



HAL
open science

EVOLUTION DU DOMAINE NORD-PYRENEEN AU CRETACE. AMINCISSEMENT CRUSTAL EXTREME ET THERMICITE ELEVEE: UN ANALOGUE POUR LES MARGES PASSIVES

Camille Clerc

► **To cite this version:**

Camille Clerc. EVOLUTION DU DOMAINE NORD-PYRENEEN AU CRETACE. AMINCISSEMENT CRUSTAL EXTREME ET THERMICITE ELEVEE: UN ANALOGUE POUR LES MARGES PASSIVES. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2012. Français. NNT: . tel-00787952

HAL Id: tel-00787952

<https://theses.hal.science/tel-00787952>

Submitted on 13 Feb 2013

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.

**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité: Sciences de la Terre et de l'Univers

ED 398 – Géosciences et Ressources Naturelles

**EVOLUTION DU DOMAINE NORD-PYRENEEN AU CRETACE.
AMINCISSEMENT CRUSTAL EXTREME ET THERMICITE ELEVEE: UN
ANALOGUE POUR LES MARGES PASSIVES**

Présentée par

Camille CLERC

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Soutenue le 20 décembre 2012

Devant le jury composé de

Yves LAGABRIELLE (DR CNRS - Géosciences Montpellier)	Directeur de thèse
Christian CHOPIN (DR CNRS) - ENS Paris	Directeur de thèse
Jean-Claude RINGENBACH (Dr TOTAL – Pau)	Co-directeur de thèse
Mathilde CANNAT (DR CNRS - IPGP Paris)	Rapporteur
Laurent JOLIVET (Pr ISTO - Université d'Orléans)	Rapporteur
Gianreto MANATSCHAL (Pr EOOST - Université de Strasbourg)	Examineur
Olivier LACOMBE (Pr CNRS - ISTEP Paris)	Examineur
Philippe CRUMEYROLLE (Dr TOTAL – Pau)	Invité

Evolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives

Résumé :

Les marges passives distales actuelles, en raison de leur grande profondeur et de leur enfouissement sous d'épaisses formations sédimentaires sont encore mal connues. L'étude d'analogues exhumés dans des orogènes permet d'en extrapoler les caractéristiques. Cette thèse présente une analyse structurale et thermique des marges passives crétacées inversées dans la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP). L'application du paléothermomètre RSCM (spectrométrie Raman de la matière carbonée) sur plus de cent échantillons répartis à travers la ZNP permet de préciser l'évolution thermique de la déchirure continentale. Un métamorphisme de haute température (450 à >600°C) se développe particulièrement au droit de zones où la croûte continentale est extrêmement amincie voire éliminée. Les sédiments pré- et syn-rift sont marqués par une intense déformation ductile. L'analyse à l'EBSM des fabriques minérales indique une déformation de Haute-température contemporaine du métamorphisme HT-BP. Les conditions de mise en place crustale des péridotites et leur exhumation localisée sont examinées dans les localités d'Urdach, Sarailé-Tos de la Coustette, Moncaup, Lherz, Caussou-Bestiach et Salvezines. Les résultats indiquent un boudinage de la croûte continentale au cours du processus de rifting. Des décollements de couverture, principalement localisés dans les évaporites triasiques conduisent à la superposition directe des sédiments pré-rift sur le manteau exhumé. La notion nouvelle de soutirage crustal est introduite pour désigner ce processus dans lequel l'écoulement gravitaire ne joue pas un rôle principal. La caractérisation sédimentologique, pétrographique et isotopique (O et C) des différentes formations de brèches et ophicalcites observées à proximité des corps de péridotites permet de reconstituer les étapes de l'exhumation du manteau en pied de marge. Enfin de nouvelles datations permettent de mieux contraindre le calendrier des événements successifs et le rôle des divers paramètres dans le métamorphisme.

Mots clefs: Pyrénées ; Péridotite ; métamorphisme HT/BP ; Zone nord pyrénéenne ; exhumation du manteau ; Transition Océan-Continent (TOC) ; Marge passive ; Rifting.

Structural evolution of the North Pyrenean realm during mid-Cretaceous rifting event. Extreme crustal thinning and high thermicity : an analog for passive margins

Abstract:

Based on fieldwork and modern analytical technics, this work presents an overview of the Mid-Cretaceous hyper-extended rift system exposed in the northern part of the Pyrenean mountain range. Its inversion during the Pyrenean orogeny allows for precious observations of the deep-seated processes occurring at the foot of distal margins. Some peculiar aspects characterizing the pre-Alpine hyper-extended domain are examined throughout the 400km long suture that is fossilized in the North Pyrenean Zone (NPZ). The High Temperature/Low Pressure (HT/LP) thermal imprint of the extensional event is studied thanks to a dataset of more than hundred peak temperature measurement by Raman spectroscopy of the carbonaceous material (RSCM). The pre- and syn-rift metasediments are characterized by an intense ductile deformation. Field and EBSD investigations of the mechanisms of deformation reveal ductile and syn-metamorphic processes. The emplacement conditions of the peridotite into crustal levels and localized exhumation is examined in the key-localities of Urdach, Sarailé-Tos de la Coustette, Moncaup, Lherz, Caussou-Bestiac and Salvezines, The results indicate an early boudinage of the crust during the rifting process, resulting in the direct superposition of pre-rift sediments on top of mantle peridotites. Field, textural and isotopic characterization of the various ophicalcite and breccias found in the vicinity of the peridotite outcrops allow to decipher their exhumation history. New Ar-Ar geochronological results allow to precise the temporal evolution of the NPZ.

Keywords: Pyrenees ; HT/LP metamorphism ; North Pyrenean zone ; Mantle exhumation ; Océan Continent transition (OCT) ; Passive margin ; Rifting.

Thèse préparée et rédigée dans les laboratoires :

Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure

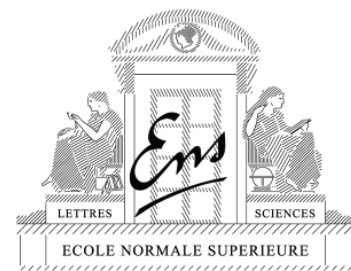
UMR 8538

École Normale Supérieure

24 rue Lhomond

75231 Paris Cedex 5

France



et

Laboratoire Géosciences Montpellier

UMR 5243 - CC60

Université Montpellier 2

Place Eugène Bataillon

34095 Montpellier Cedex 5

France



Cette thèse a été financée par TOTAL et le CNRS



Et a bénéficié de financements de la part du groupe de recherche Action Marge



et de l'ANR Pyrope



Remerciements

Merci Yves. Quel exemple scientifique et humain tu donnes ! A peine quelques semaines après ton accident, tu me proposais déjà de continuer « Camille, pour moi ça va, alors si tu es d'accord on continue ! » « Pardon ?!!!! Euh... oui, d'accord... ». Le monde à l'envers: je rentrai toujours de chez toi gonflé à bloc ! Merci pour tes enseignements, le temps que tu m'as accordé alors que tu avais vraiment autre chose à faire ! Merci aussi à ta femme pour ses accueils chaleureux lors de nos sessions de travail.

Christian, merci de m'avoir ouvert les portes de l'ENS. J'ai beaucoup apprécié ta gentillesse, ta disponibilité. Malgré ton agenda débordant pour les 5 prochains millions d'années, je savais toujours qu'au moindre pépin tu serais là.

Jean-Claude, tu me l'as assez reproché, on ne s'est pas assez vu. Pourtant ce fut toujours avec plaisir, voyons la suite...

Alain Vauchez, tu étais toujours là, bien droit dans tes vans, pour un conseil, un coup de main, et cela dans tellement de domaines : terrain, EBSD, tectonique, microscopie, présentations et posters... Merci.

Philippe Boulvais, merci de m'avoir permis de monter ce projet avec toi et de m'avoir accueilli dans ton laboratoire. Quand tu veux pour la prochaine soirée kazakhe !

Pierre Labaume avec qui les cartes et les photos aériennes parlent et s'animent. J'espère que j'aurai encore l'occasion d'apprendre de ta magie.

Michel de Saint Blanquat, tu m'as fait partager ta connaissance de la région, merci pour tes remarques et conseils amicaux.

Abdeltif Lahfid, merci pour tes enseignements sur la paléothermométrie Raman, toujours dans la bonne humeur ! Ces heures d'apprentissage et deux semaines de terrains à tes côtés resteront des grands moments de la thèse.

Patrick Monié tu m'as accompagné sur le terrain et a accepté de travailler avec nous sur la datation du magmatisme et du métamorphisme. Merci.

Gianreto Manatschal, à chacune de nos rencontres, ton accueil et ta vigilance me rassuraient et m'encourageaient. Pourvu que ça dure !

Romain Bousquet avec qui le terrain se dévore à pleines dents, encore longtemps après la tombée du jour.

Je remercie Pierre Choukroune qui nous a gentiment accompagné dans le bassin de Boucheville.

Jean-Yves Reynaud, merci pour tes éclairages sédimentaire et ta bonne humeur.

Adélie Delacourt avec qui nous avons commencé cette étude des serpentines Pyrénéennes. Le projet continue !

Jean-Marie Dautria, la référence pétro, toujours la blagounette et un rire du tonnerre pour nous rappeler qu'après tout *c'est pas sorcier* !

Mathilde Cannat pour les discussions et l'accueil chaleureux au workshop Rift-2-Ridge.

Laurent Jolivet qui à accepté de rapporter ce manuscrit.

Olivier Lacombe qui a présidé ce jury de thèse.

Bernard Azambre, vous m'avez gentiment fait profiter de votre grande connaissance du magmatisme et du métamorphisme Pyrénéen. Je vous remercie pour cette ouverture et ce bel effort de partage.

Christophe Nevado et Doriane Delmas pour avoir effectué des lames minces de grande qualité sur des cailloux souvent pourris comme on en trouve dans les fossés de la ZNP.

Merci à Andréa Tommasi et Fabrice Barou pour l'aide à l'EBSA.

Renaud Caby pour les discussions sur les ophicalcites et les conseils avisés.

Marie-Pierre et Momo du bar de l'étang de Lherz. Merci de m'avoir pris en stop tous les matins quand je n'avais pas encore le permis. Avec vous j'ai appris à connaître un petit peu la région et sa population (comme cet iroquois à crête verte qui partait chasser à l'arc en moto).

Jean-Marie Flamant, qui dans un moment critique de la thèse, m'a accompagné sur le terrain, jusqu'en dans l'auberge la plus crade des Pyrénées. Merci d'avoir cherché avec moi à déchiffrer les numéros cachés par la crasse sur la machine à carte bleue tendue par la tenancière bourrée.

Thierry Juteau, pour avoir partagé ses connaissances du magmatisme Basco-Cantabrique.

Emmanuel Masini, pour ton enthousiasme et tes conseils, continuons ce que nous avons commencé.

Merci Louis, Elodie, Lucie et Victor de m'avoir hébergé si souvent lors des passages à Paris.

François, Emily, Ben pour votre présence et les corrections en Anglais.

Mes parents, Solange pour ta gentillesse, ton soutien sans faille et tes conseils, ta maison chaleureuse... Papa, merci pour tes enseignements, ta bienveillance.

Pascale Conan, nous te devons une fière chandelle pour ton soutien énergique à travers les épreuves de l'année 2012. Merci.

Flo Meresse et Math Mondoux, mes potes de chat-perché. Flo mon grand frère de thèse, toujours là pour écouter, donner des conseils et répondre aux questions du petit, le rassurer en pleine nuit et lui préparer un poulet-ratatouille, merci aussi à Aline pour l'opération de sauvetage aux huîtres.

Les docs des labos, Thibault qui m'a supporté dans le bureau, Robineto, Shantanu, Stephanie, Gianlu... Alexandra Robert, Eugénie et les autres potes de Paris, grâce à vous c'est toujours avec plaisir que je venait passer du temps dans la capitale.

Guilhem, Théo, merci les gars pour les bols d'air et votre soutien sans faille en fin de parcours, bon courage pour la fin de votre thèse.

Giulia, pour toi qui a dû supporter aigreurs, énervements, angoisses... heureusement que tu étais là pour me recentrer vers la thèse. Je te revaudrai ça dans 3 ans.

SOMMAIRE

Partie I - Introduction	19
I.1. Rifting et marges passives.....	20
<i>I.1.1. Evolution des modèles de marges.....</i>	<i>20</i>
<i>I.1.2. L'extension en contexte décrochant : Exemples et analogues.....</i>	<i>24</i>
I.2. Contexte Géologique : Les Pyrénées	27
<i>I.2.1. Cadre structural</i>	<i>27</i>
<i>I.2.2. L'héritage pré-rift.....</i>	<i>32</i>
<i>I.2.3. Evolution mésozoïque et rifting du domaine Pyrénéen</i>	<i>35</i>
Partie II	43
II.1. Les problèmes scientifiques	43
<i>II.1.1. Présentation des chantiers.....</i>	<i>44</i>
<i>II.1.2. Présentations des méthodes analytiques.....</i>	<i>51</i>
II.3. La thermicité du rift crétaé dans les Pyrénées	53
<i>II.3.1. Zonation thermique à l'échelle du domaine Pyrénéen.....</i>	<i>56</i>
<i>II.3.2. Zonation thermique à l'échelle des bassins.....</i>	<i>57</i>
<i>II.3.3. Zonation thermique à l'échelle de la pile sédimentaire.....</i>	<i>59</i>
<i>II.3.4. Marbres granulitiques et sables à saphirines</i>	<i>61</i>
<i>II.3.5. Le rôle des fluides dans la propagation du métamorphisme</i>	<i>64</i>
<i>II.3.6. Le rôle des magmas dans la propagation du métamorphisme</i>	<i>68</i>
<i>II.3.7. Du pic de température au gradient géothermique.....</i>	<i>71</i>
<i>II.3.8. Anomalie thermique et serpentisation des péridotites mantelliques.....</i>	<i>74</i>
II.4. Le devenir de la croûte continentale.....	77
<i>II.4.1. Le comportement de la couverture mésozoïque pendant l'amincissement crustal.....</i>	<i>77</i>
<i>II.4.2. La réponse du socle paléozoïque à l'extension</i>	<i>96</i>
<i>II.4.3. Tentative de restauration du rift crétaé dans la partie orientale de la ZNP</i>	<i>102</i>
II.5. L'enregistrement sédimentaire de la déchirure continentale	108
<i>II.5.1. Les Bassins flysch albiens.....</i>	<i>108</i>
<i>II.5.2. La problématique des brèches de la ZNP</i>	<i>109</i>
II.6. Le contexte cinématique	129
<i>II.6.1. Etat de l'art.....</i>	<i>129</i>
<i>II.6.2. Les contraintes apportées par le travail de terrain</i>	<i>130</i>
II.8. Conclusions	136

II.7. Systèmes analogues et perspectives	139
Références	144
Partie III - Publications	162
Article 1 : <i>Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees</i>	162
Article 2 : <i>Ophicalcites from the Northern Pyrenean Belt: a field, petrographic and stable isotope study</i>	194
Article 3 : <i>Pre-orogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees - France)</i>	230

Avant-Propos

Une grande part des apports de ce travail de doctorat a fait et fera l'objet de publications scientifiques. Ces publications publiées, ou acceptées pour publication sont présentées dans la Partie III de ce mémoire, il s'agit de :

- Clerc C., Lagabrielle Y., Neumaier M., Reynaud J.-Y. et 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 18 (5).
- Clerc C., Boulvais P., Lagabrielle Y. et Saint Blanquat M., accepté avec révisions mineures. *Ophicalcites from the Northern Pyrenean Belt: a field, petrographic and stable isotope study*. International Journal of Earth Sciences.
- Vauchez A., Clerc C., Bestani L., Lagabrielle Y., Chauvet A., Lahfid A., Mainprice D., accepté avec révisions majeures *Pre-orogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees - France)*. Tectonics.

Afin de guider le lecteur parmi ces articles, la partie II a été rédigée comme une synthèse des résultats présentés en détail dans chaque publication. C'est l'occasion de discuter les implications de ce travail sur la compréhension de l'orogénèse pyrénéenne d'une part et sur les grandes questions relatives à l'amincissement des marges d'autre part.

La partie I est une introduction rapide permettant de situer ce travail dans un cadre très général englobant la problématique de l'évolution des marges passives et l'évolution des Pyrénées.

PARTIE I - INTRODUCTION

La notion de déchirure continentale fut introduite dans les années 60 avec la théorie de la tectonique des plaques. Elle se réfère au phénomène de séparation d'un bloc continental en plusieurs fragments divergents, dont l'aboutissement est l'ouverture d'un domaine océanique. Une dorsale océanique succède alors au rift ayant accompagné cette déchirure, et les fossiles de son activité restent abandonnés dans les marges passives, en bordure de l'océan naissant.

Parce qu'elles sont situées dans des zones de transit entre continent et bassin pendant les premiers stades du rifting ou entre continent et océan par la suite, les marges passives piègent de grands volumes de sédiments qui peuvent présenter un potentiel économique. Ces ressources présentent également d'importants intérêts stratégiques dans la mesure où elles peuvent se situer dans la Zone Economique Exclusive (ZEE) qui s'étend jusqu'à 200 miles nautiques (~370 km) de la ligne de côte d'un état. L'exploitation de ces ressources nécessite de comprendre les mécanismes à l'origine de la formation de ces pièges à sédiments, afin d'en connaître la géométrie. L'histoire métamorphique et notamment thermique de ces formations revêt une importance de premier ordre pour la prospection en hydrocarbures.

Les marges passives actuelles sont déjà largement étudiées et prospectées, grâce à des technologies géophysiques et de forage de plus en plus évoluées. Cependant, les profondeurs abyssales et les puissants dépôts post-rift recouvrant ces formations peuvent rendre cette tâche difficile voire impossible. L'étude d'analogues fossiles, émergés à la faveur de mouvements tectoniques est une alternative efficace qui à déjà apporté bon nombre de résultats satisfaisants. L'observation de rifts continentaux actuels (rift Est-Africain, golfe de Californie) permet également d'en comprendre les stades les plus précoces.

I.1. RIFTING ET MARGES PASSIVES

I.1.1. Evolution des modèles de marges

Les premières études de marges passives inversées dans les domaines orogéniques mettaient en évidence des structures extensives contrôlées par des failles à fort pendage (Bernoulli et al., 1979; Trümpy, 1984; Lemoine et al., 1986). Ces observations furent confirmées par les données sismiques indiquant une structuration des marges passives actuelles dominée par des blocs basculés (de Charpal et al., 1978; Montadert et al., 1979; Boillot, 1984). Ces premières observations ont conduit au développement des premiers modèles de marge faisant appel à un mécanisme en cisaillement pur à l'échelle lithosphérique avec un comportement cassant de la croûte supérieure donnant une géométrie en blocs basculés jusqu'en pied de marge (McKenzie, 1978; Le Pichon and Sibuet, 1981). Ces modèles caractérisés par une distribution homogène de la déformation dans l'ensemble de la lithosphère impliquent une évolution relativement symétrique de part et d'autre du domaine ouvert (Figure 1A).

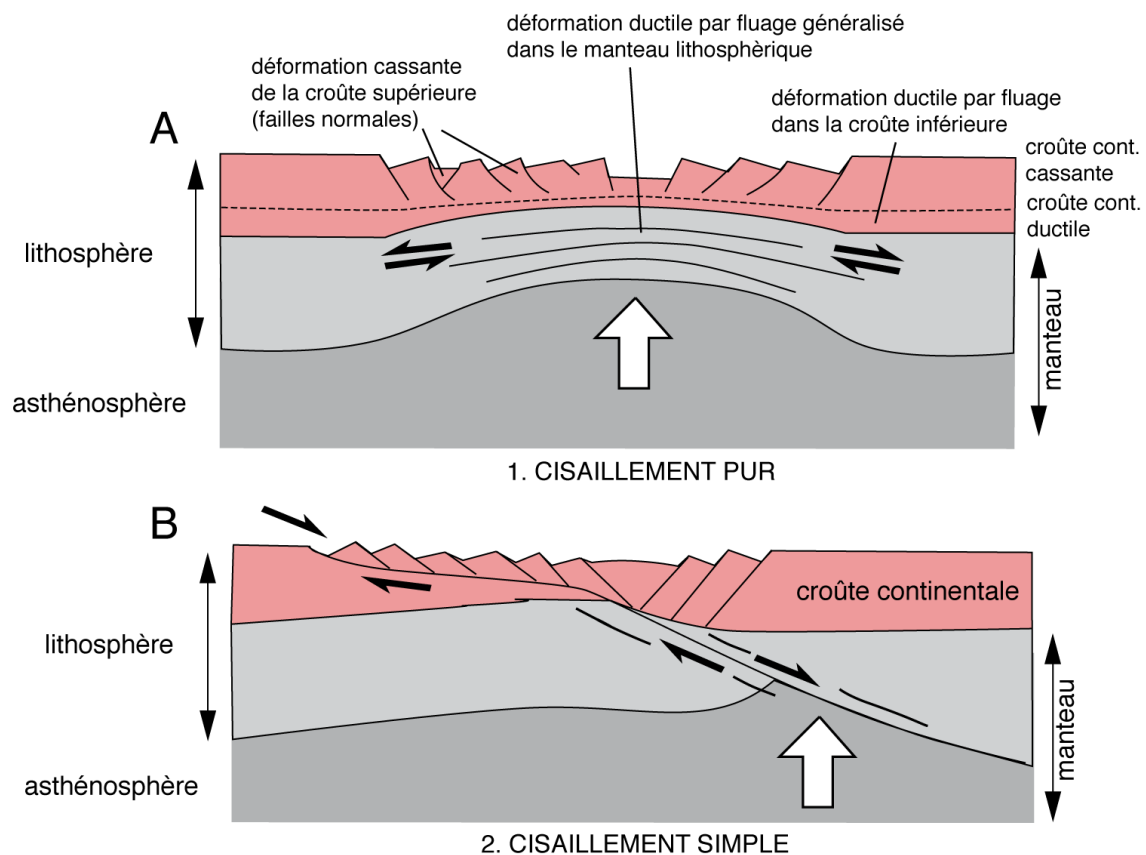


Figure 1: A: Modèle de rift en cisaillement pur ; B: modèle de rift en cisaillement simple (Pomerol et al., 2011, modifié d'après McKenzie, 1978 et Wernicke, 1985)

Cependant, la découverte de roches mantelliques exhumées au pied de certaines marges passives actuelle (Boillot et al., 1980, 1987) et fossiles (Decandia and Elter, 1969; Lemoine et al., 1987; Manatschal and Nievergelt, 1997) impliquait des processus d'extension trop importants pour être accommodés uniquement par basculement de blocs crustaux. Des péridotites furent draguées pour la première fois en 1978 sur la Montagne 5100 dans la partie la plus profonde de la marge de Galice (Boillot et al. 1980, Hespérides cruise). Elles furent ensuite forées sur cette même marge lors du Leg ODP 103 (Boillot et al., 1987 ; Figure 2).

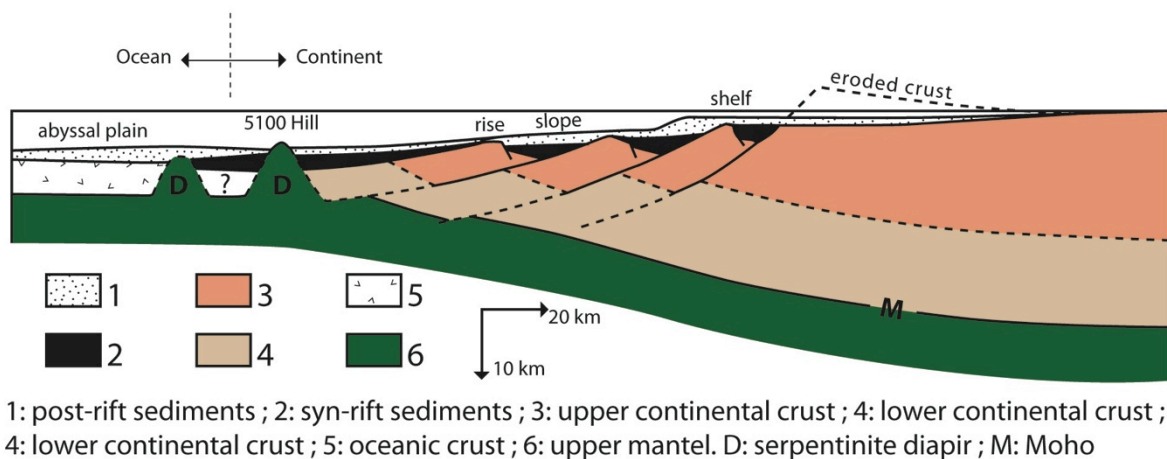


Figure 2: Premier modèle d'exhumation du manteau au pied d'une marge passive. Les affleurements de péridotites étaient alors interprétés comme des têtes de diapirs serpentineux. Redessiné d'après Boillot et al. (1980).

C'est suite à l'étude des *metamorphic core complexes* dans la région des *Basin and Range* (Wernicke, 1981) qu'a été développé une seconde génération de modèles intégrant la présence de détachements translithosphériques (Wernicke, 1985; Lister et al., 1986). Ces grandes failles normales à faible pendage, impliquent un mécanisme de cisaillement simple à l'échelle de la lithosphère et se traduisent par une évolution asymétrique des deux marges conjuguées (Figure 3B). Contrairement aux failles normales contrôlant la formation des blocs basculés, les failles de détachement peuvent accommoder des rejets horizontaux de plusieurs dizaines de kilomètres. Ce type de modèle est satisfaisant pour la prévision de la structure des marges distales, et permet d'intégrer l'exhumation de roches mantelliques au mur du détachement (Lemoine et al., 1987; Krawczyk et al., 1996; Manatschal et al., 2001; Whitmarsh et al., 2001). Cependant, les forages effectués lors des Leg ODP 103, 147, 173 et 210 sur la marge Ibérique (Whitmarsh et al., 1996)

ont révélé que les détachements avaient fonctionné à des températures relativement froides, sans formation de mylonites ($<300^{\circ}\text{C}$). Des observations identiques sont obtenues dans les marges fossiles alpines (Manatschal, 2004), indiquant que le domaine est déjà aminci préalablement à l'activation des détachements. Par ailleurs, l'intégration des variations des paramètres rhéologiques de la croûte avec la profondeur conduit à diviser la croûte en 2, 3 voire 4 horizons aux propriétés différentes, dépendant de l'histoire orogénique, magmatique et thermique de la lithosphère en voie d'amincissement. Un exemple de profil rhéologique est proposé en Figure 3 d'après l'étude des paléo-marges téthysiennes des Alpes suisses. La croûte supérieure quartzofeldspathique a un comportement fragile jusqu'à la limite de plasticité du quartz située à environ 15 km de profondeur, au-delà, la croûte moyenne présente un comportement ductile. La croûte inférieure, en raison de sa composition plus basique présente de nouveau un comportement fragile. L'étirement homogène et diffus au sein de la croûte moyenne ductile empêche toute exhumation de matériel sous-jacent. Son tronçonnement est assuré par des accidents conjugués responsables de la juxtaposition latérale d'unités crustales initialement superposées (Figure 3, Mohn, 2010), ce processus de boudinage avait d'ailleurs été entrevu et mis en avant par Brun and Beslier (1996) suite à l'analyse de modèles analogues intégrant des contrastes rhéologiques intralithosphériques. Les modèles très récents mettent l'accent sur une zone d'étranglement (necking zone) dans laquelle la croûte continentale à peine affectée par la tectonique en blocs basculés est brutalement réduite à une croûte très amincie. Cette remontée brutale du moho est visible en imagerie sismique (Olafsson et al., 1992; Whitmarsh et al., 1996; Dean et al., 2000; Thinon et al., 2002, 2003). Ces considérations ont débouché sur l'élaboration de modèles composites et polyphasés, permettant de représenter à la fois les processus contrôlant la formation des parties proximales et distales des marges (e.g. Whitmarsh et al., 2001; Manatschal, 2004; Lavier et Manatschal, 2006; Manatschal et al., 2007; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2008 et références associées).

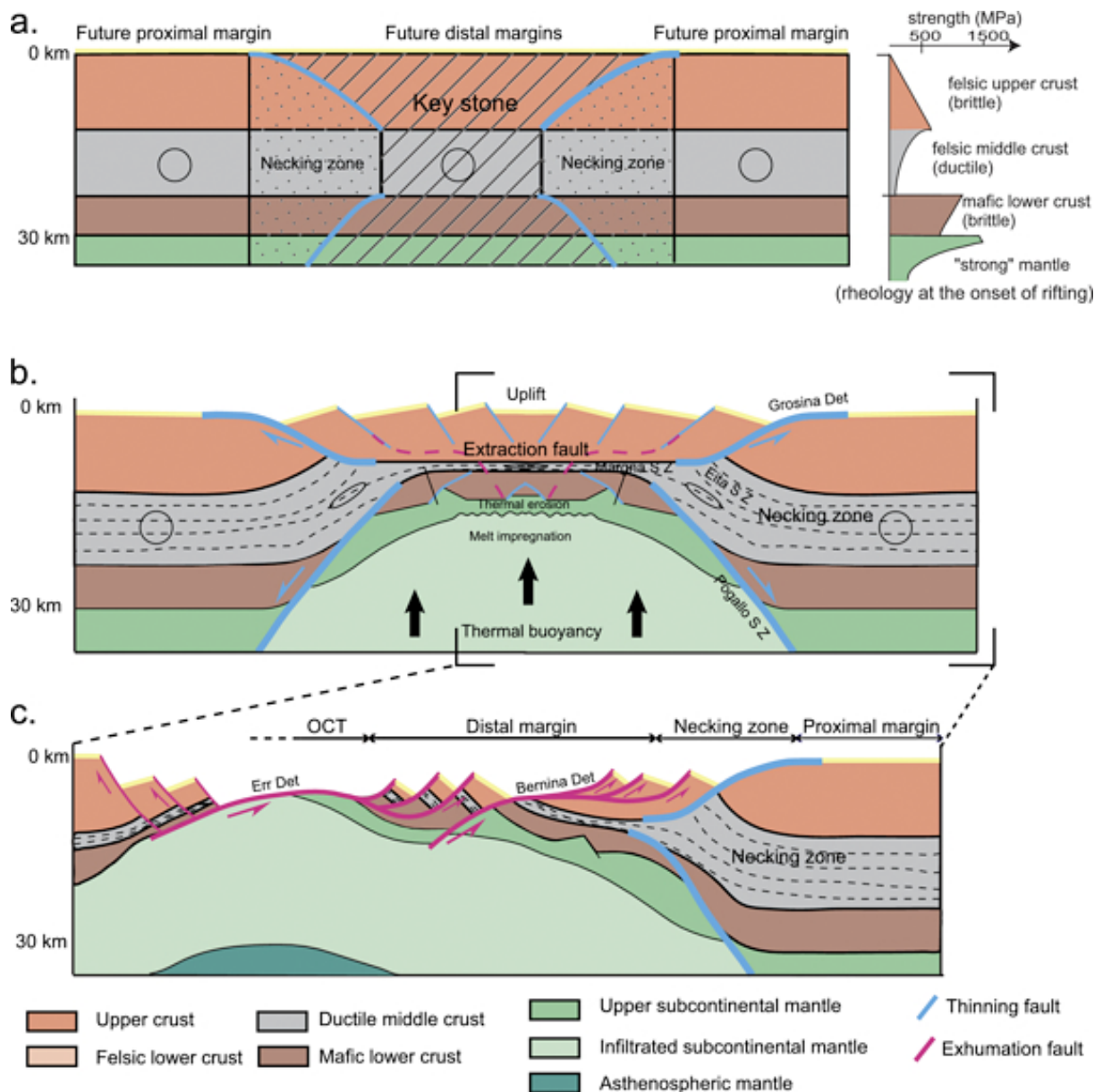


Figure 3: Modèle de rupture continentale polyphasée pour une lithosphère à 5 couches (manteau, manteau résistant, croûtes inférieure, moyenne et supérieure (Mohn et al., 2011, 2012).

Les connaissances actuelles permettent de distinguer quatre principaux domaines constitutifs des marges passives faiblement volcaniques : la marge proximale, la zone d'étranglement, la marge distale, et la Transition Océan Continent (TOC). Cette dernière se caractérise par une faible abondance de matériel magmatique, l'absence de complexe filonien et la présence de manteau sous-continentale exhumé au mur de détachements scellés par des brèches tectono-sédimentaires et des sédiments post-rifts (Figure 4) (Manatschal & Bernoulli 1999; Manatschal 2004; Manatschal et al. 2006; Manatschal &

Müntener 2009). Ces zones à manteau exhumé peuvent s'étendre sur des largeurs de quelques kilomètres à 150 km (G. Boillot et al. 1987; Contrucci et al. 2004).

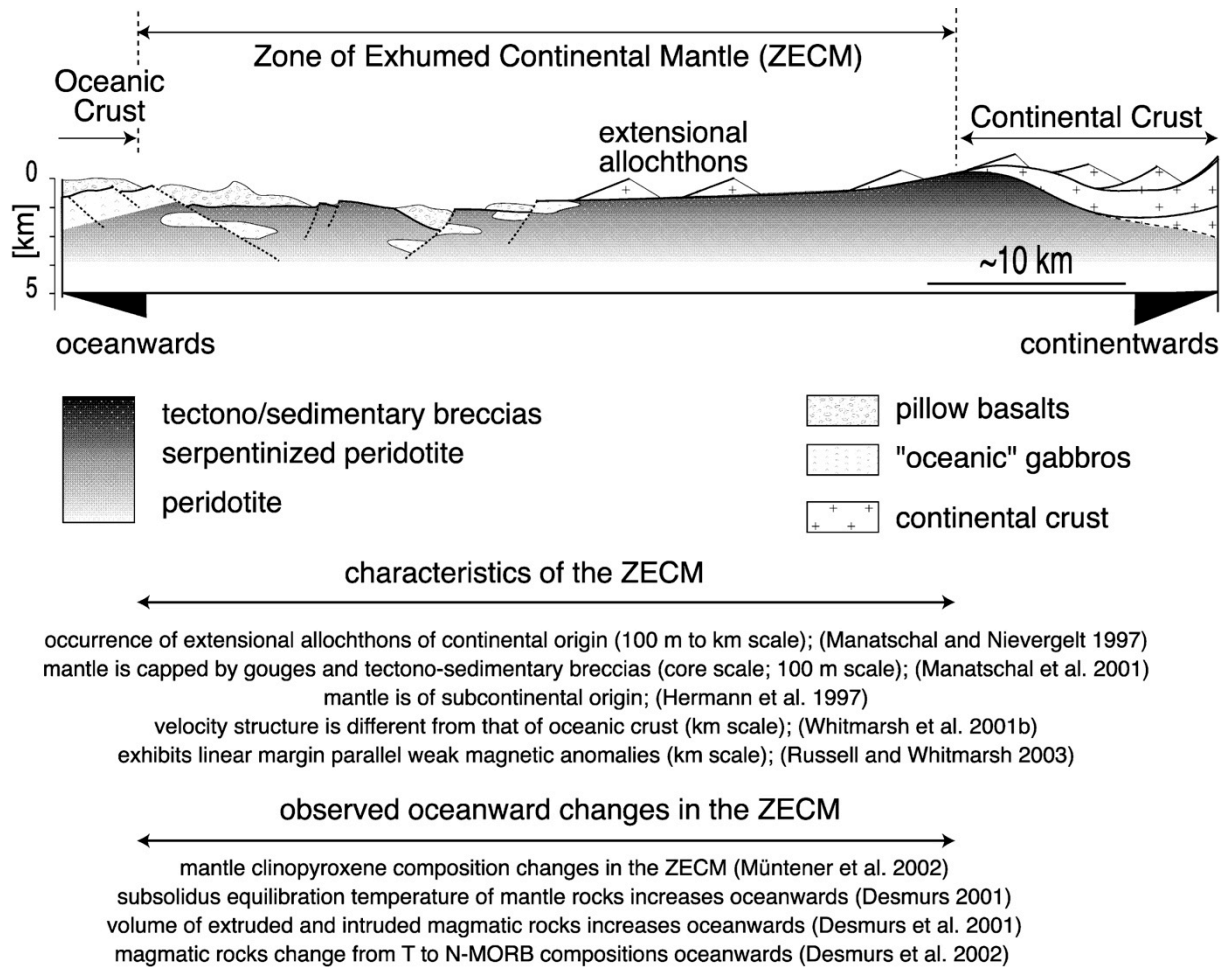


Figure 4: Architecture et caractéristiques de la zone à manteau sous-contiental exhumé reconstituée d'après observations dans les Alpes suisses (Manatschal 2004).

Enfin le chantier Pyrénéen, en raison de la présence des péridotites dans un environnement de paléo-marge constitue une cible privilégiée pour accéder à la partie profonde et le plus souvent inaccessible des marges passives distales.

1.1.2. L'extension en contexte décrochant : Exemples et analogues

Différents types d'analogues sont envisageables pour essayer de comprendre l'extension crétacée dans le domaine Pyrénéen. Les 2 exemples ci-dessous sont présentés en raison de la composante décrochante qui les caractérise, largement dominante pour le golfe

de Californie, et secondaire pour le golfe d'Aden. On pourrait en ajouter de nombreux autres : bassin de Woodlark, rift de Cayman, faille du Jourdain... etc. Le propos n'est pas ici de détailler ces cas qui par de nombreuses particularités s'écartent de l'exemple étudié. De plus, les importantes incertitudes sur la cinématique Europe-Ibérie (voir partie II.6) empêchent de comparer précisément les géométries des différentes ouvertures.

1.1.2.1. Le golfe de Californie

L'extension dans le golfe de Californie s'est initiée aux environs de 12 Ma, à l'arrière de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Nord Américaine (Gastil et al., 1979; Sawlan, 1991). Dans le même temps, un décrochement dextre est accommodé plus à l'Est, de l'autre côté de la péninsule de Baja California en cours d'individualisation. L'ouverture du golfe de Californie actuel résulte du déplacement brutal de la limite de plaque qui accommodait initialement le décrochement dextre vers l'Est, au cœur du domaine en extension (Lonsdale, 1989; Oskin et al., 2001). Le domaine se caractérise aujourd'hui par de grandes failles transformantes légèrement obliques à l'axe du bassin et reliées entre elles par de nombreux relais extensifs de type pull-apart, dont seul les plus au Sud ont atteint des taux d'extension suffisant pour initier l'accrétion océanique (Figure 5a). La région de l'Imperial Valley (Salton Sea) a souvent été utilisée comme analogue au Rift Pyrénéen (Choukroune and Mattauer, 1978; Nicolas, 1985; Golberg, 1987; Kornprobst, 2001). L'ouverture du bassin s'y est accompagnée de puissants dépôts détritiques plio-quadernaires (6000 à 7000 m), reposant directement sur un substratum de densité élevée, interprété comme un complexe basique intrusif (Fuis et al., 1984) ou comme du manteau sous-continentale serpentinisé (Nicolas, 1985). Les gradients thermiques relevés dans le bassin peuvent atteindre des valeurs largement supérieures à 100°C/km, et semblent fortement influencés par des intrusions magmatiques rhyolitiques et des circulations de saumures (Muffler and White, 1969; Elders et al., 1972; Younker et al., 1982; Schmitt and Hulen, 2008). L'analogie du domaine Pyrénéen avec le Golfe de Californie, bien que très souvent évoquée, semble être limitée du fait des récentes contraintes cinématiques indiquant une dérive précoce de l'Ibérie, antérieure à la phase d'extension (cf. partie 2.6). Par ailleurs, les arguments en faveur de la création de bassin pull-apart dans les Pyrénées font encore défaut.

1.1.2.1. Le golfe d'Aden

L'extension du Golfe d'Aden a débuté il y a 35 Ma entre la plaque Afrique et la plaque Arabe (Roger et al., 1989; Bott et al., 1992). L'ouverture s'effectue en ciseau, de l'Est vers l'ouest en réponse à une rotation dont le pôle se situe à l'ouest du domaine (Fournier et al., 2001). L'initiation de l'accrétion océanique est datée à 17,6 Ma (Leroy et al., 2004). L'orientation du golfe est oblique d'environ 50° par rapport à la direction d'extension (Figure 5b). Cette obliquité résulterait de la rupture du continent initial sous la forte influence du point chaud des Afar (Courtilot, 1980; Bellahsen et al., 2003). L'obliquité se traduit par la formation de plusieurs familles de grandes failles d'orientation variablement perpendiculaires ou parallèles à l'axe du golfe, de directions principales N070E, E-W et N110E, et dont la disposition en échelon contrôle le développement de bassins syn-rift (Bellahsen et al., 2006). L'effet de l'obliquité sur la structuration de la marge semble diminuer vers le domaine distal.

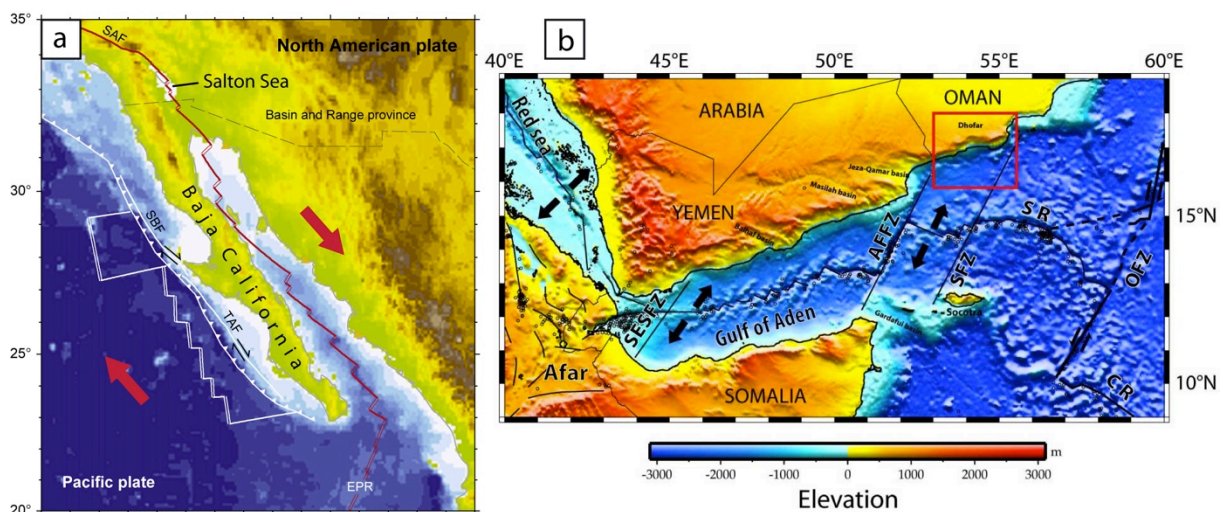


Figure 5: a) Carte du golfe de Californie avec représentation des limites de plaques. SAF : faille de San Andreas; EPR : dorsale Est pacifique ; SBF : faille de San Benito ; TAF : faille de Tosco Abrejos modifié d'après Palasse et al. (2012). b) Carte bathymétrique du Golfe d'Aden avec représentation de la sismicité et des principales failles transformantes. AFFZ : Alula-Fartak fracture zone ; SFZ : Socotra fracture zone ; OFZ : Owen fault zone ; SESFZ : Shukra El Sheik fracture zone SR : Sheba ridge (Autin et al., 2010).

I.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE : LES PYRENEES

I.2.1. Cadre structural

La chaîne pyrénéenne s.s., d'orientation générale ESE WNW s'étend sur 400km de long, de l'océan Atlantique à la mer Méditerranée, et sur 150 km de large. En réalité, le système orogénique pyrénéen s'étend de la Provence à l'Est jusqu'aux Asturies à l'Ouest, sur plus de 1000 kilomètres. Cette chaîne montagneuse résultant de la collision des plaques ibérique et eurasiatique se caractérise par une structure en éventail à double vergence fortement asymétrique, et essentiellement déversée vers le sud (Mattauer, 1968).

Les Pyrénées actuelles résultent d'une histoire complexe qui voit se superposer les effets de plusieurs épisodes tectoniques. Les structures héritées ont certainement joué un rôle important à chaque étape de l'évolution du domaine pyrénéen.

Les Pyrénées sont classiquement divisées en cinq grands domaines structuraux (Bertrand 1940; Mattauer 1968; Choukroune & Séguret 1973; Casteras 1974; Mattauer & Henry 1974) dont les caractéristiques sont présentées ci-dessous (Figure 6).

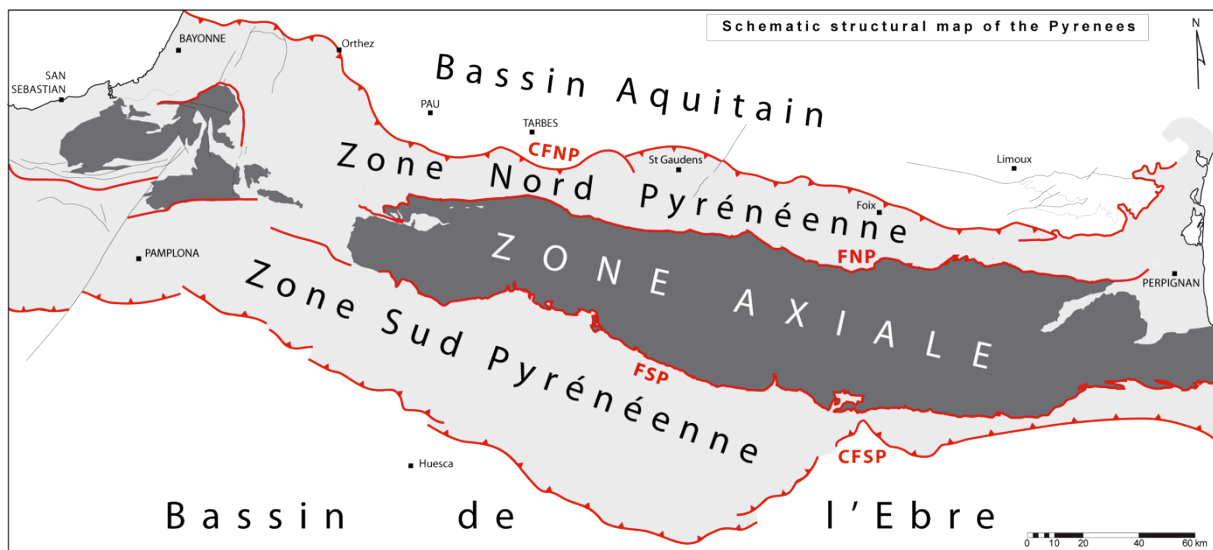


Figure 6: Schéma de la chaîne Pyrénéenne présentant les cinq principales unités structurales et les failles qui les délimitent. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; FNP : Faille Nord Pyrénéenne ; FSP : Faille Sud Pyrénéenne ; CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen.

1.2.1.1. Le bassin Aquitain

Le bassin aquitain constitue l'avant-pays septentrional de la chaîne. Il s'agit d'une zone composite développée depuis le Trias sur un substratum paléozoïque hétérogène. Du Nord au Sud, deux principaux ensembles peuvent être distingués :

- l'avant-pays qui correspond à une plateforme stable et peu subsidente dont l'évolution a été contrôlée par de grands accidents de socle tels que la flexure Celte-Aquitaine et la faille de Toulouse
- La zone plissée développée principalement à proximité du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP). Cette zone n'est affectée que par des chevauchements mineurs et des plis associés à leur fonctionnement (Baby et al., 1988; Deramond et al., 1993).

1.2.1.2. La zone-nord Pyrénéenne (ZNP)

La ZNP se développe dans l'alignement de la baie de Biscaye qu'elle prolonge vers l'est, jusqu'à la virgation des Corbières. Large d'une dizaine de kilomètres en général (localement jusqu'à 40km), elle chevauche au Nord le bassin aquitain par l'intermédiaire du CFNP. Elle est limitée au sud par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP, Figure 7), qui est considérée comme une discontinuité majeure, d'échelle crustale entre les plaques Ibérie et Eurasie (Mattauer, 1968; Choukroune and Mattauer, 1978; Choukroune and ECORS Team, 1989). Sa trace se perd néanmoins dans la partie occidentale de la chaîne. Quatre principaux ensembles lithostratigraphiques caractérisent la ZNP (Choukroune, 1976; Jammes et al., 2009 ; Figure 8A):

- Les terrains sédimentaires constitués des argiles, carbonates et évaporites du Trias et des termes essentiellement carbonatés de la série mésozoïque jusqu'à l'Aptien inférieur. Souvent métamorphiques, ces terrains dominent dans les bordures Sud de la ZNP.
- Les dépôts grésopélitiques apto-albiens, fréquemment métamorphiques.
- Les puissantes formations grésopélitiques du flysch noir Albo-cénomaniens.
- Les formations grésopélitiques du Cénomaniens supérieur à l'Eocène

Des roches paléozoïques constituent les massifs nord-pyrénéens de l'Agly, Salvezines, Bessède, Saint-Barthélemy, Arize, Trois-Seigneurs, Castillon, Milhas, Barousse, et d'autres massifs plus petits. Les massifs nord-pyrénéens correspondent à des amygdales

d'extension hectométrique à déca-kilométrique alignées selon l'axe de la chaîne. Fréquemment en contact tectonique avec leur encaissant mésozoïque, les massifs Nord Pyrénéens sont surtout abondants à l'est de la chaîne et sont extrêmement réduits à l'ouest, où ils ne correspondent plus qu'à de petites écailles tectoniquement juxtaposées aux formations détritiques.

Les massifs nord-pyrénéens se présentent sous la forme d'amygdales basculées, dont les unités les plus anciennes et de plus haut grade métamorphique apparaissent globalement au sud des massifs, en contact avec les domaines les plus métamorphiques de la ZNP (Figure 8B).



Figure 7: La Zone Axiale chevauchant le bassin de Boucheville par l'intermédiaire de la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) dans la région de Sournia. Noter l'inversion morphologique de la FNP

1.2.1.3. La Zone Axiale (ZA)

La ZA, à laquelle est parfois préférée la dénomination de « Haute Chaîne Primaire » en raison de l'asymétrie de la chaîne qui lui confère une position désaxée, est formée de matériel paléozoïque mobilisé et déformé lors des cycles hercynien, crétacé moyen et alpin. La ZA présente un plongement vers l'Ouest. Dans le Béarn, elle vient s'ennoyer sous la ZNP qui s'élargit sensiblement vers l'ouest de la chaîne. Le matériel paléozoïque de la zone axiale présente des faciès métamorphiques de degré croissant vers l'Est de la chaîne (BRGM and IGME, 1998). Le socle paléozoïque est encore souvent pourvu de son

tégument stéphano-permien jusqu'au Trias inférieur (e.g. Mirouse 1966; Gisbert 1981; Gisbert 1983; Bixel 1984; Valero 1986). Des lambeaux de Crétacé supérieur (Cénomaniens à Santonien inf.) affleurent dans la partie Nord de la ZA, où ils sont fréquemment pincés dans la FNP et ses satellites (Souquet et al., 1977).

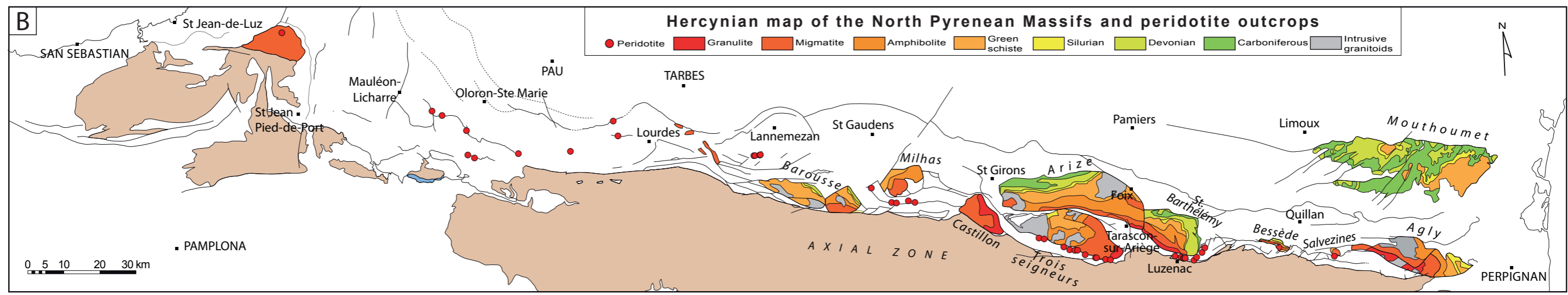
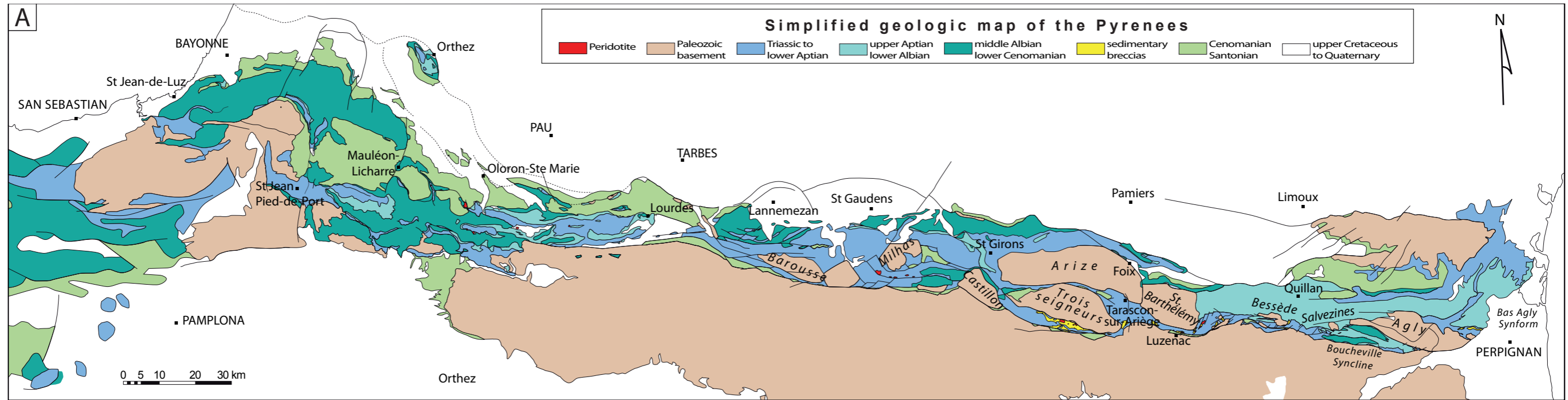
1.2.1.4. La zone Sud Pyrénéenne (ZSP)

La ZSP, limitée au Nord par la Faille Sud Pyrénéenne (FSP), est transportée vers le Sud et chevauche vers le Sud l'avant Pays du bassin de l'Ebre par l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP) (Séguret, 1970; Vergés and Muñoz, 1990). La ZSP correspond à une partie du bassin d'avant-chaine Sud-Pyrénéen accrétée au prisme orogénique. Elle est principalement constituée de terrains d'âge crétacé supérieur et éocène, localement recouverts par des molasses de l'Oligo-Miocène, décollées au niveau du Trias.

1.2.1.5. Le bassin de l'Ebre

Le bassin de l'Ebre est constitué de puissantes formations sédimentaires (environ 5000 m) d'âge essentiellement tertiaire. L'épaisseur de ces formations diminue vers le sud pour marquer la flexure de la plaque ibérique. Le bassin de l'Ebre est également affecté par le développement des orogènes Ibérique et Catalan dont ils constituent aussi le bassin d'avant-pays.

Figure 8 (page suivante): A. Synthèse géologique simplifiée de la Zone Nord Pyrénéenne, compilée dans le cadre de ce doctorat. B. Cartographie des terrains hercyniens des massifs Nord Pyrénéens et localisation des affleurements de péridotites, d'après Choukroune et Séguret, 1973 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Debroas, 2003 ; Jammes et al. 2009 et d'après les cartes géologiques au 1/50000 du BRGM et la synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (BRGM and IGME, 1998).



I.2.2. L'héritage pré-rift

Il convient dans cette partie de dégager les grandes étapes de la structuration anté-crétacée du domaine Pyrénéen. Ces étapes sont, dans l'ordre, l'orogénèse hercynienne, l'extension tardi hercynienne et l'extension triasique.

I.2.2.1. L'orogénèse hercynienne

Le cycle hercynien, ou cycle varisque intervient suite à la collision des plaques Laurussia et Gondwana (Figure 9). Cette collision résulte de la fermeture par subduction des océans Rhéic et Galice-Massif Central. Les micro-continentes Avalonia et Ibéria-Armorica se retrouvent alors pincés dans la zone de suture. Le domaine pyrénéen a été impliqué dans l'orogénèse hercynienne dont il constituait une des zones externes (Matte, 1986 ; **Figure 10**). Le début du cycle hercynien, marqué par la formation de bassins flexuraux remplis de matériel silicoclastique (flysch dévono-carbonifère, **Figure 10**), est daté du Viséen terminal dans la partie est de la chaîne (Bessière and Schulze, 1984; Bessière, 1987) et du Namurien-Westphalien dans les Pyrénées centrales et occidentales (Mirouse et al., 1983; Delvolvé, 1987; Delvolvé et al., 1993, 1998).

La déformation hercynienne peut se résumer à ces principaux traits structuraux (Autran, 1996):

- Des nappes et des plis couchés précoces associés à une foliation pénétrative dans le Paléozoïque inférieur. Le sens de déversement général des structures est vers le Sud, localement vers le Sud-Ouest dans les Pyrénées orientales (Mattauer et al., 1967).
- Coexistence de deux types de mégastructures en dôme : i) celles caractérisées par une foliation précoce subparallèle à la stratification (dômes à cœur d'orthogneiss de l'Aston, Hospitalet, du Canigou et des Albères ; ii) celles marquées par une foliation majeure en éventail où la stratification définit des plis à foliation de plan axial (pseudo-dômes de Pallaresan de Rabassa et de l'Orri).
- Formation de synformes caractérisés par des plis à plans axiaux très inclinés et affectant principalement le Paléozoïque supérieur (partie nord centrale et occidentale de la Zone Axiale).

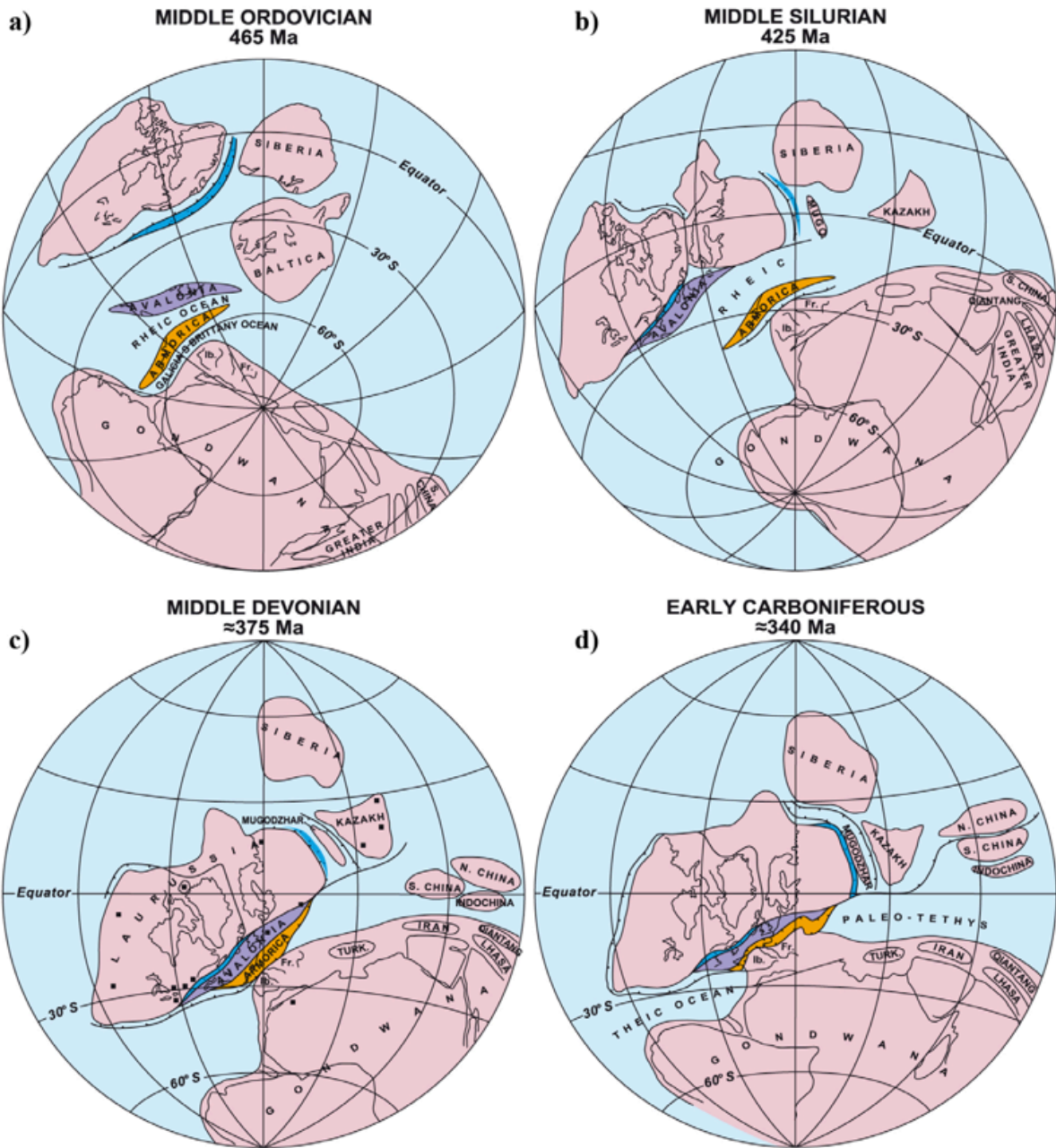


Figure 9: reconstruction cinématique des plaques avant la collision hercynienne. Orange : microplaque Armorica ; violet : microplaque continentale Avalonia; bleu : arc insulaire (Matte, 2001).



Figure 10: Schéma structural de la chaîne varisque d'Europe (Matte, 1986). 1 : principaux chevauchements ; 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4 : zones externes ; 5 : bassins dévono-carbonifères ; 6 : socle prévarisque peu ou pas déformé ; 7 : sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés ; 8 : grands décrochements ductiles.

1.2.2.2. L'extension tardi-hercynienne

Le début de la phase tardi-hercynienne est matérialisé sur le terrain par la discordance des séries du Stéphaniens B sur les sédiments syn-orogéniques hercyniens. Cette phase tardi-hercynienne est principalement caractérisée par un régime de contrainte extensif et la formation de structures crustales dont le rôle durant l'extension mésozoïque est très net :

- De grandes zones de cisaillements ayant fonctionné en failles normales (Bouhallier et al., 1991; St Blanquat, 1993)
- De grands accidents transcurrents affectant l'ensemble de l'édifice hercynien, e.g., la faille Nord Pyrénéenne (Arthaud and Matte, 1975, 1977).

1.2.2.3. Rifting triasique

La phase extensive débutée au Permien moyen-supérieur se poursuit durant le Trias dont la succession stratigraphique est la suivante:

- Le Trias inférieur (Buntsandstein) principalement composé de séries fluviatiles grésos-conglomératiques forme le tégument restant attaché au socle et au dessus duquel se localisent les décollements de couverture ultérieurs.
- Le trias moyen et supérieur est associé à un ennoisement progressif caractérisé par des sédiments évoluant des calcaires dolomitiques du Muschelkalk aux marnes à évaporites (gypse + sel) du Keuper. La présence d'ophites mises en place au Trias supérieur (Montigny et al., 1982) traduit l'importance du régime thermique associé à l'amincissement crustal en lien avec le rifting de l'atlantique central et à la mise en place d'une grande province magmatique (Azambre et al., 1981, 1987; Alibert, 1985; Rossy, 1988; Beziat et al., 1991; Demant and Morata, 1996). Le partitionnement des bassins triasiques a probablement été fortement influencé par les structures hercyniennes.

1.2.3. Evolution mésozoïque et rifting du domaine Pyrénéen

1.2.3.1. Cinématique

Ces questions sont traitées en partie II.6 de ce manuscrit

1.2.3.2. Les effets du rifting

1.2.3.2.a. Le métamorphisme HT/BP de la ZNP

Les terrains de la ZNP sont affectés par un métamorphisme de basse pression (< 3 kb) pouvant atteindre des températures supérieures à 600°C (Bernus-Maury, 1984; Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990). Ce métamorphisme est décrit avec beaucoup de précision par Alfred Lacroix dès le XIX^{em} siècle (Lacroix, 1894, 1895a, 1895b, 1897). Il a

alternativement été mis en relation avec les plissements compressifs fini-crétacés (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976) ou attribué à une « fracturation crustale antécénomaniennne » (Ravier, 1959; Souquet et al., 1977). Choukroune et Mattauer (1978) réinterprètent le métamorphisme comme la conséquence d'un amincissement crustal, pour lequel, en raison du temps de remontée des isothermes, le maximum thermique ne serait atteint que lors des premières phases de plissement de la compression pyrénéenne.

Ce métamorphisme caractérisé par des gradients très forts affecte variablement les terrains paléozoïques et mésozoïques de la ZNP. Les terrains les plus récents ayant subi ce métamorphisme sont d'âge crétacé supérieur (Coniacien) et ne sont affectés que par un métamorphisme épizonal (Mattauer, 1964; Choukroune, 1972; Debrosses, 1987).

Les données géochronologiques obtenues jusqu'alors, ainsi que les âges mesurés dans le cadre de la présente étude sont récapitulés dans la Figure 11. En voici une rapide synthèse :

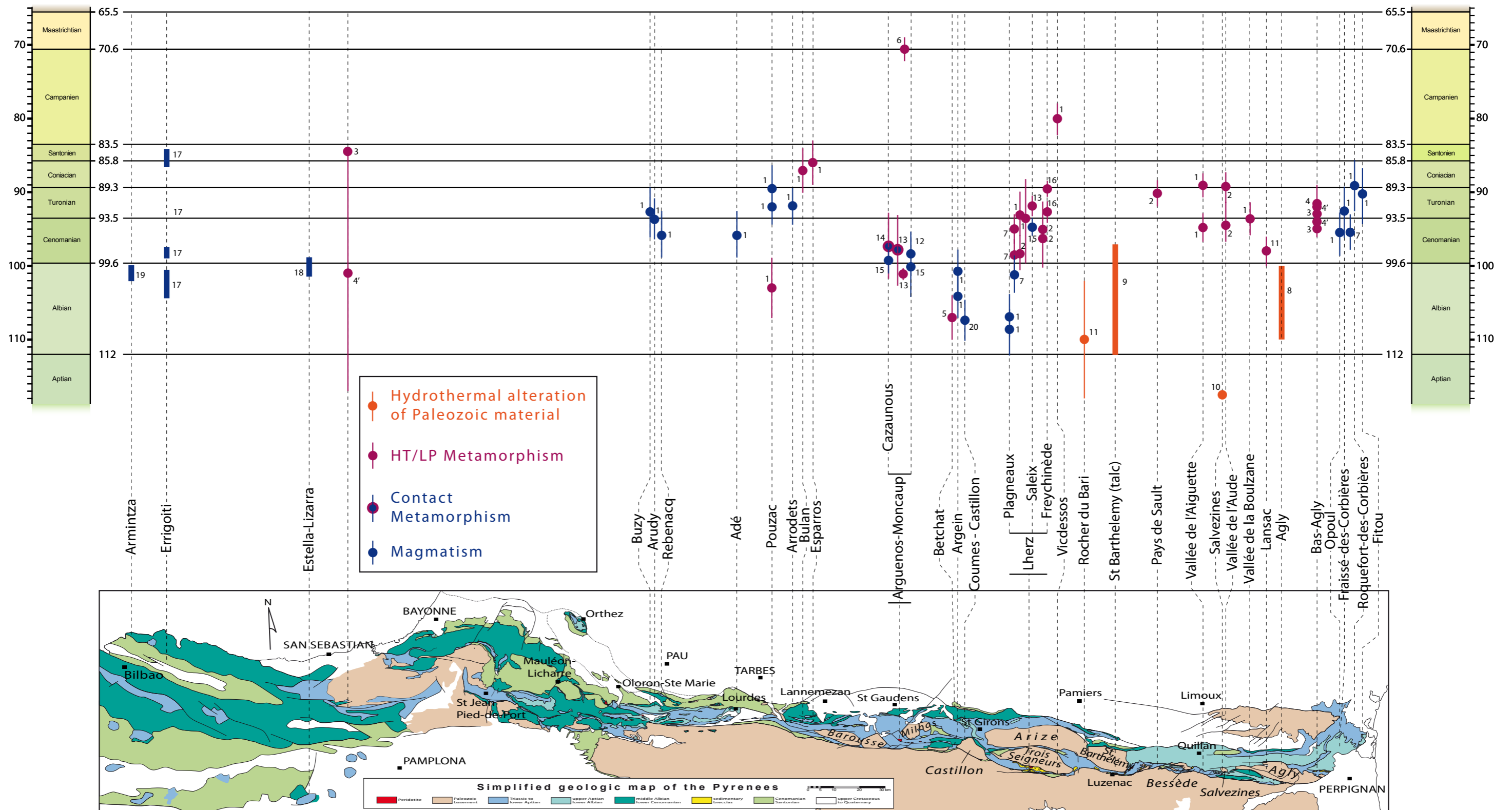
- Albarède et Michard-Vitrac (1978) ont obtenu des âges compris entre 95 et 92 Ma par méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr dans les méta-sédiments de la couverture mésozoïque de l'Agly, et un âge de 85 Ma par ^{39}Ar - ^{40}Ar (101 +/- 16 Ma en Rb-Sr) sur une phlogopite de la nappe des marbres.
- Montigny et al. (1986) ont effectué de nombreuses mesures ^{40}K - ^{40}Ar à travers toute la chaîne pyrénéenne. Il en ressort principalement deux groupes d'âges : un premier autour de 95 Ma obtenu sur des minéraux de métamorphisme mésozonal ; un second, plus récent autour de 87-81 Ma sur des minéraux issus de roches métamorphiques anchi- à épizonales.
- Golberg et al. (1986) et Golberg et Maluski (1988) présentent des âges ^{39}Ar - ^{40}Ar compris entre 89 et 97 Ma dans des méta-sédiments des régions de Lherz, du Pays de Sault et de Boucheville.
- Bandet Y. et Gourinard Y. in Thiébaud et al. (1988) obtiennent un âge de 107 +/- 3 Ma dans les méta-évaaporites triasiques de Betchat.
- Bandet Y. et Gourinard Y. in Hervouët et al. (1987) obtiennent un âge de 72 +/- 3 Ma par méthode ^{40}K - ^{40}Ar dans une méta-ophite de la région d'Arguenos-Moncaup.

Etant donné la période couverte par les âges du métamorphisme et la grande variété de terrain affectés, deux hypothèses ont été avancées:

- Soit il existe deux événements thermiques responsables de 2 métamorphismes. Le premier, de forte intensité, serait statique et d'âge albo-cénomaniens ; le second, anchi- à épizonal et syn-tectonique serait d'âge finicrétacé (Azambre and Rossy, 1976, 1976).
- Soit il existe un seul et unique événement thermique débutant lors de la sédimentation du flysch noir albo-cénomaniens, et se poursuivant jusqu'au Crétacé supérieur (Debroas, 1976, 1978).

En raison 1) de sa localisation le long du domaine transtensif que représente la ZNP ; 2) de sa contemporanéité avec le magmatisme alcalin (chapitre 0) ; 3) de ses relations étroites avec les massifs de roches mantelliques et les écailles de croûte granulitisée ; 4) son développement dans les dépôts flysch albo-cénomaniens pendant ou peu de temps après leur formation, l'épisode métamorphique HT/BP de la ZNP, est attribué à de forts gradients géothermiques développés au droit d'un amincissement crustal et lithosphérique (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Golberg, 1987; Dautheil and Ricou, 1989; Golberg and Leyreloup, 1990).

Figure 11 (page suivante): Tableau récapitulatif des âges du métamorphisme et du magmatisme crétacé dans les Pyrénées, d'après les données de Albarède et Michard-Vitrac (1978); Golberg et al. (1986); Montigny et al. (1986); Hervouët et al. (1987); Golberg et Maluski (1988); Thiébaud et al. (1988); Castanares et al. (1997); Nicolas (1998); López-Horgue et al. 1999; Schärer et al. (1999); Castanares et al. (2001); Boulvais et al. (2007); López-Horgue et al. (2009); Poujol et al. (2010), synthèse reprise et complétée d'après (Debroas, 2003; Debroas and Azambre, 2012).



(1): Montigny et al., 1986. K-Ar on minerals from Magmatic and metamorphic rocks. (2): Golberg & Maluski, 1988. (3): Albarède & Michard-Vitrac, 1978. Ar-Ar on phlogopite from meta-sediments. (4): Albarède & Michard-Vitrac, 1978. Ar-Ar on orthoclase from meta-sediments. (4'): Albarède & Michard-Vitrac, 1978. Rb-Sr on phlogopite from meta-sediments. (5): Thiébaud et al., 1988. K-Ar (on bulk rock ?) from Triassic meta-evaporites. (6): Hervouët et al., 1987. K-Ar on bulk rock (ophite) from the vallée du Job. (7): Golberg et al., 1986. Ar-Ar. (8): Nicolas, 1998. Ar-Ar on muscovite and biotite from the charnockite and various schistes of the Agly paleozoic massif. (9): Schärer et al., 1999. U-Pb on xenotime and monazite from talc. (10): Boulvais et al., 2007. Ar-Ar on muscovite from albitite. (11): Poujol et al., 2010. U-Th-Pb on titanite and monazite from albitite. (12): Poujol & Clerc, Unpublished. U-Pb on titanite in albitite dyke. (13): Monier, Clerc... in prep. Ar-Ar on muscovite from marble. (14): Monier, Clerc... in prep. Ar-Ar on amphibole from gabbro. (15): Monier, Clerc... in prep. Ar-Ar on amphibole from meta-ophite. (16): Monier, Clerc... in prep. Ar-Ar on amphibole from meta-ophite. (17): Castaneres et al., 1997; 2001. Chronostratigraphy of submarine volcanic episodes. (18): Lopez-Horgue et al., 1999. Chronostratigraphy of submarine volcanic episodes. (19): Lopez-Horgue et al., 2009. Chronostratigraphy of submarine volcanic episodes. (20) Henry et al., 1998. Ar-Ar on amphibole from Amphiclasite

Il faut ajouter à cela le métamorphisme et les circulations de fluides qui affectent le matériel hercynien des massifs nord pyrénéens et de la zone axiale. Dans les massifs nord pyrénéens, des systèmes de circulations de fluides à échelle régionale sont responsables d'altération métasomatique de volumes considérables de roches. Le gisement de talc de Trimouns, plus grande carrière de talc à ciel ouvert mondiale en est une illustration spectaculaire. Les principales manifestations de ces circulations de fluides sont :

- Les affleurements de talc-chlorite de la ZNP. Le gisement de Trimouns résulte d'une altération hydrothermale le long d'une zone de cisaillement entre un complexe à micaschistes migmatitiques et la couverture sédimentaire paléozoïque. La durée de fonctionnement de ce système hydrothermal est estimée à au moins 16 Ma, entre 112 Ma et 97 Ma (Schärer et al., 1999). Boulvais et al. (2006) suggèrent un lien cogénétique entre le talc de Trimouns et les autres gisements de talc de l'Est Pyrénéen (Figure 12).

- L'albitisation et la déquartzification des roches du socle paléozoïque. De nombreux affleurements d'albitites sont observés dans les Pyrénées. Des datations récentes (Boulvais et al. 2007; Poujol et al. 2010) ont révélé des âges de formation étalés sur une durée d'environ 20 Ma entre 117,5 +/- 0,4 Ma et 98 Ma (Figure 12). Les auteurs soulignent l'échelle régionale de ces réactions métasomatiques et interprètent leur contemporanéité avec les minéralisations à talc-chlorite comme deux manifestations distinctes d'un même système hydrothermal de grande envergure et à grande durée de vie.

Il n'apparaît pas, à l'échelle de la chaîne, de variation des âges du métamorphisme HT/BP en relation avec la localisation des échantillons (Figure 11).

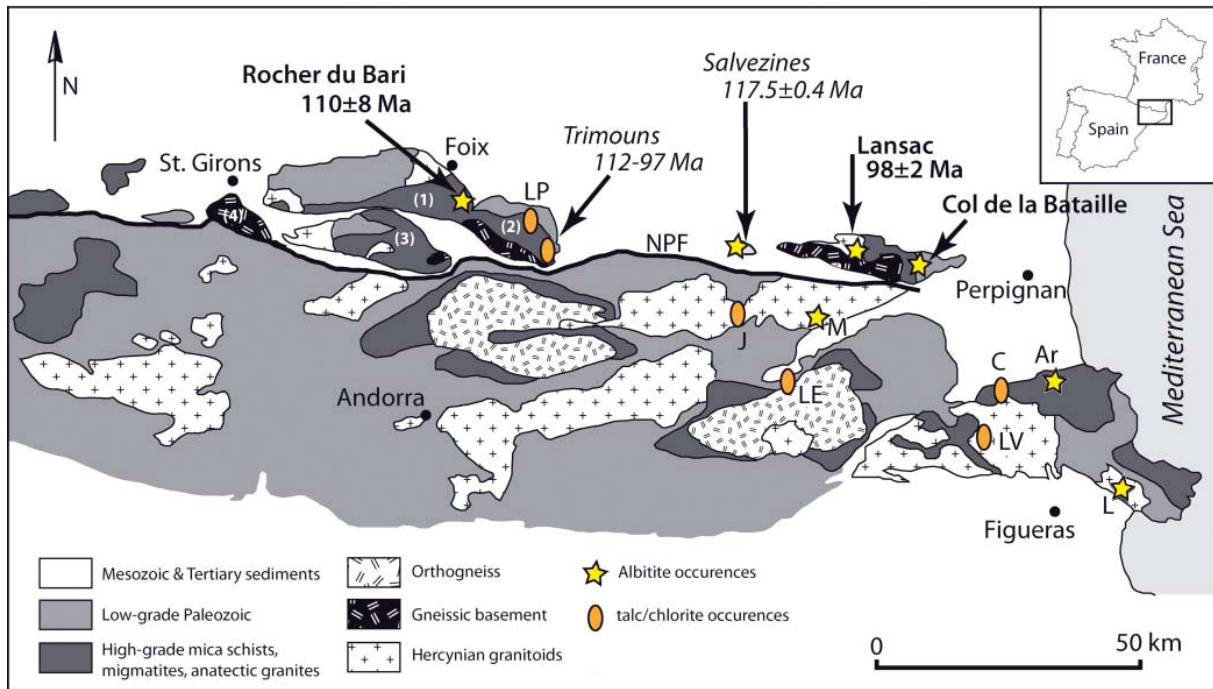


Figure 12: Localisation des affleurements d'albitites et de talc dans la partie orientale des Pyrénées françaises. Les âges indiqués sont d'après Schärer et al. (1999) ; Boulvais et al. (2007) ; Poujol et al. (2010). Figure D'après Poujol et al. (2010).

1.2.3.2.b. Le Magmatisme Alcalin de la ZNP

Le domaine Pyrénéen est marqué par une activité magmatique bien développée pendant le Mésozoïque. On distingue d'une part de nombreuses occurrences de dolérites tholéitiques triasiques (Montigny et al., 1982; Azambre et al., 1987) et d'autre part des roches magmatiques alcalines d'âge crétacé moyen (Montigny et al. 1986; Azambre et al. 1992; Rossy et al. 1992).

A l'échelle de la planète, ces deux événements magmatiques triasique et crétacé peuvent être rattachées à un cortège de roches magmatiques d'âges et d'origines similaires décrites sur les marges d'Europe de l'ouest, en particulier au Portugal (Rock, 1982), mais aussi le long de la marge orientale du continent Nord-Américain (McHone and Butler, 1984). D'une manière comparable à la situation pyrénéenne, où les roches magmatiques sont concentrées dans l'étroite bande de terrains de la ZNP, les affleurement de roches magmatiques alcalines crétacées de Nouvelle-Angleterre, du Québec et de Terre-Neuve se caractérisent par leur répartition linéaire. Pour cette raison, ils ont parfois été interprétés comme la trace en surface de l'activité d'un point chaud (Crough, 1981; Duncan, 1984; Foland et al., 1986). Une hypothèse alternative, en

accord avec leur localisation sur le pourtour de l'atlantique Nord en fait une conséquence magmatique de la déchirure crustale lors de l'ouverture du domaine océanique (McHone and Butler, 1984; Bédard, 1985).

Dans les Pyrénées, le magmatisme alcalin, en raison de ses caractéristiques minéralogiques et géochimiques, est interprété comme une conséquence directe de l'amincissement crustal survenu au Crétacé moyen (Azambre and Rossy, 1976; Le fur - Ballouet, 1985; Azambre et al., 1992; Rossy et al., 1992). Les roches magmatiques crétacées sont connues grâce à de nombreux affleurements et forages répartis le long de la ZNP, depuis la mer Méditerranée à l'Est, jusqu'à la région de Bilbao, en bordure de la baie de Biscaye à l'ouest (Figure 11) :

- Dans la Région des Corbières, le magmatisme consiste en de petits volumes de syénite néphélinique et des sills et dykes de monchiquites (variété de lamprophyre) intrusifs dans les sédiments mésozoïques de la nappe des Corbières (Lacroix 1920; Azambre 1967; Azambre et al. 1992).

- Dans la région de Saint Gaudens, des forages pétroliers ont traversé jusqu'à plus de 1000 mètres de débris volcanoclastiques, de coulées sous-marines et d'intrusions interstratifiées dans les formations sédimentaires crétacées (Dubois and Séguin, 1978). Les formations effusives se présentent essentiellement sous la forme de basaltes alcalins et d'intrusions de dolérites et de lamprophyres

- De nombreux sills de dolérite alcaline pouvant atteindre des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres sont exposées dans la région de Lourdes – Oloron-Sainte-Marie (Lacroix 1920; Viennot 1927; Azambre 1967; Azambre et al. 1992). On peut également y observer des épanchements de coulées sous-marines interstratifiées dans les sédiments crétacés.

- Dans la région de Bilbao, on dénombre de puissantes accumulations (>1000m) de basaltes et de trachytes sous-marins au sein des sédiments crétacés. Ces coulées sont accompagnées d'un complexe hypo-volcanique constitué de sills de teschénite (dolérite alcaline) intrusifs dans les sédiments et recoupant aussi parfois les coulées elles-mêmes (San Miguel de la Camara 1952; Rossy 1988; Castanares et al. 1997; López-Horgue et al. 1999; Castanares et al. 2001; López-Horgue et al. 2009).

L'âge du magmatisme alcalin est bien contraint par des datations absolues (Golberg et al., 1986; Montigny et al., 1986; Henry et al., 1998) et par des corrélations stratigraphiques avec les formations sédimentaires qu'elles recoupent ou recouvrent (San Miguel de la Camara 1952; Rossy 1988; Castanares et al. 1997; López-Horgue et al. 1999; Castanares et al. 2001; López-Horgue et al. 2009). Les âges s'étalent entre 113 et 85 Ma (Figure 11). Certains auteurs distinguent une phase initiale de magmatisme intrusif entre 109 et 100 Ma (Albien), suivi d'une phase paroxysmale du Cénomanién moyen à la fin du Turonien (Debroas and Azambre, 2012).

La comparaison de la répartition géographique des affleurements de roches magmatiques et de leurs âges ne traduit aucune évolution spatio-temporelle (Figure 11). On retrouve la manifestation du magmatisme alcalin crétaqué au sein même des massifs de péridotites exposés dans la ZNP sous la forme de filons à pyroxénite à amphiboles et de hornblendites (Bodinier et al. 1987; Conquéré 1971; Vétill et al. 1988; "ariégites à amphiboles" et "lherzites" de Lacroix 1917). Ces filons sont considérés comme des ségrégats de haute température et haute pression issus des magmas basaltiques alcalins lors de leur transit à travers le manteau lithosphérique pyrénéen (Golberg et al., 1986; Montigny et al., 1986; Bodinier et al., 1987; Fabriès et al., 1991). Les datations de ces roches indiquent des âges aux alentours de 100 Ma (Vershure et al., 1967; Golberg et al., 1986; Henry et al., 1998), en accord avec cette interprétation.

Les massifs de péridotite du Tuc de Desse, de Moncaup-Arguenos, de Montaut et du Turon de la Técoùère contiennent des intrusions de métagabbros amphiboliques datées à 107 Ma et également rattachées à l'épisode magmatique crétaqué (Henry et al., 1998). Certains de ces filons présentent des bordures figées au contact avec les péridotites, indiquant que celles-ci avaient déjà considérablement refroidi lors de la mise en place des intrusions magmatiques (Azambre and Monchoux, 1998).

PARTIE II

II.1. LES PROBLEMES SCIENTIFIQUES

Ci-dessous sont résumés sous la forme de questions concises les trois principaux problèmes scientifiques abordés dans ce travail. Dans les pages suivantes, seront développés les arguments qui permettent de répondre aux questions ainsi posées. Certains de ces arguments sont tirés de la littérature, souvent ancienne. Ils sont mis en relief et complétés par le travail effectué au cours de ce doctorat.

1. Quels phénomènes thermiques accompagnent les processus d'amincissement crustal ? Quels sont les rôles des fluides et du magmatisme dans l'augmentation des températures ?

2 . Quel est le comportement de la croûte continentale et de sa couverture pendant le processus de rupture continentale ? Quels en sont les effets ?

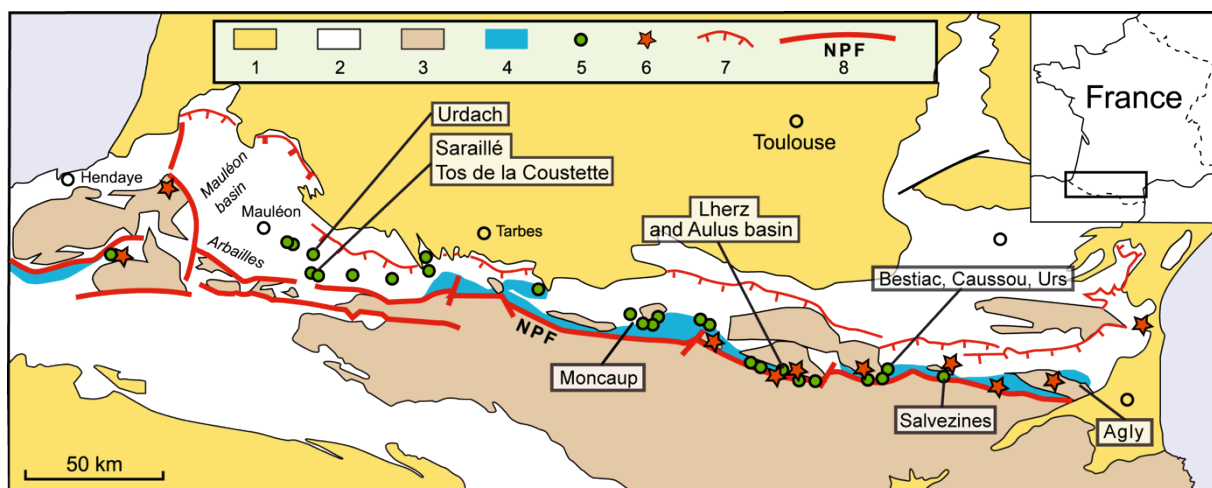
3. Quels sont les effets de l'amincissement crustal sur les dépôts de sédiments syn- et post-rifts ?

II.1.1. Présentation des chantiers

Les stigmates géologiques du rift créacé du domaine pyrénéen sont aujourd'hui essentiellement accessibles dans la partie Nord de la Chaîne. C'est en particulier dans la ZNP que se concentrent l'essentiel des manifestations thermiques de cet épisode extensif. Afin de tenir compte de l'ensemble des caractéristiques structurales et thermiques de ce domaine, nous avons sélectionné une dizaine de chantiers clés couvrant au mieux l'ensemble de la chaîne Pyrénéenne. Nous nous sommes toutefois sensiblement focalisés sur les parties centrales et orientales de la chaîne, plus adaptées à nos méthodes de travail en raison de leurs meilleures conditions d'affleurement et d'un métamorphisme mieux exprimé, dans la gamme de températures du thermomètre RSCM (cf. II.2.2.1). La répartition de ces différents chantiers à travers la chaîne a permis d'aboutir à une vision générale de la ZNP, particulièrement adapté à la comparaison des phénomènes thermiques entre l'Ouest et l'Est du domaine.

Le travail de terrain et la cartographie ont été effectués dans des lieux complexes et aux conditions d'affleurement médiocres, expliquant qu'un certain nombre de cartes géologiques au 1/50 000 du BRGM fassent encore défaut dans la zone nord Pyrénéenne.

D'Ouest en Est, les zones d'études sont les suivantes (Figure 13):



1, Oligocène and post-Oligocène; 2, Mesozoic and Eocene; 3, Paleozoic Basement; 4, area of HT-LP Pyrenean metamorphism; 5, peridotite; 6, granulite; 7, main external thrusts; 8, North Pyrenean Fault (NPF)

Figure 13: Carte de localisation des principales zones étudiées dans le cadre de ce travail, d'après Lagabrielle et al. (2010), modifié d'après Choukroune (1976).

II.1.1.2. Le bassin de Mauléon

Cette zone a fait l'objet de plusieurs études (Canérot et al., 1978; Duée et al., 1984; Canérot and Delavaux, 1986; Fortane et al., 1986; Ducasse and Vélasque, 1988; Canérot, 1989) et a récemment fait l'objet d'une nouvelle vague de travaux particulièrement focalisés sur les conséquences de l'amincissement crustal (Jammes, 2009; Debroas et al., 2010; Lagabrielle et al., 2010; Masini, 2011). Ce sont ici principalement les massifs de péridotites du col d'Urdach, du Sarailé et du Tos de la Coustette qui ont retenu notre attention (Figure 14).

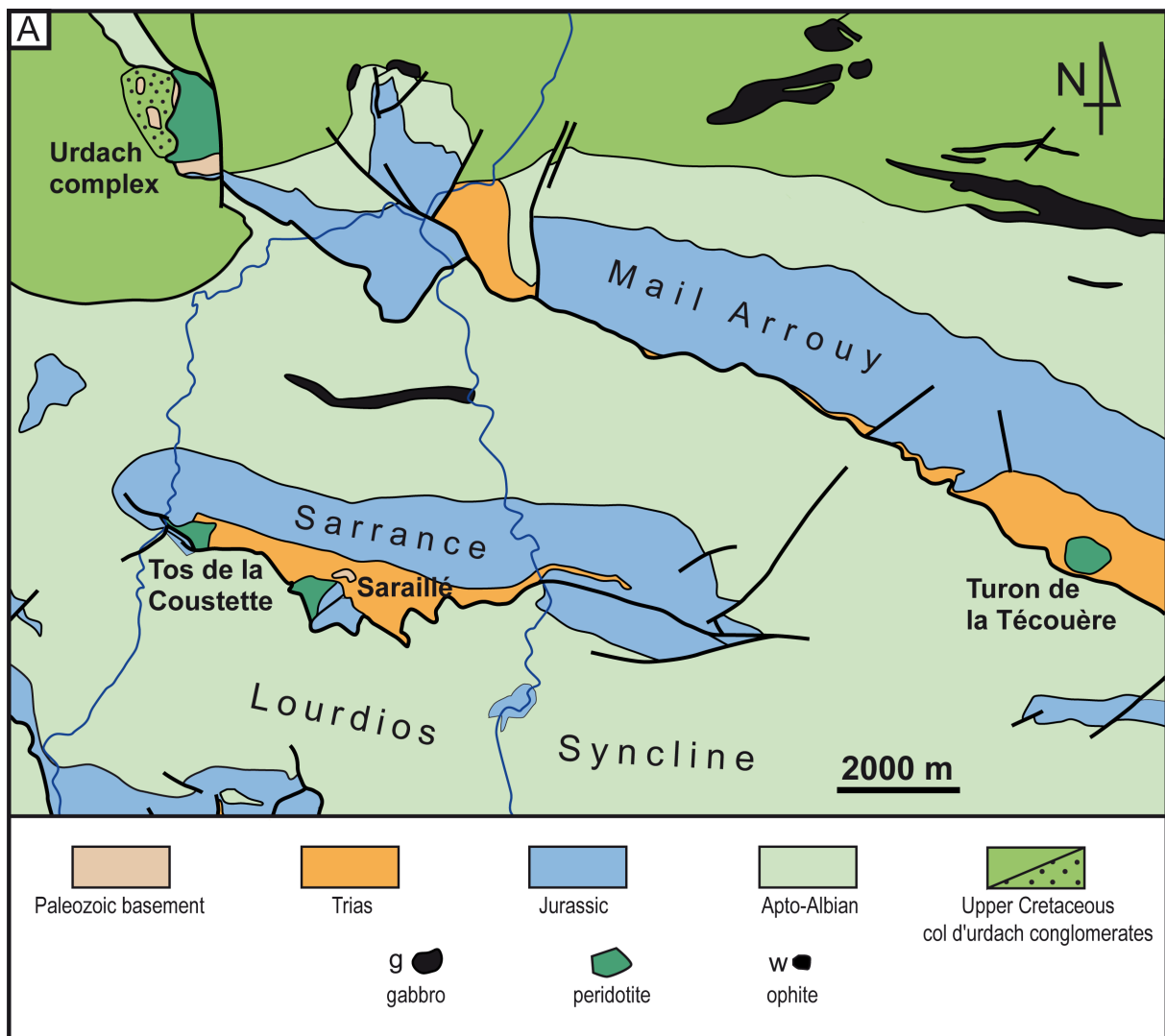


Figure 14: Carte simplifiée des chaînons béarnais du Mail Arrouy et de Sarrance dans le bassin de Mauléon, avec localisation des massifs de péridotites de col d'Urdach, du Sarailé, du Tos de la Coustette et du Turon de la Técoûère.

II.1.1.3. La région de Moncaup

La région de Moncaup (à distinguer de Moncaut et Montaut), est située dans la partie centrale de la ZNP, entre les bassins-flysch albo-cénomaniens des Comminges au Nord et de la Ballongue au Sud (Figure 15). La zone est connue pour le massif de péridotes du Calem, l'un des plus grand des Pyrénées, associé a des lambeaux de socle paléozoïque, de Trias et de méta-sédiments mésozoïques métamorphosés. Toutes ces lithologies sont séparées par des contacts tectoniques relativement plats délimitant des géométries en écailles. Les marbres jurassiques fortement basculés constituant le relief du Montégut reposent directement sur les péridotites par contact tectonique (Figure 16). Une interprétation allochtoniste (Hervouët et al., 1987; Lagabrielle et al., 2010) considère ces écailles comme des lentilles tectoniques embarquées le long d'un chevauchement plat pyrénéen. Debeaux & Thiébaud (1958) et Canérot & Debroas (1988), dans une interprétation autochtoniste les considèrent comme des lamelles extrudées lors de l'inversion alpine d'anciens blocs basculés. Aucune de ces deux interprétations ne sera retenue ici.

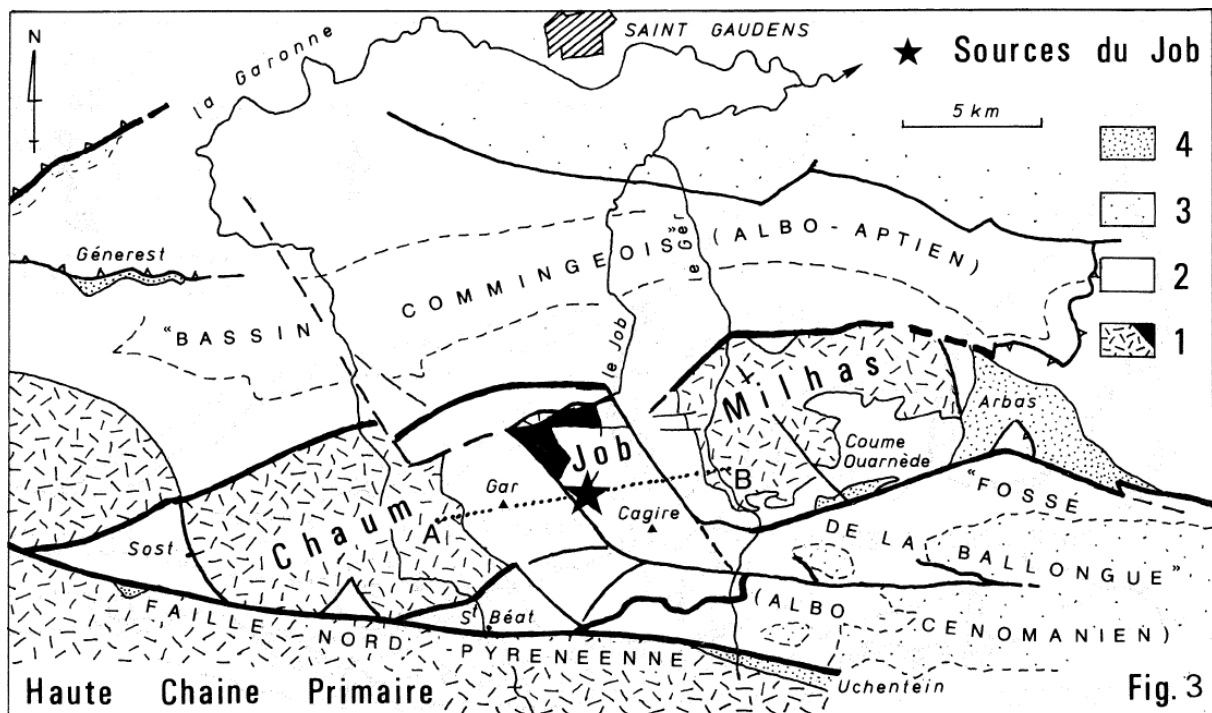


Figure 15: carte de localisation du massif de péridotites de Moncaup, entre les massifs nord pyrénéens de Chaum et de Milhas. 1, substratum paléozoïque et péridotite; 2, Jurassique et Crétacé inférieur; 3, Flysch Noir Albien sup. à Cénomanien inf.; 4, Flyschs Cénomanien sup. à Sénonien inf. (Canérot and Debroas, 1988).

La région de Moncaup est également le témoin d'une importante activité du magmatisme alcalin crétacé (Barrère et al., 1984a; Azambre and Monchoux, 1998). De nombreuses intrusions du magma sont observables au sein des sédiments pré-rifts (Thiébaud et al., 1979). C'est donc un site privilégié pour évaluer l'influence du magmatisme sur le métamorphisme crétacé.

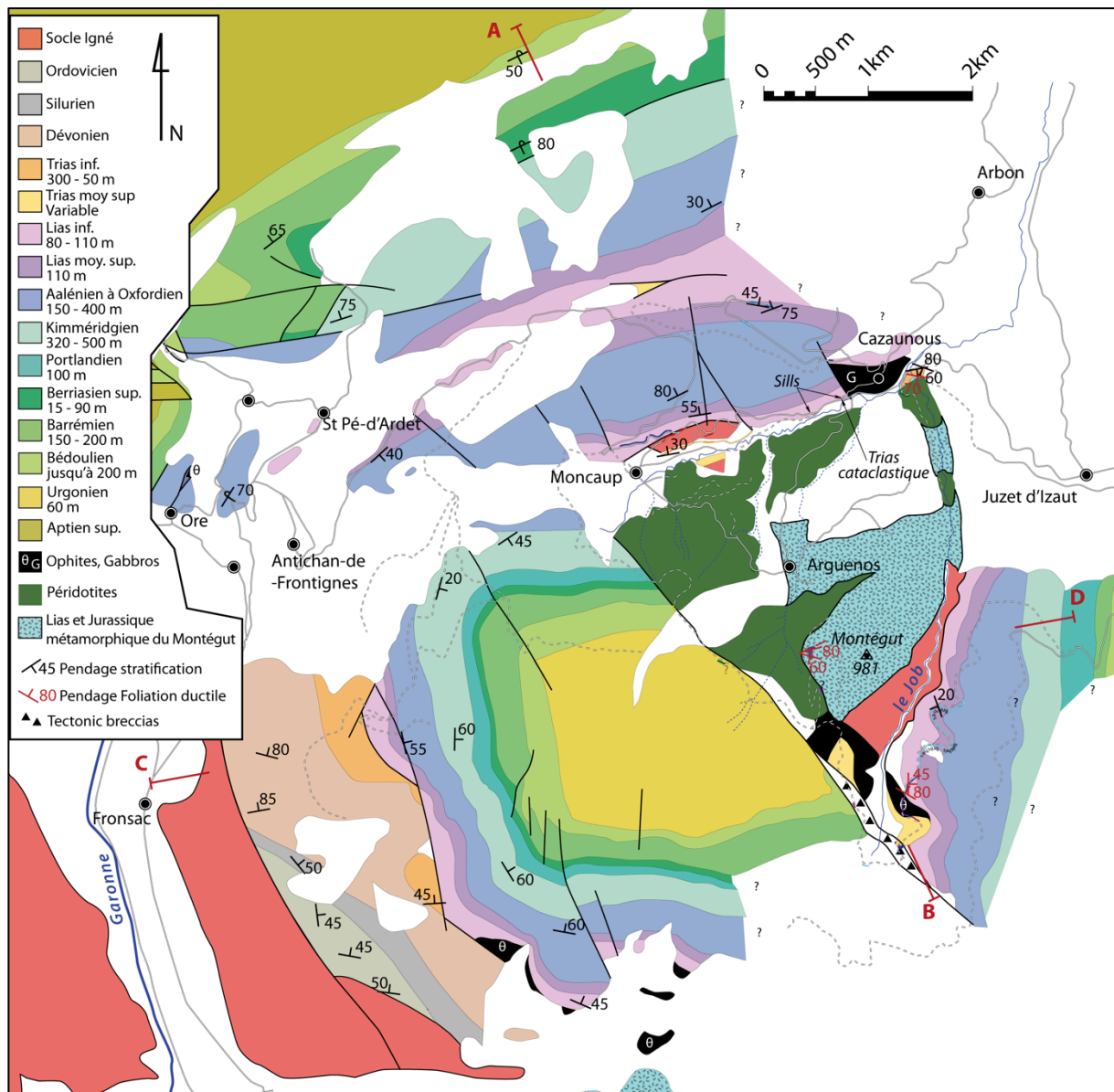


Figure 16: Carte géologiques des environs de Moncaup. D'après notre relevés cartographiques, complété par les levés de Debeaux & Thiébaud (1958); Barrère et al. (1984b); Hervouët et al. (1987); Canérot & Debroas (1988). Le tiers oriental est situé sur l'emplacement de la feuille BRGM au 1/50 000 d'Aspet, encore indisponible.

II.1.1.4. La région de Lherz et le fossé d'Aulus

Le fossé d'Aulus est constitué d'une bande de sédiments mésozoïques pincés entre la FNP au Sud et la faille de Lherz au Nord, qui le sépare respectivement de la ZA et du massif Nord Pyrénéen des Trois-Seigneurs. Ces sédiments carbonatés sont marmorisés sous l'effet du métamorphisme HT/BP crétacé. Les marbres apparaissent souvent remaniés dans des brèches au sein desquelles affleurent les massifs de péridotites de l'étang de Lherz et de Freychinède qui sont parmi les plus célèbres des péridotites pyrénéennes. C'est à l'étang de Lherz qu'a été défini le lithotype de la Lherzolite.

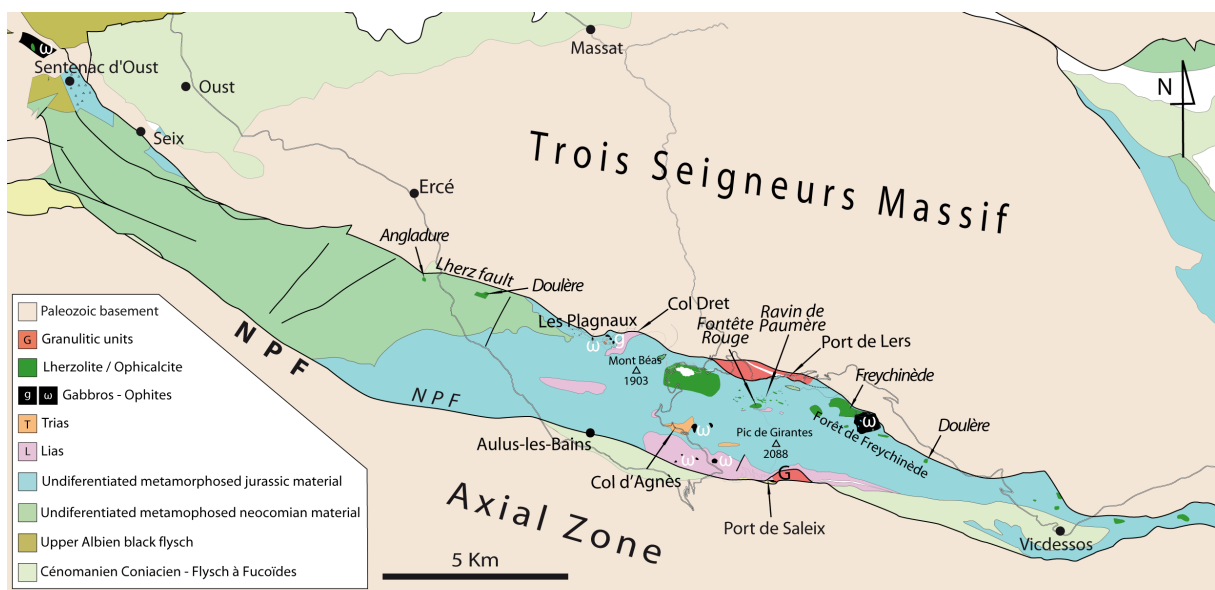


Figure 17: Carte schématique du fossé d'Aulus, redessinée d'après les feuilles BRGM au 1/50 000 de Saint-Girons (1074) Foix (1075), d'Aulus les Bains et Vicdessos (1087).

Le domaine est marqué par l'effondrement et l'élargissement du bassin entre l'Albien et le Cenomanien (Ternet et al., 1997).

Les conditions d'affleurement se sont probablement dégradées depuis l'époque où Lacroix a décrit avec beaucoup de précision les péridotites et leur encaissant métamorphique (Lacroix, 1892, 1894, 1900...). La région était alors activement exploitée pour le bois. Le creusement de nouvelles routes et chemins donnait accès à des observations aujourd'hui indisponibles, disparues sous une végétation qui gagne du terrain.

II.1.1.5. La ZNP dans la région de Luzenac et la bordure Sud du Saint Barthélemy

La terminaison occidentale du Pays de Sault, aux alentours du village de Luzenac présente plusieurs affleurements de péridotites remaniées au sein de brèches de marbres mésozoïques, en particulier dans les localités de Bestiac, Urs et Causou. Dans ces localités, les unités géologiques et leur mode de gisement sont comparables à celles de la région de Lherz.

En plus d'une faible couverture végétale, cette zone d'étude offre l'opportunité de se situer le long d'une transversale NS passant par le cisaillement ductile du Saint-Barthélemy et le gisement de talc hydrothermal de Luzenac jusqu'aux affleurements de péridotites remaniées dans des brèches sédimentaires au sein des métasédiments mésozoïques. Les aspects du travail réalisé dans ce secteur seront contenus dans un article par St Blanquat et al. en préparation.

II.1.1.6. Bassin de Boucheville et le Massif de Salvezines

Le massif paléozoïque de Salvezines est l'un des plus petits massifs nord pyrénéens. Il affleure entre le bassin de Boucheville au Sud et le bassin de Saint-Paul de Fenouillet au Nord. Ce massif est recouvert par une série mésozoïque métamorphisée et incomplète (Figure 18). A l'extrémité Sud-Ouest du massif de Salvezines se trouve une écaïlle de péridotite, pincée entre les roches paléozoïques et le flanc nord du synclinal de Boucheville.



Figure 18: Photographie interprétée du massif nord pyrénéen de Salvezines. Le massif paléozoïque apparaît dans une fenêtre à travers la couverture mésozoïque, incisée par la Boulzane et le ruisseau de Faussivre.

II.1.1.7. Le massif nord Pyrénéen de l'Agly et le synclinal du Bas-Agly

Le massif de l'Agly est le plus oriental des massifs nord pyrénéens, il est bordé au Sud par le synclinorium de la forêt de Boucheville, un bassin-flysch crétacé inversé par la tectonique pyrénéenne. Le long de sa bordure Nord, le massif paléozoïque de l'Agly est recouvert par la couverture mésozoïque, formant le synclinal déversé du Bas-Agly. Le socle paléozoïque du massif de l'Agly est divisé en deux principales unités : la partie NE est occupée par des terrains ordoviciens à dévoniens faiblement basculés vers le NE et montrant un métamorphisme d'intensité croissante vers le SO, depuis le faciès schistes verts (~350°C, <2Kb) jusqu'au faciès amphibolites (600-650°C, <4Kb). La partie SO du massif est occupée par des terrains cristallins qui montrent des paragenèses de HT/BP caractéristiques du faciès granulite. Les évaluations thermobarométriques de la charnockite d'Ansignan révèlent des températures de 650-800°C pour des pressions estimées entre 3,5 et 6 kbar (Andrieux, 1982a, 1982b; Vielzeuf, 1984; Barbosa and Fontelles, 1986). L'épisode granulitique, habituellement imputé à des événements tardi-harcyniens implique une croûte déjà fortement amincie et fragilisée dès le Permien.

La couverture nord du massif de l'Agly est constituée de sédiments triasiques à albiens qui reposent en discordance sur le socle paléozoïque. Dans la région de Calce, le Mésozoïque est complètement déconnecté de son substratum d'origine, et l'on doit signaler le rabotage basal des couches au contact du Paléozoïque dans les collines au Sud-Ouest de Baixas (Durand-Delga 1964). La couverture du versant nord du massif de l'Agly montre une histoire tectonique polyphasée, dont le premier événement correspond à un étirement N-S, contemporain de l'initiation du métamorphisme HT/BP (Légier et al. 1987).

Une grande variété de brèches d'âge mal contraint sont observables au sein même de la série mésozoïque, dont certaines présentant des caractères clairement sédimentaires. Nous en présentons une rapide revue et envisageons les différentes hypothèses de formation dans la partie II.5.

Le massif de l'Agly et sa couverture, représentent donc un chantier complet, particulièrement adapté à l'étude du comportement de la croûte continentale pendant l'épisode extensif. Ce chantier est d'autant plus appréciable que les conditions

d'affleurement méditerranéennes y sont bien meilleures que dans de nombreuses autres parties de la ZNP.

II.1.2. Présentations des méthodes analytiques

II.1.2.1. Spectrométrie Raman de la matière carbonée.

La thermométrie par spectroscopie de la matière carbonée (thermométrie RSCM, de l'anglais Raman spectrometry of carbonaceous material) est basée sur l'étude quantitative du degré de graphitisation de la matière carbonée, qui est un indicateur fiable de la température de métamorphisme. En raison du caractère irréversible de la graphitisation, la structuration de la matière carbonée n'est pas sensible au métamorphisme rétrograde et enregistre donc la température maximum atteinte lors du pic du métamorphisme (Beysac et al., 2002, 2003). Dans ce travail, nous avons utilisé deux calibrations différentes en fonction de la gamme de température analysée. La calibration de Beysac et al. (2002, 2003) est utilisée pour la gamme de température de 330°C à 650°C. La calibration de Lahfid et al. (2010) est utilisée pour la gamme de température de 180°C à 330°C. Avec ces méthodes, les températures peuvent être estimée avec une précision de $\pm 50^\circ\text{C}$ en raison des incertitudes sur les données utilisées pour leur calibration, cependant les mesures montrent une faible incertitude relative, aux alentours de 10-15°C (Beysac et al., 2004). Les analyses ont été effectuées au laboratoire de Géologie de l'ENS (Ecole Normale Supérieure) de Paris avec spectromètre Reflex Renishaw InVia. Avant chaque session de mesure, le spectromètre est calibré sur un échantillon standard de silicone. La source lumineuse est constituée par laser Spectra Physics à Argon d'une longueur d'onde de 514 nm. Les mesures sont effectuées sur des lames minces non couvertes et polies. Pour s'affranchir des effets de désorganisation de la matière carbonée provoqués par polissage, les mesures sont systématiquement effectuées sous un minéral de recouvrement (principalement calcite, parfois quartz). Dix à vingt spectres ont été enregistrés pour chaque échantillon, avec des temps d'acquisition de 10 à 60 secondes. Les spectres sont ensuite décomposés avec le logiciel Peakfit (Beysac et al., 2003; Lahfid et al., 2010).

II.1.2.2. Electron Backscatter diffraction (EBSD)

L'étude de fabriques minérales au microscope électronique permet de révéler d'éventuelles Orientation Préférentielle du Réseau cristallin (OPR). Les OPR résultent de

la déformation plastique intracristalline par des phénomènes de dislocation sur des plans de glissement. L'activation d'un plan de glissement est essentiellement contrôlée par la température du système, elle provoque sa rotation et la réorientation des axes cristallographiques. À l'image d'une pile de livres glissants sur une étagère, le plan activé tendra à se paralléliser au plan d'aplatissement. L'objectif est ici (i) de vérifier la nature mylonitique des carbonates déformés en mettant en évidence la nature ductile de la déformation, et (ii) de contraindre la température de déformation en identifiant le plan de glissement activé.

Lorsqu'un échantillon est bombardé par un faisceau d'électrons, les interactions entre atomes et électrons incidents provoquent l'émission de tout un spectre de rayonnements et de particules. On s'intéresse ici aux électrons renvoyés dans des directions proches de leur source par interaction quasi-élastique avec les atomes, ce sont les électrons rétrodiffusés. Si une surface cristalline polie est bombardée par un faisceau d'électrons en position de Bragg (ici un angle d'incidence de 70°), alors les électrons peuvent être diffractés et canalisés par les plans réticulaires du cristal. Le rendement des électrons rétrodiffusés devient alors irrégulier et dépendant de l'architecture du cristal. Le signal est récupéré grâce à une caméra numérique placée derrière un écran de phosphore, ce dernier assure la conversion des électrons rétrodiffusés en photons. Sur l'écran, apparaissent des bandes dites de Kikuchi qui correspondent à des projections de la géométrie du réseau cristallin. L'utilisation de logiciels d'indexation de ces bandes conjuguée à des bases de données cristallographiques permet l'identification de la phase minérale au point de mesure et la restitution de son orientation. Bien que l'intensité du signal récupéré soit sensible au numéro atomique des atomes constituant l'échantillon, on notera qu'il ne s'agit pas d'une analyse chimique. La distinction des phases est aisée entre des minéraux de structures distinctes, même si leur composition chimique est identique (ex : aragonite et calcite). À l'inverse, cette distinction est difficilement possible entre des minéraux de compositions différentes, mais de structures très semblables comme la calcite et la dolomite. Pour cette raison, seule la calcite fut prise en compte dans les analyses effectuées, et lorsqu'il y avait des cristaux de dolomite, elle fut soit considérée comme calcite, soit discriminée en raison d'erreurs trop importantes.

Ces analyses ont été réalisées avec le matériel suivant :

Microscope JEOL JSM-5600 Scanning Electron Microprobe et CamScan X500FE CrystalProbe

Camera : Nordlys II EBSD Detector, Oxford Instrument HKL Technology

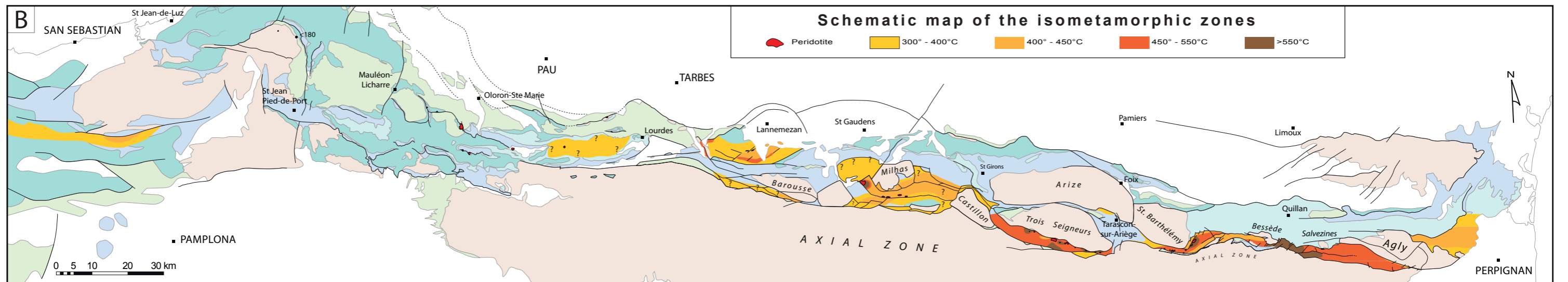
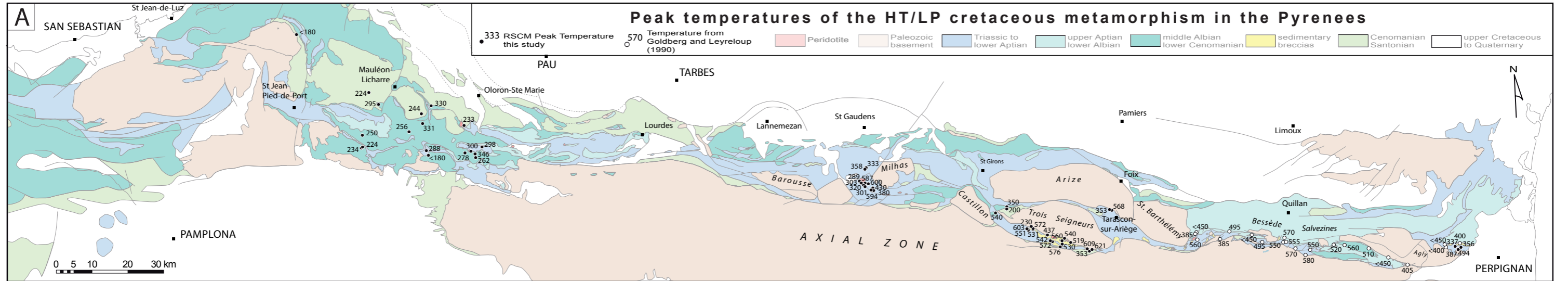
Logiciels d'indexation: Oxford Instrument HKL Technology Channel 5+.

Les figures de pôles sont élaborées grâce au logiciel libre PFch5 (D. Mainprice).

II.3. LA THERMICITE DU RIFT CRETACE DANS LES PYRENEES

La déchirure continentale intervenue entre les plaques Ibérie et Eurasie au futur emplacement des Pyrénées est caractérisée par un très fort gradient thermique à l'origine d'un métamorphisme HT /BP particulièrement bien développé dans la ZNP. Afin de comprendre les processus contrôlant l'évolution thermique d'une marge passive à faible activité volcanique, nous proposons une analyse thermo-structurale de la paléo-marge crétacée fossilisée dans les Pyrénées. L'utilisation de la paléothermométrie par spectrométrie Raman de la matière carbonée permet d'estimer la température maximale atteinte au pic du métamorphisme. Cette technique est particulièrement adaptée aux méta-sédiments carbonatés, lithologie dominante de la ZNP, qui offre peu d'autres méthodes alternatives. L'ensemble des résultats obtenus est présenté dans la Figure 19 et dans le Tableau 1, et est intégré aux publications présentées en parties III.3 ; III.4 ; III.5 et III.6.

Figure 19 : (page suivante): Cartes de la thermicité de la ZNP: A) Carte des température du pic de métamorphisme d'après la présente étude (thermomètre RSCM, tableau 1), et d'après Golberg et Leyreloup (1990). B) Carte schématique des zones d'isométamorphisme, d'après les résultats de la présente étude et les résultats de Choukroune et Séguret (1973) ; Bernus-Maury (1984) ; Goujou (1987) ; Golberg et Leyreloup (1990).



Sample	Location	Lithology	Position		Nb Spectra	Method	R2	SD	T (°C)	SE (°C)
FO2a	Oust	Upper Albian	42°53'41.17"N	1°12'55.27"E	11	B	0,66	0,01	349	2
FO2b	Oust	Upper Albian	42°53'41.17"N	1°12'55.27"E	18	B	0,65	0,01	353	1
ERC1	Ercée	Turonian-Senonian	42°49'56.67"N	1°17'49.02"E	13	L	0,57	0,01	242	3
ERC3	Ercée	Turonian-Senonian	42°49'55.00"N	1°17'51.42"E	10	L	0,57	0,01	238	2
ERC4	Ercée	Turonian-Senonian	42°49'55.00"N	1°17'51.42"E	12	L	0,57	0,02	242	6
ERC5	Ercée	Turonian-Senonian	42°49'54.69"N	1°17'51.73"E	11	L	0,55	0,01	219	4
ERC6c	Ercée	Turonian-Senonian	42°49'53.81"N	1°17'52.71"E	11	L	0,55	0,01	219	5
ERC8	Ercée	Barremian	42°49'49.23"N	1°17'51.84"E	13	B	0,22	0,07	543	9
ERC9	Ercée	Barremian	42°49'46.36"N	1°17'48.48"E	10	B	0,18	0,05	560	8
ERC13	Ercée	Barremian	42°49'35.00"N	1°17'32.10"E	10	B	0,14	0,13	603	8
ERC14	Ercée	Barremian	42°49'23.18"N	1°17'48.49"E	18	B	0,04	0,06	620	6
ERC14a	Ercée	Barremian	42°49'23.18"N	1°17'48.49"E	10	B	0,19	0,06	555	9
ERC16	Ercée	Aptian	42°49'31.90"N	1°17'35.23"E	10	B	0,20	0,08	551	11
ERC17	Ercée	Berriasian-Hauterivian	42°49'37.08"N	1°18'46.17"E	14	B	0,21	0,13	572	8
ERC19	Ercée	Barremian	42°49'29.06"N	1°18'44.60"E	9	B	0,25	0,07	531	10
ERC20	Sentenac d'Oust	Albian	42°52'36.45"N	1°10'9.52"E	14	B	0,24	0,07	539	7
ERC21a	Sentenac d'Oust	Albian	42°52'35.49"N	1°10'13.58"E	13	B	0,18	0,06	561	7
ERC21b	Sentenac d'Oust	Albian	42°52'35.49"N	1°10'13.58"E	10	B	0,22	0,06	544	12
07LH01	Lherz	?			15	B	0,27	0,07	520	8
07LH03a	Lherz	?			15	B	0,50	0,06	428	4
ARG14	Bédeilhac	Triassic gypsum	42°52'29.59"N	1°34'38.76"E	14	B	0,65	0,01	353	1
ARG6	Bédeilhac	Triassic marble	42°52'30.49"N	1°34'36.71"E	10	B	0,16	0,08	568	9
LC05f	Lherz	?	42°48'49.49"N	1°22'11.90"E	12	B	0,52	0,05	412	7
LHZ50	Lherz	Liassic	42°48'59.05"N	1°21'44.55"E	13	B	0,50	0,06	421	7
LHZ63	Lherz	Berriasian-Hauterivian ?	42°48'43.47"N	1°22'15.74"E	10	B	0,17	0,04	564	6
LHZ65a	Lherz	Triassic	42°47'51.93"N	1°22'40.30"E	8	B	0,19	0,07	556	11
LHZ66	Lherz	Jurassic	42°47'42.11"N	1°22'53.26"E	10	B	0,22	0,08	545	11
LHZ67	Lherz	Jurassic	42°47'39.03"N	1°23'3.84"E	8	B	0,25	0,05	531	7
LHZ68	Lherz	Jurassic	42°47'53.78"N	1°22'41.49"E	11	B	0,27	0,10	523	13
LHZ69	Lherz	Jurassic	42°47'42.87"N	1°22'25.70"E	6	B	0,45	0,06	437	8
LHZ73	Lherz	Jurassic ?	42°47'50.61"N	1°26'16.63"E	10	B	0,27	0,08	519	11
LHZ75	Lherz	Berriasian-Hauterivian	42°48'14.16"N	1°24'44.71"E	11	B	0,22	0,07	541	9
LHZ76	Lherz	Berriasian-Hauterivian	42°48'13.94"N	1°24'44.64"E	10	B	0,22	0,08	543	11
LHZ77	Lherz	Berriasian-Hauterivian	42°48'13.27"N	1°24'45.12"E	12	B	0,23	0,05	540	6
LHZ78	Lherz	Jurassic	42°47'28.11"N	1°24'23.71"E	12	B	0,23	0,07	538	10
LHZ79	Lherz	Jurassic	42°47'48.52"N	1°24'17.17"E	11	B	0,19	0,13	556	17
LHZ80	Lherz	Liassic	42°47'54.42"N	1°24'17.08"E	13	B	0,18	0,65	560	8
LHZ82	Lherz	Jurassic	42°47'21.07"N	1°24'24.75"E	10	B	0,23	0,05	537	6
LHZ83	Lherz	Liassic	42°46'56.23"N	1°24'17.22"E	11	B	0,23	0,09	540	13
LHZ85	Lherz	Turonian-Senonian	42°46'53.41"N	1°23'43.51"E	7	L	0,63	0,01	321	5
LHZ86	Lherz	Devonian	42°46'53.13"N	1°23'43.58"E	9	B	0,20	0,05	551	8
LHZ87	Lherz	Berriasian-Hauterivian?	42°48'45.50"N	1°22'15.00"E	9	B	0,19	0,07	557	10
LHZ90	Lherz	Liassic	42°47'15.70"N	1°23'3.90"E	14	B	0,03	0,03	626	4
LHZ91	Lherz	Turonian-Senonian	42°47'13.83"N	1°21'9.54"E	15	L	0,65	0,02	343	6
LHZ92	Lherz	Devonian	42°46'50.10"N	1°22'26.50"E	18	B	0,31	0,06	505	6
LHZ93	Lherz	Turonian-Senonian	42°46'26.50"N	1°27'18.50"E	16	L	0,65	0,02	336	5
LHZ94	Lherz	Turonian-Senonian	42°46'40.73"N	1°26'22.06"E	15	L	0,67	0,03	365	9
LHZ95	Lherz	Liassic	42°46'50.60"N	1°25'49.70"E	15	B	0,18	0,06	559	7
LHZ96	Lherz	Liassic	42°46'54.60"N	1°25'3.00"E	16	B	0,19	0,08	557	7
LHZ98	Lherz	Turonian-Senonian	42°46'30.60"N	1°27'48.70"E	13	L	0,66	0,04	341	6
SUC1	Vicdessos	Liassic	42°46'32.46"N	1°29'38.11"E	?	?	?	?	621	?
SUC3	Vicdessos	Turonian-Senonian	42°46'21.19"N	1°29'31.87"E	12	B	0,65	0,03	353	4
SX2	Lherz	black meta-pelite (Liassic?)	42°46'56.11"N	1°23'59.86"E	8	B	0,15	0,07	576	10
MP10	Moncaup	Liassic	42°58'53.64"N	0°42'38.04"E	4	L	0,56	0,07	235	42
MP12	Moncaup	Liassic	42°59'30.10"N	0°43'19.80"E	12	L	0,64	0,03	333	8
MP13	Moncaup	Liassic	42°59'31.40"N	0°43'13.20"E	17	L	0,63	0,02	322	5
MP14	Moncaup	Liassic	42°59'25.80"N	0°43'7.70"E	10	B	0,64	0,02	358	2
MP16	Moncaup	Barremian	42°58'3.50"N	0°42'38.40"E	10	L	0,60	0,03	303	7
MP17	Moncaup	Jurassic	42°57'50.30"N	0°43'36.20"E	17	B	0,12	0,12	604	8
MP18	Moncaup	Jurassic	42°57'49.20"N	0°43'35.70"E	24	B	0,18	0,15	587	10
MP21	Moncaup	Gargasian to early Albian	42°57'36.00"N	0°43'12.00"E	18	L	0,60	0,07	301	5
MP22	Moncaup	Urgonian	42°57'47.20"N	0°42'57.90"E	20	L	0,63	0,02	320	5
MP23	Moncaup	late-Jurassic	42°58'10.40"N	0°42'27.40"E	17	L	0,61	0,03	289	9
MP26	Moncaup	Liassic	42°56'52.50"N	0°44'12.80"E	16	B	0,48	0,14	406	5
MP27 total	Moncaup	Jurassic (Kimmeridgian)	42°57'23.50"N	0°44'25.60"E	23	B	0,47	0,10	425	6
MP27d cl bl	Moncaup	clast in Kimmeridgian breccia	42°57'23.50"N	0°44'25.60"E	4	B	0,52	0,03	410	6
MP27e cl n	Moncaup	clast in Kimmeridgian breccia	42°57'23.50"N	0°44'25.60"E	13	B	0,47	0,08	431	10
MP27e cl ool	Moncaup	clast in Kimmeridgian breccia	42°57'23.50"N	0°44'25.60"E	6	B	0,49	0,05	423	9
MP28	Moncaup	Jurassic	42°57'20.00"N	0°44'20.60"E	17	B	0,44	0,09	454	6
MP29	Moncaup	Jurassic	42°57'15.63"N	0°44'17.94"E	20	B	0,42	0,09	448	9
MP30	Moncaup	Jurassic	42°57'12.20"N	0°44'17.90"E	15	B	0,47	0,08	427	7
MP31	Moncaup	Jurassic	42°57'8.90"N	0°44'13.00"E	17	B	0,59	0,03	380	4
MP34	Moncaup	Jurassic	42°57'0.50"N	0°44'18.80"E	2	B	0,58	0,01	383	5
MP35	Moncaup	Jurassic	42°57'0.50"N	0°44'18.80"E	24	L	0,63	0,04	319	9
MP36	Moncaup	Jurassic	42°57'0.50"N	0°44'18.80"E	2	L	0,64	0,01	330	9
MP37a	Moncaup	Berriasien	42°57'4.60"N	0°43'54.10"E	18	L	0,64	0,01	327	4
MP38a	Moncaup	Paleozoic? Liassic?	42°59'7.73"N	0°44'20.47"E	19	B	0,12	0,09	594	5
11MP39	Moncaup	Triassic?	42°59'9.07"N	0°44'21.21"E	16	B	0,19	0,08	555	9
11MP40	Moncaup	Triassic?	42°59'8.85"N	0°44'21.08"E	10	B	0,18	0,07	559	10
11MP75	Moncaup	Jurassic	42°57'53.81"N	0°44'1.39"E	14	B	0,19	0,15	556	18
11MP76	Moncaup	Jurassic	42°57'54.42"N	0°44'2.93"E	10	B	0,11	0,08	594	12

Sample	Location	Lithology	Position		Nb Spectra	Method	R2	SD	T (°C)	SE (°C)
11MP77	Moncaup	Jurassic	42°57'55.15"N	0°44'4.09"E	13	B	0,33	0,04	493	4
11MP79	Moncaup	Jurassic	42°57'56.75"N	0°44'5.14"E	18	B	0,11	0,10	598	8
11MP85	Moncaup	Jurassic	42°58'58.38"N	0°44'26.40"E	17	B	0,28	0,12	491	8
SAR 34	Saraillé	Albian-Cenomanian	0°42'38.04"E	0°37'22.85"O	10	B	0,66	0,02	346	3
SAR5	Saraillé	Urgonian	43° 3'9.89"N	0°38'24.90"O	7	L	0,61	0,03	297	14
SAR7	Saraillé	Urgonian	43° 3'11.44"N	0°38'14.71"O	15	L	0,64	0,02	328	7
URD11	Urdach	Cenomanian	43° 7'7.60"N	0°39'46.12"O	8	L	0,55	0,02	215	3
URD14	Urdach	Cenomanian	43° 7'7.60"N	0°39'46.12"O	13	L	0,57	0,00	233	1
10AG2B	Agly	Liassic	42°45'29.48"N	2°45'27.76"E	14	B	0,68	0,03	337	4
10AG01B	Agly	Jurassic	42°45'14.10"N	2°46'31.39"E	15	B	0,64	0,01	356	2
10AG04A	Agly	Triassic	42°45'4.46"N	2°46'5.73"E	12	B	0,57	0,05	387	6
10AG03	Agly	Silurian	42°44'53.24"N	2°46'14.76"E	14	B	0,65	0,02	351	3
10AG4B	Agly	Triassic	42°45'4.68"N	2°46'3.03"E	13	B	0,33	0,06	494	7
12 PB 02	Abarratia	Turonian?	43°20'56.18"N	1°14'16.30"O	20	L	0,50	0,08	157	21
12 PB 03	col d'Ibarburia	Aptian-Albian "Marnes à Spicules"	43° 5'41.00"N	1° 0'54.00"O	19	L	0,57	0,02	249	2
12 PB 05	Arhansus	Albian-Cenomanian	43° 4'20.70"N	1° 1'11.60"O	17	L	0,55	0,01	224	3
12 PB 06	Arhansus	Albian-Cenomanian	43° 4'17.80"N	1° 1'19.80"O	19	L	0,56	0,02	235	4
12 PB 07	Barlanès	Albian-Cenomanian	43° 2'43.00"N	0°47'21.40"O	16	L	0,49	0,05	156	10
12 PB 08	Barlanès	Liassic	43° 3'23.30"N	0°47'40.40"O	11	L	0,61	0,01	288	4
12 PB 09	Barlanès	Albian-Cenomanian	43° 4'55.10"N	0°48'3.70"O	2	L	0,67	0,06	366	56
12 PB 10	Roquiague	Albian-Cenomanian	43° 6'18.00"N	0°51'15.40"O	18	L	0,59	0,04	255	5
12 PB 11	Roquiague	early-Cenomanian	43° 7'31.50"N	0°48'32.00"O	20	L	0,64	0,02	331	4
12 PB 12	Roquiague	early-Cenomanian	43°10'4.30"N	0°46'25.60"O	19	L	0,64	0,02	330	5
12 PB 13	Roquiague	late-Cenomanian	43° 8'37.80"N	0°48'33.62"O	19	L	0,57	0,01	247	2
12 PB 14	Roquiague	?	-	-	20	L	0,58	0,01	253	3
12 PB 15	Roquiague	Cenomanian-Turonian	43°12'25.80"N	0°59'38.90"O	20	L	0,55	0,01	224	3
12 PB 16	Roquiague	Aptian-Albian	43°10'20.10"N	0°57'22.60"O	19	L	0,61	0,01	295	2
12 PB 17	Saraillé	Albian-Cenomanian	43° 2'55.59"N	0°39'56.61"O	19	L	0,60	0,02	278	5
12 PB 18	Saraillé	Albian-Cenomanian	43° 2'25.80"N	0°37'44.70"O	19	L	0,59	0,01	263	3
12 PB 19	Saraillé	Jurassic	43° 3'59.57"N	0°36'7.12"O	20	L	0,61	0,01	298	2

Tableau 1 : Températures RCSM pour l'ensemble des échantillons analysés dans le cadre de cette thèse.

II.3.1. Zonation thermique à l'échelle du domaine Pyrénéen

Une première zonation thermique, apparaît clairement à l'échelle du domaine Pyrénéen (Choukroune and Séguret, 1973; Choukroune, 1976; Bernus-Maury, 1984; Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990). En accord avec ces auteurs, nous distinguons trois secteurs de la manière suivante :

- Un secteur oriental comprenant les bassins de Boucheville, le Pays de Sault et le fossé d'Aulus présente les plus hauts degrés de métamorphisme (jusqu'à 600°C et au-delà). Les isogrades sont ici largement perturbés et affectés par des accidents qui coïncident avec la présence de brèches tectono-sédimentaires.
- Un secteur central comprenant le fossé de la Ballongue et les Baronnie qui présente des degrés élevés de métamorphisme (400-450°C, localement supérieur à 550°C), décroissants vers l'Ouest. Les relations avec les différentes unités tectoniques semblent ici mieux préservées.
- Un secteur occidental, représenté par la ZNP du pays Basque et du Béarn, où sont observés de plus faibles degrés de métamorphisme. Dans cette partie occidentale, l'anomalie thermique est davantage localisée sur le versant Sud de la chaîne, dans la région de Tolosa (nappe des marbres) où elle coïncide d'ailleurs avec des

pointements de péridotites. Ce basculement thermo-structural semble indiquer un changement de vergence des structures contrôlant l'amincissement crustal.

II.3.2. Zonation thermique à l'échelle des bassins

La répartition spatiale des isogrades du métamorphisme HT/BP pyrénéen et sa mise en relation avec les structures géologiques à l'échelle du bassin permet de mettre en évidence des relations de causalité. En accord avec les résultats des travaux précédents (Ravier, 1959; Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990), nous suggérons une relation de premier ordre entre les degrés de métamorphisme les plus élevés atteints dans les méta-sédiments et leur proximité avec les corps de matériel profond (péridotites et croûte moyenne ou inférieure). Ces relations sont cependant souvent perturbées par des accidents tectono-sédimentaires postérieurs au pic du métamorphisme. Le secteur des Pyrénées centrales est le plus adapté pour étudier ce type de relations et nous avons particulièrement travaillé sur la région de Moncaup. Ces résultats font l'objet d'un article scientifique en préparation (Partie III.5). Les pointements de péridotites mantelliques sont associées aux plus hauts degrés de métamorphisme (>600-500°C; Figure 20). Les écailles de socle paléozoïque sont associées à des températures intermédiaires, dont l'intensité est corrélée positivement au grade métamorphique du matériel paléozoïque impliqué : 600-500°C pour les méta-sédiments associés aux granulites et 500-350°C pour les méta-sédiments associés au matériel paléozoïque de faciès amphibolite et schiste vert (Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990). Comme évoqué par Golberg (1987), l'association des terrains les plus métamorphiques avec les péridotites ne traduit pas un métamorphisme de contact, mais s'explique par une concentration du flux de chaleur aux endroits où la croûte est amincie à l'extrême. D'une manière générale, la croûte continentale est sous-représentée au sein de la ZNP, et lorsqu'elle est présente, elle est peu affectée par le métamorphisme créacé, ce qui suggère une élimination, ou un boudinage précoce au cours du processus de déchirure continentale (Figure 23). Ce processus, si il est démontré s'avère d'une importance capitale pour la compréhension de l'évolution de toutes les marges passives distales.

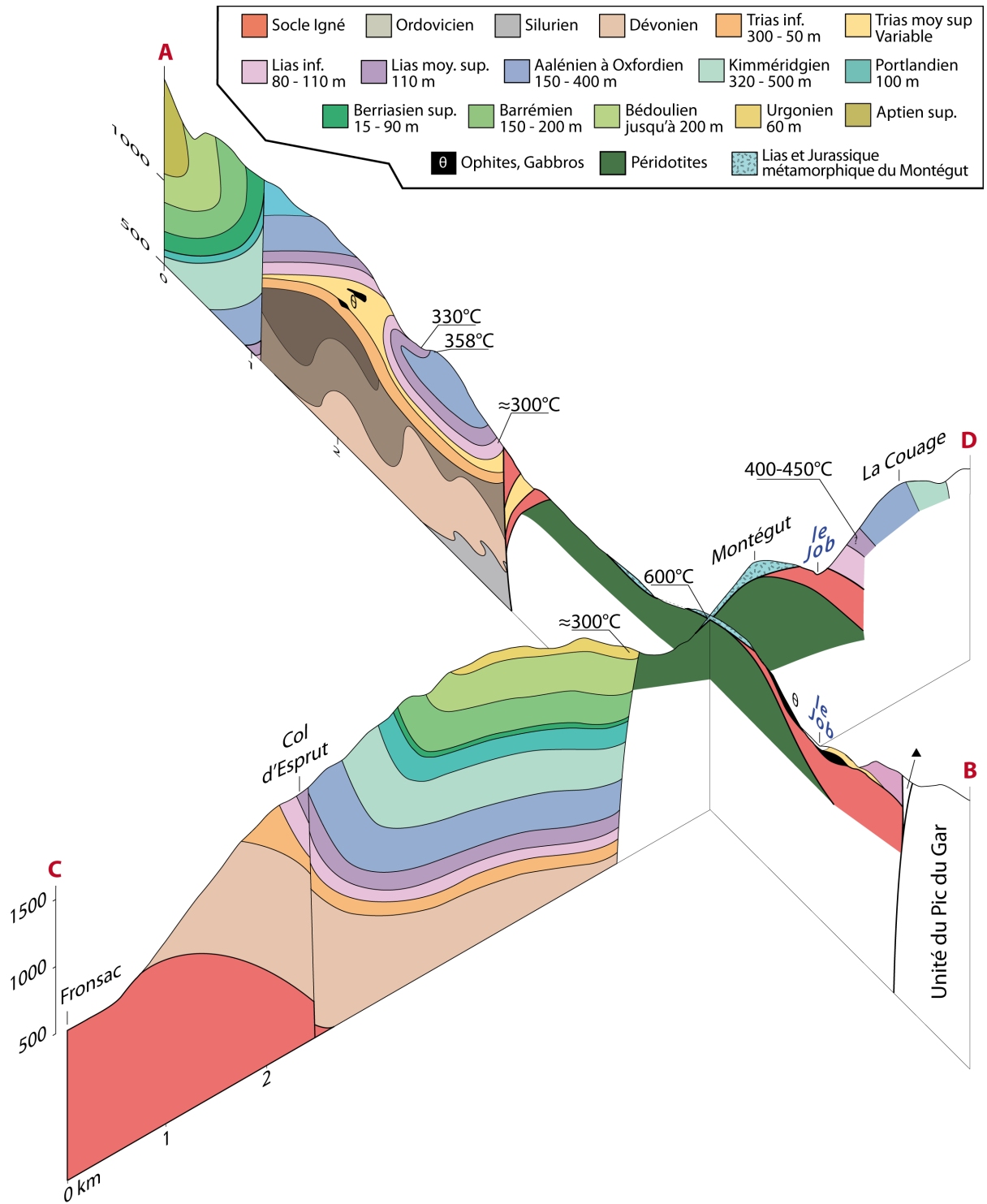


Figure 20: Coupes à travers le massif de péridotite de Moncaup. Les tracés de coupes A-B et C-D sont localisés sur la carte de la figure 21.

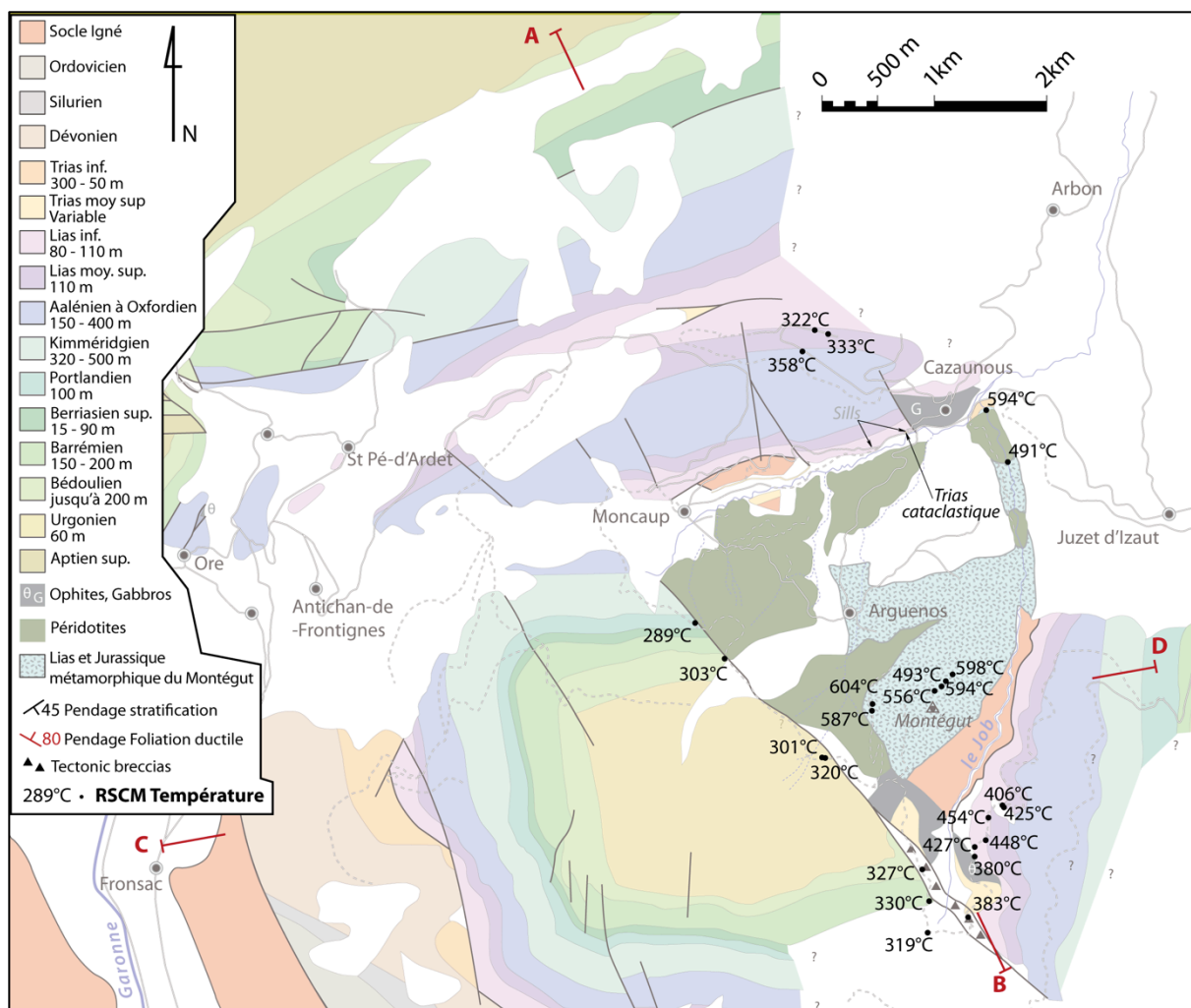


Figure 21: Carte de localisation des paléotempératures RSCM dans la région de Moncaup.

II.3.3. Zonation thermique à l'échelle de la pile sédimentaire

Au sein des métasédiments triasiques à anté-cénomaniens, l'intensité du métamorphisme est souvent indépendante de la position stratigraphique occupée dans la pile sédimentaire. Cela est rendu particulièrement visible dans le fossé d'Aulus où les mesures au thermomètre Raman obtenues dans les méta-sédiments montrent des températures de l'ordre de 420°C à 600°C aussi bien dans du matériel néocomien que jurassique ou triasique (Figure 22). La température la plus basse est d'ailleurs obtenue dans les marbres sombres fossilifères du col Dret, rattachés au Lias (Colchen et al., 1997; Ternet et al., 1997). Cette disposition anarchique des isothermes au sein de la série mésozoïque peut être interprétée de deux manières :

- soit elle est la conséquence d'une propagation de l'anomalie thermique au sein de la série par l'intermédiaire d'un vecteur de chaleur tel qu'un magma ou des fluides. Dans cette hypothèse, déjà avancée par Dauteuil & Ricou (1989), les fluides circulant à travers la pile sédimentaire peuvent être localement responsable de leur bréchification par des phénomènes hydrauliques. Il semble cependant que la signature géologique du passage de ces fluides reste à mettre en évidence car les données actuelles ne permettent pas de mettre l'intensité du métamorphisme en relation avec la proximité des affleurements de brèches. Par exemple, le matériel néocomien exposé dans toute la moitié occidentale du fossé d'Aulus n'est que peu bréchifié, mais présente pourtant des températures pouvant dépasser 600°C.
- Soit elle est la conséquence de démembrements ou de plissements de la série mésozoïque antérieurs ou contemporains du pic de métamorphisme. Cette hypothèse est en accord par exemple avec la position basculée des marbres reposant directement sur les péridotites de Moncaup et avec celle de l'Aptien du Sarailé (Béarn) qui repose à la verticale sur des cataclasites de dolomies, des écaïlles de socle paléozoïque et des lentilles de talc (Lagabrielle et al., 2010). En étudiant la répartition de l'évolution métamorphique dans le bassin albo-cénomannien de la Ballongue, qui a conservé sa structure originale, Goujou (1987) a pu décrire une répartition en cloche des isothermes centrée sur le bassin, indiquant un transfert vertical, du bas vers le haut de l'anomalie thermique.

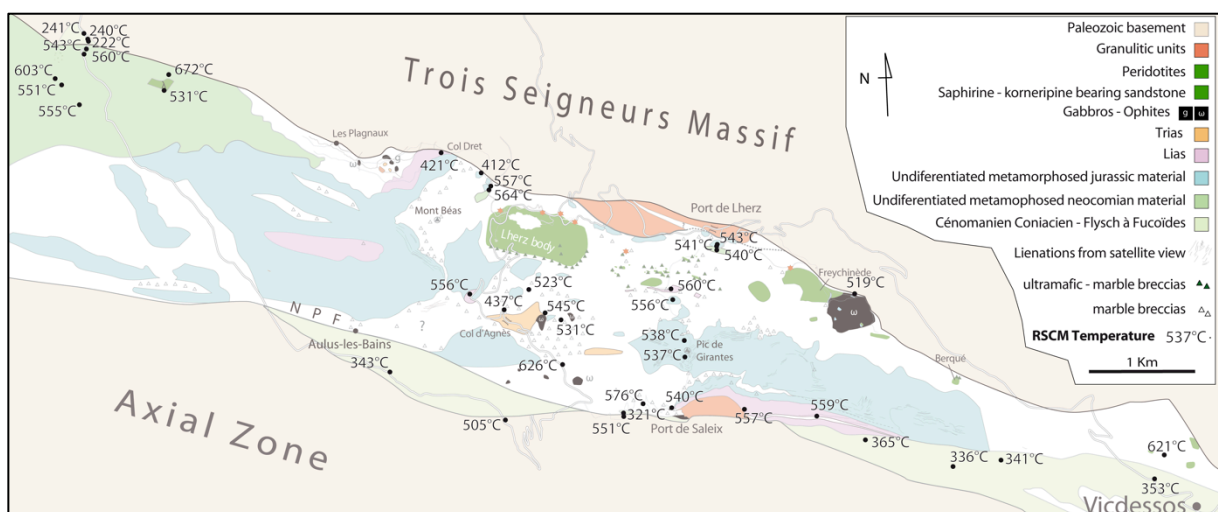


Figure 22: Carte de localisation de paléotempératures RSCM dans la région de Lherz.

A l'inverse, le matériel cénomano-turonien et postérieur présente un métamorphisme d'intensité variable mais toujours inférieur à celui des sédiments plus vieux qu'il recouvre. Cela indique que son dépôt est synchrone ou postérieur à une première tectonique ayant affecté les méta-sédiments anté-cénomaniens.

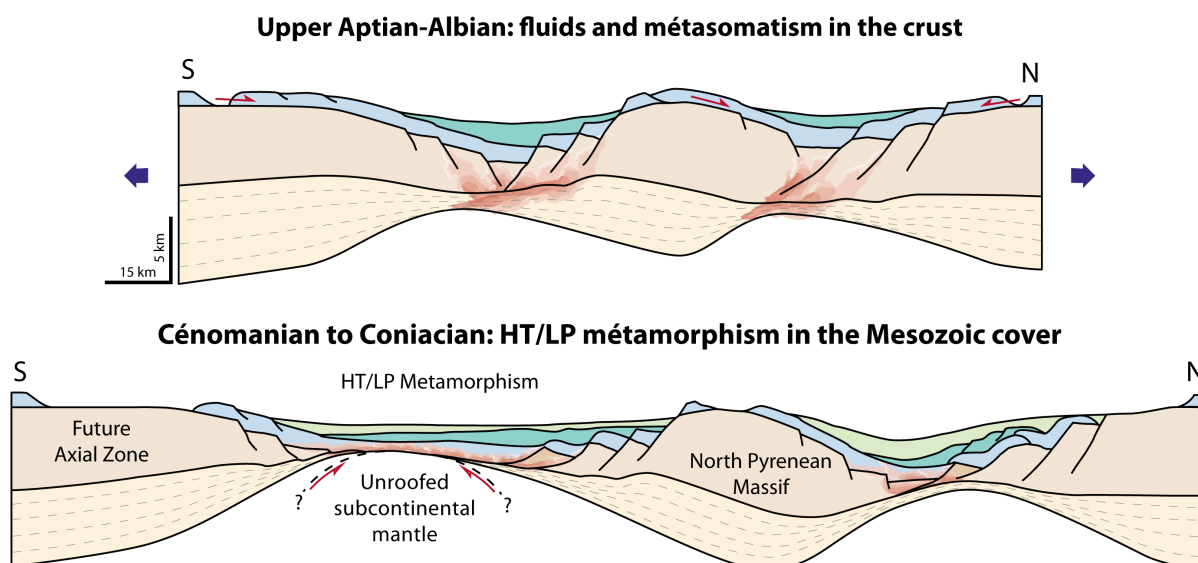


Figure 23 : Représentation schématique de l'évolution du métamorphisme crétacé dans le domaine pyrénéen. En haut : phase hydrothermale précoce affectant le socle paléozoïque. En bas : phase de métamorphisme HT de la couverture pré- et syn-rift suite au boudinage de la croûte continentale.

II.3.4. Marbres granulitiques et sables à saphirines

Des marbres de faciès granulitique rapportés au cortège des roches profondes du socle de la ZNP affleurent dans le ravin des Plagnaux et dans le vallon de Saleix (Vielzeuf, 1980; Ternet et al., 1997). Des paragénèses à calcite, dolomite, forstérite, humite, phlogopite, spinelle, clinopyroxène, plagioclase caractérisent un métamorphisme de HT/BP dont la température maximale a été estimée aux alentours de 700°C (Vielzeuf, 1980). Il est tentant de mettre en relation ces marbres à paragénèses granulitiques avec les marbres clairement identifiés comme mésozoïques du fossé d'Aulus. En particulier les marbres dolomitiques blancs saccharoïdes à olivine du Port de Saleix qui se rapprochent des dolomies blanches saccharoïdes jurassiques observées ailleurs dans le fossé d'Aulus (flanc occidental du Mont Béas, crête entre le Sommet de Bizourtouse et le

Pic de Gréoula...). Le faible écart de température (50°C) mesuré entre ces deux formations rend cette supposition plausible et soulève alors le problème de l'âge de l'événement thermique responsable de la formation de certains cortèges de roches granulitiques des Pyrénées. Par ailleurs, les deux affleurements de marbres granulitiques discutés ici sont situés à proximité immédiates des gabbros des Plagnaux et de Saleix. Il faut donc s'interroger sur la participation potentielle des intrusions magmatiques crétacées au métamorphisme. Les conditions thermiques atteintes dans les sédiments mésozoïques sont largement compatibles avec celles requises pour la granulitisation d'un socle cristallin sous-jacent. Aussi l'âge de formation des granulites devra être reconsidérée en détail dans les massifs paléozoïques de la ZNP.

Un point important est que des roches à saphirine, kornéropine, spinelle, scapolite et tourmaline riches en inclusions affleurent fréquemment au contact des massifs de péridotites de la ZNP (Lacroix, 1895; Monchoux, 1970, 1972). La formation de ces roches est encore mal comprise et a donné lieu à trois interprétations :

- 1. Les minéraux constitutifs de ces roches, apparaissent parfois remaniés dans de fines lamines sédimentaires (en face du café de l'Etang de Lherz). Pour cette raison, elles ont pu être interprétées comme une formation sédimentaire dérivée du démantèlement du massif granulitique du Castillon (Choukroune, 1980), dans lequel la présence de saphirine est signalée. Notons cependant que les saphirines du massif de Castillon ne sont pas automorphes, et que la source de la kornéropine resterait alors inconnue puisqu'elle n'est signalée dans aucune autre roche des Pyrénées (Vielzeuf and Kornprobst, 1984). Enfin, il est maintenant avéré que les niveaux à lamines sédimentaires ne sont observables que dans la partie supérieure de certains affleurement, où ils ne correspondent qu'à des remobilisations sédimentaires ou tectoniques de la roche à saphirine à proprement parler (Lagabrielle and Bodinier, 2008).
- 2. On a évoqué une formation par métamorphisme de la croûte granulitique au contact des peridotites lors de la remontée de ces dernières à travers la croûte continentale étirée (Monchoux, 1970). Les conditions de formation de cet

assemblage minéralogique sont estimées à des températures de 800-900°C pour des pressions de 6 à 9 kb (Monchoux, 1972) ou plus faibles (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Azambre and Monchoux, 1998).

- 3. La récente découverte de cristaux d'enstatite riches en inclusion d'anhydrite et apatite dans les roches à saphirine de la région de Lherz (Ribot, 1994; Foucard, 1997) a donné lieu à une interprétation alternative dans laquelle leur formation résulterait du métamorphisme d'évaporites au contact des péridotites mantelliques. Foucard (1997) signale d'ailleurs des compositions riches en halogènes: bore dans la kornéropine, strontium dans l'anhydrite et fluor et chlore dans l'apatite, considérés comme la signature chimique de ces évaporites.

Immédiatement au nord de l'affleurement de roche à saphirine de l'étang de Lherz, se trouvent des roches à diopside, amphibole verte, phlogopite, anorthite, scapolite, tourmaline (dravite), zircon apatite. Leur composition et leur texture granoblastique parfois à joints triples permet de les rapporter aux méta-ophites triasiques (Azambre et al., 1971) métamorphisée et recristallisées dans le faciès amphibolite (Golberg and Leyreloup, 1990). Des méta-ophites similaires affleurent dans la forêt de Freychinède où elles sont accompagnées de scapolites à diopside et de diopsidites à scapolite à phlogopite, tourmaline (dravite), sphène et magnétite (J.-M. Dautria, communication personnelle, Juillet 2012). Avec les cornéennes micacées décrites et les méta-ophites situées au Sud de la péridotite de Freychinède, ces roches sont rattachées au Trias métamorphique (Ternet et al., 1997). Comme l'a indiqué Monchoux (1970, 1972) il semble que les roches à saphirine se situent à proximité immédiate des péridotites et cette tendance semble se confirmer dans toute la ZNP. A l'inverse, le lien génétique avec le socle cristallin ne semble pas établi. Dans la région de Lherz, les premiers affleurements de socle granulitique se trouvent aujourd'hui, après le raccourcissement Pyrénéen, toujours distants de plusieurs centaines de mètres. En revanche, les roches à saphirine sont généralement associées avec les sédiments mésozoïques métamorphiques, et plus particulièrement au Trias évaporitique qui en constitue la base.

A la lumière de ces observations, l'hypothèse d'une origine évaporitique des roches à saphirine retient toute notre attention. Par ailleurs, si les minéraux constitutifs des sables à saphirine apparaissent parfois fragmentés par des mécanismes tectoniques, ils apparaissent aussi parfois relativement intacts. La roche semble alors une accumulation de minéraux sub-automorphes, jointifs dans une matrice de calcite et de smectite. On peut se demander alors comment de tels minéraux se retrouvent associés ensemble. Par exemple il est surprenant d'observer trois amphiboles différentes, intactes et n'ayant visiblement subi aucun transport dans une seule et même roche. Une hypothèse satisfaisante consiste à considérer que ces minéraux se sont formés dans des niveaux évaporitiques contenant des variations locales de composition (alternances sédimentaire par exemples). Lors de leur formation au cours du métamorphisme, les minéraux observés aujourd'hui se trouvaient baignés dans les saumures méta-évaporitiques, permettant leur précipitation en cristaux automorphes. C'est l'évacuation de ces saumures pendant les stades ultérieurs de l'évolution du bassin qui permet leur accumulation sur place, avec peu de transport. Des travaux expérimentaux ou des modélisations pétrologiques devraient permettre de contraindre la gammes de pression et température de formation de la saphirine et de la kornerupine dans un milieu évaporitique. Dans la région de Sar-e-Sang (Afganistan) Grew (1988) décrit la formation de saphirine, kornerupine, phlogopite, tourmaline et enstatite dans des roches dont le protolithe est assimilé à des sédiments argilo-évaporitiques (Schreyer and Abraham, 1976), les conditions de pression et températures sont estimées à ≥ 7 kbar et 630-670°C. La présence de paragenèses à hornblende-scapolite qui apparaissent dans certaines fractures des péridotites de l'Ariège (Lacroix, 1896) peut également être considérée comme une marque de l'interaction des péridotites mantelliques avec la couverture mésozoïque et plus particulièrement les niveaux triasiques qui en constituent la base.

II.3.5. Le rôle des fluides dans la propagation du métamorphisme

Les fluides ont parfois été invoqués pour expliquer les forts gradients thermiques à l'origine du métamorphisme HT/BP de la ZNP (Golberg and Leyreloup, 1985; Golberg et al., 1986; Dauteuil et al., 1987; Golberg, 1987; Dauteuil and Ricou, 1989).

Si leur rôle est clairement établi et daté pour le métamorphisme précoce affectant le socle paléozoïque des massifs nord pyrénéens (St Blanquat et al., 1990; Schärer et al.,

1999; Boulvais et al., 2006, 2007; Poujol et al., 2010), il n'en est pas de même dans la couverture mésozoïque. En effet, les preuves de ces circulations de fluides sont ténues et difficiles à observer sur le terrain. Nous avons distingué 3 marqueurs potentiels de la circulation des fluides dans la couverture mésozoïque :

II.3.5.1. Les paragénèses allochimiques

Si il n'est pas surprenant d'observer des minéralisations à scapolites dans les niveaux méta-évaporitiques du Trias et du Lias, leur présence dans les marbres jurassiques et néocomiens traduit en revanche l'existence d'un métamorphisme allochimique. En effet, la composition chimique d'un calcaire classique ne présente pas de concentration suffisante en chlore et sodium pour permettre la formation de scapolites, il faut donc envisager l'apport de ces éléments par des fluides. Dans la ZNP, il est fréquent d'observer des minéralisations à scapolite le long de fractures ou d'interlits (Figure 24a et b). Dans l'exemple de la Figure 24, les baguettes de scapolite ne présentent aucune orientation préférentielle alors qu'elles se développent dans un marbre clairement folié. Au moins localement, la circulation des fluides semble donc postérieure à la déformation syn-métamorphe de la couverture mésozoïque.

Une origine profonde voire mantellique de ces fluides à été proposée pour les brèches du col d'Agnes (Golberg and Leyreloup, 1985; Golberg et al., 1986) sur la base d'un enrichissement en terres rares. Ces mêmes auteurs sont revenus plus tard sur cette interprétation en raison des compositions isotopiques du ciment de ces brèches, considérés comme représentatives du champ des calcaires marins métamorphisés (Fourcade in Golberg, 1987). Les niveaux méta-évaporitiques du Trias représentent une source possible pour l'émission de ces fluides. Dans le bassin de Boucheville, des travaux portant sur la composition isotopique en oxygène, carbone et strontium des veines à quartz et calcite et de leur encaissant confirment également une origine locale des fluides (Boulvais, analyses non publiés).

D'une manière générale, en ce qui concerne le métamorphisme de la couverture mésozoïque, il est probable que les fluides aient participé à la diffusion de l'anomalie thermique au sein de la pile sédimentaire, mais cette participation semble s'être limitée à des circulations de fluides locaux, issus des sédiments eux mêmes. De telles circulations convectives au sein de cellules d'extension limitée sont d'ailleurs décrites dans les sédiments du bassin de Salton Sea (Younker et al., 1982).

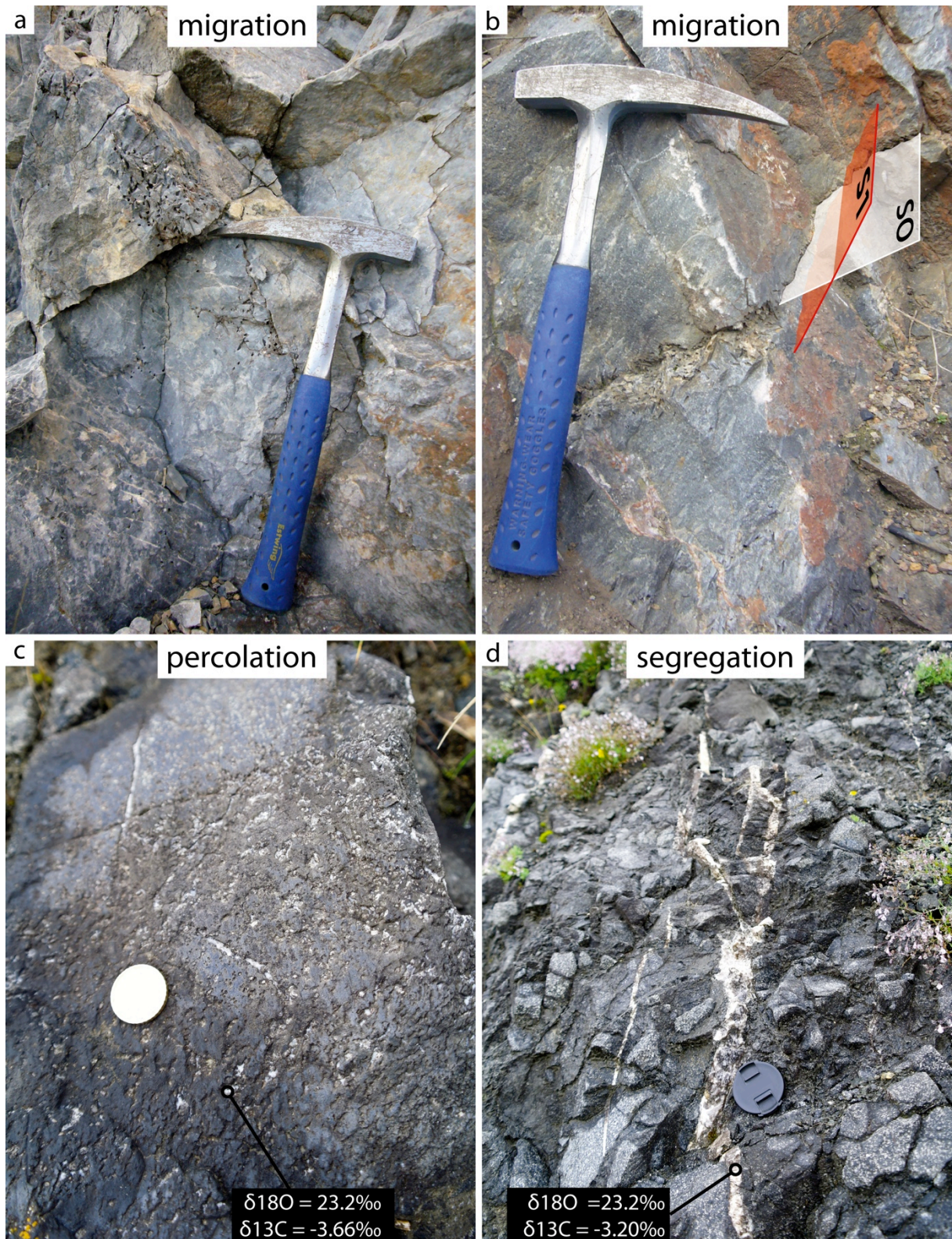


Figure 24: En haut : évidences de circulations de fluides dans les marbres urgoniens d'Estagel à la faveur de fractures (a) et d'interlits (b), S0 : stratification. On note que les scapolites ne sont pas orientés alors que le marbre présente une foliation ductile (S1). La circulation des fluides est donc ici postérieure à la déformation chaude de la couverture. En bas : percolation (c) et ségrégation (d) de fluides dans les méta-évaaporites triasiques du col d'Agnes, qui représentent une source potentielle d'émission de fluides riches en Na et Cl. Des analyses isotopiques de la phase calcitique dans les poches de percolation et dans les veines confirment leur lien génétique.

II.3.5.1. Les brèches hydrauliques

Certaines brèches de la ZNP ont été interprétées comme des brèches de fracturation hydraulique, résultant de la circulation de fluides chauds (Golberg and Leyreloup, 1985; Golberg et al., 1986; Dauteuil et al., 1987; Golberg, 1987; Dauteuil and Ricou, 1989). Leur nature hydraulique et leur distinction des brèches tectono-sédimentaires ne fait cependant pas consensus et reste à éclaircir. Par ailleurs, les données actuelles ne nous permettent pas de corréliser l'intensité du métamorphisme à la proximité des affleurements de brèches.

Localement, dans les niveaux cataclastiques qui marquent des accidents tectoniques, il nous a été possible de mettre en évidence des circulations de fluides localisées s'accompagnant d'anomalies thermiques marquées. C'est le cas dans le niveau de décollement situé à la base de la série mésozoïque de l'Agly, où les argiles lie-de-vin du Rhétien apparaissent parcourues de fines veines de calcite découpant la roche en fragments centimétriques. Une température de 494°C (échantillon 10AG4B) est obtenue dans ce niveau (Figure 25). L'échantillon 10AG4, voisin de seulement quelques dizaines de mètres fournit une température de 382°C. Il semble donc exister un saut brutal de température entre les roches du décollement et celles situées plus haut dans la série, où sont relevées des températures relativement homogènes de 387°C à 337°C. Notons que ce phénomène n'a ici qu'une influence spatiale réduite et semble clairement insuffisant pour propager l'anomalie thermique de manière homogène dans l'ensemble de la série mésozoïque.



Figure 25: fracturation et fluides dans les argiles lie-de-vin du Rhétien, à la base du décollement de la couverture de l'Agly (échantillon 10AG4B, 494°C)

II.3.5.3. Les formations à talc rose du Sarailé

La présentation des affleurements de talc du Sarailé (Béarn) et leur interprétation sont rassemblées en partie 2 Chapitre 4.2.

II.3.6. Le rôle des magmas dans la propagation du métamorphisme

La région de Moncaup offre des affleurements favorables à l'observation des phénomènes magmatiques accompagnant l'ouverture du domaine pyrénéen. Dans la carrière de marbres du Montaut, il est possible d'observer un filon boudiné de roche basique intrusive dans les marbres mésozoïques (Figure 26a). L'allure générale des marbres n'est pas affectée par la proximité du filon, et il n'existe pas d'auréole de contact à proprement parler, si ce n'est qu'à l'approche des épontes du filon, il est possible d'observer des cristaux de muscovite centimétriques (Figure 26c), inexistants ailleurs

dans les marbres. Au printemps 2011, nous avons pu profiter d'un affleurement fraîchement dégagé au pied du village de Cazaunous, à l'intersection des routes D618 et D39, où sont exposés des sills décimétriques de roche magmatique intrusifs dans les marbres liasiques (Figure 26c). La bordure des sills présente une auréole de 5 à 20 cm d'épaisseur, riche en amphiboles centimétriques non orientées (Figure 26d).

Des intrusion de magmas similaires sont décrites dans les galeries de l'exploitation souterraine des marbre de la Montagne de Rié, à proximité du village de Saint-Béat (Thiébaud et al., 1979). Les auteurs décrivent plusieurs sills de quelques centimètres à 1,60m d'épaisseur de teschénites vert sombre plus ou moins grenues. Les sills apparaissent parfois boudinés dans les marbres. Les conditions d'affleurement et une reprise tectonique postérieure ne permettent qu'une analyse partielle des phénomènes de métamorphisme de contact. Lorsqu'elles ne sont pas tectonisées, les bordures montrent des auréoles de contact à phlogopite, albite, épidote, pyrite, apatite et sphène, ne dépassant pas quelques millimètres d'épaisseur. A proximité du village de Cazaunous, des filons d'albitites (datés à $98,3 \pm 1$ Ma ; Poujol M. communication personnelle, avril, 2011), intrusifs dans une écaille de socle paléozoïque, peuvent être rattachées au cortège des roches magmatiques alcalines crétacées.

Plusieurs occurrences de roches magmatiques crétacées affectés par le métamorphisme HT /BP ont déjà été signalées (Azambre, 1967; Azambre et al., 1971, 1992; Azambre and Rossy, 1976; Ternet et al., 1997; Azambre and Monchoux, 1998).

L'extension du magmatisme n'est en rien comparable à celle du métamorphisme et ne saurait en être la cause, dans la région de Lherz, par exemple, seuls de rares affleurements de roches magmatiques alcalines crétacées sont signalés (Plagneaux, Saleix) alors que l'ensemble du bassin est affecté par le métamorphisme HT-BP. Le magmatisme n'apparaît donc pas comme un acteur de premier ordre dans la propagation de l'anomalie thermique responsable du magmatisme HT/BP crétacé. On peut cependant s'interroger sur l'association frappante des deux gisements des marbres granulitiques du fossé d'Aulus avec les intrusions de gabbros des Plagnaux et du Port de Saleix, qui pourraient traduire d'une sur-élévation ponctuelle de l'anomalie thermique par le magmatisme crétacé (cf. II.3.4.).



Figure 26: Sills intrudant des marbres liasique et jurassique indifférenciés dans la région de Moncaup. a) sill boudiné dans la carrière de marbre du Montaigut ; b) Mica centimétrique dans les marbres au contact du sill ; c) Deux sills dans un affleurement récent au pied du village de Cazaunous ; d) détail de l'aurole de contact à amphiboles non orientées ; e) Foliation s1 et rétro-morphose à épidote.

II.3.7. Du pic de température au gradient géothermique

La conductivité thermique peut varier d'une roche à l'autre. Les cristaux d'espèces minérales cubiques et isotropes comme la halite et la sylvite présentent des valeurs de conductivité thermique élevées. Par ailleurs les masses d'évaporites forment généralement des volumes rocheux homogènes et présentent moins de discontinuités sédimentaires (alternance lithologiques, interlits, chenaux...) et tectoniques (diaclasses, failles, schistosité...) que les autres matériaux sédimentaires. Ces propriétés font que les niveaux évaporitiques constituent des ponts thermiques privilégiés, surtout lorsqu'ils sont anhydres, puisque l'eau est un mauvais conducteur thermique. Ainsi, l'anhydrite conduit quatre à cinq fois mieux la chaleur que le gypse et deux à trois fois mieux qu'un calcaire (Clark, 1966; Nely, 1989). Les valeurs de conductivités thermiques pour certains minéraux et roches sont présentées dans le Tableau 2

	Conductivité Thermique (W/m/°C)
Cristal de diamant	121 - 163
Roches salines	5,33 - 7,19
Anhydrite	4,89 - 5,81
Gypse	1,29
Granite	2,59 - 3,76
Basalte	2,38 - 2,92
Grès quartzite	3,09 - 8,03
Grès	1,46 - 4,26
Dolomies	3,72 - 5,52
Calcaires	1,96 - 2,97
Argiles	1,17 - 2,88
Limons	0,15 - 0,87
Eau pure	0,56

Tableau 2: Tableau de comparaison des valeurs de conductivité thermique de différents minéraux et roches, d'après Clark (1966) et Nely (1989).

La pression influence la conductivité thermique par l'intermédiaire de la compaction, elle n'agit pas sur les évaporites qui ne se compactent pas ou peu. En revanche, la compaction des autres roches sédimentaires (calcaires, argiles...) provoque une diminution de la porosité et une expulsion de l'eau interstitielle à l'origine d'une augmentation importante de la conductivité thermique. Enfin, pour la plupart des

roches et minéraux, la conductivité thermique est inversement corrélée à la température. Par exemple la conductivité thermique de la halite passe de 6,98 W/m/°C à 2,09 W/m/°C entre 0°C et 400°C (Clark, 1966). La conductivité thermique des évaporites diminue plus rapidement que celle des carbonates. Il en résulte qu'à 400°C, les deux roches présentent des valeurs de conductivité thermique quasiment identiques (Clark, 1966; Clauser and Huenges, 1995 ; Tableau 3)

	Conductivité Thermique (W/m/°C)					
	0°C	50°C	100°C	200°C	300°C	400°C
Calcite	3,48	3,00	2,72	2,37	2,16	2,06
	4,00	3,40	2,99	2,55	2,29	2,13
Halite (cristal)	6,11	5,02	4,21	3,12	2,49	2,09
Halite (roche)	> 6,65	> 6,57	> 6,57	> 4,80	> 3,67	> 2,98
	< 8,25	< 4,80	< 4,80	< 3,67	< 2,98	< 2,47
Eau pure	0,56	-	0,66	-	-	-

Tableau 3: Evolution de la conductivité thermique de la calcite, de la halite, de la sylvite et de l'eau pure en fonction de la température, d'après Clark (1966) et Clauser & Huenges (1995).

En étant de bons conducteurs thermiques, les sels favorisent l'évacuation de la chaleur depuis les couches sous-jacentes qui apparaissent alors plus froides que dans une situation sans sel. Cette chaleur peut-être transmise latéralement ou verticalement dans les niveaux environnants ou sus-jacent qui s'en retrouvent anormalement réchauffés. Par exemple, pour une couche de sel de 2000 m de puissance dans une série sédimentaires, Yu et al. (1992) modélisent une baisse maximum de 40°C sous la couche de sel et une augmentation de 5°C seulement au-dessus de la couche de sel. Dans le cas d'un diapir ou d'une masse de sel discontinue, les auteurs indiquent des élévations de température pouvant atteindre 30°C.

Dans le cas du métamorphisme HT/BP de la ZNP, l'effet conducteur des évaporites peut avoir joué un rôle sur la diffusion de l'anomalie thermique. Mais en raison de la rapide diminution de la conductivité thermique des évaporites avec l'élévation de température, cet effet sera d'autant plus sensible que l'intensité de l'anomalie régionale sera faible. Cela semble d'ailleurs être le cas dans les domaines relativement froids de la ZNP occidentale, et dans les parties proximales de la marge. Cet effet est en revanche

certainement insensible dans les parties les plus chaudes de la ZNP centrale et orientale où les températures élevées auront inhibé les propriétés conductrices des évaporites.

Cette répartition hétérogène du flux de chaleur pourrait expliquer que les niveaux triasiques d'Arignac, Bonrepaux, Betchat, Caresse-Salies du Béarn et Gotein (Figure 27), soient clairement affectés par le métamorphisme alors que la série sus-jacente ne l'est pas (Thiébaud et al., 1988, 1992).

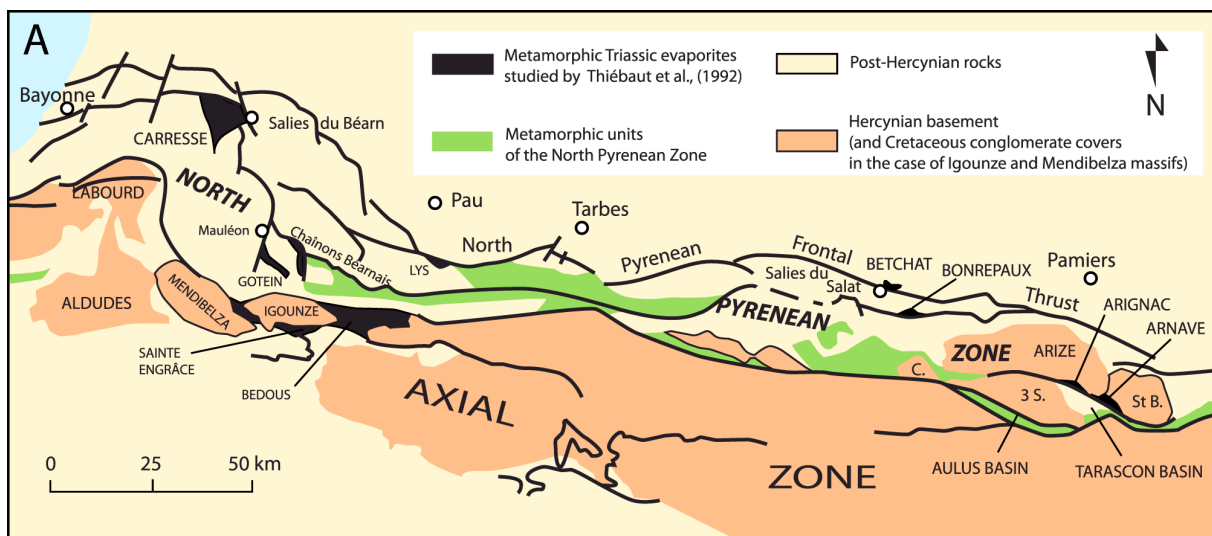


Figure 27: carte géologique simplifiée des principaux gisements d'évaporites triasiques métamorphiques de la ZNP (Lagabrielle et al., 2010 d'après Thiébaud et al., 1992).

Il faut par ailleurs envisager l'effet amplificateur que peuvent jouer les sédiments sur le flux de chaleur. Il semble que lorsque les sédiments sont abondants et qu'ils recouvrent des étendues suffisamment importantes, ils peuvent d'une part limiter l'évacuation du flux thermique par conduction (effet couvercle), mais ils peuvent également empêcher la pénétration des fluides, inhibant ainsi le refroidissement du milieu par des cellules convectives hydrothermales (Lucazeau et al., 2010). Ce phénomène semble suffisamment efficace pour être à l'origine de la production d'un magmatisme local sur un segment du golfe de Californie (Lizarralde et al., 2007).

II.3.8. Anomalie thermique et serpentinisation des péridotites mantelliques

Il semble que l'on puisse établir une relation claire entre le degré de serpentinisation des péridotites de la ZNP et le métamorphisme accompagnant leur exhumation. En effet, les péridotites de la ZNP occidentale sont très serpentinisées (Fabriès et al., 1998) alors que leurs homologues de la ZNP centrale et orientale le sont beaucoup moins. Deux mécanismes complémentaires peuvent être proposées pour expliquer cette relation :

- D'une part, les données chronologiques permettant de reconstituer l'histoire anté-exhumation des péridotites pyrénéennes indiquent une évolution différente pour les deux domaines. Les péridotites mantelliques de la ZNP occidentale ont subi une exhumation en deux étapes, avec une première remontée de 60 km à 25 km de profondeur (1050-950°C) probablement à la fin de l'orogénèse hercynienne, suivie d'une seconde étape depuis 25 km jusqu'à des niveaux superficiels et plus froids (600°C) (Fabriès et al., 1998). Cette seconde étape est marquée par le développement d'une fabrique mylonitique dont l'âge est estimé entre 117 et 109 Ma (Vissers et al., 1997; Fabriès et al., 1998). A l'inverse, les péridotites de la ZNP orientale ont subi une remontée très rapide et en une seule étape. Cette étape de mise en place à des niveaux superficiels est également marquée par la formation de bandes mylonitiques dont le fonctionnement contemporain de la rotation de l'ibérie (Vétil et al., 1988; Azambre and Fabriès, 1989) est estimé à des températures de 750-700°C pour des pressions d'au moins 8 kbar (Fabriès et al., 1991). La durée de la remontée depuis des niveaux mantelliques jusqu'à des niveaux superficiels est évaluée entre 1 et 5 Ma (Albarède and Michard-Vitrac, 1978; Fabriès et al., 1991; Henry et al., 1998). Dans la région de Lherz, ce résultat est obtenu par comparaison d'âges radiochronologiques déterminés par différentes méthodes : un âge de 104+/-5 Ma obtenu par méthode Sm-Nd sur couple amphibole-grenat reflète l'âge auquel les péridotites se situaient dans des conditions thermiques assimilables à celles régnant dans le manteau (Burton et al., 1995). Des âges de 103,6+/-1,3 et 107,2+/-3 obtenus par méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sur amphibole reflètent l'âge de franchissement des isothermes 500-550°C considérés par les auteurs comme la température de la croûte continentale inférieure. Notons cependant que des

températures similaires et même supérieures étaient atteintes à la même époque dans la couverture sédimentaire. Ces chronologies sont récapitulées dans la Figure 28, il en ressort que la remontée très rapide des péridotites de la ZNP orientale pourrait expliquer leurs températures d'exhumation plus élevées que pour celle de la ZNP occidentale. Or, la serpentinisation des péridotites n'est effective que pour des températures inférieures à 550-500°C, et devient particulièrement efficace aux alentours de 250°C (Andreani et al., 2007; Früh-Green et al., 2010). En raison de leur remontée rapide, les péridotites de l'Est ne traversent que très rapidement le domaine présentant les conditions optimum de serpentinisation. De la même manière, la faible serpentinisation observée lors du remaniement sédimentaire des péridotites (cf. partie II.6) n'est pas surprenante dans la mesure où le processus de serpentinisation est extrêmement lent pour des températures inférieures à 100°C (Andreani et al., 2007; Früh-Green et al., 2010).

- D'autre part, l'étude pétrographique et isotopique des opicalcites de la ZNP (article III.2) a permis de montrer que de nombreuses évidences de circulation de fluides hydrothermaux, plus ou moins chauds sont enregistrées dans les péridotites du Tos de la Coustette et d'Urdach, dans le Béarn. En revanche, peu (Moncaup) ou pas (Ercé-Angladure, Lherz, Fontête Rouge, Freychinède, Berqué, Vicdessos, Urs, Bestiac, Caussou) de marques de ces circulations de fluides ont été enregistrées dans les péridotites de l'Est de la ZNP. Il est donc probable que les fluides n'aient pas eu accès aux péridotites de la ZNP orientale au cours de leur exhumation, inhibant ainsi le développement de la serpentinisation. L'absence d'infiltration et de circulation hydrothermale est d'ailleurs un facteur potentiellement responsable de l'augmentation de la température, puisque celle-ci ne peut pas être évacuée par convection.

Notons toutefois que le massif de Salvezines pourtant situé en bordure du bassin de Boucheville où sont enregistrées des températures pouvant dépasser les 550°C, est extrêmement serpentinisé. Cela pourrait être expliqué par la très petite taille du massif et sa position en écaïlle tectonique pincée dans une faille majeure susceptible d'avoir focalisé des circulations de fluides au cours des 90-80 derniers millions d'années.

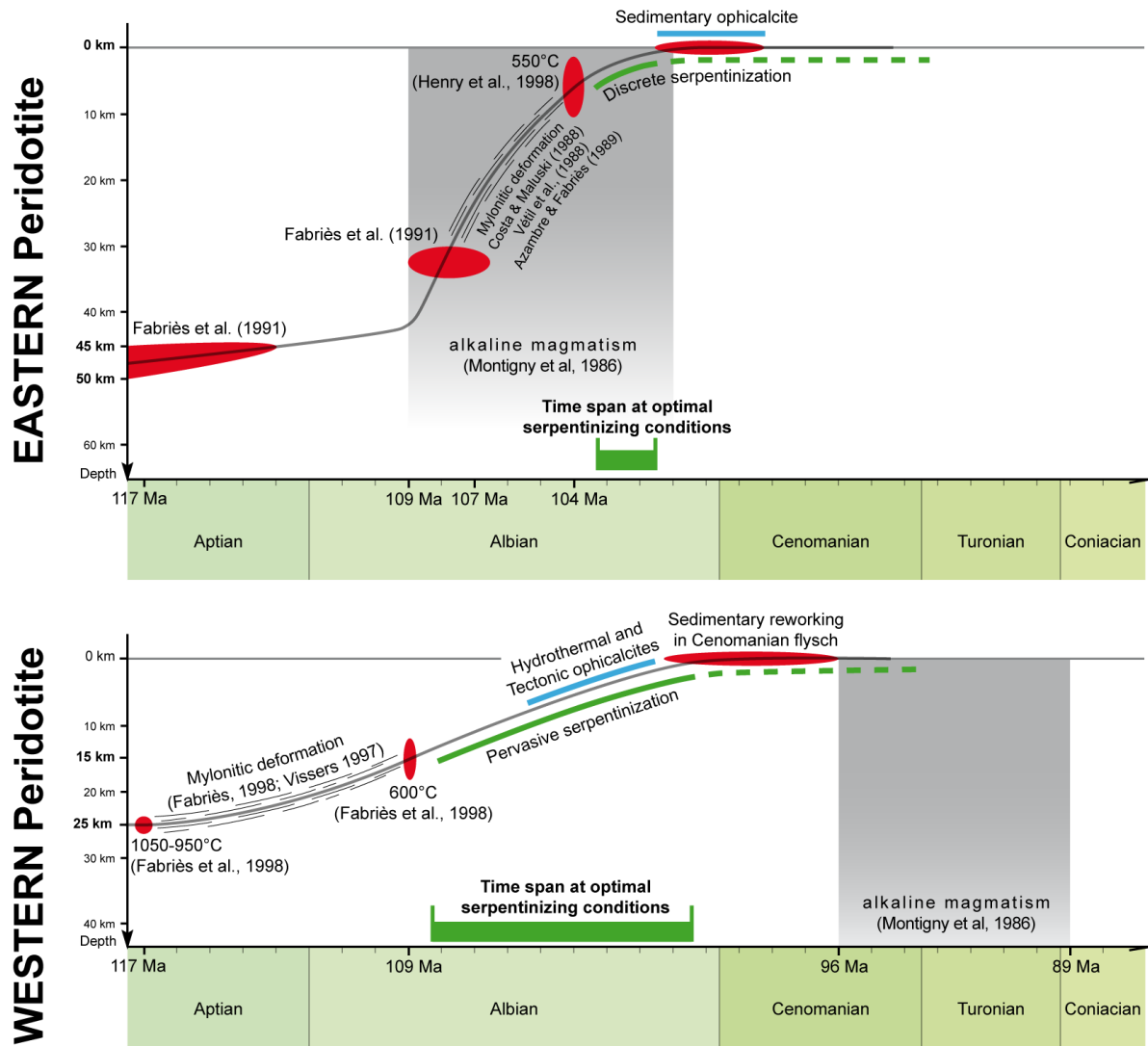


Figure 28: Représentation comparée de la chronologie d'exhumation des péridotites Est- et Ouest-Pyrénéennes d'après les données disponibles dans la littérature (Montigny et al., 1986; Costa and Maluski, 1988; Vétel et al., 1988; Azambre and Fabriès, 1989; Fabriès et al., 1991, 1998; Vissers et al., 1997; Henry et al., 1998). Serpentinisation en vert, formation des ophicalcites en bleu.

II.4. LE DEVENIR DE LA CROUTE CONTINENTALE

II.4.1. Le comportement de la couverture mésozoïque pendant l'amincissement crustal

II.4.1.1. Déformation ductile

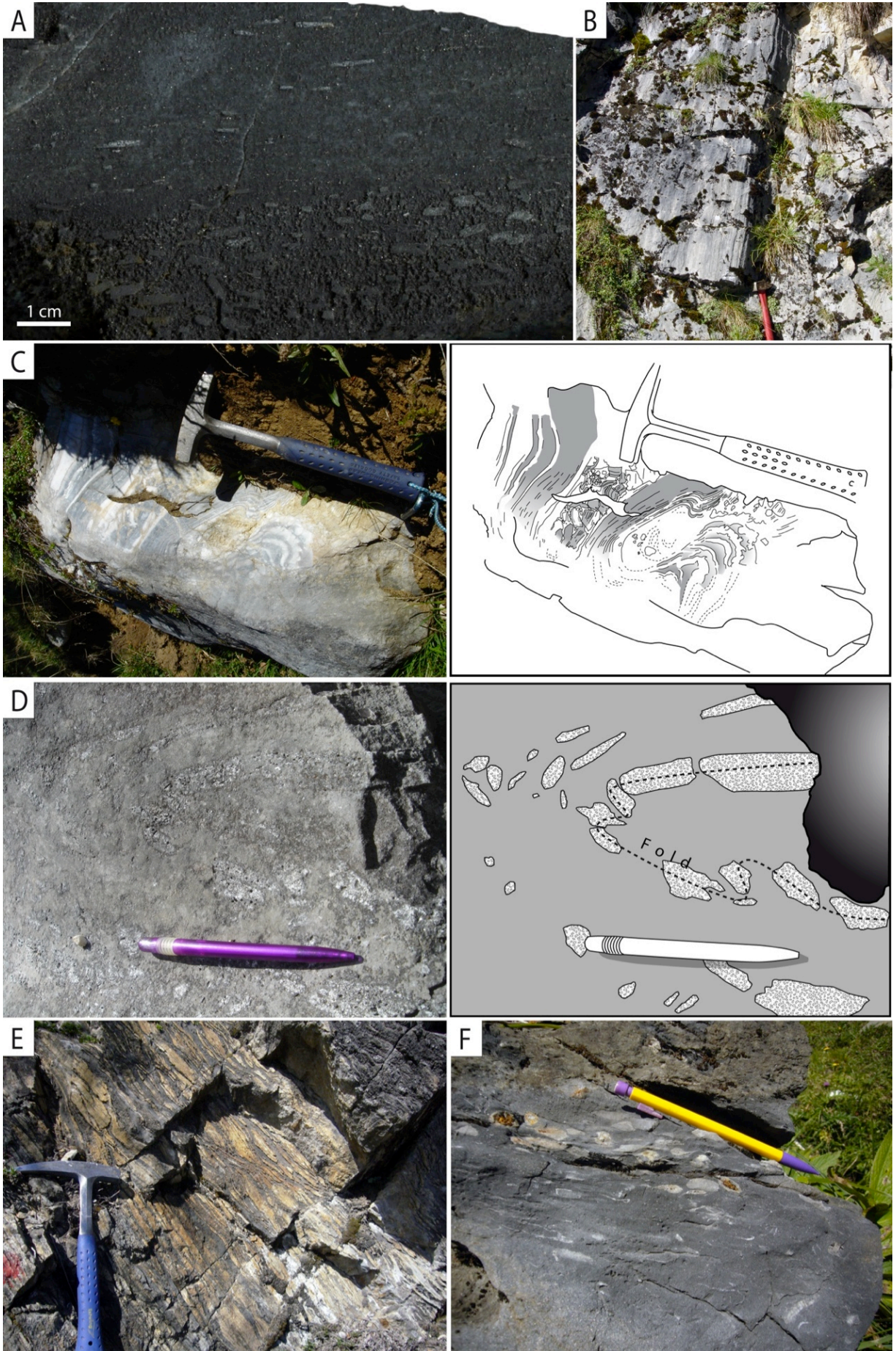
Tout au long de la zone métamorphique de la ZNP, les roches triasiques à albo-cénomaniennes portent les marques d'une déformation ductile intense. L'étude des relations cristallisation-déformation montre que le métamorphisme est souvent statique (Ravier, 1959) mais qu'il est localement syn-cinématique (Bernus-Maury, 1984). Selon Choukroune (1976), le métamorphisme est contemporain d'une première phase de déformation et se poursuit pendant une seconde (cf. phases 1 et 2 de Choukroune 1973). Golberg (1987) attribue un âge compris entre 98,5 et 91,5 Ma (cénomano-turonien) à la phase de métamorphisme statique. Le métamorphisme syn-cinématique apparaît légèrement plus récent avec des âges allant de 95 à 86,5 Ma. L'auteur attribue cette différence d'âge à un effet de la déformation sur la fermeture des systèmes radiométriques, mais d'autres hypothèses sont à envisager, telles qu'un regain d'activité tectonique ou un changement de régime (extensif devenant décrochant ? décrochant devenant extensif ? début de la compression ?).

La déformation est pénétrative et s'exprime par une foliation ductile (S1) des méta-sédiments mésozoïques, souvent transposée sur la stratification (S0). La linéation peut être marquée par l'alignement des minéraux du métamorphisme HT/BP (Figure 29a) ou par un aspect en guimauve étirée de certains marbres (Figure 29b). Les plis sont fréquents et s'observent à toutes les échelles, d'allure très souples ils indiquent une déformation ductile des carbonates (Figure 30). Dans le fossé d'Aulus et dans les marbres du Montaignut (Moncaup), les plis sont isoclinaux, et présentent des géométries souvent complexes en trois dimensions (Figure 29c). Ces plis replissent la foliation ductile qui n'est donc pas syn-schisteuse (cf. II.4.1.2.). La couverture de l'Agly présente de nombreux plis complexes et polyphasés, à axes globalement orientés E-W (Légier et al., 1987). A la base de la série, principalement dans les niveaux triasiques des environs de Calces, il est possible d'observer des plis d'entraînement déversés vers le Nord (Figure 37a et b).

D'une manière générale, les plis observés dans la ZNP ne sont associés à aucun témoignage de tectonique convergente, et ne résultent pas d'une dynamique compressive. Ils semblent plutôt être la conséquence d'un fluage ductile grandement facilité par les températures élevées. Des hétérogénéités rhéologiques ou encore des variations de vitesse de transport au sein d'une bande de cisaillement peuvent par exemple expliquer leur formation. Par ailleurs, les mouvements décrochants, dont l'importance est encore difficile à évaluer et mal contrainte dans le temps, pourrait être à l'origine d'une grande variété de plis, et notamment à axes verticaux.

Les niveaux dolomitiques sont fréquemment boudinés en raison du contraste rhéologique entre calcaires et dolomies, ces dernières, plus compétentes sont tronçonnées par étirement et les vides créés sont bourrés par la matrice calcaire environnante. Ce phénomène s'observe aussi bien à l'échelle centimétrique (Figure 29d) que plurimétrique (Figure 37), dans tous les cas, les boudins et leurs ombres de pression forment des lentilles symétriques, qui semblent indiquer une déformation coaxiale compatible avec un aplatissement. Le boudinage affecte également les alternances calcaro-pélimitiques du Lias de Suc et Sentenac (Figure 29e) et du ravin de Paumère (Lherz).

Figure 29 (page suivante): Illustration de la déformation ductile dans le fossé d'Aulus. a) Linéation minérale marqué par des baquette de scapolites ; b) Linéation ductile sub-verticale ; c) Plis souples et flambage ductile ; d) boudinage de lits dolomitiques dans un pli ; e) boudinage de lits siliceux ; f) Déformation de fossiles dans le Lias.



Le caractère contemporain de la déformation ductile et du métamorphisme HT/BP semble évidente car seule une élévation des températures peut avoir permis le style de déformation observé, marqué par des foliations, linéations et plis d'allure très souple (Figure 29). Il restait cependant important de s'en assurer et de caractériser au mieux les mécanismes de cette déformation pour en comprendre l'origine et le contexte structural.

Les terrains grésopélitiques du Lias et du flysch albo-cénomaniens sont de bons marqueurs du métamorphisme et de la déformation. En tant que telles, ces roches ont déjà fait l'objet de plusieurs études (Choukroune, 1976; Golberg, 1987) mais la rareté de ces faciès, en dehors des dépôts du flysch cénomaniens, ne permet pas d'appréhender l'ensemble des mécanismes de la déformation affectant la couverture syn-rift. En effet, les calcaires et dolomies sont les lithologies les plus abondantes parmi les sédiments pré-rift du domaine pyrénéen. La ZNP, surtout dans sa partie centrale et orientale est caractérisée par une grande abondance de marbres, exploités dans de nombreuses carrières dont certaines sont encore en activité. Les marbres sont de piètres marqueurs de la déformation. Bien souvent celle-ci ne s'exprime que par de discrets rubanements et plissements, invisibles sous une patine grise omniprésente, et les fossiles y sont rares. Les marbres de la ZNP présentent des cristaux de tailles très variables, parfois centimétriques indiquant une recristallisation importante pendant le métamorphisme HT/BP, parfois infra-millimétrique lorsque les marbres sont impurs. Les minéraux du métamorphisme HT/BP sont rares et ne sont pas toujours orientés. Les seuls critères visuels sont donc insuffisants et il faut faire appel à d'autres techniques pour caractériser la déformation.

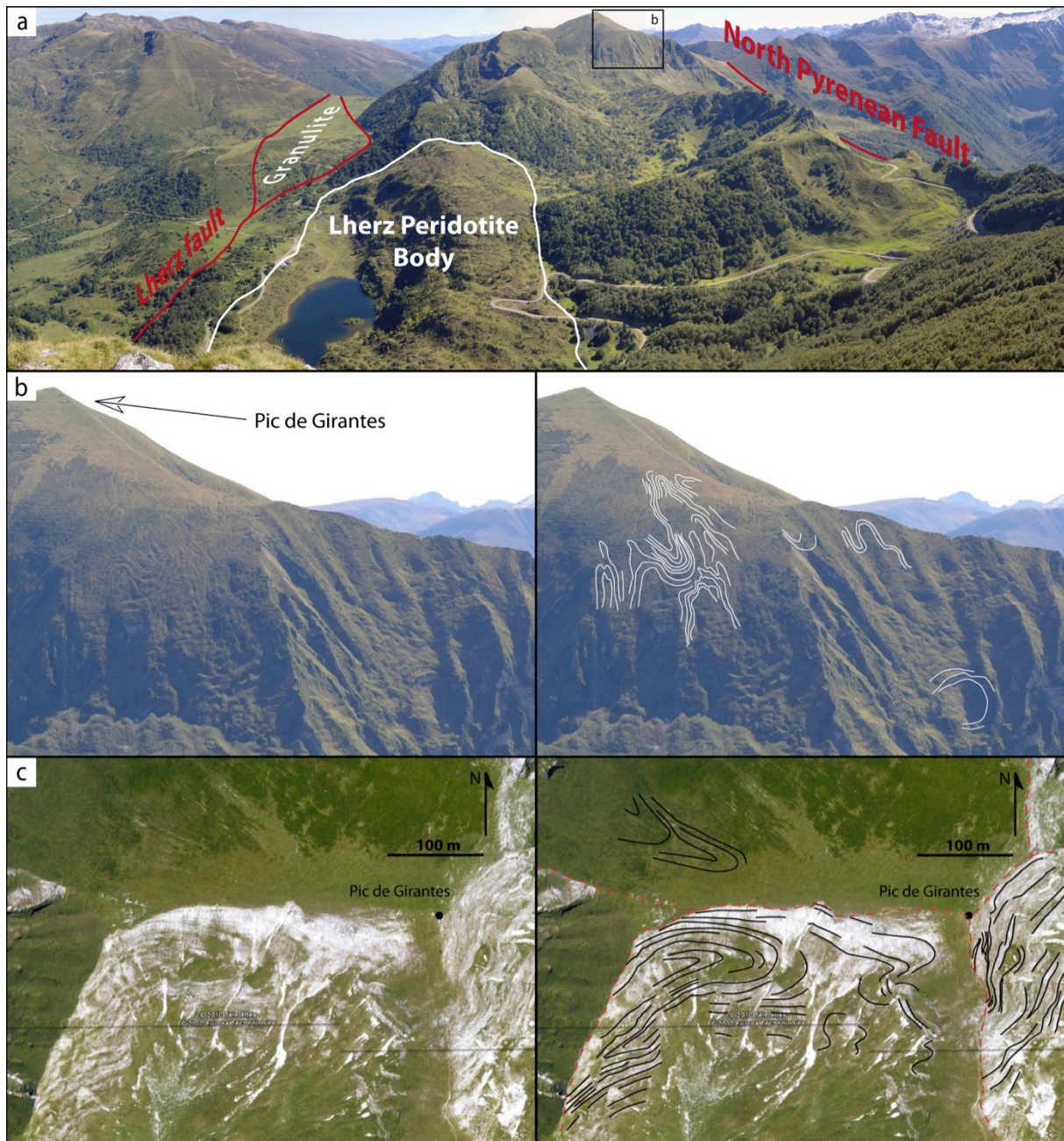


Figure 30: a) Panorama du Fossé d'Aulus vers l'Est, depuis le sommet du Mont Béas. b) Détail de (a) montrant des plis souples marqués par la végétation sur le flanc NO du Pic de Girantes. c) Vue satellitaire de plis souples affectant S0 et S1 sur le flanc sud du Pic de Girantes.

L'analyse des fabriques minérales par EBSD offre la possibilité de déterminer les mécanismes de déformation des minéraux constitutifs d'une roche même si ceux-ci ne présentent pas d'élongation particulière, ou aucune marque visible de déformation (extinction ondulante, sous-grains...). Cette méthode, est donc particulièrement adaptée à l'étude des mécanismes de la déformation des marbres de la ZNP. J'ai analysé dix échantillons provenant du bassin d'Aulus et un échantillon de Moncaup (MP17). Huit

autres échantillons provenant de la couverture de l'Agly ont été analysés dans le cadre d'un travail de Master 1 (Bestani, 2010). Voici une rapide synthèse des résultats obtenus dans les régions de Lherz et de Moncaup:

Les échantillons analysés présentent des fabriques minérales relativement faibles, mais bien organisées, indiquant que la calcite a subi une déformation intracristalline (Figure 31). Il apparaît deux principales configurations des axes cristallographiques de la calcite.

- Les échantillons LH01, LH03, LHZ8, LHZ63, LHZ75, LHZ76, ERC14a et MP 17 montrent un maximum de concentration d'axes c proche du pôle de foliation, et un maximum de concentration d'axes a confondus sur la linéation. Cette configuration est considérée comme la marque d'une déformation intracristalline par fluage-dislocation le long des plans basaux (c) de la calcite. D'après des expérimentations sur marbres naturels (Schmid et al. 1987) et sur monocristaux de calcite (De Bresser and Spiers, 1993, 1997) l'activation du fluage-dislocation sur les plans c de la calcite est susceptible d'être favorisé lors de déformation à haute température. La limite d'activation de ce système de glissement est estimée aux alentours de 600°C par De Bresser and Spiers (1993, 1997). Cependant, des fabriques similaires à celles obtenues dans cette étude sont rapportées dans des mylonites naturelles, à partir de températures de déformation de 300 à 400°C (Leiss and Molli, 2003; Trullenque et al., 2006; Oesterling et al., 2007; Austin et al., 2008). Dans le cas présent, on notera que ce type de fabriques minérales est obtenu dans les marbres qui présentent les températures RSCM les plus élevées du jeu de données. Ces résultats permettent d'une part de confirmer l'existence d'une déformation mylonitique dans les marbres de la ZNP. D'autre part, ils confirment que la déformation a eu lieu à des températures élevées, probablement proches de celles du pic de métamorphisme mesurées par thermométrie RSCM (de 428°C à 604°C). Cette information est d'ailleurs confirmée par l'habitus syn-déformation des scapolites dans certains des marbres analysés (Figure 32).
- Les échantillons LHZ91, et LHZ 51 présentent un type de fabrique minérale différente, caractérisée par un maximum de concentration d'axe cristallographiques c parallèles à la linéation et un maximum d'axes

cristallographiques a perpendiculaires à la linéation. Les cristaux de calcite montrent une élongation parallèle à la linéation avec des rapports de l'ordre de 1 pour 3. Dans la lame LHZ91, nous avons analysé séparément deux portions constituées de grains de tailles différentes. La portion à grain fin (3–10 μm) indique une fabrique minérale de basse température. En revanche, la portion à gros grains (20–100 μm) située dans l'ombre de pression d'un claste ne montre pas de fabrique minérale particulière (Figure 31). Des fabriques similaires sont observées dans les marbres de l'Agly (Vauchez et al., accepté). Ces résultats sont inattendus dans la mesure où aucun exemple de glissement intracristallin dans une direction parallèle à l'axe c de la calcite n'a encore été décrit dans des marbres déformés naturellement ou expérimentalement. Dans la couverture de l'Agly, ce type de fabrique semble directement corrélé à la taille de grains des mylonites analysées, et ne s'observent que dans les marbre à grains fins. Pour cette raison, il est possible que ces fabriques ne traduisent pas nécessairement d'une déformation intracristalline par fluage dislocation, mais puissent en revanche indiquer que la déformation est accommodée par d'autres mécanismes. Le glissement aux joints de grains (Grain Boundary Slide) est un mécanisme de déformation fréquent dans les roches à grains fins, mais qui ne génère ni élongation des cristaux, ni fabriques minérales particulières. Cependant lorsque le glissements aux joints de grains est associé à du fluage-diffusion, il est susceptible de générer des grains allongés (Lifshitz, 1963; Langdon, 2000, 2006) et pourrait constituer un mécanisme susceptible de générer les fabriques observée dans la ZNP. Dans le fossé d'Aulus, nous observons ces fabriques dans les deux échantillons les plus froids du jeu de données (343°C et 421°C), qui correspondent à la gamme de température des marbres de l'Agly. Cela confirme le contrôle dominant de la température sur l'activation des différents mécanismes de déformation au sein des cristaux (fluage-dislocation, fluage-diffusion) ou à leur périphérie (glissement aux joints de grains). Lorsque les températures sont élevées, la croissance des grains par recristallisation est favorisée et la déformation intracristalline s'en trouve facilitée. A l'inverse, à des températures plus basses, le fluage dislocation est défavorisé au profit d'autres mécanismes tels que la déformation aux joints de grains, d'autant plus efficace que la taille des grains peut se trouver réduite par la déformation elle-même.

Les résultats obtenus permettent également de déterminer la géométrie de l'ellipsoïde de déformation pour chacun des échantillons (Figure 31, colonne de droite). Nous distinguons ainsi des mylonites dominées par la linéation (tectonites-L, cigare), des mylonites dominées par la foliation (tectonite-S, galette) et des mylonites intermédiaires (tectonite-SL ou cigares aplatis). Ces différences peuvent s'expliquer par des positions différentes au sein de la zone de cisaillement. Tous les échantillons présentent cependant une composante en aplatissement signalée par un maximum d'axe c perpendiculaires à la foliation. Dans l'ensemble des marbres analysés, les fabriques minérales présentent une relative symétrie et sont elles-mêmes centrées sur les axes de la déformation. En accord avec les observations macroscopiques présentées plus haut, ce résultat semble indiquer que les mylonites résultent d'une déformation en régime coaxial, ce qui s'accorde avec l'idée d'un aplatissement par sous-tirage de la pile sédimentaire comme nous le proposons ci-après (Figure 37).

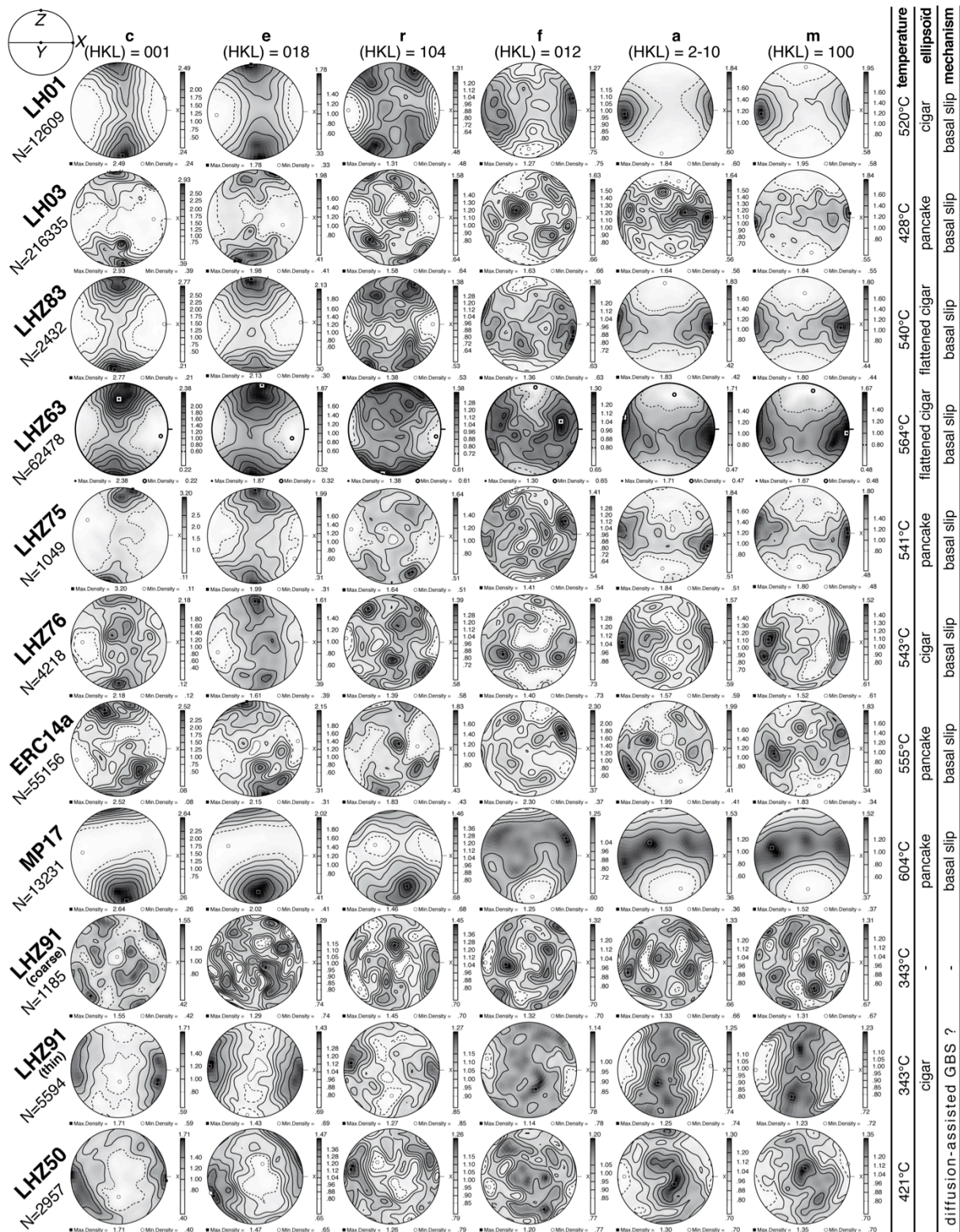


Figure 31: Figure de pôle montrant les fabriques cristallographiques de la calcite dans les marbre mylonitiques du fossé d'Aulus (LH, LHZ et ERC) et de Moncaup (MP17). Les températures maximales du pic de métamorphisme mesurées par thermométrie RSCM sont indiquées pour chaque échantillon dans la colonne de droite, ainsi que l'allure de l'ellipsoïde de déformation et le système de glissement intracristallin activé pendant la déformation.

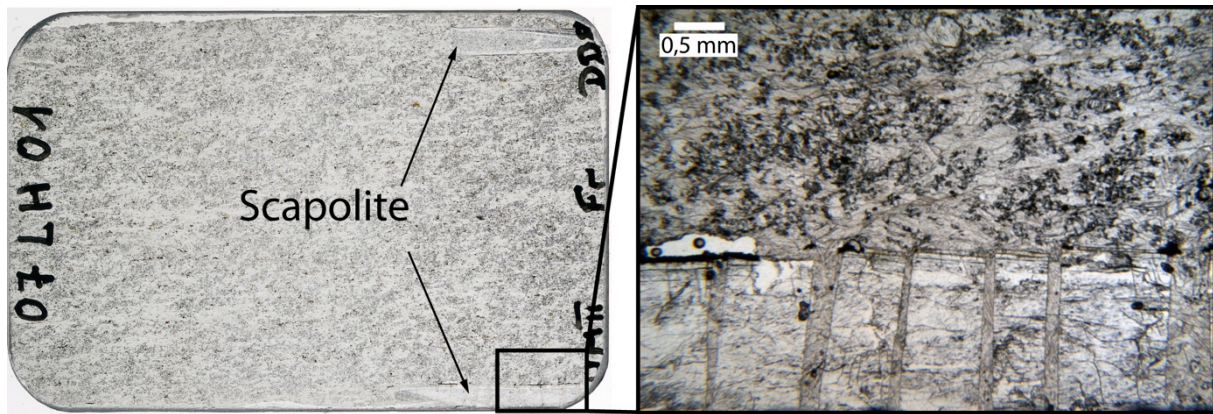


Figure 32: Microphotographie de l'échantillon LH01. La linéation minérale est indiquée par les baguettes de scapolite. La photographie de droite est un détail de celle de gauche, montrant une scapolite tronçonnée et étirée selon la linéation, ce qui indique un âge pré- à syn- déformation des scapolites.

II.4.1.2. Transition fragile-ductile

Dans le fossé d'Aulus et dans la couverture de l'Agly, il est possible de montrer que les métasédiments mésozoïques ont subi un continuum de déformation dans des conditions thermiques de plus en plus froides. Au moins trois étapes successives se distinguent.

- Une première étape de déformation pénétrative est responsable de la foliation ductile des métasédiments (cf. II.4.1.1).
- Lors d'une seconde phase, cette foliation est déformée dans des plis synclinaux dont l'allure très souple suggère encore une déformation chaude (Figure 30)

Enfin, le passage progressif des mylonites massives à des brèches de mylonites monogéniques témoigne de l'évolution des méta-sédiments dans un environnement plus froid, caractérisé par une accommodation fragile de la déformation. La foliation ductile et les plis apparaissent fragmentés en place par une fracturation d'origine mécanique. La Figure 33 qui présente l'évolution de la fracturation d'un marbre (Lias, collines de Calce) à l'approche d'une zone de faille (zone de dommage maximum) offre une vision synthétique des différents types de brèches tectoniques susceptibles d'être observée dans les marbres de la ZNP. Le passage de la mylonite initiale à la brèche cataclastique se fait de manière progressive, sur quelques décimètres à quelques mètres. La succession observée est la suivante : i) roche saine ; ii) roche saine fracturée sans mouvements relatifs des fragments ; iii) déplacement en dominos de fragments anguleux de taille importante; iv) rotation et déplacement mineur de clastes anguleux plus petits ;

v) rotation et déplacement important de clastes arrondis, la structure de la roche originale n'est plus discernable et vi) broyage quasi total de la roche initiale dont il ne reste plus que quelques dragées dans une gouge.

Cette fracturation tectonique semble s'accompagner de circulations de fluides modérées marquées par l'apparition de veines de calcite entre les clastes aux stades iii et iv. Dans la couverture de l'Agly, ce type de brèche est associé au décollement de la couverture (cf II.4.1.3. et Figure 34)

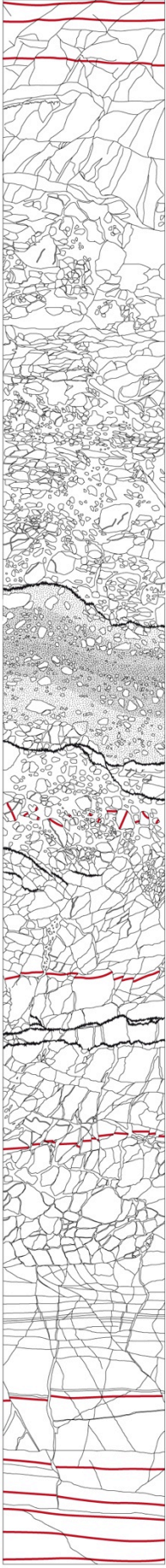
Un tel continuum de déformation indique un refroidissement progressif des conditions de déformation. Les brèches tectoniques témoignent du franchissement de la limite ductile-fragile. Dans le cas de la ZNP, il est possible d'envisager plusieurs hypothèses pour expliquer ce refroidissement.

- Ou bien ce refroidissement indique une baisse des isothermes au sein de la ZNP et s'apparente alors à une diminution du gradient géothermique régional.
- Ou bien ce refroidissement indique une baisse des isothermes dans la roche considérée, indépendamment du géotherme régional, et témoigne d'une extraction de celle-ci vers un domaine plus froid (surface, position périphérique...).

Figure 33 (page suivante): Photographie et dessin interprétatif de la bréchification tectonique des mylonites carbonatées dans les environs de Calce.

Ductile foliation

Stylobitic joint



In-situ fracturation Joints and/or no displacement
Minor displacement and void infilling by sparry calcite
Cataclasis
Core zone gouge



II.4.1.3. Tectonique de décollement

L'existence d'une phase tectonique précoce dans la ZNP, d'âge anté-cénomaniens a depuis longtemps retenu l'attention des géologues (Casteras, 1965; Durand-Delga, 1965, n.d.; Mattauer and Proust, 1965). Elle a été attribuée soit à de la compression précoce, soit à de l'extension localisée. Pour Choukroune (1973), cette phase généralisée se distingue clairement de la phase de déformation ductile (phase 1) et de la phase de serrage tertiaire. Le problème de l'extension précoce et de la signification de la phase anté-cénomaniens a récemment été reconsidéré par Lagabrielle et al. (2010) qui tentent d'évaluer les effets de l'extension continentale sur la couverture mésozoïque de la ZNP. En reprenant les arguments de terrain des géologues d'alors et les interprétations de Ducasse and Vélasque (1988) dans la partie occidentale de la ZNP, ils proposent d'importants glissements gravitaires de couverture depuis les blocs continentaux ibérique et européen vers les dépressions ouvertes par le rifting albien. L'importance de la tectonique salifère dans ces décollements de couverture associés au rifting est également signalée par Jammes (2009) et Jammes et al. (2010). Les déformations résultant de ces glissements gravitaires sont scellées par les flyschs du Crétacé supérieur, donnant le motif structural et cartographique de la phase anté-cénomaniens des auteurs. Dans mon travail, j'ai tenté de pousser plus avant cette thématique en m'attachant essentiellement à deux aspects.

- Rechercher les marques du glissement de couverture dans des zones parlantes, et en étudier les modalités.
- Etablir les liens possibles entre la tectonique chaude syn-métamorphe de la ZNP métamorphique, l'extension crustale et les glissements de couverture.

Au moins trois niveaux de décollement sont identifiés dans le matériel pré-rift du domaine pyrénéen. Un niveau de décollement dans les ampélites du Silurien est connu pour avoir fonctionné à l'Hercynien, et aurait probablement rejoué au Mésozoïque (Bessière, 1987). Deux autres niveaux de décollement sont connus dans le Mésozoïque du versant Nord des Pyrénées. Le plus important se situe dans les évaporites et argiles du Trias et de l'infra-Lias, l'autre, annexe, se localise dans les marnes du Lias supérieur (Durand-Delga, 1964; Bessière, 1987; Berger et al., 1993; Fontailles et al., 1993; Jammes, 2009; Jammes et al., 2010).

II.4.1.3.a. Le décollement de la couverture de l'Agly

La couverture Mésozoïque du massif de l'Agly, plissée au Nord dans le synclinal du Bas-Agly, se retrouve en relative continuité dans les collines de Calce, où elle repose de manière anarchique sur le socle Paléozoïque (Figure 34). La série jurassique apparaît ici complètement désolidarisée de son substratum (Durand-Delga, 1964). Les niveaux de décollement se signalent par la présence de brèches, généralement monogéniques. Ces brèches sont principalement localisées au sommet du Trias ou à la base du Lias. Les clastes y sont parfois franchement roulés et flottants dans une matrice cataclastique carbonatée (Figure 34a) à d'autres endroits ils apparaissent anguleux et à peine déplacés (Figure 34e). D'autres fois encore, il s'agit de roches prenant un aspect de cargneules rousses ou grisâtres (Figure 34d). Dans tous les cas, les clastes portent les marques d'une déformation ductile exprimée par un rubanement des marbres et des plis semblables (Figure 34b).

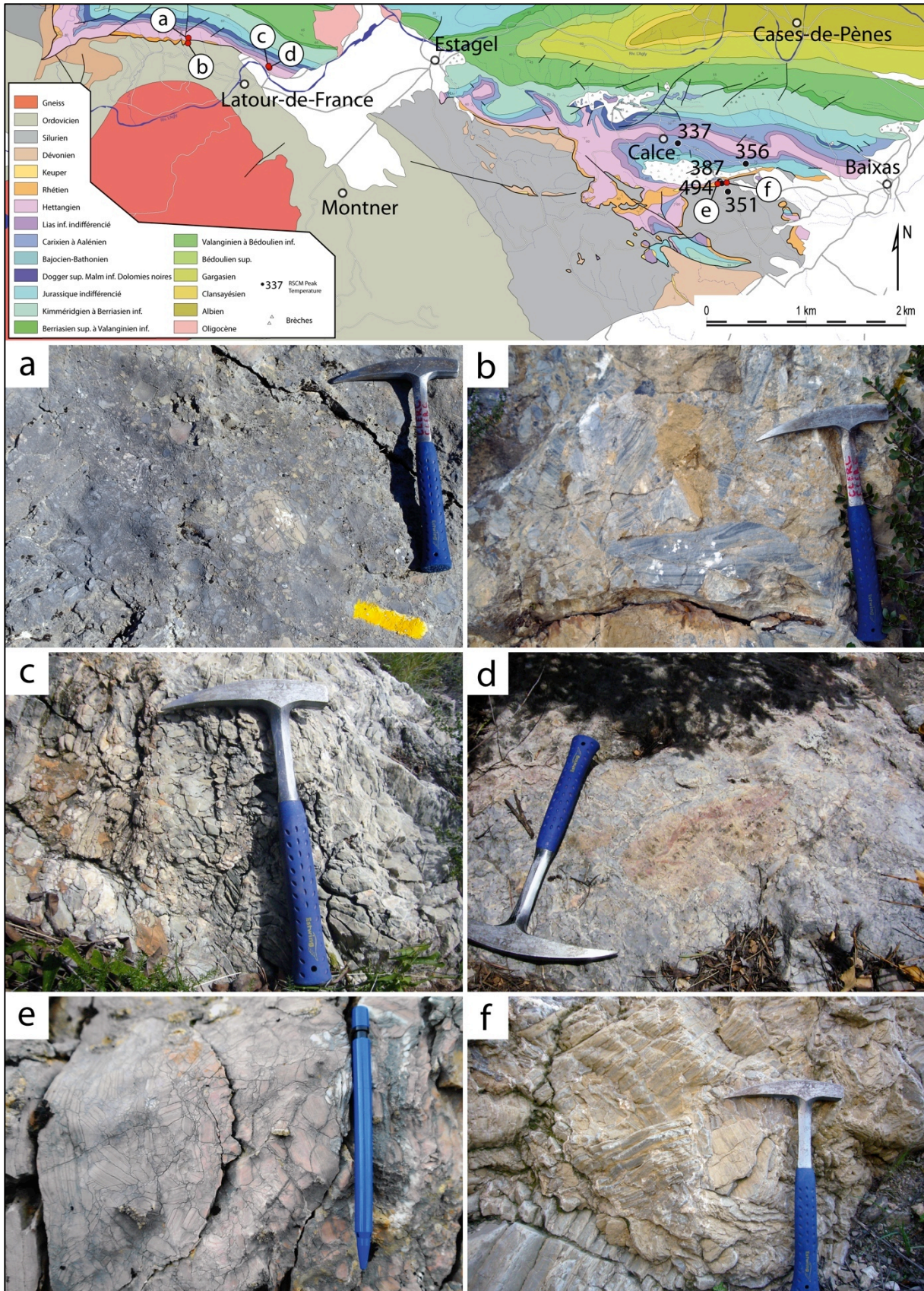


Figure 34: Photographies de roches cataclastiques marquant le niveau de décollement socle-couverture du massif de l'Agly. Les photographies (A à B) sont localisées sur la carte géologiques de la bordure Nord du massif de l'Agly, d'après Fonteilles et al., 199).

II.4.1.3.a. Le décollement de la couverture du Mouthoumet

Le long de la bordure du massif paléozoïque de Mouthoumet, la séquence mésozoïque repose en discordance sur le substratum paléozoïque. Les terrains du Trias à l'Urgonien sont intensément écaillés, et la série n'est quasiment jamais complète (Berger et al., 1997 ; Figure 35). Il est fréquent d'observer des contacts Lias-Paléozoïque, Jurassique-Trias, Jurassique-Paléozoïque, Aptien-Lias Aptien-Trias, ou encore Aptien-Paléozoïque, mais jamais ne sont cartographiées de répétitions des termes de la série, tout est soustractif. Cette configuration semble difficilement compatible avec un écaillage tectonique en régime convergent puisqu'il n'y a jamais de duplication. De même, une élimination locale par érosion de certains termes de la série est difficilement envisageable dans la mesure où les termes manquants peuvent aussi bien se situer à la base qu'au sommet de la série. L'interprétation la plus simple consiste à considérer ce dispositif comme le résultat d'une tectonique extensive impliquant l'intervention de failles normales plus ou moins plates, connectées aux divers niveaux de décollement. Une rapide excursion sur le terrain en 2012 n'a malheureusement pas permis de préciser la vergence des mouvements sur les décollements, c'est un chantier à développer.

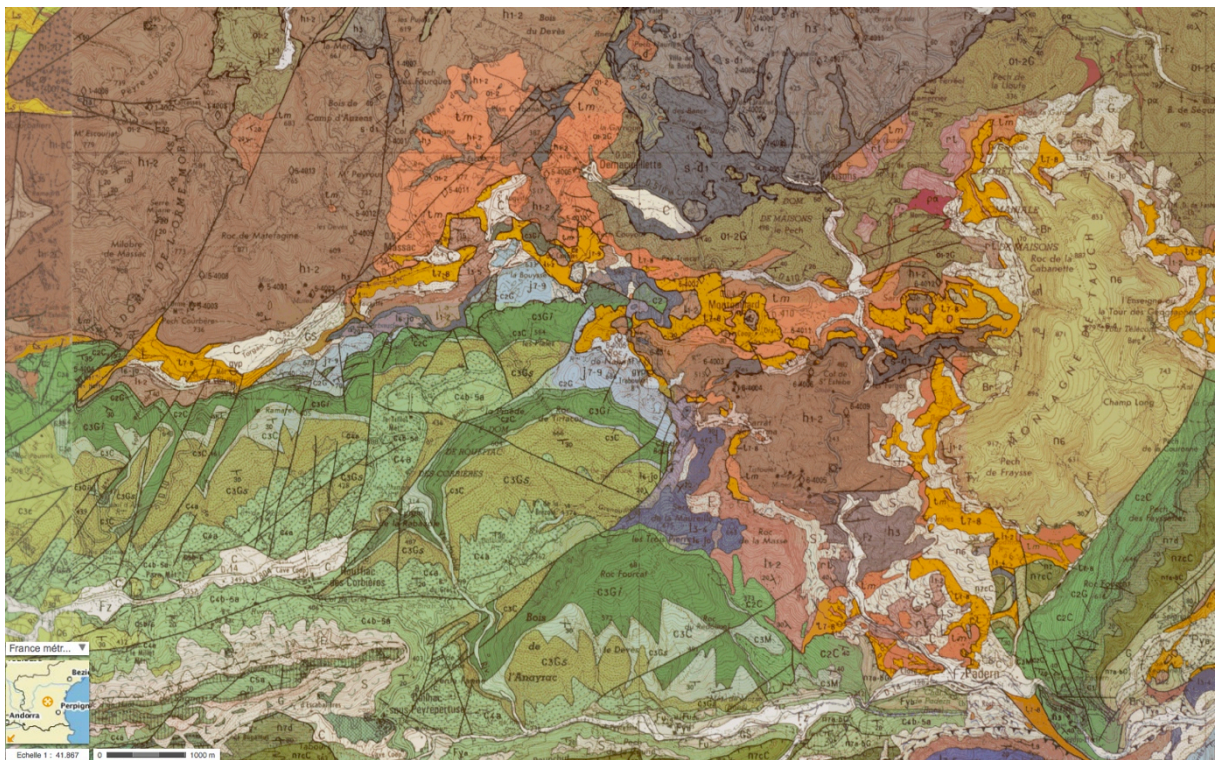


Figure 35: Carte géologique des environs du village de Montgaillard, au sud du massif nord pyrénéen de Mouthoumet, extrait de la feuille BRGM au 1/50 000 du Tuchan (Berger et al. 1997).

II.4.1.3.a. L'âge des décollements

Les formations sédimentaires les plus récentes observables dans la couverture du Bas-Agly sont les marnes noires de l'Albien inférieur (Berger et al., 1993). Celles-ci semblent subir la même évolution que les formations mésozoïques plus anciennes (métamorphisme et déformation chaude). L'absence de sédiments plus récents dans la région, hormis les brèches sédimentaires de Baixas dont l'âge est encore incertain (cf. partie II-5) ne permet pas de donner une limite d'âge supérieur au fonctionnement des décollements de couverture.

En revanche, les décollements observés sur la bordure Sud du massif de Mouthoumet sont clairement cachetés par le Cénomaniens, déposé en discordance sur des structures souvent basculées (cf. phase anté-cénomaniens Partie II.1.1.) Le dispositif de la Serre de Bouchard, aussi connu sous l'appellation de Boutonnière de Fourtou, montre particulièrement bien cette discordance (Crochet et al., 1989, Figure 36). Au cœur de la boutonnière de Fourtou, le plateau de Bouchard présente les caractéristiques suivantes (Bessière, 1987):

- La série mésozoïque incomplète présentant des termes allant du lias à l'urgonien repose en contact anormal sur le trias.
- Ce contact anormal est scellé par le Cénomaniens discordant sur l'ensemble du dispositif.
- Les termes jurassiques et crétacés inférieurs forment une série monoclinale d'orientation NE-SO à basculée de 30° vers le NO.

Une coupe géologique et des restaurations reprenant l'interprétation de Bessière (1987) sont proposées en Figure 36. Les couches jurassiques et crétacées basculées sur le Trias y sont interprétées comme le résidu d'un bloc basculé partiellement érodé avant le dépôt du Cénomaniens. On notera que l'orientation NE-SO de la série monoclinale suggère un basculement oblique à la direction pyrénéenne, et plutôt compatible avec une ouverture de bassin en transtension senestre. Légèrement plus au sud, la tectonique transtensive anté-cénomaniens serait également responsable de la présence de blocs de mésozoïques resédimentés dans l'albien (Crochet et al., 1989).

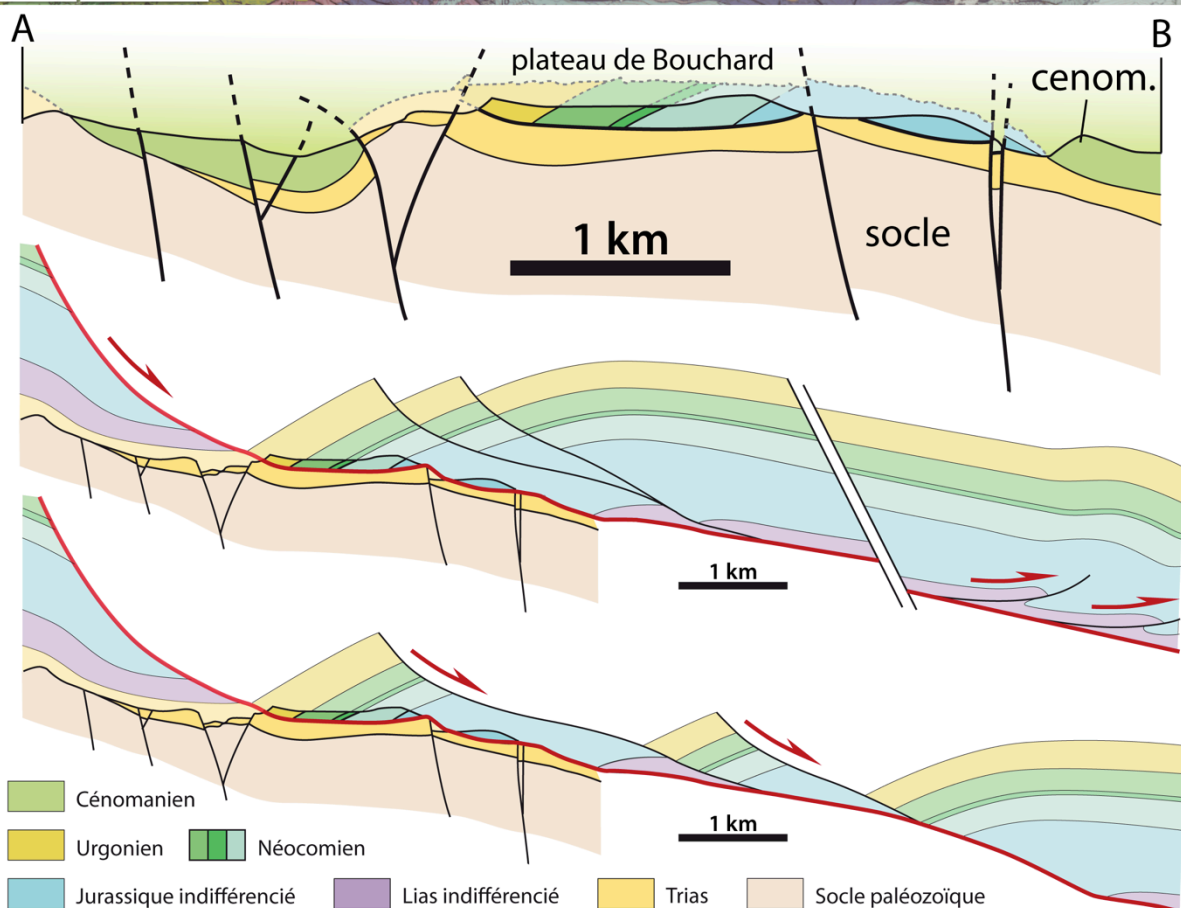
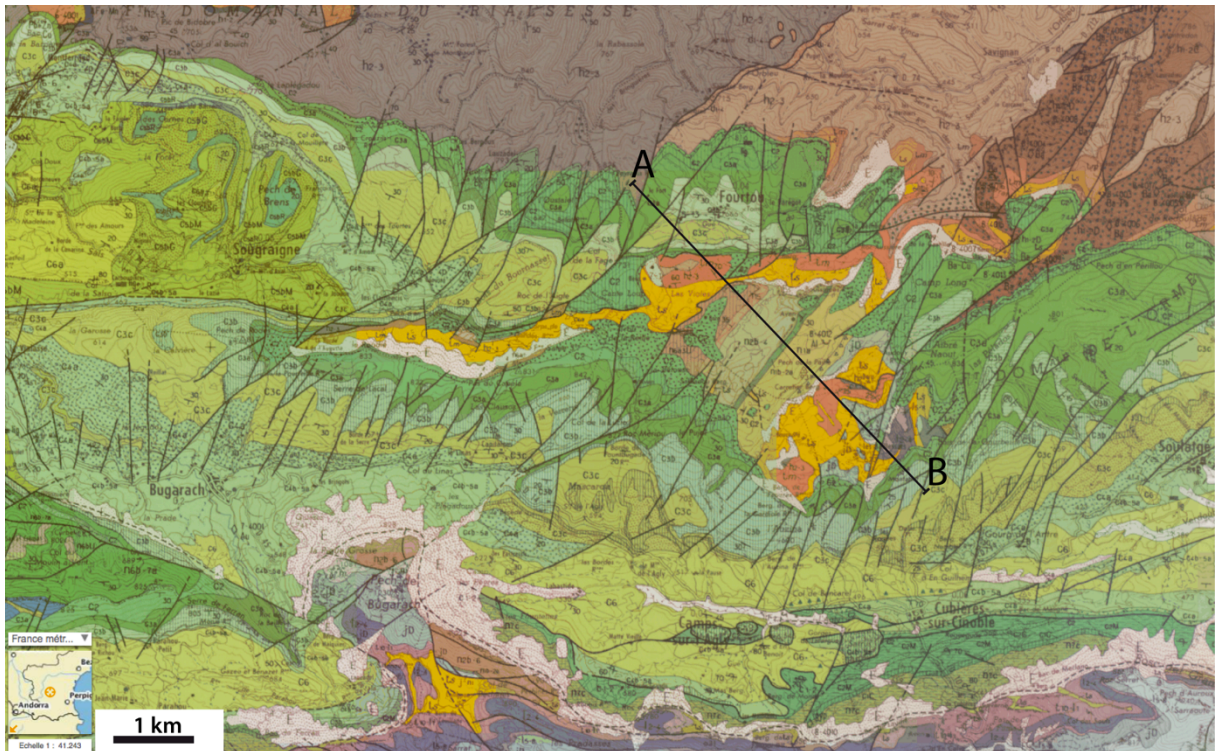


Figure 36: En haut : carte géologique de la boutonnière de Fourtou, au sud du massif nord pyrénéen de Mouthoumet, Le CFNP et le Puech de Bugarach apparaissent dans la partie inférieure de la carte. Extrait de la feuille BRGM au 1/50 000 du Quillan (Crochet et al. 1997). En bas : coupe NO-SE - travers la boutonnière de Fourtou (modifiée d'après Kuhfuss, 1981 et Bessière, 1987) et restauration à l'ante-cénomarien.

II.4.1.4. Implications

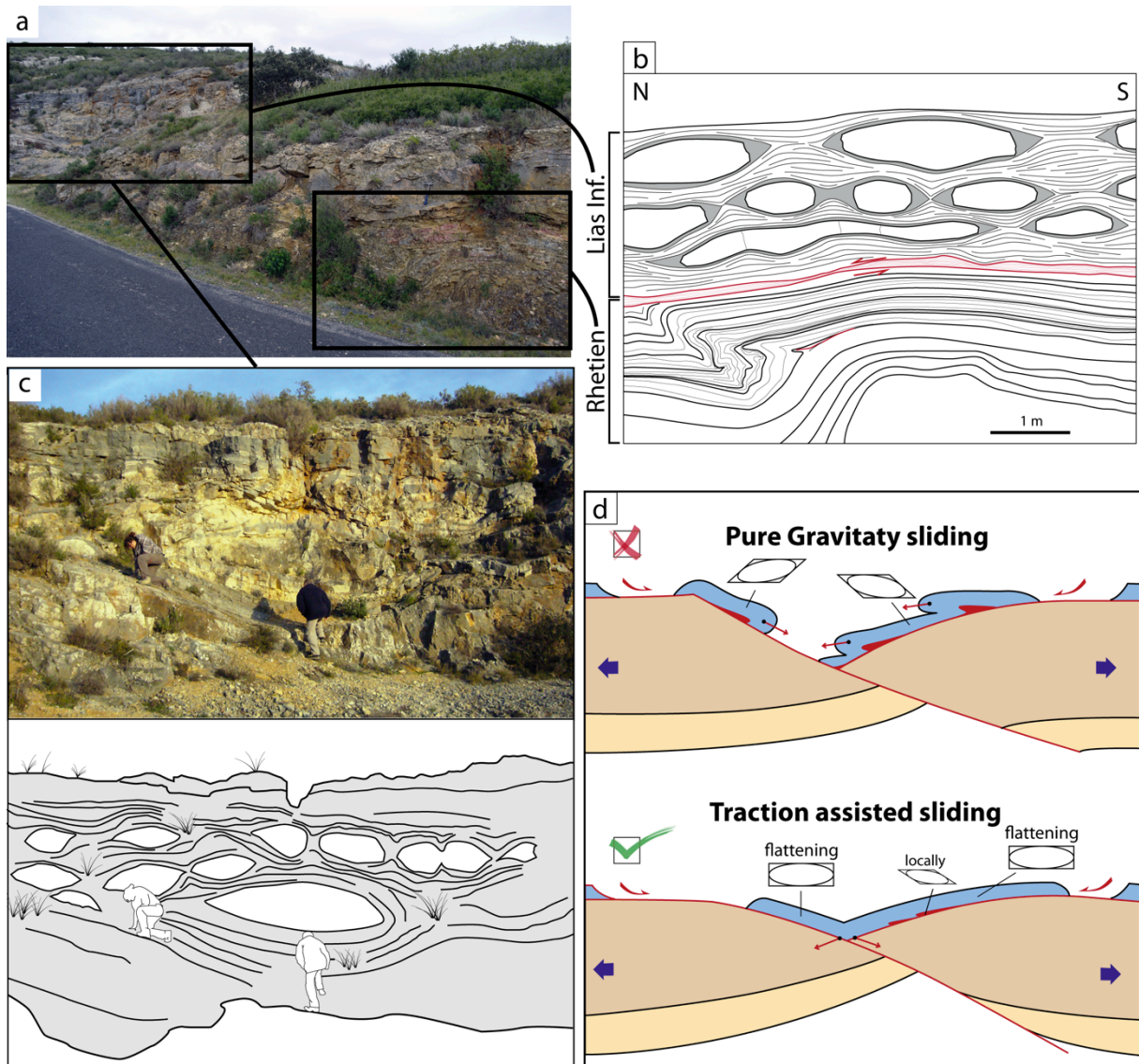


Figure 37: a) Plis d'entraînement et boudins dans les collines de Calces (pyrénées Orientales) ; b) schéma synthétiques de (a) présentant les plis d'entraînement dans le Trias et les boudins symétriques dans le Lias ; c) Photographie et dessin des boudin ; d) Modèle schématique illustrant la distinction entre un glissement purement gravitaire (en haut) impliquant une déformation en simple shear, et un glissement assistés par la traction (en bas) impliquant une déformation en aplatissage.

Le style de déformation observé, relativement peu rotationnel et dominé par l'aplatissement, semble difficilement compatible avec une tectonique purement gravitaire. Pour cette raison, il semble important d'envisager un modèle impliquant un part importante d'aplatissement. La Figure 37d propose une représentation schématique de cette distinction et suggère un cas où la traction exercée par la cohésion

de la couverture lors du sous-tirage de la croûte conduit à sa déformation en aplatissement. La foliation ductile, souvent confondue avec la stratification est également une marque de cette tectonique de sous-tirage. Ce processus est original et n'a pas été décrit à ce jour dans les Pyrénées.

II.4.2. La réponse du socle paléozoïque à l'extension

La ZNP est caractérisée par une superposition quasi systématique de grandes unités plus ou moins démembrées de matériel mésozoïque sur les péridotites mantelliques dont elles ne sont souvent séparées que par des lambeaux de croûte continentale extrêmement amincie. Au col d'Urdach par exemple, l'épaisseur de croûte séparant le manteau des sédiments pré-rift est évaluée entre 1000m (Debroas et al., 2010 ; Figure 38) et quelques centaines mètres (Jammes, 2009; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010).

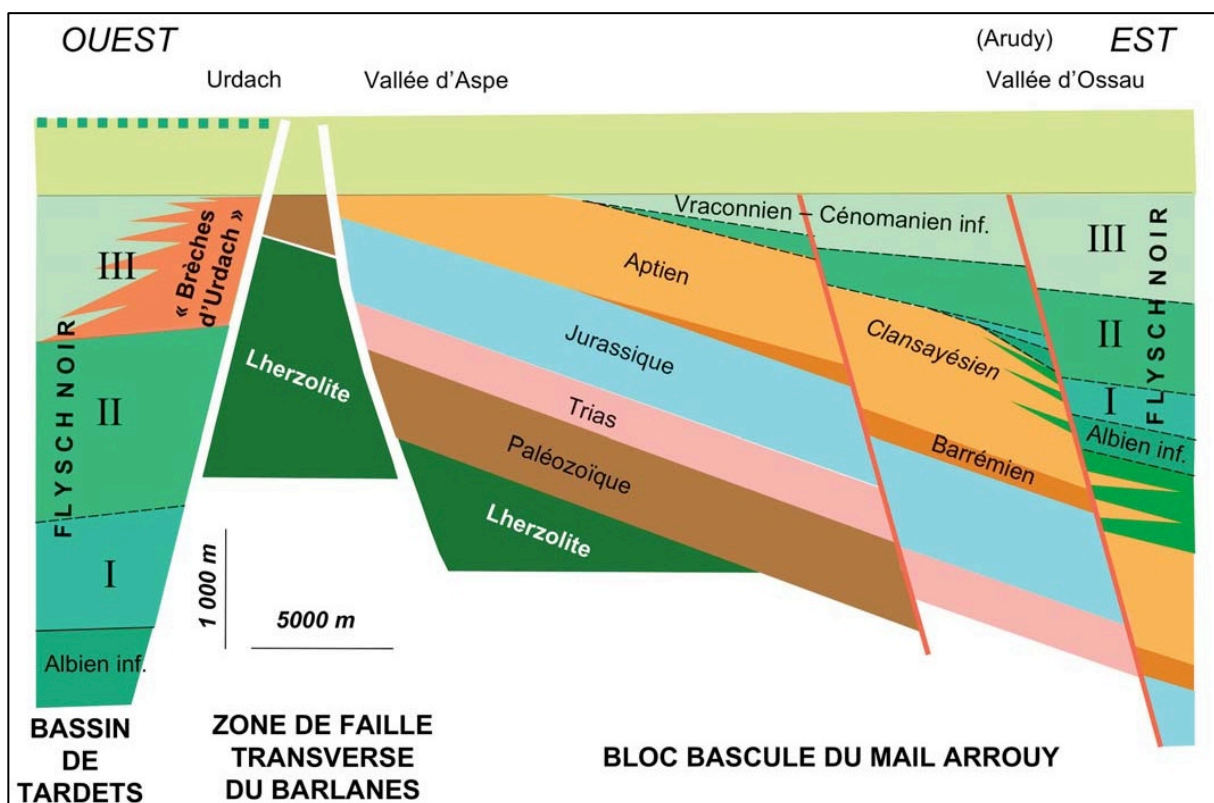


Figure 38: Restauration ante-inversion du gisement de péridotites du col d'Urdach selon Debroas et al. (2010). La croûte paléozoïque apparaît nettement plus amincie (<1000m) que les sédiments mésozoïques (>2000m).

Au pic du Saraillé et Tos de la Coustette, dans le chaînon béarnais de Sarrance, la croûte continentale est réduite à des écaillés de quelques centaines de mètre à quelques mètres seulement (Canérot and Debroas, 1988; Lagabrielle et al., 2010). Cette croûte est constituée de métasédiments paléozoïques, de granites, et de gneiss affectés par une déformation mylonitique (Figure 39). Par ailleurs, l'interface entre le socle paléozoïque et les péridotites mantelliques présente les marques d'une forte altération par des fluides (lessivage de roches, filons d'albite) et se caractérise par la présence de lentilles de talc rosâtre (Figure 39e).

En raison de la présence de reliques de pyroxènes et de spinelles (Figure 39f) nous suggérons que ce talc résulte de l'altération chimique des péridotites au sein de la zone de faille. Or, la formation de talc aux dépens d'une roche ultrabasique nécessite un apport de silice. Etant donné le lessivage observé dans les roches du socle, celui-ci est identifié comme une source potentielle de la silice.

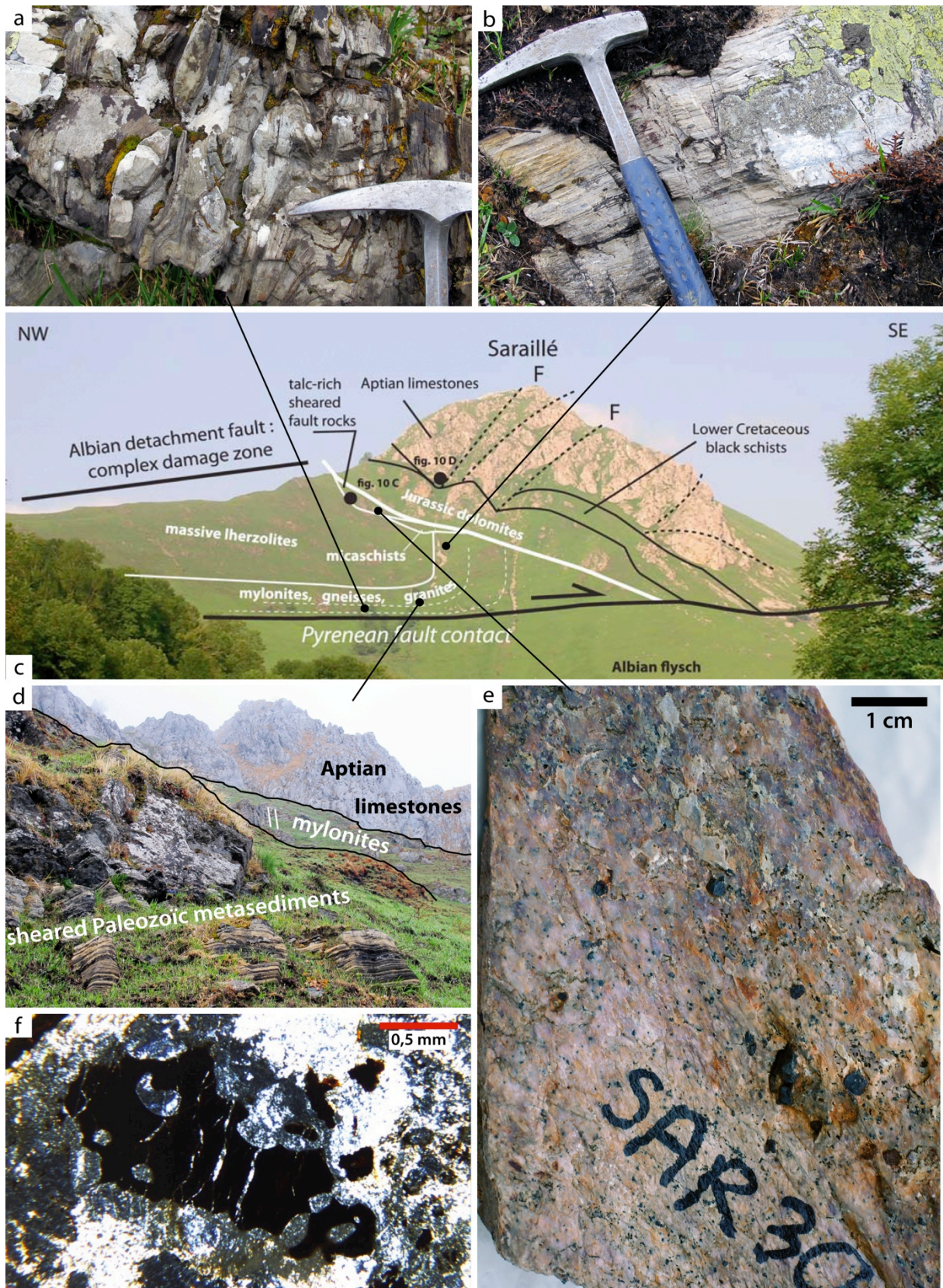


Figure 39: Affleurements de socle paléozoïque au contact des péridotites du Saraille. c) interprétation géologique par Lagabriele et al. 2010. Une déformation ductile d'intensité variable y affecte des gneiss acides (b) et des métasédiments paléozoïques (a et d). e) talc rose à cristaux de pyrite dodécahédrique hématitisée (noirs). f) microphotographie d'une relique de spinelle dans le talc.

Dans la partie centrale et orientale de la ZNP, le remaniement sédimentaire ou tectonique de sédiments mésozoïques et de roches ultrabasiqes dans des brèches quasiment dépourvues de matériel provenant du socle paléozoïque implique l'élimination de ce dernier au cours du processus d'amincissement crustal. Par ailleurs, L'existence du métamorphisme HT/BP dans les bassins situés au nord des massifs nord pyrénéens confirme que ceux-ci constituaient des fragments de croûte au cœur de la zone étirée. Le faible impact du métamorphisme HT/BP crétacé sur les massifs Nord-Pyrénéens, à l'exception de manifestations hydrothermales précoces (Schärer et al., 1999; Boulvais et al., 2006, 2007; Poujol et al., 2010), suggère que ceux-ci, devaient former des îlots préservés de l'anomalie thermique (Figure 40). Ils apparaissent ainsi comme des boudins de croûte relativement protégés des effets du métamorphisme en raison probablement de leur épaisseur et de leur position entre des discontinuités majeures.

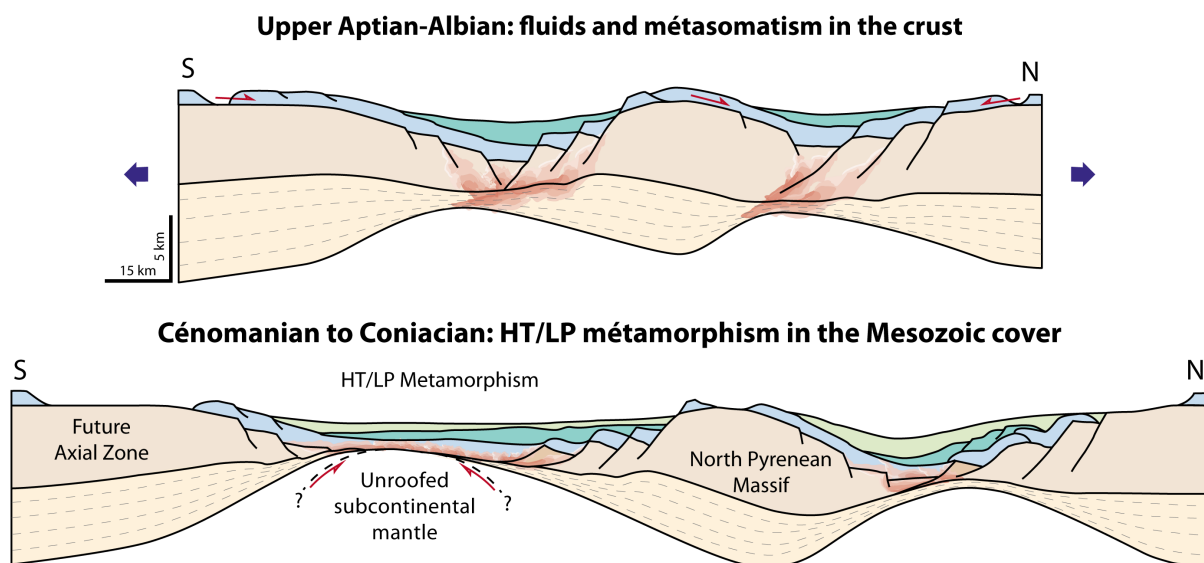


Figure 40: Représentation schématique de l'évolution dans le temps du métamorphisme crétacé dans le domaine pyrénéen. En haut : phase hydrothermale précoce affectant le socle paléozoïque. Cet épisode est contemporain de l'activité de grands cisaillements ductiles comme celui du Saint-Barthélemy ; en bas : métamorphisme HT/BP affectant essentiellement la couverture anté- syn- et post- rift.

Les mécanismes permettant l'amincissement de la croûte dans le domaine pyrénéen sont encore mal compris. Certains grands cisaillements ductiles ont été identifiés (St Blanquat, 1985; Vissers et al., 1997; Jammes, 2009; Masini, 2011). Des datations

indiquent que le cisaillement ductile du Saint-Barthélemy aurait fonctionné aux alentours de 110-100 Ma (St Blanquat, 1985; St Blanquat et al., 1986; Costa and Maluski, 1988). Cet âge relativement précoce par rapport à l'anomalie thermique HT/BP est contemporain du métamorphisme hydrothermal des massifs Nord Pyrénéens (Schärer et al., 1999; Boulvais et al., 2006, 2007; Poujol et al., 2010), qui témoigne de l'atténuation de la croûte continentale au cours des premiers stades du rifting. Dans les Pays Basques, Jammes (2009) et Masini (2010) identifient deux détachements affectant le socle Paléozoïque et dont le jeu diachrone contrôle les exhumations successives de la croûte continentales supérieure (Détachement Sud Mauléon – SMD) et de la croûte inférieure granulitique (Détachement Nord Mauléon – NMD ; Figure 41).

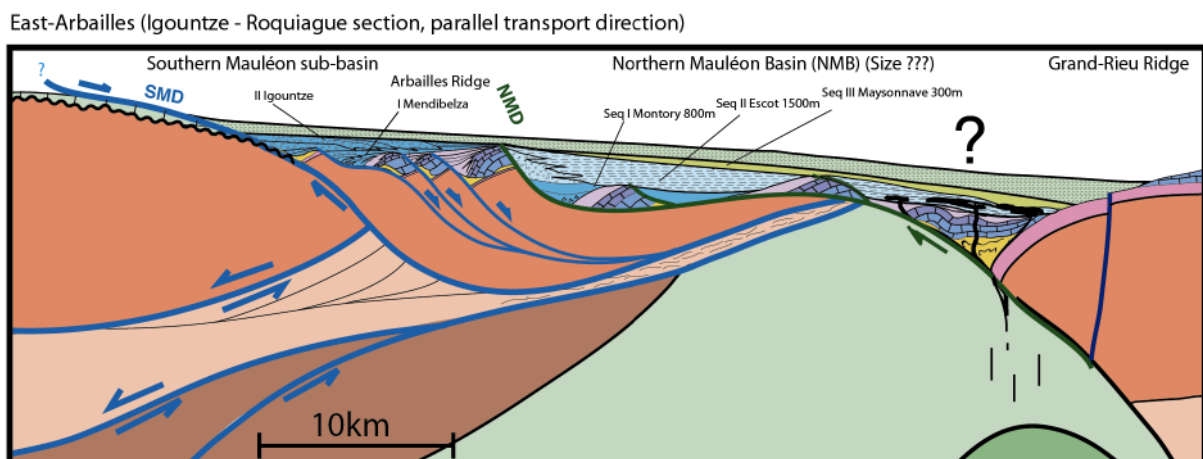


Figure 41: Reconstruction du transect Arbailles - Mauléon - Grand-Rieu (Masini, 2011).

Dans le cadre de ce travail, nous avons pu observer un certain nombre de cisaillements ductiles affectant le socle paléozoïque et pouvant potentiellement être considérés comme des accidents créacés:

- Les cisaillement ductiles tardifs affectant le socle paléozoïque du massif de l'Agly, dont l'étude détaillée est présentée dans l'article Vauchez et al., accepté (partie III.4)
- Des nouveaux affleurements dans la forêt de Freychinède, où des bandes mylonitiques, d'aspect comparable à celles décrites dans le massif de l'Agly, affectent le granitoïde et les diorites et quartzites du massif des Trois-Seigneurs, au nord des corps de péridotite et d'ophites (Figure 42).

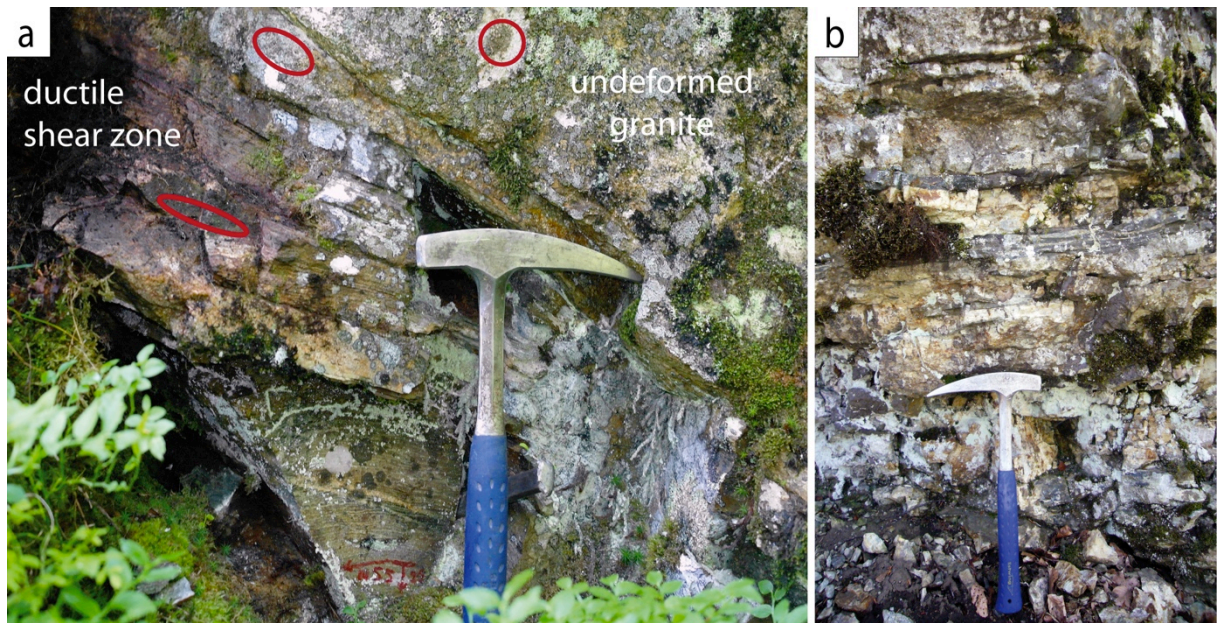


Figure 42: bandes mylonitiques affectant le socle paléozoïque aux abords de la faille de Lherz, dans la forêt de Freychinède.

- Les formations mylonitiques affectant le socle paléozoïque du Pic du Sarailé (Figure 39).
- Les roches paléozoïques mylonitiques de la région de Moncaup dont certaines sont intrudées par des filons d'albitites (Figure 43).

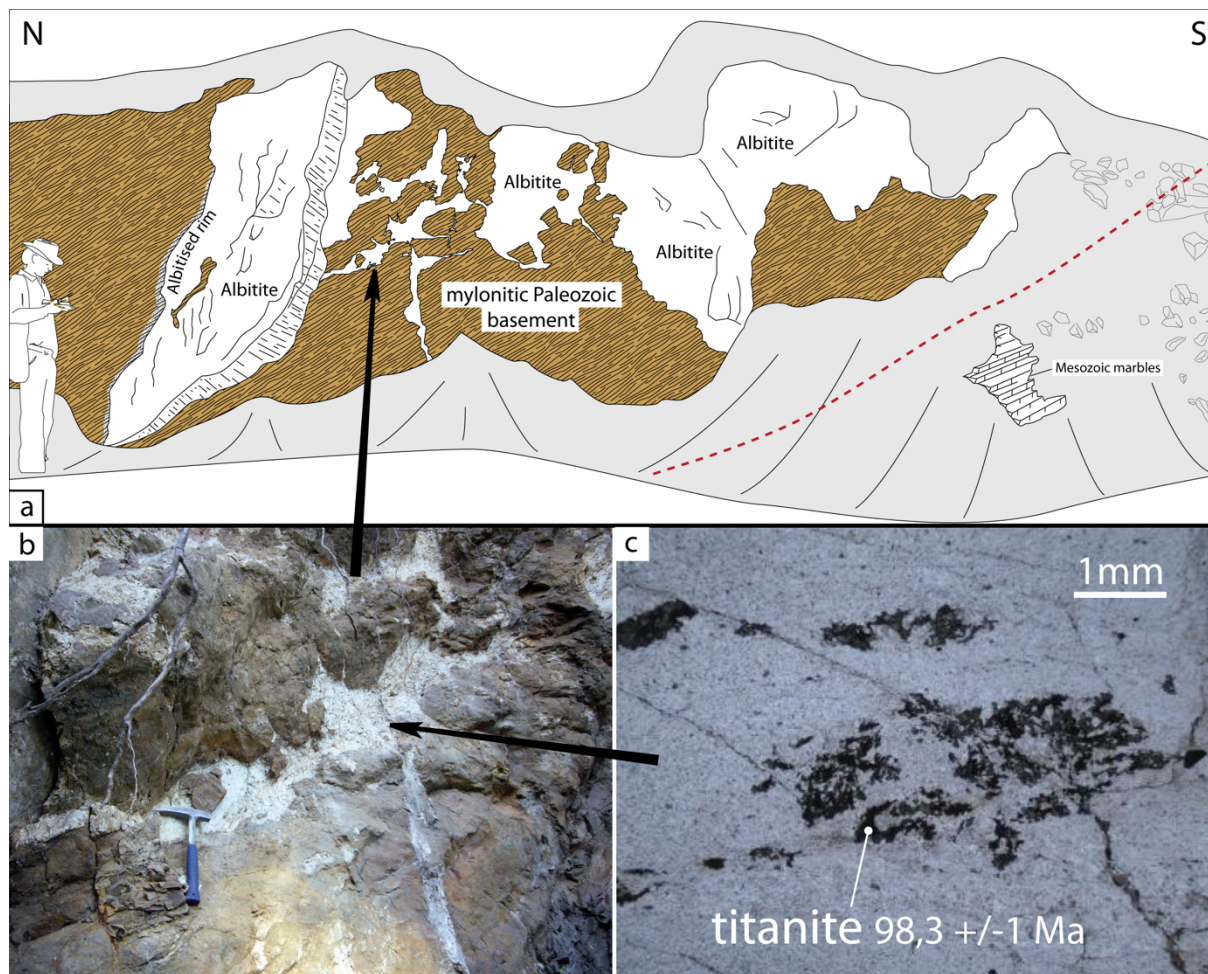


Figure 43: Dessin d'affleurement des filons d'albitites de la scierie de la Moulette, dans la région de Moncaup.

En raison du difficile exercice que représente la datation de l'activité d'un accident mylonitique, nous ne sommes pas en mesure de préciser l'âge de ces cisaillements. Nous n'excluons pas l'éventualité de leur appartenance au cycle varisque.

II.4.3. Tentative de restauration du rift créacé dans la partie orientale de la ZNP

Deux coupes géologiques N-S à travers la Zone Pyrénéenne dans le Bas Agly et dans la région de Salvezines sont proposées en Figure 44Figure 45. Ces coupes permettent de relever les caractères suivants :

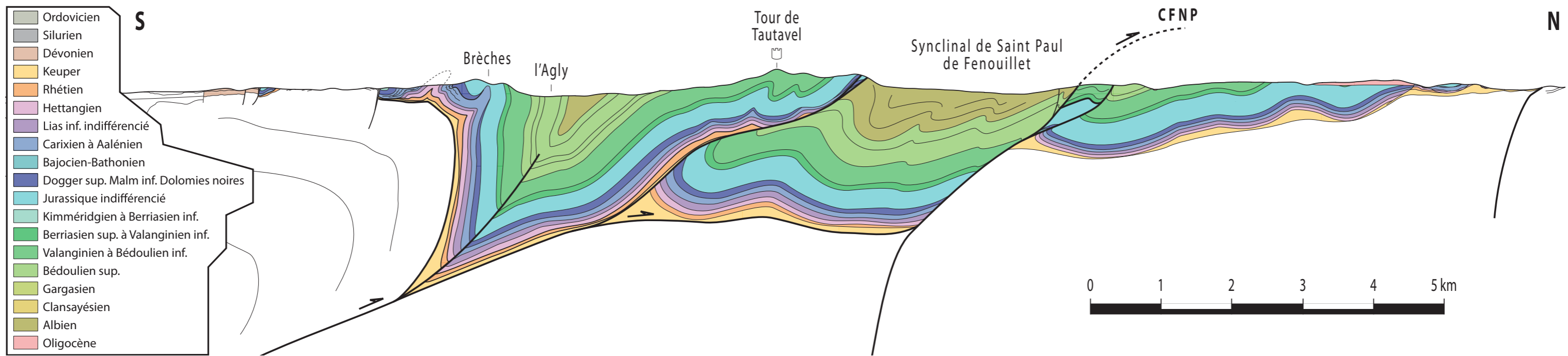
- Des lacunes et des variations d'épaisseur au sein de la série mésozoïque pré-albienne peuvent être imputées à la tectonique encore mal connue de la période pré-rift. Durant cette période, le domaine Pyrénéen subit un épisode de rifting (Trias), et la dérive de l'Ibérie pourrait avoir commencé dès le Jurassique (Jammes et al., 2009). Ces mouvements peuvent être à l'origine d'une ZNP découpée en blocs mobiles plus ou moins immergés à l'image de la paléogéographie de l'Aptien, partagée entre des zones de marnes anoxiques, des plateformes récifales et des hauts émergés caractérisés par des formations de bauxites (Combes, 1969; Peybernès, 1976; Combes and Peybernès, 1989).
- Une lamination et une déformation en extension de la série mésozoïque avant le Cénomaniens par l'intermédiaire d'accidents soustractifs et d'un rabotage basal de la série sur les niveaux de décollement triassico-liasiques (Durand-Delga, 1964; Berger et al., 1993). Cet événement affecte clairement les sédiments triassiques, jurassiques et néocomiens, et est probablement contemporain du dépôt des formations albiennes comme en témoigne la présence d'olistolites de matériel anté-albiens qui y sont re-sédimentés
- Une tectonique de couverture (thin-skinned) relativement indépendante de l'évolution du socle paléozoïque se développe par l'intermédiaire de décollements en base de série mésozoïque (Trias). Pendant l'extension, la couverture est transportée par des processus tractifs et/ou gravitaires sur les roches exhumées (croûte, péridotites) dans le domaine ouvert.
- Les massifs nord pyrénéens de l'Agly et de Salvezines constituent des antiformes partiellement chevauchants sur la couverture. Lors de l'inversion du rift, ils constituaient probablement le butoir responsable de l'inversion de la tectonique en chevauchement de la couverture. Ainsi, la déformation de la couverture est transférée vers les parties proximales de la marge alors que le domaine exhumé se referme et que les roches endogènes sont ré-enfouies sur place. L'emplacement du CFNP se localise à l'aplomb d'un approfondissement du bassin marqué par un épaissement des dépôts albiens. La couverture du massif de

Salvezines incomplète et très amincie est discordante sur la structure du socle, elle est à la fois en contact avec des sédiments paléozoïques et des roches cristallines de faciès amphibolite, il ne s'agit probablement pas de sa couverture d'origine.

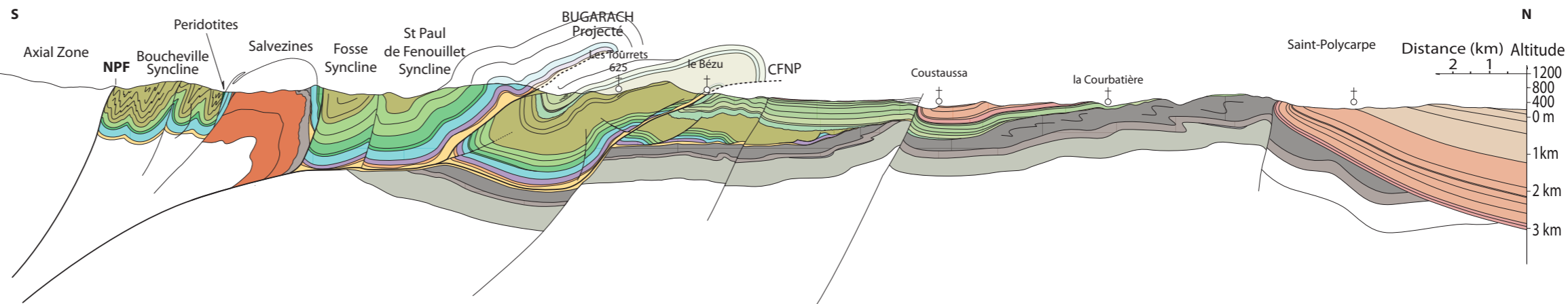
La restauration proposée en Figure 45 est effectuée en respectant au mieux le report des longueurs déterminées dans la coupe pour une situation anté-compression au toit de l'Albien. Cependant, dans un cas de tectoniques superposées comme celui-ci, il peut être difficile voire impossible de tenir compte des effets des phases antérieures, et en particulier de l'extension. En effet, comme décrit au paragraphe 4.2.1 de la partie 2, la couverture pré-rift, en subissant l'extension s'est retrouvée tronçonnée et transportée. Ce que nous avons pu observer sur les bordures des bassins (Agly, Mouthoumet) peut également avoir lieu au cœur du bassin, invisible sous les dépôts syn-rift. Pour cette raison les longueurs et volumes de matériel pré-rift ne peuvent être évalués précisément, et ne doivent être considérées qu'à titre indicatif. Même si un certain nombre d'accidents extensifs sont proposés dans la coupe, il reste possible que la longueur totale de matériel mésozoïque soit surestimée.

L'extension du domaine ouvert à l'emplacement du synclinal de Boucheville est très mal contrainte car il n'existe aujourd'hui pas d'affleurement permettant de déterminer l'éventuel ancrage des sédiments pré-rift sur la zone axiale. Dans la restauration retenue ici, le domaine allant de la FNP à la faille de socle délimitant au nord la branche du Cardou (La terminaison SO du massif de Mouthoumet) passe de 42,5 km à la fin de l'Albien à 25 km à l'heure actuelle, ce qui représente une contraction de 17,5 km.

Figure 44 (page suivante): Coupe géologique à travers le synclinal du bas-Agly, modifiée d'après (Fontailles et al., 1993; Berger et al., 1997)



- Amphibolite facies basement rocks
- Ordovicien
- Silurien
- Dévonien
- Keuper
- Rhétien
- Hettangien
- Lias inf. indifférencié
- Carixien à Aalénien
- Bajocien-Bathonien
- Dogger sup. Malm inf. Dolomies noires
- Jurassique indifférencié
- Kimméridgien à Berriasien inf.
- Berriasien sup. à Valanginien inf.
- Valanginien à Bédoulien inf.
- Aptian (Clansayésien Urgonien)
- Albien
- Oligocène



Différence de longueur: 17,5 km

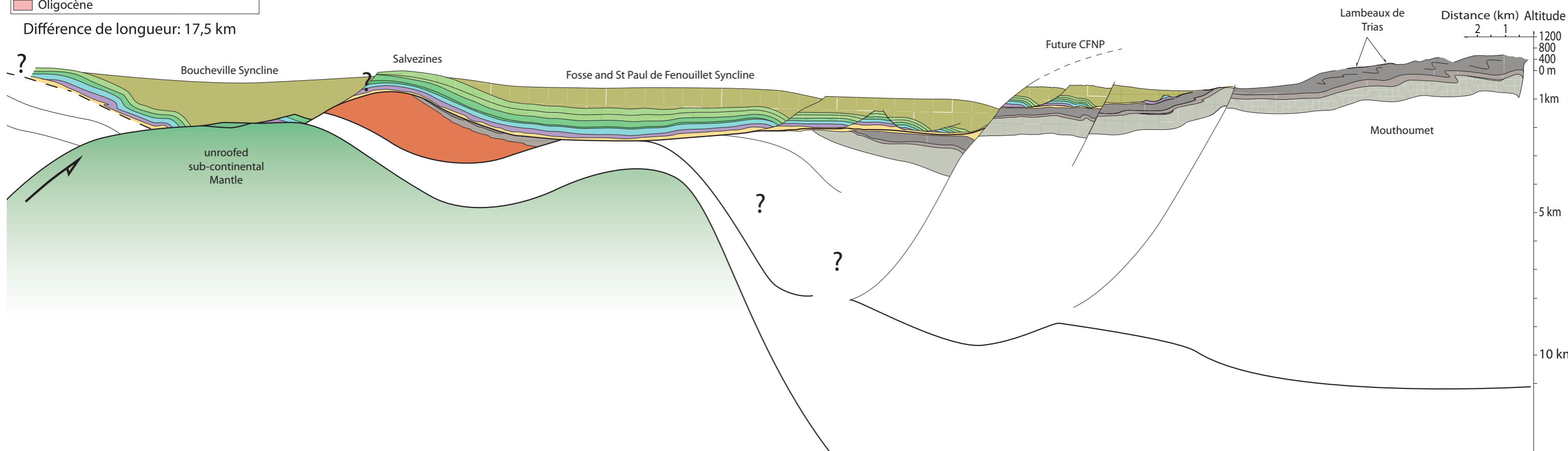


Figure 45 (page précédente): en haut, Coupe équilibrée passant par le méridien de Salvezines. En bas, une proposition de restauration balancée au toit de l'Albien.

II.5. L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DE LA DECHIRURE CONTINENTALE

II.5.1. Les Bassins flysch albiens

De l'Albien moyen au Cénomaniens inférieur l'ouverture du domaine pyrénéen est marquée par le développement d'une formation gréso-pélimitique connue sous l'appellation de flysch noir (Debroas, 1976, 1978, 1990; Souquet et al., 1985). Les affleurements de flysch noir sont bien préservés dans la ZNP dont ils recouvrent près du tiers de la surface, essentiellement dans la moitié Nord (Debroas and Azambre, 2012). Les dépôts sont fortement contrôlés par une activité tectonique syn-sédimentaire, de puissants prismes de brèches chaotiques à blocs et olistolites marquent les bordures des bassins (Debroas, 1990). L'origine des sédiments est relativement locale, on y retrouve des débris issus de la couverture pré-rift et du socle paléozoïque. Le flysch noir présente de nombreuses variations latérales de faciès induites par des environnements de dépôt aux géométries complexes et instables. Le substratum est variablement constitué du socle paléozoïque et de la série mésozoïque pré-rift morcellée et recouverte en discordance (Masini, 2011; Debroas and Azambre, 2012).

Les roches du flysch noir albo-cénomaniens sont affectées par le métamorphisme HT-BP et la déformation chaude crétacée (Ravier, 1959; Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990). Les brèches et poudingues des faciès proximaux - lorsqu'ils sont métamorphiques et déformés - peuvent former des brèches oeillées. Les faciès distaux, plus pélimitiques sont métamorphosés en schistes ardoisiers. Le métamorphisme se développe dès le dépôt des sédiments par une évolution continue depuis la diagénèse jusqu'à la mésozone avec des températures supérieures à 500°C dans le bassin de Boucheville (Golberg and Leyreloup, 1990; Azambre et al., 1991).

Le flysch noir correspond à l'enregistrement sédimentaire le mieux caractérisé et le plus étudié de l'extension crétacée dans les Pyrénées (Casteras and Souquet, 1968; Souquet, 1969; Debroas, 1976, 1978, 1985, 1990, 2003; Dubois and Séguin, 1978; Souquet et al., 1985). Cependant il fait aujourd'hui parfois défaut dans la partie la plus méridionale de la ZNP, à proximité de la FNP, là où le raccourcissement alpin est le plus exprimé, mais aussi, probablement là où l'extension crétacée a été la plus importante. C'est d'ailleurs

dans cette zone que sont observés la plupart des affleurements de péridotites et de granulites marquant l'hyper-amincissement de la croûte continentale. Le flysch noir a probablement existé dans ce domaine comme en témoignent par exemple le petit lambeau métamorphisé et intensément déformé de Sentenac d'Oust, à l'extrémité occidentale du fossé d'Aulus, ou encore les puissants dépôts albiens du bassin de Boucheville.

II.5.2. La problématique des brèches de la ZNP

Une des conséquences les plus spectaculaires de la juxtaposition de la couverture antécénomaniennne directement sur le manteau dénudé est la formation de brèches polygéniques à éléments de péridotites et de méta-sédiments mésozoïques. L'existence de ces brèches est connue depuis plus d'un siècle (Lacroix, 1894), elles accompagnent la plupart des affleurements de péridotites du fossé d'Aulus au Pays de Sault. Leur âge et les processus à l'origine de leur formation sont débattus depuis lors, bien souvent sur la seule base d'observations naturalistes. Plusieurs mécanismes ont été invoqués pour expliquer leur formation:

- brèche d'explosion gazeuses (Ravier, 1959; Avé-Lallemand, 1967; Minnigh et al., 1980)
- brèches hydrauliques (Dauteuil et al., 1987; Golberg, 1987; Ternet et al., 1997)
- brèches de cataclase froide (Lacroix, 1900)
- brèches sédimentaires résultant de l'exhumation des péridotites lors de l'inversion alpine du bassin. Choukroune (1973, 1976) et Meurisse (1974) proposent leur formation à l'Eocène en milieu continental tandis qu'une origine marine d'âge Paléocène est avancée par Peybernès et al. (2001). Pour Debros et al. (submitted) et Debros and Azambre (2012), une partie des brèches serait d'origine karstiques.
- brèches sédimentaire résultant de l'exhumation des péridotites lors de processus ante-alpins (Lacroix, 1894; Hall and Bennett, 1979; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012).

II.5.2.1. Les brèches du fossé d'Aulus

Le fossé d'Aulus est composé en grande partie de brèches polygéniques (Figure 46). Ces brèches sont particulièrement abondantes dans la partie centrale du bassin, autour du massif de l'étang de Lherz (Figure 46). On en retrouve également à proximité des corps

de péridotites de Vicdessos, Berqué, Freychinède, Fontête Rouge, Douillère, Ercé-
Angladure, qui jalonnent la bordure Nord du bassin (Figure 4, partie II paragraphe 2.3.).

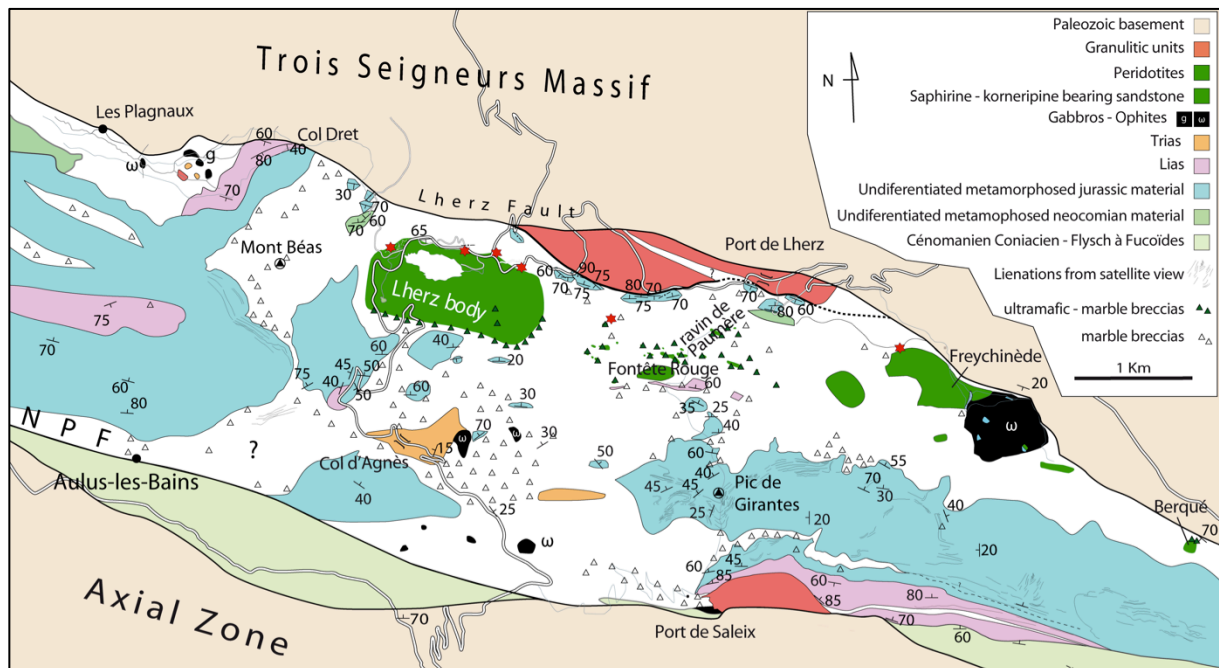


Figure 46: Carte géologique simplifiée de la région de Lherz, d'après un fond de Colchen et al. (1997).

Ces brèches sont composées de clastes dérivés de la couverture métamorphique triasique à albienne cimentés dans une matrice micro-conglomératique. On observe également une minorité de clastes d'ophites, de gabbros et de rares fragments de roches cristallines provenant du socle paléozoïque (Figure 47). La matrice variablement recristallisée confère parfois un aspect massif rendant difficile leur identification. Dans la moitié nord du bassin, à l'approche des corps de péridotites, apparaissent progressivement des éléments péridotitiques en proportion extrêmement variable, jusqu'à constituer parfois la totalité de la brèche. Les brèches polygéniques, avec ou sans péridotites sont à distinguer des brèches mécaniques, souvent monogéniques vers lesquelles elles montrent des transitions fréquentes et progressives. (cf. Partie II chapitre 1.1.2).

Afin de mieux contraindre les conditions de formation de ces brèches, nous avons effectué une analyse détaillée des affleurements exposés dans le Ravin de Paumère, à proximité des péridotites de l'étang de Lherz (Figure 46). Ces travaux sont présentés dans un article scientifique publié au BSGF (partie III.1.).

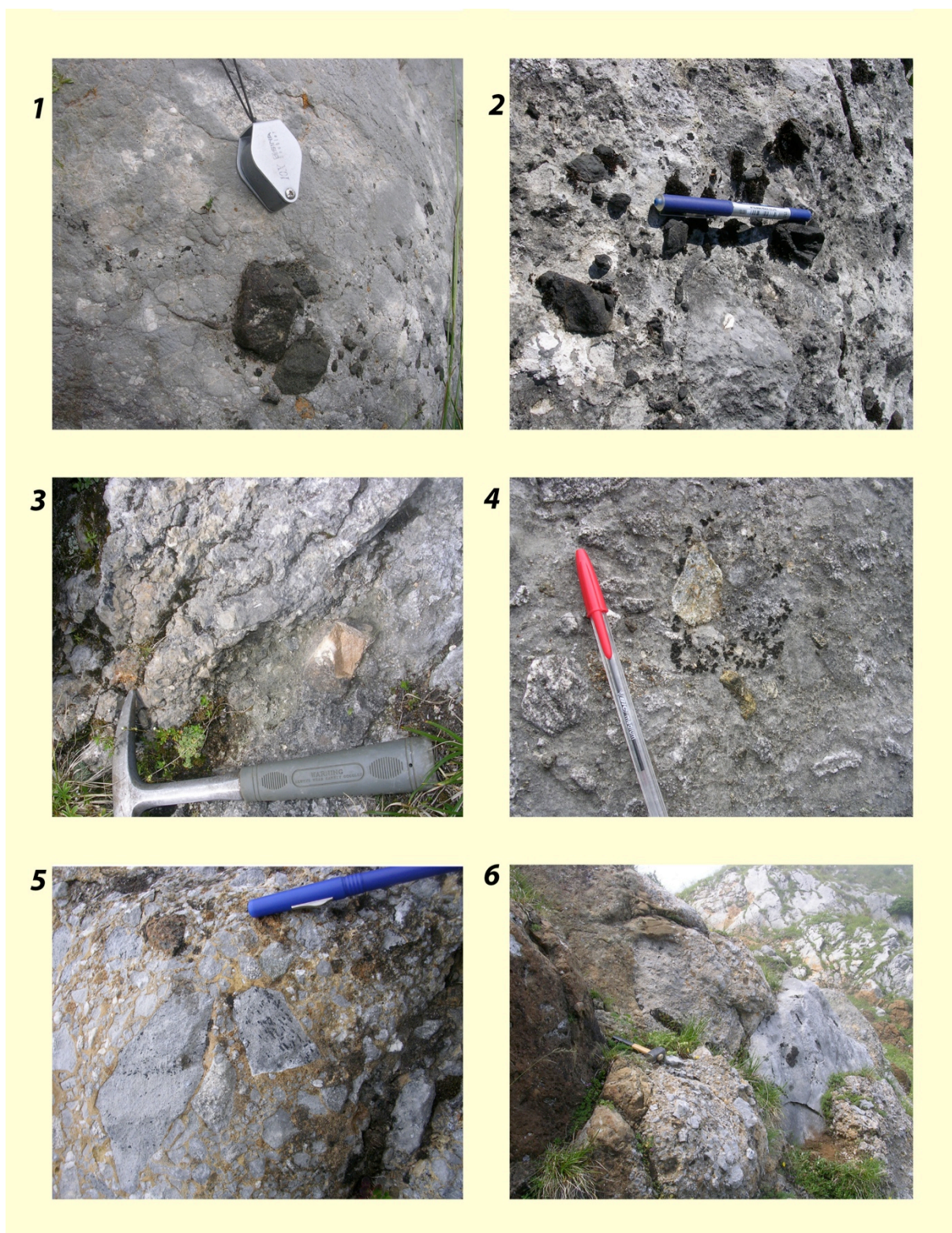


Figure 47: Exemples de brèches polygéniques du fossé d'Aulus: 1) clastes de gabbros et amphibolites ; 2) clastes de méta-pélite liasique ; 3) claste de méta-dolomie rousse ; 4) claste de socle paléozoïque quartzo-feldspathique ; 5) claste de marbre à scapolite orientés par lors du métamorphisme dynamique ; 6) blocs de brèches polygéniques emballés dans la brèche.

Le ravin de Paumère, situé sur le passage du GR entre le Port de Lherz et le Pic de Girantes offre de bons affleurements et permet d'observer les relations de plusieurs petits massifs de péridotites avec les carbonates avoisinants. Lagabrielle et Bodinier (2008), en accord avec les observations de Choukroune (1973, 1980) y signalent l'absence de matériel massif, remplacé par des formations clastiques frustes à pendage subvertical. Ici encore, la nature bréchique de l'encaissant semble avoir été sous-estimée en raison d'une recristallisation partielle de la matrice et d'une patine grise dissimulant toutes les structures.

Deux principaux types de brèches y sont distingués : des brèches essentiellement carbonatées, similaire à celles composant l'essentiel du fossé d'Aulus, constituées de fragments de marbres et métasédiments mésozoïques. Localement, au sein de ce premier type de brèche, et généralement à proximité de petits massifs de péridotites viennent s'insérer des passées de brèches mixtes à éléments carbonatés et ultrabasiques en proportion très variables. Les clastes de taille millimétrique à décimétriques sont anguleux à émoussés, mais rarement roulés. Ces brèches sont supportées par une matrice micro-conglomératique de composition variablement ultrabasique ou carbonatée. Les dépôts, souvent grossiers et peu organisés montrent localement des passées de litharénites et de micro-conglomérats granoclassés (Figure 48-1, 4, 5), parfois affectés de slumps (Choukroune, 1980) et faille syn-sédimentaires. Comme dans l'ensemble du fossé d'Aulus, les brèches remanient fréquemment des fragments de brèches, de microconglomérats ou de litharénites préexistantes (Figure 48-3, 4, 5). La Figure 49 illustre le remaniement d'une litharénite granoclassée de composition essentiellement ultrabasique au sein d'une brèche grossière de composition plutôt carbonatée. Il arrive aussi bien de voir des brèches frustes remaniées dans des brèches fines et organisées que l'inverse. Ce caractère indique une formation contemporaine des deux types de brèches dans un environnement de dépôt particulièrement instable.

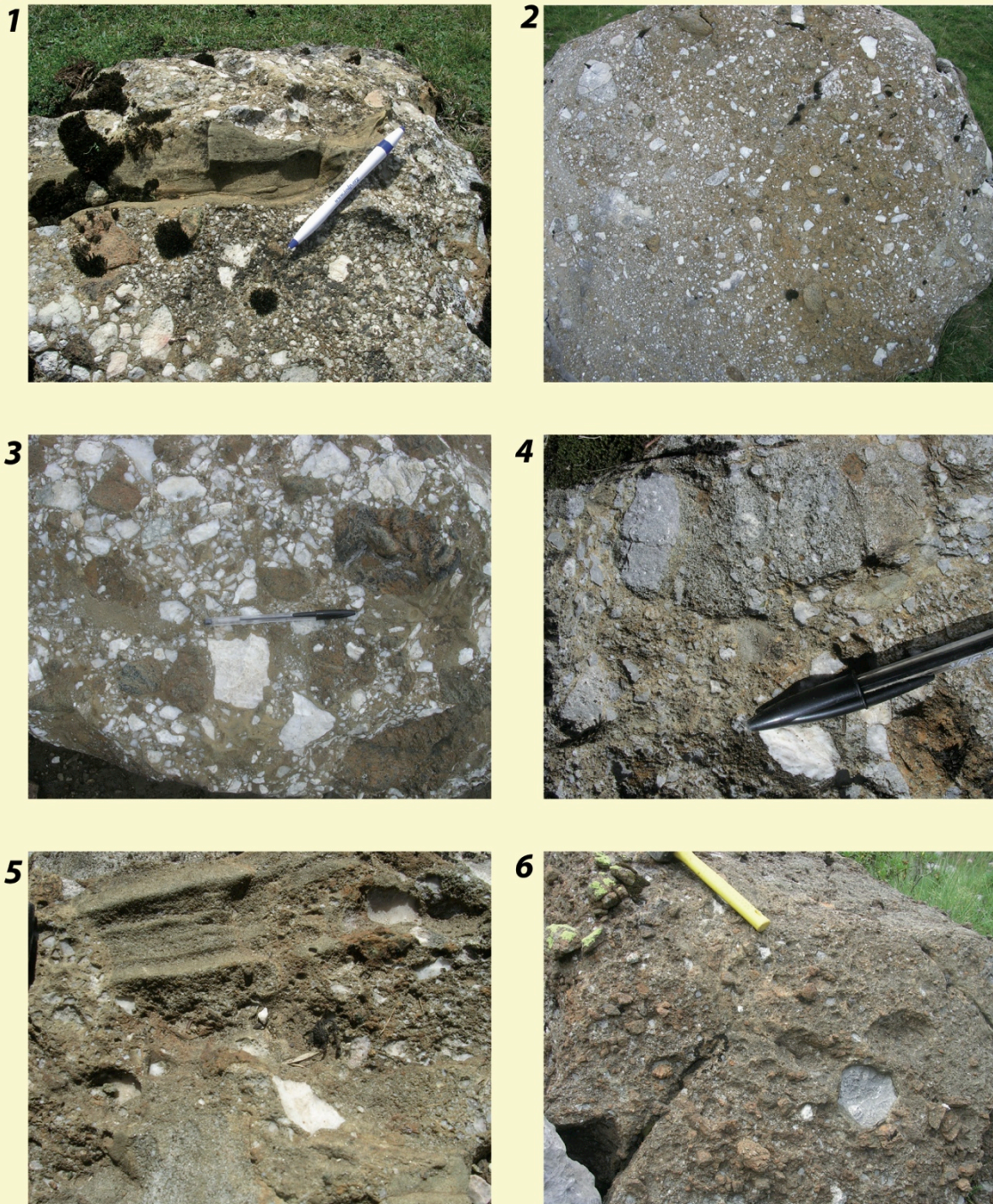


Figure 48: exemples de brèches polygéniques calcaro-péridotitiques du Ravin de Paumères. Les proportions respectives de matériel carbonaté et ultrabasique sont très variables (1, 2 et 6). L'auto-alimentation des brèches est signalée par le remaniement de brèches (3), de microconglomérats (4) et de litharénites préexistante (5).



Figure 49: Une caractéristique particulière des formations détritiques à péridotites: des clastes anguleux d'une brèche granoclassée à péridotite sont parfois re-sédimentés dans une brèches grossière et moins organisée.

Les brèches observées dans les régions d'Aulus et de Bestiac-Caussou sont caractérisées par des dépôts grossiers et souvent peu organisés indiquant un faible transport et une origine relativement locale des débris. L'érosion d'escarpements sub-aquatiques, potentiellement induits par l'activité de failles normales ou décrochantes pourrait alimenter les coulées de débris à l'origine de la formation des brèches (Figure 50).

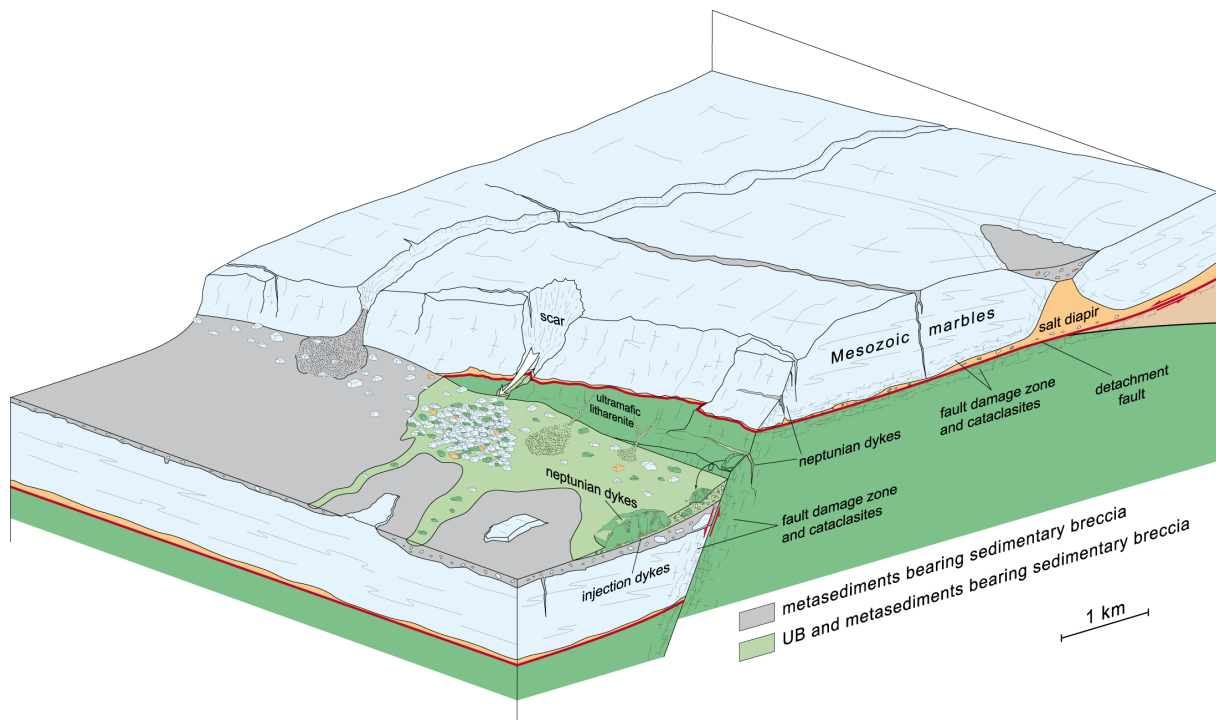


Figure 50: Reconstitution tridimensionnelle de l'environnement de dépôt des brèches polygéniques de la région de Lherz.

Il faut également s'interroger sur le rôle joué par les failles de type transformantes lors de l'exhumation du manteau. Il semble avéré que les péridotites du Col d'Urdach sont exhumées à la faveur d'un grand accident de direction NS (Debroas et al., 2010) affectant l'assemblage sédiments pré-rift/croûte amincie/manteau. De grands accidents similaires contrôlent également les structures du rift dans le bassin de Mauléon (Masini, 2011). Dans le fossé d'Aulus, la répartition des corps péridotitiques décrit un long alignement parallèle à l'axe du bassin (environ N110E) qui n'est pas en accord avec l'existence d'accidents transverses. Cependant, la comparaison des cartes du golfe de Californie et du golfe d'Aden (Parie I.1.1.2, figure 5) indique que la direction des failles transformantes est directement liée à l'obliquité des structures par rapport à la direction d'extension. Dans le cas extrême du Golfe de Californie, les failles transformantes sont subparallèles à la direction du Golfe alors qu'elles sont obliques dans le golfe d'Aden. Dans les Pyrénées, à condition d'envisager un découplage des mouvement entre l'ouest et l'est de la chaîne, on pourrait envisager une exhumation du manteau le long de failles transformantes qui seraient de direction N-S à l'ouest et de direction E-W à l'Est. Les modalités d'un tel découplage restent à établir mais pourraient être entrevues en considérant l'analogie avec la ZNP centrale-orientale et la Nappe des

Marbres espagnole tous deux caractérisée par un métamorphisme HT/BP associés à des corps péridotitiques exhumés le long de failles E-W, et entre le bassin de Mauléon et le bassin de dominés par une ouverture N-S dès l'Aptien supérieur (Garcia-Senz, 2002; Jammes, 2009).

L'âge des brèches ne peut être contraint de manière directe. Ci dessous est présentée une liste d'arguments permettant de restreindre au mieux la fourchette d'âge envisageable.

- Les plus jeunes lithologies remaniées dans les brèches calcaro-péridotitiques d'Aulus, du Pays de Sault (Urs, Bestiac, Caussou) et de Baixas sont d'âge albien.
- Le remaniement de clastes déjà métamorphiques (y compris d'albien) indique que les brèches se sont formées après ou pendant le métamorphisme HT/BP, indiquant donc un âge de 107 Ma à maxima, mais probablement plus jeune.
- Les formations bréchiques du fossé d'Aulus semblent recouvertes par le flysch turonien-sénonien constituant les écailles bordières pincées le long de la faille de Lherz et de la FNP. Si l'autochtonie de ce flysch est confirmée, cela implique pour les brèches un âge Sénonien au plus jeune.
- La matrice des brèches n'a pas subi un métamorphisme aussi intense que les clastes qui la compose, c'est donc que soit elles se sont formées dans une position qui les a partiellement préservées du métamorphisme HT/BP, soit qu'elles sont postérieures ou contemporaines de la fin de l'évènement métamorphique, caractérisée par des intensités plus faibles.
- La matrice de ces brèches se distingue de celles des brèches du flysch noir, dont la couleur sombre est due à un événement anoxique d'extension mondiale (Ocean Anoxic Event OAE 1, Schlanger and Jenkyns (1976) ; Arthur et al. (1990)). Indiquant donc un dépôt soit postérieur, soit dans un environnement radicalement différent.

Si il reste difficile de trancher, l'hypothèse d'un âge Cénomanién ou Turonien semble la plus probable. Par ailleurs le Cénomanién correspond dans le bassin d'Aulus à un effondrement généralisé et à un élargissement du domaine (Ternet et al., 1997), compatible avec la formation de brèches chaotiques. La Figure 51 présente un scénario d'évolution du bassin d'Aulus. Dans un premier temps (A), les glissements

de couverture et la tectonique syn-métamorphe anté-cénomaniennne conduisent à la juxtaposition de la couverture pré-rift et des péridotites mantelliques. Le dépôt du flysch noir albo-cénomanienn, contemporain de cette première permet l'élévation des températures à la base de la série en cours de démantèlement tectonique. Dans une phase B, les brèches de marbre et les brèches calcaro-péridotitiques du fossé d'Aulus correspondent à un faciès proximal du flysch Cénomanienn ou Turonien remaniant la couverture métamorphique et les péridotites exhumées.

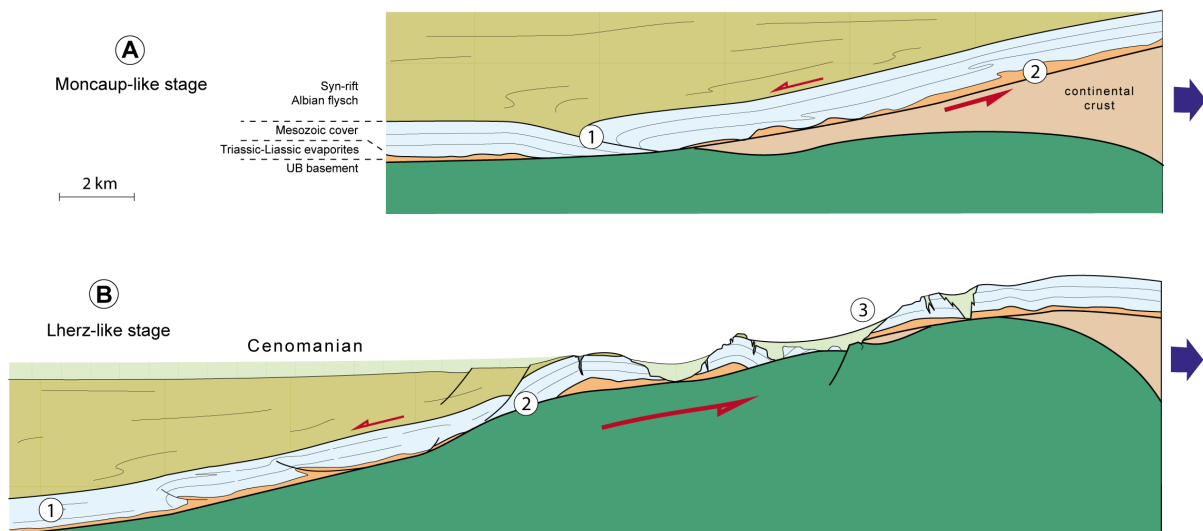


Figure 51 : Modèle de formation des brèches sédimentaires calcaro-péridotitiques de la ZNP. A : superposition couverture-peridotites mantellique tels qu'observée dans la région de Moncaup. Le métamorphisme HT-BP est favorisé par les épais dépôts albiens. B : évolution de (A), la déformation fragile et le remaniement sédimentaire des marbres et péridotites font suite à leur extraction du bassin par soutirage. 1: déformation ductile ; 2: déformation fragile ; 3: Remaniement sédimentaire au Cénomanienn ou Turonien.

II.5.2.2. Les ophicalcites de la ZNP

Si l'origine sédimentaire d'au moins une partie des brèches décrites ci-dessus ne fait pour nous aucun doute, reste que la qualité moyenne des affleurements et le développement systématique d'une patine grise limitent considérablement les observations et permettent difficilement de trancher catégoriquement en faveur d'une origine commune pour l'ensemble des brèches du fossé d'Aulus. L'utilisation de méthodes quantitatives modernes semblait un passage important pour alimenter en données nouvelles un débat plus que centenaire. Une étude isotopique des brèches

calcaro-peridotitiques et des ophicalcites de la ZNP est présentée en partie III.2 sous forme d'un article accepté avec révisions mineures. En voici la synthèse.

Le terme d'ophicalcite désigne une vaste famille de roches constituées d'une association de matériel ultramafique et de carbonates, ce terme ne fait référence à aucun processus génétique. Lemoine et al. (1987) distinguent des ophicalcites de type 1 représentées par des roches ultramafiques massives pénétrées par un réseau de veines de calcite, et un type 2 constituée de brèches sédimentaires à clastes hétérométriques de péridotites dans une matrice carbonatée. Dans le contexte de marge à manteau exhumé envisagé ici, il n'est pas étonnant d'observer ce type de roches.

Les deux types d'ophicalcite décrits par Lemoine et al. (1987) sont clairement identifiés dans la ZNP (Figure 52), et à la suite de notre étude pétrographique, nous proposons de reprendre cette classification en y ajoutant un troisième type d'ophicalcite constituée de serpentinites dont une partie des minéraux est remplacée in-situ par de la calcite (ophicalcite pervasive, Figure 54c). Les données isotopiques des matrices et veines des échantillons analysés confirment ces distinctions (Tableau 4, Figure 53).

- Les ophicalcites de type 2, identifiées principalement dans la moitié orientale de la ZNP montrent les $\delta^{18}\text{O}$ les plus élevés du jeu de données (entre 21,3‰ et 25,1‰), ce qui est en accord avec l'hypothèse de leur formation dans un environnement superficiel et donc environnement froid.
- L'ophicalcite pervasive du Tos de la Coustette, présente un $\delta^{18}\text{O}$ très bas (13,8‰) indiquant probablement sa formation dans des conditions hydrothermales relativement chaudes.
- Enfin, les ophicalcites de type 1, identifiées principalement dans les péridotites les plus serpentinisées de la ZNP occidentale ont des compositions intermédiaires, entre 18,6‰ et 22,1‰, indiquant une formation dans des conditions de température intermédiaires à celles des deux précédents types d'ophicalcites.

Par ailleurs, des résultats obtenus sur des dépôts carbonatés fins et lités au sein des péridotites de Moncaup, permettent de distinguer des signatures très basses en carbone ($\delta^{13}\text{C} = -5,76‰$ et $-5,22‰$), se démarquant clairement du reste du jeu de données. De telles compositions indiquent une interaction des fluides précipitants avec les sols et la matière organique, ce sont des signatures typiques de calcrètes et de sédiments

karstiques (Ph. Boulvais, communication personnelle). Cette signature n'est identifiée dans aucun autre échantillon de brèche ou d'ophtalcite analysée dans la ZNP.

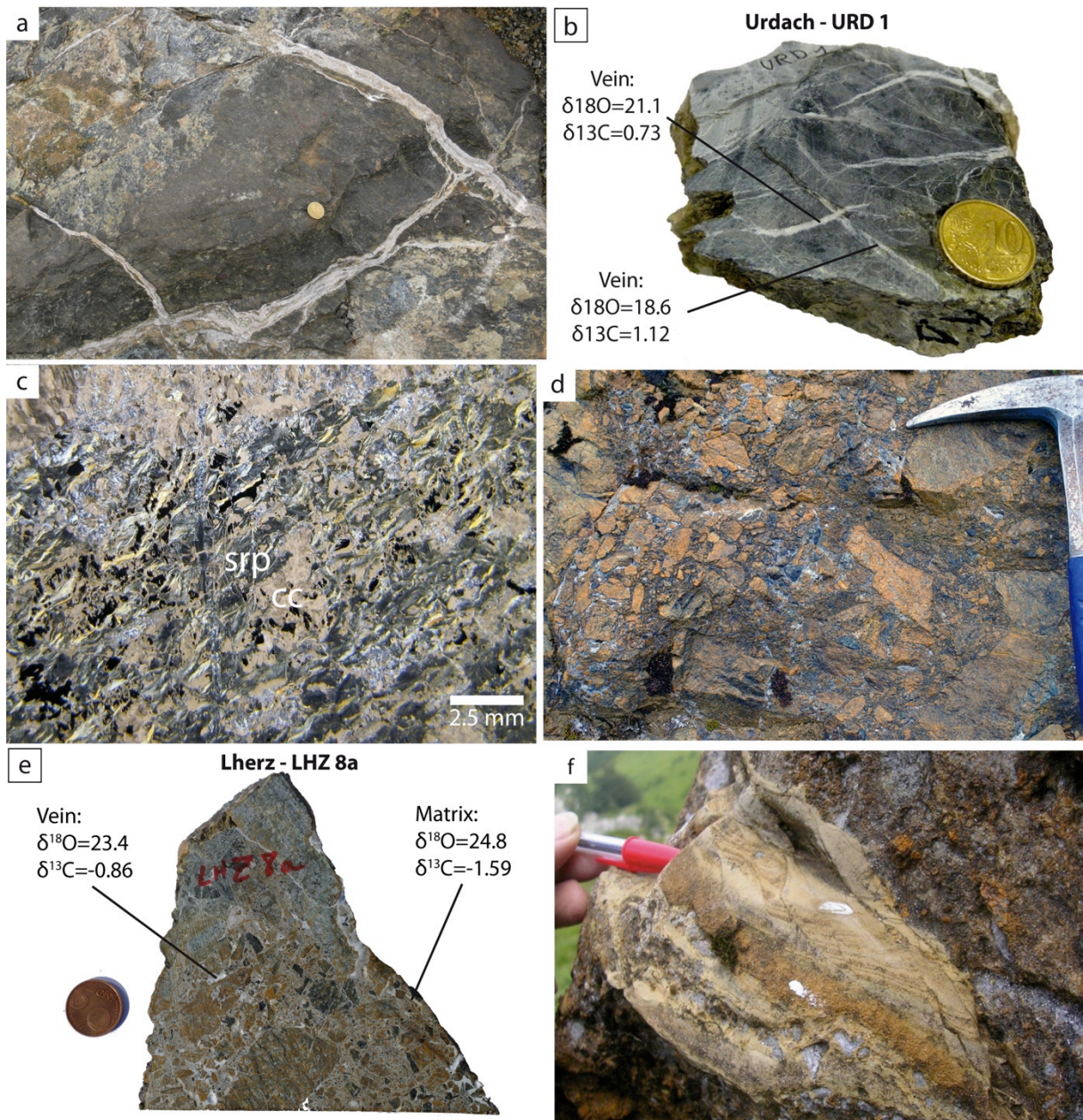


Figure 52: a et b) ophicalcites de type 1 (au sens de Lemoine et al., 1987) dans les péridotites du col d'Urdach; c) ophicalcites pervasives du Tos de la Coustette ; d, e, f) ophicalcites de type 2 dans le fossé d'Aulus. Les brèches souvent mal organisées présentent parfois des granoclassesments et de fines lamines affectées par des failles normales syn-sédimentaires (f).

Sample	Area	Position (WGS 84)		clast		matrix		vein	
				$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
CAU 11	Caussou	42°46'26.00"	1°49'14.00"	23,7	1,62	24,7	1,5		
CAU 12	Caussou	42°46'26.00"	1°49'45.00"			23,3	-2,14	23	-2,36
BC 1	Bestiac	42°46'09.99"	1°47'29.60"					23,5	-2,47
BC 2	Bestiac	42°46'09.99"	1°47'29.60"					23,5	-2,14
URS 1	Urs	42°46'51.00"	1°44'18.00"					23,5	-1,83
VIC 2	Vicdessos	42°46'26.00"	1°29'56.00"			22,8	-0,57	21,3	-1,12
VIC 5a	Vicdessos	42°46'35.00"	1°29'58.00"					22,9	-2,16
VIC 5b	Vicdessos	42°46'35.00"	1°29'58.00"					22,5	-2,4
LHZ 1b	Lherz	42°48'10.44"	1°22'40.46"					24,5	-0,47
LHZ 2b	Lherz	42°48'13.26"	1°22'17.63"			24,3	1,03	23,8	0,89
LHZ 2c	Lherz	42°48'13.26"	1°22'17.63"			25	1,02	24,9	0,82
LHZ 3a	Lherz	42°48'13.26"	1°22'17.63"			25,1	0,97	24,9	0,85
LHZ 6	Lherz	42°48'11.6"	1°22'33.99"			24,2	0,75	24,3	0,8
LHZ 8a	Lherz	42°48'25.18"	1°22'15.74"			24,8	-1,59	23,4	-0,86
LHZ 8b	Lherz	42°48'25.18"	1°22'15.74"			24,2	-1,62		
LHZ 17	Fontête Rouge	42°48'17.35"	1°24'38.08"	21,8	1,39	23,4	1,03		
LHZ 24	Lherz	42°48'44.56"	1°22'15.64"	23,2	3,76				
LHZ 30	Lherz	42°48'39.16"	1°22'16.17"			23,1	-0,83		
LHZ 33	Fontête Rouge	42°48'09.43"	1°24'26.75"			23,7	1,53		
LHZ 34	Fontête Rouge	42°48'02.75"	1°24'10.01"			24,9	0,58		
LHZ 51	Lherz	42°48'56.39"	1°21'21.84"			23,8	-0,3		
LHZ 53	Lherz	42°48'54.61"	1°21'16.54"	20,4	-3,54	22,3	-1,19		
LHZ 64	Lherz	42°48'14.79"	1°22'17.32"			25	-1,47	23,4	-0,57
LHZ 67	Lherz	42°47'39.07"	1°23'03.89"			25,1	0,53		
LHZ 69	Lherz	42°47'43.40"	1°22'25.40"			24	0,37		
LHZ 69	Lherz	42°47'43.40"	1°22'25.40"			23,5	-0,26		
LHZ 87	Lherz	42°48'45.5"	1°22'15.00"	23,6	0,11				
LHZ 89	Lherz	42°47'37.61"	1°22'34.22"	23,2	-3,66				
LHZ 100	Lherz	42°48'28.49"	1°21'42.43"	27	0,67				
LHZ 100	Lherz	42°48'28.49"	1°21'42.43"	26,8	1				
LHZ 109	Berqué	42°47'10.30"	1°27'22.29"					22,5	-0,1
LHZ 127	Freychinède	42°47'52.27"	1°26'00.15"					23,2	-2,4
LHZ V.V	Lherz	42°48'08.67"	1°22'49.33"					24,9	-0,8
ERC 12a	Angladure	42°49'47.60"	1°17'33.20"					22,5	-2,16
ERC 12b	Angladure	42°49'47.60"	1°17'33.20"					22,6	-1,91
ERC 12c	Angladure	42°49'47.60"	1°17'33.20"					21,9	-2,39
MP 83	Moncaup	42°58'55.92"	0°44'27'07"					12,6	-3,12
MP 84a	Moncaup	42°58'55.92"	0°44'27'07"					23,2	-5,18
MP 84b	Moncaup	42°58'55.92"	0°44'27'07"			23,6	-5,22		
MP 84c	Moncaup	42°58'55.92"	0°44'27'07"			23,7	-5,76		
TOS 1	Tos de la Coustette	43°03'40.57"	0°39'54.69"					13,8	-0,76
URD 1a	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					18,6	1,12
URD 1b	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					21,1	0,73
URD 2	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					18,5	-5,22
URD 5	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					22,1	-0,98
URD 109a	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					20,9	-0,74
URD 109b	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					18,9	-1,28

Tableau 4: Compositions isotopiques des clastes, matrices et veines composant les ophtalmites et brèches calcaro-lherzolitiques de la région de Lherz.

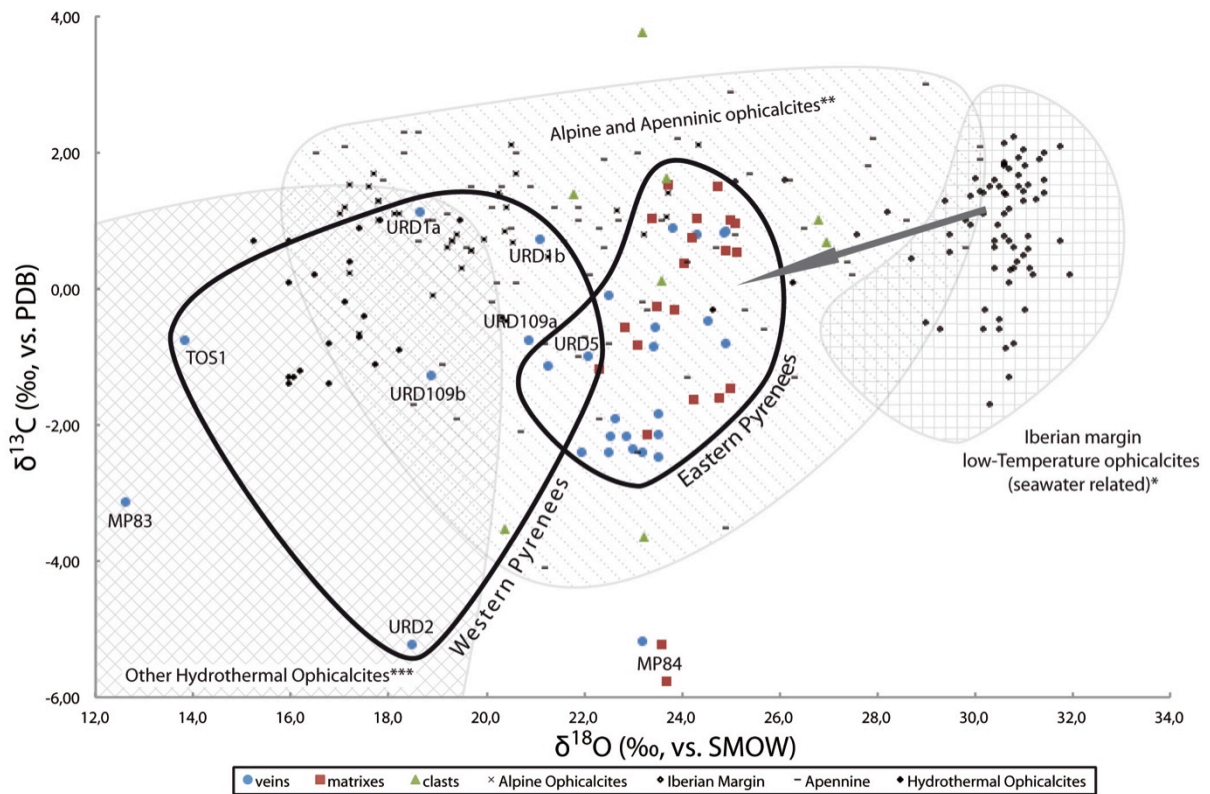


Figure 53 : compositions isotopiques (C, O) des ophiolites et brèches de la ZNP. Les zones hachurées correspondent aux valeurs issues de la littérature pour les ophiolites des Alpes et des Apennins (Brotzu et al., 1973; Barbieri et al., 1979; Weissert and Bernoulli, 1984; Barrett and Friedrichsen, 1989; Demeny et al., 2007), de la marge ibérique et du banc de Galice (Evans and Baltuck, 1988; Milliken and Morgan, 1996; Plas, 1997; Skelton and Valley, 2000) et d'autres ophiolites hydrothermales (Lavoie and Cousineau, 1995; Artemyev and Zaykov, 2010).

Les compositions isotopiques des ophiolites 1 et 2 de la ZNP sont comparables à celles des ophiolites des Apennins ou des Alpes. Cependant, on s'attendrait à ce que les ophiolites de type 2 en raison de leur origine sédimentaire, présentent des $\delta^{18}\text{O}$ aux alentours de 30‰ comme c'est le cas pour les carbonates marins qui forment les ophiolites actuelles de la marge ibérique (Figure 53). Nous envisageons trois scénarii pour expliquer cette différence de composition :

- Il pourrait s'agir d'une conséquence du métamorphisme des brèches et ophiolites après leur formation à basse température dans un environnement marin (Figure 54A). Pendant le métamorphisme, les échanges chimiques entre la calcite et les silicates (principalement la serpentine) auraient pour effet d'abaisser le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite. Les clastes remaniés dans les brèches portent déjà les marques du métamorphisme de haut degré (scapolite, amphibole, pyroxène, phyllosilicates), et le dépôt des brèches est donc clairement postérieur au pic de

métamorphisme. Mais l'anomalie thermique est de longue durée et se prolonge suffisamment pour affecter les dépôts turonien-sénoniens (jusqu'à 350°C).

- Cette signature pourrait résulter d'une diagénèse chaude des brèches suite à leur dépôt dans un environnement marin (Figure 54B). Cette hypothèse est en accord avec le gradient thermique très élevé qui régnaient lors de l'amincissement crustal. Dans ces conditions, l'interface eau-roche doit représenter une limite thermique très nette en dessous de laquelle les températures s'élèvent très rapidement dans les sédiments encore meubles déposés au fond des bassins. Une calcite précipitée à partir d'une eau de mer entre 50°C et 80°C aura un $\delta^{18}\text{O}$ aux alentours de 23‰ (Zheng, 2011), comparable aux $\delta^{18}\text{O}$ des ophicalcites et brèches de la ZNP orientale.
- Cette signature être la conséquence de la précipitation des carbonates à basse température dans un environnement dominé par des eaux continentales (Figure 54B). Les $\delta^{18}\text{O}$ mesurés ici sont globalement inférieurs de 7‰ à ceux des ophicalcites marines actuelles, une différence identique existe entre la composition d'une eau marine et d'une eau d'affinité continentale. Du fait de leur position intermédiaire, il est probable que les bassins marginaux soient fortement influencés par la proximité du continent et des eaux météoriques qui y ruissellent. Des circulations d'eaux continentales au sein des sédiments sont d'ailleurs suggérées dans un contexte similaire, au pied des marges du Golfe d'Aden (Lucazeau et al., 2010). D'autre part, ces résultats soulèvent la question de la topographie des domaines exhumés lors de l'amincissement crustal. Dans les interprétations sismiques des marges brésiliennes et angolaises (voir unternier et al., 2010), on remarque un domaine particulièrement subsidant sur la croûte hyper étirée, sur laquelle se développent de puissantes formations syn-rift qui se terminent en biseau vers la zone à manteau exhumé. La Figure 54C est redessinée d'après l'interprétation sismique de la marge angolaise. Dans un tel contexte, serait-il possible d'envisager une exhumation du manteau dans des bassins périphériques, perchés sur la marge ? Cette question mérite d'autant plus d'être posée que dans le cas de l'Angola et du Brésil, les premiers dépôts post-rift sont constitués par d'épaisses formations évaporitiques.

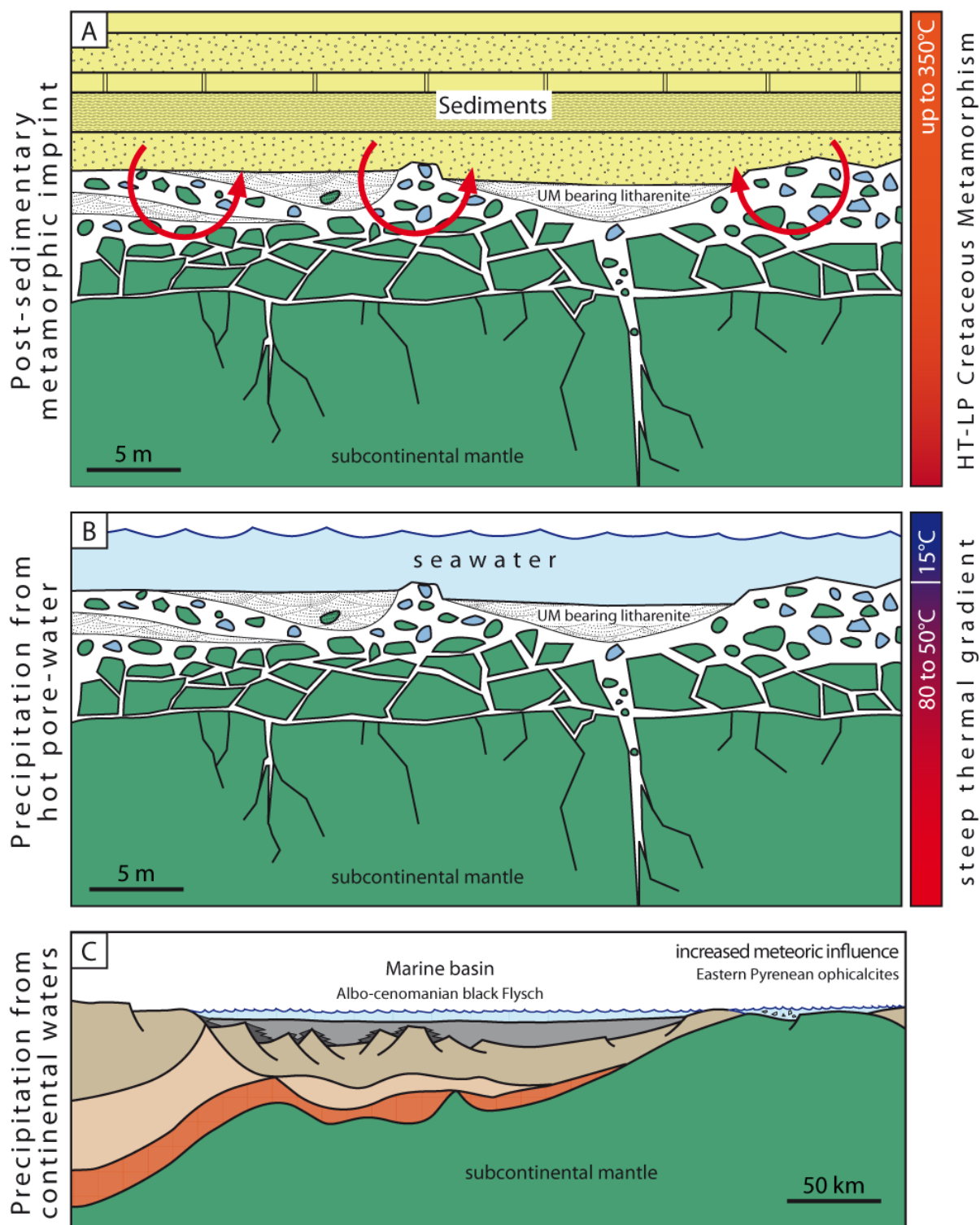


Figure 54: illustration schématique des trois scénarios envisagés pour la formation des ophiolites de la ZNP orientale : a) dépôt puis métamorphisme des brèches et ophiolites; b) dépôts des brèches et ophiolites et diagénèse dans une ambiance chaude ; c) dépôt des brèches et ophiolites dans un environnement influencé par des eaux continentales (coupe d'après Unternehr et al., 2010).

Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de trancher en faveur d'un de ces trois scénarii, notons d'ailleurs qu'il ne sont pas exclusifs et qu'il reste possible d'envisager la formation des ophicalcites dans un environnement partiellement sous influence continentale et dont les températures élevées pendant ou après la diagénèse participent à l'abaissement des compositions isotopiques.

II.5.2.3. Les brèches de Baixas (Agly)

De nombreux affleurements de brèches, dont certaines présentant des caractères similaires aux brèches du fossé d'Aulus, sont observables dans la ZNP (Saint-Béat, Gerde-Boutx, Baixas...), la plupart sont cependant dépourvues de matériel ultrabasique (cf. Canérot et al. (2006) pour une revue des brèches de la ZNP). L'origine commune de toutes ces brèches n'est pas établie, mais leur ressemblance est parfois frappante. Au cours de ce travail, j'ai pu étudier les brèches de Baixas qui affleurent le long de la bordure Nord du massif de l'Agly. Au sud de Calce, j'ai relevé des brèches polygéniques étendues sur une grande superficie, entre le lias et le Bajocien-Bathonien (fig. carte Agly). Les brèches de Baixas se caractérisent par des dépôts grossiers et polygéniques à clastes millimétriques à pluri-métriques, généralement anguleux, constitués de fragments de la couverture triasique à albiennienne inférieure (Mattauer and Proust, 1962; Durand-Delga, 1964; Berger et al., 1993). La stratification est fruste (Figure 55a), et les granoclassements dans les parties les plus fines indiquent une polarité normale (Figure 55c). Le pendage des brèches relevé dans la carrière de Baixas (N110E, 40N) est comparable à celui de l'encaissant calcaire (N085E, 50N) ce qui indique que leur dépôt est antérieur au basculement des couches par des plissements pyrénéens.

Les lithologies les plus jeunes remaniées dans les brèches sont d'âge apto-albien (Berger et al., 1993). Le matériel constituant les clastes est clairement affecté par le métamorphisme HT/BP (Figure 55b), ce qui indique que leur remaniement est postérieur à l'initiation du métamorphisme. La brèche est très tectonisée et recristallisée (Mattauer and Proust, 1962), mais ne présente pas de minéraux néoformés, ce qui indique un métamorphisme de faible degré, d'intensité nécessairement inférieure à celle atteinte dans les clastes.

Ces brèches, dont le caractère clairement sédimentaire est signalé par une stratification des dépôts et des granoclassements cèdent parfois insensiblement la place aux brèches tectoniques marquant le décollement de la série mésozoïque sur le socle paléozoïque.

C'est le cas en particulier des brèches situées immédiatement au Sud de Calce, où les brèches tectoniques passent progressivement aux brèches sédimentaires (partie II.4.1, figure 6). Les brèches sont affectées une reprise karstique (Figure 55d) qui se traduit par des remplissages de conduits sub-verticaux par du matériel issu de la brèche elle-même dans une matrice roussâtre à rouille. Dans la littérature (Mattauer and Proust, 1962; Durand-Delga, 1964; Berger et al., 1993; Canérot et al., 2006), il semblerait que le nom de « brèche de Baixas » ait été utilisé en référence à différents types de brèches. Il semble important de distinguer les brèches de Baixas stricto sensu, telles qu'observées dans l'ancien front de taille qui sert aujourd'hui de parking à l'entrée de la carrière de Baixas et les différentes générations de brèches karstiques postérieures, qui parfois les recoupent et en remanient des éléments (Figure 56a)

Les compositions isotopiques en oxygène et en carbone de quelques clastes et matrices de ces brèches sont présentées dans le Tableau 5. Les clastes présentent des compositions en oxygène de 25,4‰ et 27,6‰, correspondant à la gamme de composition attendue pour des carbonates marins plus ou moins métamorphiques. Les $\delta^{18}\text{O}$ de la matrice sont plus faibles, et avec valeurs entre 22,6‰ et 25,5‰ les compositions en oxygène des matrices sont comparables à celles obtenues dans les brèches calcaro-péridotitiques et ophicalcites de la ZNP (Partie III.2). Les compositions en carbone des échantillons AGY19, AGY20 et AGY20b ($\delta^{13}\text{C}$ entre -0,3‰ et 0,5‰) sont identiques à celles des brèches et ophicalcites sédimentaires de la moitié orientale de la ZNP (« eastern pyrenean ophicalcite » de la Partie III.2). En revanche, les matrices des échantillons AGY23 et AGY24 montrent des compositions en carbone plus basses, (-2,26‰ et -3,71‰). Cette variabilité est corrélée au type de brèche et à la couleur de la matrice. Les échantillons AGY19, AGY20 et AGY20b issus de la brèche de Baixas s.s. présentent une matrice calcaire fine et relativement abondante alors que les échantillons AGY23 et AGY24 qui proviennent de conduits karstiques présentent des matrices rousses (AGY24, Figure 56b) ou blanches, peu abondantes et très vacuolaires (AGY23, Figure 51b).

Figure 55 (page suivante): Photographies des brèches sédimentaires de Baixas. a) Stratification fortement basculée indiquant un âge au moins antérieur aux derniers plissements pyrénéens ; b) clastes métamorphique (scapolite) indiquant un âge contemporain ou postérieur au métamorphisme HT/BP crétacé ; c) granoclasement indiquant une polarité normale ; d) La brèche est affectée par plusieurs générations de reprise karstique.



Sample	Area	Position (WGS 84)		clast		matrix		Couleur
				$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
AGY19	Agly	42°45'06.81"	2°45'44.03"			23,5	0,52	beige
AGY20	Agly	42°45'10.3"	2°45'41.35"	27,6	-1,23			
AGY20	Agly	42°45'10.3"	2°45'41.35"			23,8	-0,31	beige
AGY20b	Agly	42°45'10.3"	2°45'41.35"	25,4	-1,18			
AGY20b	Agly	42°45'10.3"	2°45'41.35"			22,6	-0,08	grise
AGY23	Agly	42°44'54.82"	2°44'10.13"			25,5	-2,26	Blanche vacuolaire
AGY24	Agly	42°45'49.12"	2°45'10.12"			24,1	-3,71	Rouge

Tableau 5 : Compositions isotopiques des clastes et matrices des brèches sédimentaires de Baixas.

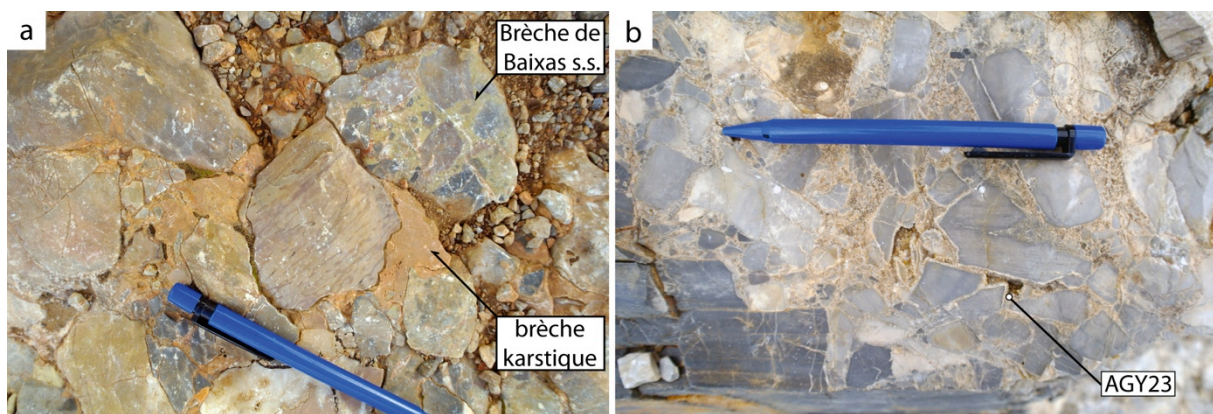


Figure 56: a) photographie de brèche karstique remaniant la brèche de Baixas s.s. au Nord de Calce (échantillon identique à AGY24) ; b) brèche vacuolaire au sud ouest de Calce (AGY 23).

Les conséquences de ces résultats sont les suivantes :

- Les brèches de Baixas, clairement sédimentaires présentent des signatures isotopiques similaires à celles des brèches et ophtalmites du fossé d'Aulus (partie III.2). Notons d'ailleurs que des analyses isotopiques dans les brèches métamorphiques du col d'Agnes, au nord de l'étang de Lherz présentent aussi des résultats comparables (Fourcade in Golberg, 1987). Bien que les paramètres contrôlant les compositions isotopiques des carbonates soient nombreux (température de précipitation, composition des fluides initiaux, métamorphisme, interaction fluide-roche) il semble raisonnable d'envisager des processus et des environnements de dépôts similaires pour les brèches de Baixas et les brèches du fossé d'Aulus. Ces processus sont discutés en partie III.2.
- Dans ces brèches, les clastes sont plus métamorphiques que la matrice (Figure 55b), ou au minimum de métamorphisme égal. Ils ont néanmoins un $\delta^{18}\text{O}$

significativement supérieur à celui de la matrice, ce qui suggère que les effets du métamorphisme ne sont pas à l'origine de la diminution du $\delta^{18}\text{O}$ entre les 2 objets. Rejoignant là les points de discussion développés dans le chapitre sur les ophicalcites, cette diminution de $\delta^{18}\text{O}$ peut être à relier à la signature isotopique de l'eau environnant le dépôt de ces brèches, signant possiblement un environnement de dépôt continental.

- Pour les brèches de Baixas comme pour certaines ophicalcites pyrénéennes (Moncaup), il semble que l'on soit en mesure de distinguer les brèches primaires et les sédiments karstiques qui les remobilisent, ces derniers se caractérisant par leur composition appauvrie en ^{13}C .

II.6. LE CONTEXTE CINEMATIQUE

II.6.1. Etat de l'art

La FNP a souvent été considérée comme une discontinuité majeure représentant la limite de plaque entre l'Europe et l'Ibérie. Son fonctionnement en décrochement senestre cours du Crétacé moyen permettrait l'accommodation de la rotation antihoraire de la plaque ibérique (Le Pichon et al., 1970; Le Pichon and Sibuet, 1971; Choukroune and Mattauer, 1978; Olivet, 1996). Les arguments en faveur d'un tectonique décrochante d'âge crétacé sont principalement basées sur la restauration de l'anomalie M0 dans l'Atlantique Nord (Olivet, 1996) qui suggère un déplacement de plus de 400km entre Ibérie et Europe au cours de l'Albien.

Les bassins de la ZNP orientale pincés entre la ZA et les massifs nord pyrénéens, en raison de leur géométrie amygdaloïdale ont été interprétés comme des bassins en pull-apart ouvert le long d'un grand système décrochant (Choukroune and Mattauer, 1978).

Cependant, les restaurations paléogéographiques des bassins mieux préservés dans les parties centrales et occidentales de la ZNP semblent modérer l'importance de la composante décrochante de la FNP. Dans la partie centrale de la ZNP, le remplissage de bassins losangiques ou rhomboédrique par le flysch noir (Debroas, 1985; Souquet et al., 1985) indique une ouverture du domaine pyrénéen en transtension NO-SE pendant l'albo-cénomaniens. Pendant le Turonien-Sénonien inférieur, l'activité décrochante se signale par des failles en échelon syn-métamorphes (Debroas, 1990). Dans la partie occidentale de la ZNP, la paléogéographie et les enregistrements sédimentaires ne semblent pas compatibles avec un grand décrochement pendant le Crétacé moyen (Souquet and Mediavilla, 1976; Peybernès, 1978; Razin, 1989; Claude, 1990; Masini, 2011).

D'autre part, le calage temporel de la dérive de l'Ibérie sur l'anomalie magnétique M0 doit être envisagé avec précautions pour deux raisons :

- La quantité d'extension affectant la lithosphère des marges Ibérie Terre-Neuve avant la rupture continentale et l'enregistrement des premières anomalies magnétiques a des conséquences importantes sur l'estimation du déplacement de l'Ibérie. Initialement estimée à 100-150 km (Boillot, 1984; Barbier et al., 1986; Keen and Dehler, 1986) l'extension précédant le break-up à récemment été

réévaluée entre 300 et 400 km (Sibuet et al., 2007; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2008). Il en résulte qu'une grande partie de la dérive de l'Ibérie doit être accommodée avant l'enregistrement de l'anomalie M0

- La signification intrinsèque des anomalies magnétiques peut-être discutée. Pour Norton et al, (2007) l'anomalie M0 ne correspond pas à une isochrone magnétique fossilisée par les magmas au cours l'expansion océanique, mais est directement corrélée à la transition entre la zone à manteau sous-continentale exhumé et la croûte océanique, cette anomalie serait donc diachrone, rajeunissant vers le Nord. De même, Bronner et al. (2011) réinterprètent l'anomalie magnétique J comme la conséquence de l'intrusion de magmas au sein de la croûte hyper-étirée, avant le début de l'accrétion océanique.

Dans les deux cas, ces considérations impliquent qu'une grande part des mouvements décrochant le long de la FNP ait lieu avant l'Aptien supérieur-Albien inférieur, en accord avec les récentes reconstructions cinématiques proposées par Jammes et al. (2009, 2010).

II.6.2. Les contraintes apportées par le travail de terrain

Les apports du travail de terrain sont limités en ce qui concerne la reconstitution des mouvements relatifs entre Ibérie et Europe, cependant certaines observations méritent d'être notées:











- Les relevés de linéations ductiles dans le Bas-Agry, Le Pays de Sault, Le fossé d'Aulus et la région de Moncaup montrent une majorité de direction NO-SE. Cette direction est compatible avec une ouverture en transtension du domaine Pyrénéen. On note cependant qu'un certain nombre de linéations sont orientées dans une direction perpendiculaire (NE-SO), cette direction pourrait résulter d'un changement de régime cinématique, mais compte tenu des nombreux plissements affectant le matériel mésozoïque, il est tout aussi vraisemblable que ces linéations résultent du basculement de couches, comme dans l'exemple proposé en Figure 58.

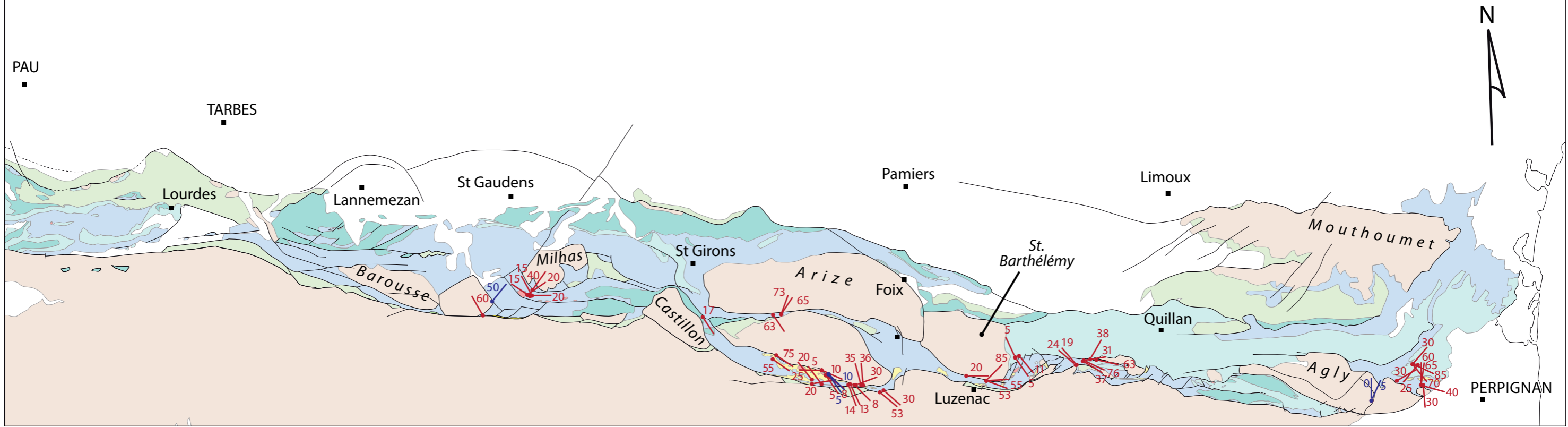
La signification de ce type de mesures reste à prendre avec précaution puisqu'elles ne sont pas débascuées de l'effet des plissements. D'autre part, la rotation de structures lors de la convergence Alpine n'est pas non plus exclue.

- Le dispositif exposé au cœur de la boutonnière de Fourtou, sur la bordure Sud du massif de Mouthoumet indique le basculement d'un bloc de couverture vers le Sud Est, compatible avec une transtension NO-SE (Partie 2, chapitre 4.1.3.3).
- Enfin, les massifs de péridotite de la ZNP apparaissent fréquemment entrecoupés de veines de serpentinites délimitant des lentilles de roches moins altérées (Figure 59). De couleur vert claire à blanche, les veines serpentineuses sont parfois fibreuses et présentent les caractéristiques des formes de basse température (lizardite, chysotile ?). La signification de ces amygdales n'est pas établie. Au Tos de la coustette, la direction N080E se distingue de celle du pli-faille alpin constituant le chaînon de Sarrance (N110E), mais est en revanche compatible avec une formation des lentilles en extension NO-SE. A Moncaup la direction N140E correspond à la celle de la faille séparant les roches mantelliques des sédiments de l'unité du Pic du Gar. Cette orientation diverge de celle des grandes structures alpines (N110E), et soulève le problème de l'inversion des structures extensives.

Figure 57 (page suivante): Carte des linéations ductile de la ZNP entre la région de St Béat et l'Agly.

Map of the ductile lineation

- | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
|  Peridotite |  Paleozoic basement |  Triassic to lower Aptian |  upper Aptian lower Albian |  middle Albian lower Cenomanian |  sedimentary breccias |  Cenomanian Santonian |  upper Cretaceous to Quaternary | Ductile lineation |
| | | | | | | | |  5 in paleozoic |
| | | | | | | | |  63 in mesozoic |



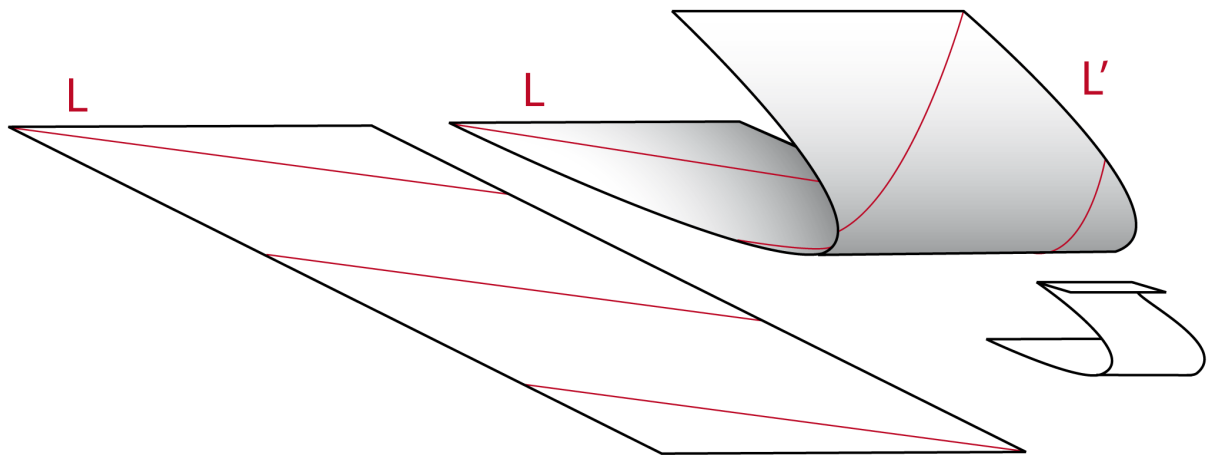


Figure 58: Exemple d'une linéation (L) replissée aboutissant à la superposition de 2 linéations de directions orthogonales (L et L').

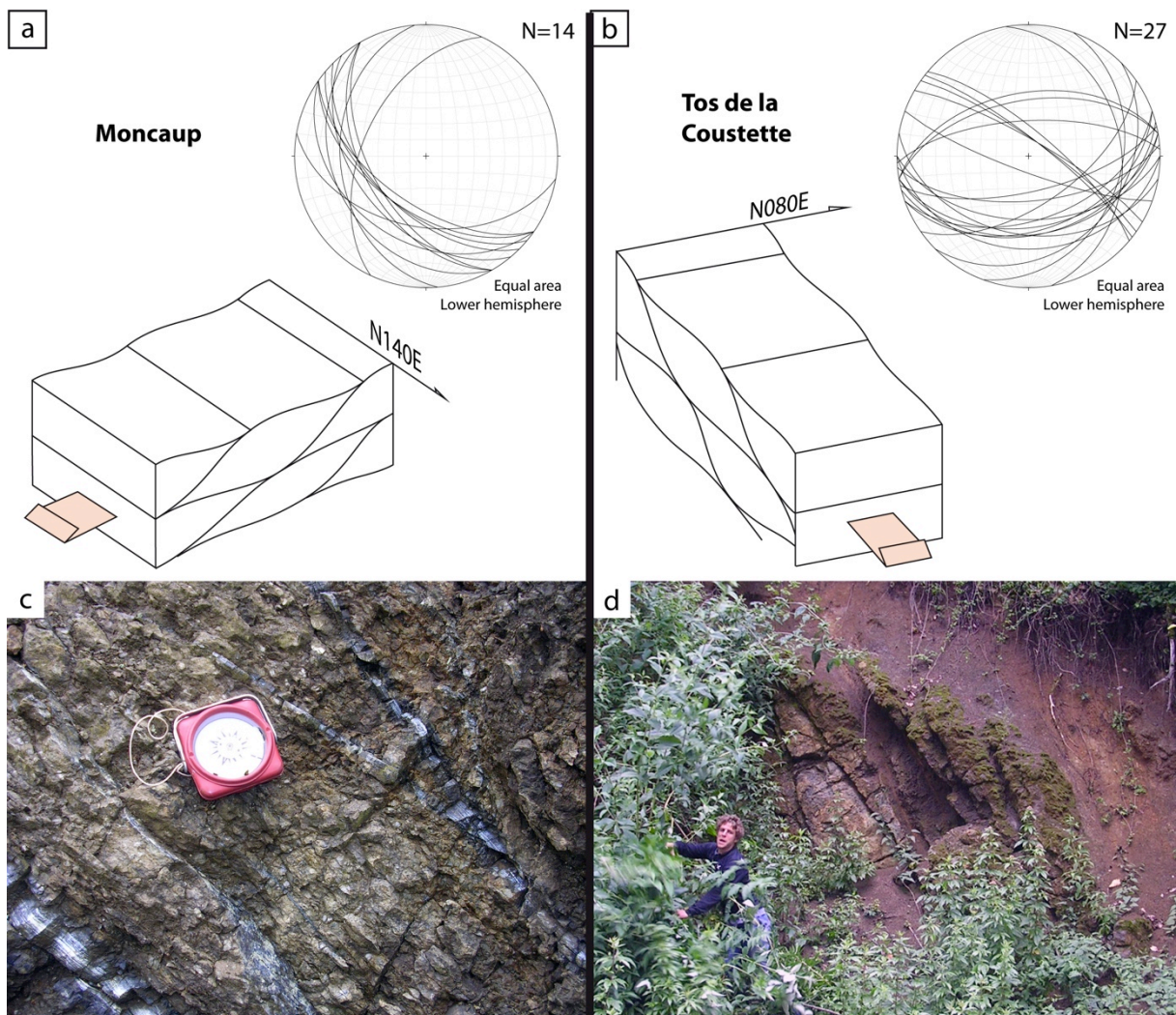


Figure 59: Représentation stéréographique des veines de serpentinites dans les péridotites de Moncaup (a) et du Tos de la Coustette (b). Photographies de ces réseaux de veines découpant des lentilles dans les péridotites de Moncaup.

A la vue des données pré-existantes, nous proposons trois scénarios qui sont résumés en Figure 60.

- Le scénario A envisage une dérive de l'Ibérie en décrochement le long de la FNP suivie par une extension NS. Ce modèle est le plus en accord avec les récentes reconstructions cinématiques (Tucholke et al., 2007; Jammes et al., 2009, 2010; Bronner et al., 2011) qui indiquent un coulissage précoce de l'Ibérie culminant à l'Aptien.
- Le scénario B envisage une extension précoce similaire à celle avancée par Sibuet et al. (2004), suivi d'un coulissage senestre. Une telle succession des phases décrochantes et extensives est également suggérée par les reconstructions cinématiques de Gong et al. (2009).
- Le scénario C est une solution intermédiaire aux deux précédentes.

A l'issue de ce travail, nous ne sommes pas en mesure d'apporter des contraintes déterminantes en ce qui concerne la vergence des mouvements responsables de l'ouverture du domaine Pyrénéen. La transtension NO-SE proposée dans le scénario C semble cependant la plus en accord avec nos données de terrains.

Les données très récentes de la tomographie (Chevrot, 2012, résultats préliminaires) acquises dans le cadre de l'ANR PYRAMID semblent révéler la présence d'une anomalie de vitesse positive se prolongeant jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de profondeur dans la continuité de la plaque ibérique. Ces résultats, si ils sont confirmés, pourraient indiquer la présence d'un panneau lithosphérique plongeant sous la plaque Européenne. Ceci va dans le sens d'un domaine refermé beaucoup plus large que celui envisagé par les modèles actuels, mais déjà proposé dans les modèles de Sibuet et al. (2004) et Vissers and Meijer (2012a, 2012b).

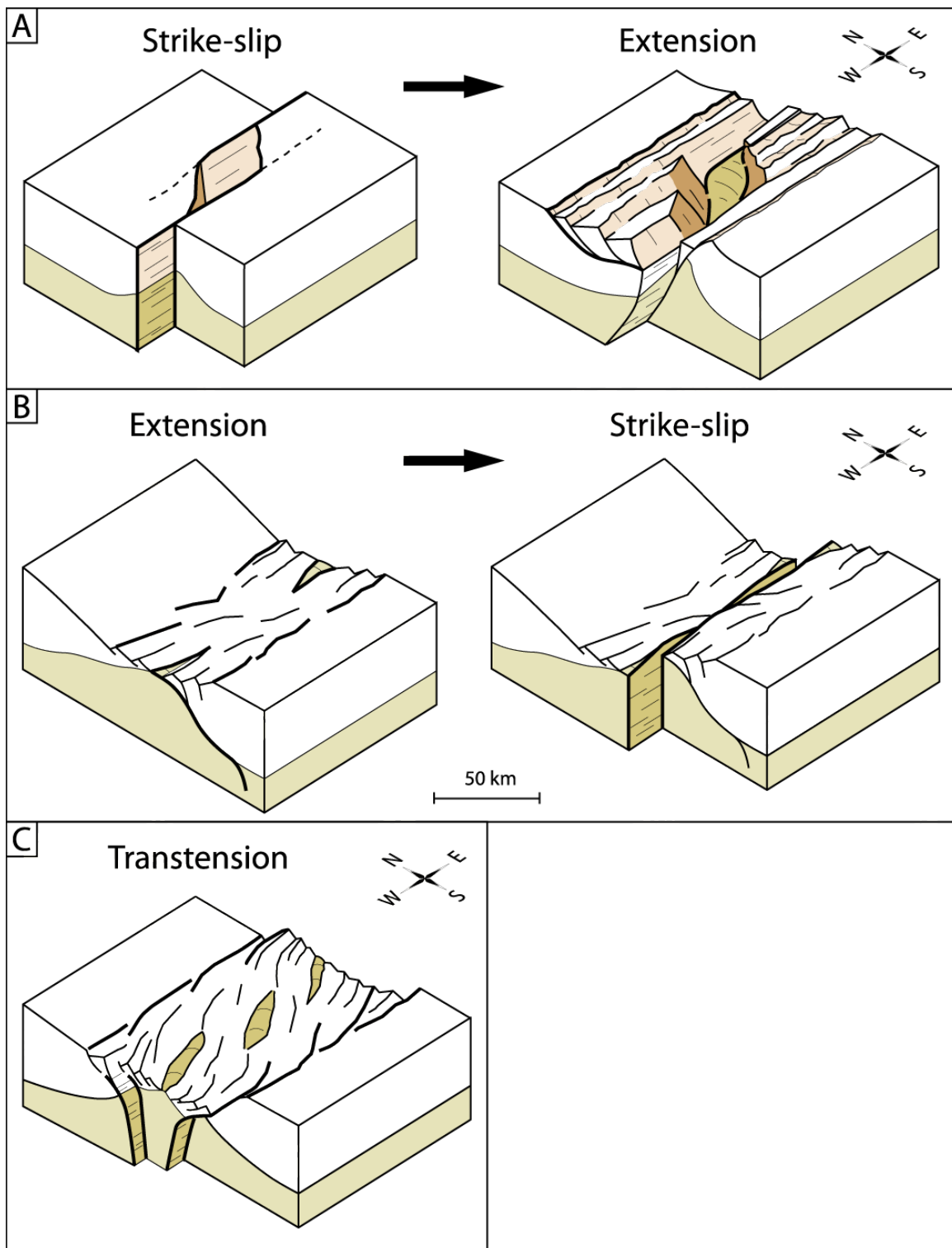


Figure 60: illustration schématique de trois scénarios envisageables pour l'évolution du domaine pyrénéen.

II.8. CONCLUSIONS

Les principales implications de ce travail sont les suivantes :

- L'analyse de plus de 100 paléotempératures RSCM dans la ZNP permet de tirer les conclusions suivantes :
 - La ZNP montre des températures du métamorphisme progressivement de plus en plus faibles vers l'ouest. Les quelques paléotempératures mesurées dans les calcaires jurassiques du bassin de Mauléon semblent indiquer que cette différence de température est bien réelle, et que cette distribution de l'anomalie thermique n'est pas un artefact dû à l'exhumation plus importante de la couverture pré-rift à l'Est de la ZNP. Par ailleurs cette diminution des températures semble associée à un basculement des structures extensives vers l'Ouest où la zone métamorphique est basculée de l'autre côté de la zone Axiale, dans les unités de la Nappe des Marbres.
 - Lorsque les relations primaires sont conservées, il semble possible de mettre en avant un lien direct entre le degré métamorphique atteint dans les méta-sédiments et la proximité de matériel profond exhumé (péridotites mantelliques, croûte granulitique). Ce phénomène ne témoigne pas d'un métamorphisme de contact, mais s'explique par une concentration du flux de chaleur aux endroits où la croûte est amincie à l'extrême.
 - Le matériel paléozoïque formant la croûte continentale est le premier à subir le métamorphisme crétacé, qui se traduit essentiellement par des manifestations hydrothermales et métagénétiques, le socle est ensuite relativement préservé du métamorphisme HT/BP.
- Dans une certaine mesure, il semble possible de confirmer la participation des fluides à la propagation de l'anomalie thermique. Les fluides jouent un rôle primordial dans le métamorphisme et l'altération de la croûte pendant l'Aptien et l'Albien. Dans la couverture, des circulations de fluides participent probablement à la diffusion du métamorphisme HT/BP qui affecte la couverture entre le Cénomaniens et le Coniacien. Elles ne semblent concerner que des fluides locaux, probablement émis depuis les bassins eux-mêmes.

- La participation du magmatisme alcalin crétacé à la propagation de l'anomalie thermique n'a pas pu être mise en évidence, mais nous suggérons tout de même l'existence d'un lien entre la granulitisation des marbres à minéraux du Port de Saleix et des Plagneaux (Aulus) et la présence d'intrusion gabbroïques voisines.
- Dans les sédiments pré- et syn-rift, l'anomalie thermique crétacée s'accompagne d'un épisode de déformation ductile dont le caractère syn-métamorphe de haute-température est confirmé par l'analyse de la déformation intracristalline par EBSD. Deux types de fabriques minérales obtenues par EBSD sont directement corrélable à la température de déformation. Le fluage dislocation sur les plans c de la calcite est actif au-delà de 420°C. A plus basse température et dans des échantillons à grains fins, un autre mécanisme de déformation domine, nous suggérons des phénomènes de glissement aux joints de grain associé à du fluage-diffusion.
- Les méta-sédiments du fossé d'Aulus et de sa couverture de l'Agly ont subi un continuum de déformation dans des conditions thermiques de plus en plus froides, depuis la déformation ductile jusqu'au remaniement tectono-sédimentaire en passant par la cataclase.
- Les décollements en base de la couverture mésozoïque jouent un rôle primordial dans la structuration du domaine pyrénéen en permettant la juxtaposition directe des sédiments pré-rift sur le manteau exhumé, suite à l'amincissement extrême voire à l'élimination de la croûte continentale.
- Les analyses micro- et macroscopiques indiquent que la déformation syn-métamorphe s'effectue en régime essentiellement coaxial. Ceci est interprété comme la marque d'une déformation en aplatissement lors du soutirage et du boudinage de la croûte continentale.
- Deux coupes et une restauration équilibrée passant par le méridien de Salvezines sont proposées en tenant compte des observations de terrain. Elles permettent de réaliser l'importance du découplage croûte-couverture au cours de l'extension crétacée et du raccourcissement pyrénéen.
- La formation de brèches sédimentaire polygéniques à éléments de marbre et de péridotites est une des conséquences ultimes de la superposition tectonique de la couverture mésozoïque sur le manteau exhumé. Dans la région de Lherz, et à

posteriori de Baixas (Agly), nous confirmons leur origine sédimentaire et suggérons un âge Cénomanién ou Turonien.

- L'analyse pétrographique et isotopique (C, O de la calcite) des ophicalcites et brèches calcaro-péridotitiques de la ZNP permet de les répartir en trois catégories : (i) les ophicalcites et brèches sédimentaires; (ii) les ophicalcites hydrothermales en veine et (iii) les ophicalcites hydrothermales marquées par une calcification pervasive des serpentinites. Les deux premiers types sont clairement identifiés dans les milieux océaniques fossiles (Alpes, Apennins) et actuels (Marge ibérique). Dans la région de Moncaup, il est possible de distinguer des reprises karstiques affectant ces formations, elles se signalent par des $\delta^{13}\text{C}$ bien inférieurs à ceux des ophicalcites s.s.
- Quelques données de terrain (linations ductiles, basculement de bloc, déformation au sein des péridotites) semblent indiquer que la composante décrochante n'était pas nulle lors de l'ouverture du domaine Pyrénéen. Cependant cette composante est relativement modérée et ne semble pas indiquer l'existence d'un jeu en décrochement majeur contemporain du métamorphisme HT/BP. La notion d'ouverture en transtension (type Golfe d'Aden) semble préférable à celle d'ouverture en pull-apart (type Golfe de Californie), mais des variations de vergence au fil du temps ne peuvent être écartées.

Tout ceci confirme que la ZNP représente bien un analogue de choix pour accéder à des roches, architectures et processus enfouis dans les profondeurs des marges passives distales, qui seront encore inaccessibles pour longtemps à l'observation in-situ.

II.7. SYSTEMES ANALOGUES ET PERSPECTIVES

Les observations accumulées depuis plusieurs siècles dans la ZNP et les Pyrénées en général permettent maintenant de reconstituer certains aspects du domaine étiré pendant le Crétacé moyen (Figure 61). Cependant certaines informations, inaccessibles du fait de l'inversion alpine ou des conditions d'affleurement limitées font encore défaut pour en reconstituer complètement l'évolution. La comparaison avec des analogues extra-Pyrénéens peut permettre d'en comprendre certains aspects, et inversement, les observations pyrénéennes peuvent venir compléter des observations indirectes en particulier sur des données sismiques.

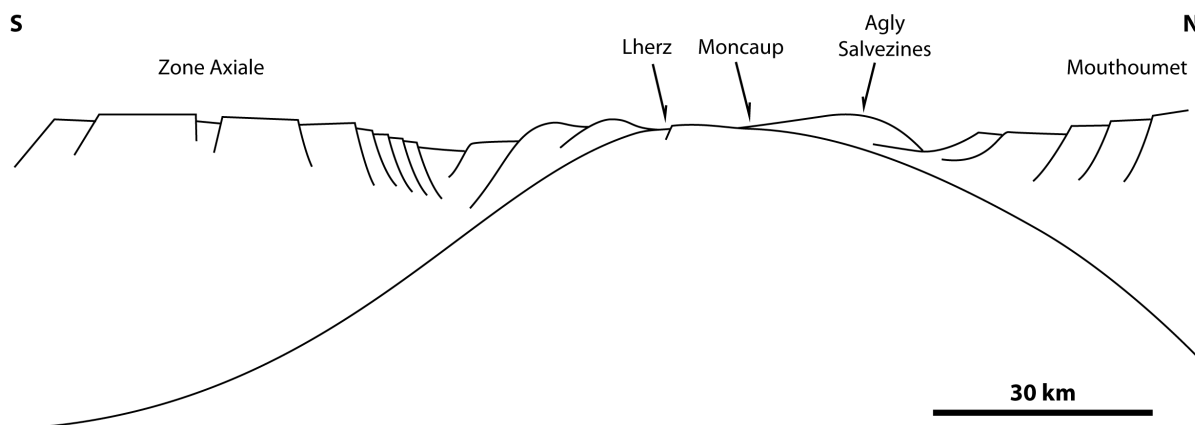


Figure 61: Modèle synthétique permettant de replacer les localités de Mouthoumet, Agly, Salvezines, Moncaup et Lherz le long d'un profil N-S à travers la ZNP. Dans la partie occidentale de la ZNP, on attend un dédoublement de la zone hyper-amincie de part et d'autre de la zone Axiale.

Les marges du domaine pyrénéen semblent se distinguer des marges Ibérie-Terre-Neuve (Péron-Pinvidic et al., 2007; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2008) ou encore des marges alpines (Manatschal and Müntener, 2009) par le faible volume de croûte continentale investi dans le domaine hyper-étiré. **Il implique un boudinage de la croûte entière, imposant le repos direct des sédiments pré-rift sur le manteau sous-continentale par soutirage crustal en régime thermique anormalement élevé.** Il s'agit d'un des aspects majeurs de ce travail. Cet aspect encore mal compris du rift pyrénéen peut recevoir l'éclairage de l'imagerie sismique de certaines marges passives actuelles.

Des cas similaires d'élimination précoce de la croûte au cours du rifting, donnant lieu à la superposition directe de la couverture pre-rift sur le manteau exhumé sont observables dans les affleurements de péridotites du Zagros. Dans la région de Kermansah (Wrobel-Daveau et al., 2010 ; Figure 62) les associations couverture-manteau semblent s'être effectuées à basse température. En revanche dans des cas de métamorphisme de haute température sont observés dans cette même superposition couverture-manteau dans les ophiolites du Zagros interne (Hall 1980, 1981a, 1981b). Dans les massifs de Bulfat, de Mawat et de Penjween (Zagros iraquien), Jassim et al. (1982) caractérisent un métamorphisme affectant des sédiments crétacés et antérieurs à proximité de matériel basique et ultrabasique. Le métamorphisme dont les températures maximales sont évaluées aux environs de 750°C est enregistré sur une épaisseur de plusieurs kilomètres au dessus du contact avec les ophiolites.

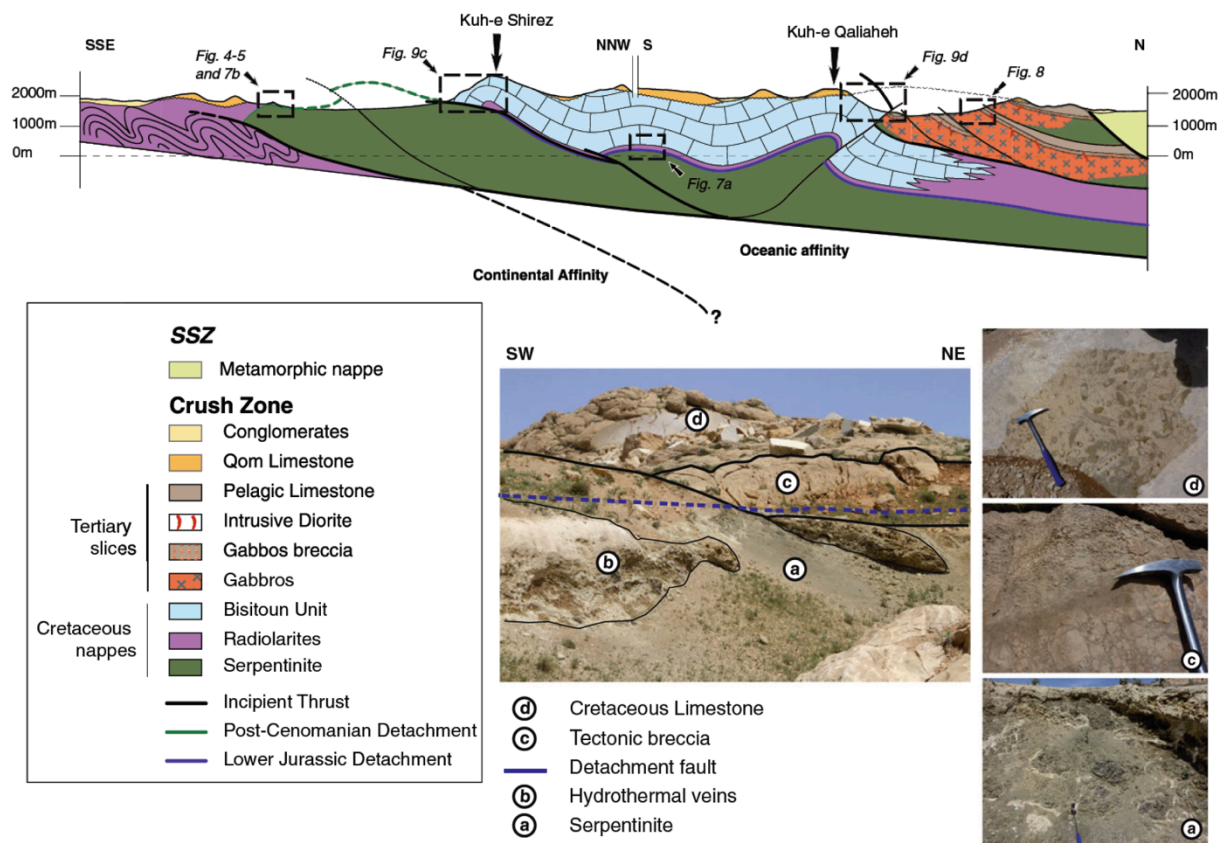


Figure 62: coupe géologique à travers les ophiolites du Kermansha (Zagros, Iran) d'après Wrobel-Daveau et al. 2010).

L'opposition entre exhumation chaude (Est) et exhumation froide (ouest) observée dans les Pyrénées se retrouve ainsi dans le Zagros. Il s'agit d'un analogue à développer qui présente d'excellentes conditions d'affleurement.

Au pied de la marge sud-australienne, des superpositions couverture manteau similaires sont imputées à de grands glissements de couverture (Espurt et al., 2009).

Un profil de marge africaine (Figure 63) offre un cas d'amincissement intense de la croûte sous couverture dans un style qui n'est pas sans rappeler l'analogie pyrénéen. La croûte apparaît extrêmement laminée et amincie alors qu'un découplage entre croûte et couverture permet la superposition des sédiments pré-rift relativement intacts sur la croûte laminée. La croûte continentale déjà fortement amincie semble subir un étirement quasi-ductile directement sous les sédiments syn-rift, impliquant un régime thermique probablement élevé.

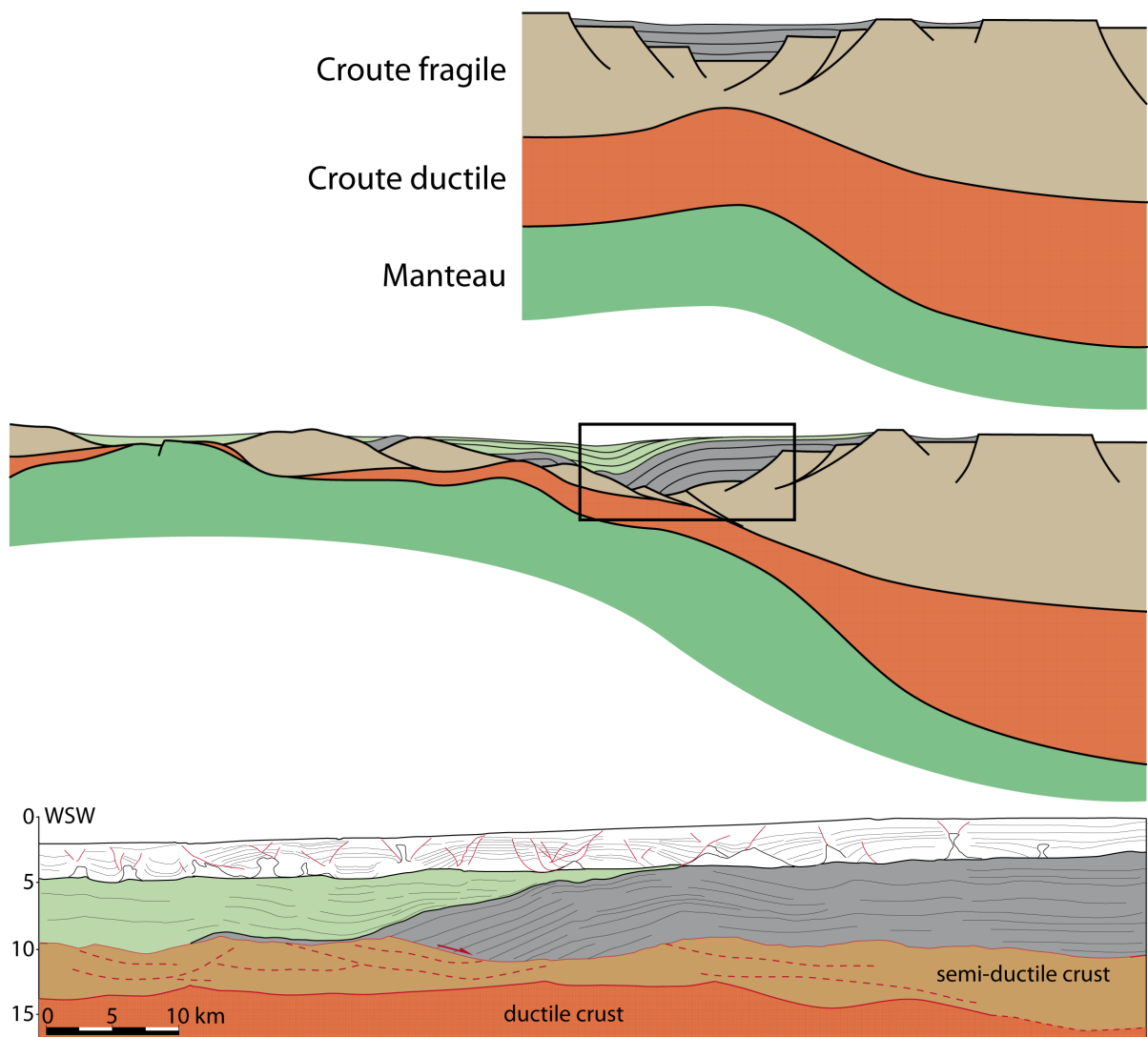


Figure 63: interprétation d'un profil sismique d'une marge africaine.

D'autre part, la marge présentée en figure 63, avec un style rappelant celui de figure 45, est structurée par des lambeaux de croûte dont les formes évoquent des phénomènes de boudinage. Au pied de la marge pyrénéenne, il semble que les anomalies thermiques aient été relativement concentrées dans les zones inter-boudins (ex: pic de métamorphisme au cœur du synclinal du Bas-Agly). L'exportation de ces observations dans le cas des marges actuelles comporte des implications évidentes en terme de prospection pétrolière. Notons également que les bassins les plus subsidents de la marge présentée en figure 63 se développent sur la croûte continentale alors que les parties les plus amincies de la marge, potentiellement à manteau sous continental exhumé, sont moins subsidentes.

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-rift 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 (Figure 64, Figure 65). 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.

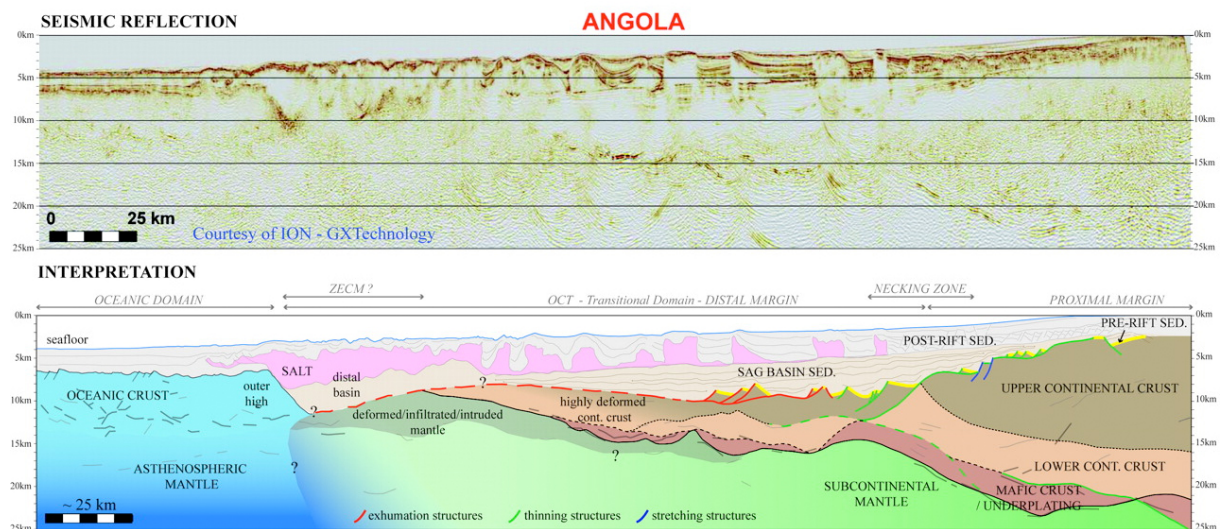


Figure 64: Profil sismique et interprétation de la marge angolaise (Unternehr et al., 2010).

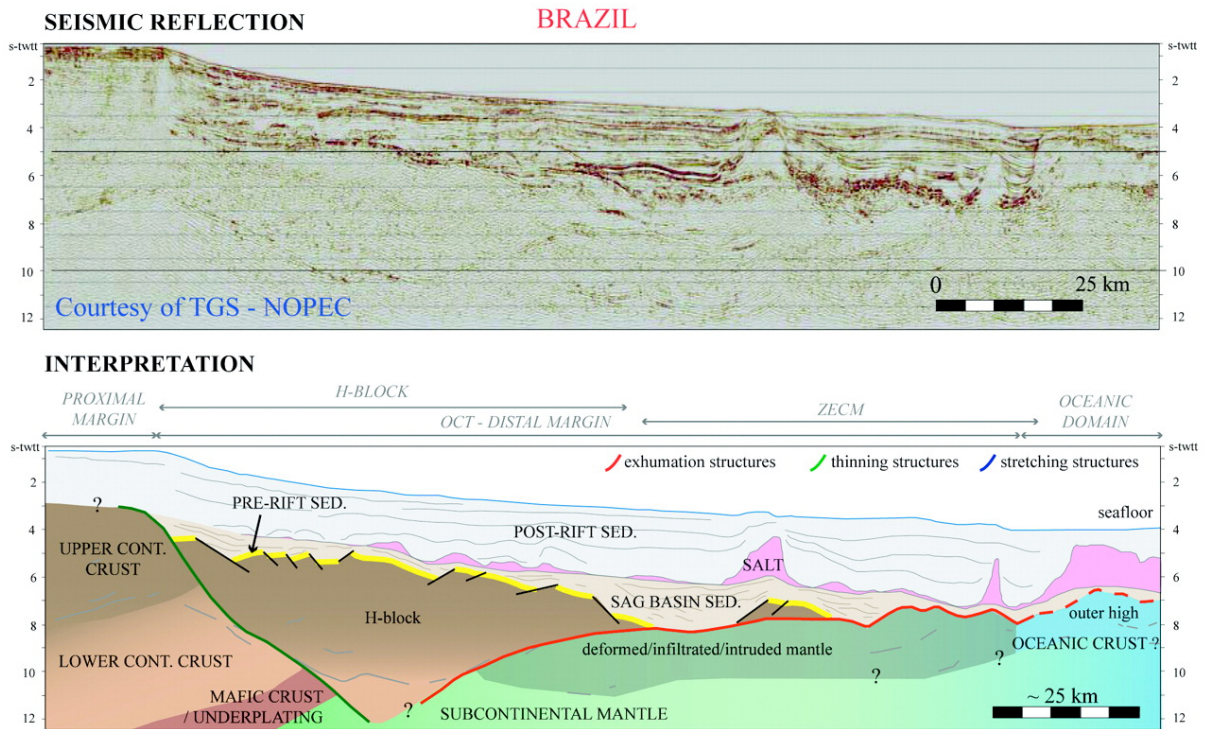


Figure 65: Profil sismique et interprétation de la marge brésilienne (Unternehr et al., 2010).

REFERENCES

- Albarède, F., Michard-Vitrac, A., 1978. Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par des méthodes Ar-Ar et Rb-Sr. Ses relations avec les péridotites associées. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XX, 681–688.
- Alibert, C., 1985. A Sr-Nd isotope and RRE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). *Earth and Planetary Science Letters* 73, 81–90.
- Andreani, M., Mével, C., Boullier, A.-M., Escartín, J., 2007. Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8.
- Andrieux, P., 1982a. La charnockite d'Ansignan: mise en place et évolution paragénétique. Introduction à l'étude des équilibres grenat-orthopyroxène. (Thèse).
- Andrieux, P., 1982b. Conditions de cristallisation et évolution paragénétique d'une charnockite hercynienne: le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées-Orientales). *Bull. minéralogie* 105, 253–266.
- Artemyev, D.A., Zaykov, V.V., 2010. The types and genesis of ophicalcites in Lower Devonian olistostromes at cobalt-bearing massive sulfide deposits in the West Magnitogorsk paleoisland arc (South Urals). *Russian Geology and Geophysics* 51, 750–763.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics* 25, 139–171.
- Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: results of a rightlateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1305–1320.
- Arthur, M.A., Brumsack, H.-J., Jenkyns, H.C., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences., in: *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Ginsburg, R.N., Beaudoin, B., Kluwer, Dordrecht, pp. 75–119.
- Austin, N., Evans, B., Herwegh, M., Ebert, A., 2008. Strain localization in the Morcles nappe (Helvetic Alps, Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences* 101, 341–360.
- Autin, J., Leroy, S., Beslier, M.-O., D'Acemont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C., Al Toubi, K., 2010. Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). *Geophysical Journal International* 180, 501–519.
- Autran, A., 1996. Le cycle hercynien dans les pyrénées. Réflexions géologiques finales., in: *Synthèse Géologique Et Géophysique Des Pyrénées*. pp. 679–702.
- Avé-Lallemand, H.G.A., 1967. Structural and petrofabric analysis of an "Alpine type" peridotite: The lherzolite of the French Pyrénées. *Leidse Geol. Meded.* 42, 1–57.
- Azambre, B., 1967. Sur les roches intrusives sous-saturées du Crétacé des Pyrénées. (Thèse).
- Azambre, B., Fabriès, J., 1989. Mesozoic evolution of the upper mantle beneath the eastern Pyrenees: evidence from xenoliths in Triassic and Cretaceous alkaline volcanics of the eastern Corbières (France). *Tectonophysics* 170, 213–230.

- Azambre, B., Monchoux, P., 1998. Métagabbros amphiboliques et mise en place crustale des lherzolites des Pyrénées (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 327, 9–15.
- Azambre, B., Ravier, J., Thiebaut, J., 1971. A propos du phénomène de dipyrisation des roches éruptives d'âge secondaire des Pyrénées. *C. R. Scaences Acad. Sci. Ser. D* 272, 2137–2139.
- Azambre, B., Rossy, M., 1976. Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 1725–1728.
- Azambre, B., Rossy, M., Albarède, F., 1992. Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean rift zone (France and Spain). *Eur J Mineral* 4, 813–834.
- Azambre, B., Rossy, M., Elloy, R., 1981. Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées: données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en aquitaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 23, 263–269.
- Azambre, B., Rossy, M., Lago, M., 1987. Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasiques (ophites) du domaines pyrénéen. *Bull. Mineral.* 110, 379–96.
- Azambre, B., Sagon, J.-P., Debroas, E.-J., 1991. Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnie (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci. Paris, serie II* 313, 119–124.
- Baby, P., Crouzet, G., Spetch, M., Déramond, J., Bilotte, M., Debroas, E.-J., 1988. Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux Nord-Pyrénéens. *C. R. Acad. Sci., Paris* 06, 307–31.
- Barbier, F., Keen, C., Potter, P., 1986. Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 10, 105–121.
- Barbieri, M., Masi, U., Tolomeo, L., 1979. Stable isotope evidence for a marine origin of ophicalcites from the north-central Apennines (Italy). *Marine Geology* 30, 193–204.
- Barbosa, J., Fonteilles, M., 1986. Examen critique des résultats fournis pas certains baromètres couramment utilisés en terrains granulitiques: exemples des granulites de Bahia (Brésil) et du massif de l'Agly (France). *Bull. minéralogie* 109, 359–376.
- Barnolas, B., Chiron, J.-C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien, BRGM - ITGE. ed.
- Barrère, P., Bouquet, C., Debroas, E.-J., Péliissonier, H., Peybernès, B., Soulé, J.-C., Souquet, P., Ternet, Y., 1984a. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Arreau (1072), BRGM éditions. ed. BRGM, Orléans.
- Barrère, P., Bouquet, C., Debroas, E.-J., Péliissonier, H., Peybernès, B., Soulé, J.-C., Souquet, P., Ternet, Y., 1984b. Carte géol. France (1/50 000), feuille Arreau (1072).
- Barrett, T.J., Friedrichsen, H., 1989. Stable isotopic composition of atypical ophiolitic rocks from east Liguria, Italy. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 80, 71–84.
- Bédard, J.H., 1985. The opening of the Atlantic, the mesozoic new England igneous province, and mechanisms of continental breakup. *Tectonophysics* 113, 209–232.
- Bellahsen, N., Faccenna, C., Funiciello, F., Daniel, J.M., Jolivet, L., 2003. Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 365–381.

- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acromont, E., Leroy, S., Daniel, J.M., 2006. Fault reactivation and rift localization: Northeastern Gulf of Aden margin. *Tectonics* 25, TC1007.
- Berger, G.M., Bessière, G., Bilotte, M., Viillard, P., 1997. Carte géol. France (1/50 000), feuille Tuchan (1078).
- Berger, G.M., Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marshal, J.P., Vautrelle, C., 1993. Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090). Orléans : BRGM, 117 p. Carte géologique par Fonteilles M., Leblanc D., Clauzon G., Vaudin J.-L., Berger G.-M. (1993).
- Bernoulli, D., Caron, C., Homewood, P., Kälin, O., Van Stuijvenberg, J., 1979. Evolution of continental margins in the Alps. *Schweizerische Mineralogische und petrographische Mitteilungen* 59, 165–170.
- Bernus-Maury, C., 1984. Etude des paragéneses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées (Thèse).
- Bessière, G., 1987. Modèle d'évolution polyorogénique d'un massif hercynien: le Massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises) (Thèse).
- Bessière, G., Schulze, H., 1984. Le massif de Mouthoumet (Aude, France): nouvelle définition des unités structurales et essai d'une reconstitution paléogéographique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 26, 885–894.
- Bestani, L., 2010. Etude des déformations synmétamorphes Albiennes dans la couverture sédimentaire et le socle du versant Nord du massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales) (Mémoire de M1).
- 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, 233–241.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 859–871.
- Beysac, O., Goffé, B., Petit, 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, 2267–2276.
- Beziat, D., Joron, J.-L., Monchoux, M., Treuil, M., Walgenwiz, F., 1991. Geodynamic implication of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). *Chemical Geology* 91, 243–262.
- Bixel, F., 1984. Le volcanisme Stephano-Permien des Pyrénées. (Thèse Doct. Etat Sc.).
- Bodinier, J.-L., Fabriès, J., Lorand, J.-P., Dupuy, C., 1987. Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Bull. Mineral.* 110, 345–358.
- Boillot, G., 1984a. Le golfe de Gascogne et les pyrénées, in: *Les Marges Continentales Actuelles Et Fossiles Autour De La France*. pp. 7–73.
- Boillot, G., 1984b. Some Remarks on the Continental Margins in the Aquitaine and French Pyrenees. *Geological Magazine* 121, 407–412.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougnot, 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, 23–34.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, G., Haggerty, J.A., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Luna-Sierra, E.,

- Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J., Williamson, M., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics* 132, 335–342.
- Bott, W. f., Smith, B. a., Oakes, G., Sikander, A.H., Ibrahim, A.I., 1992. THE TECTONIC FRAMEWORK AND REGIONAL HYDROCARBON PROSPECTIVITY OF THE GULF OF ADEN. *Journal of Petroleum Geology* 15, 211–243.
- Bouhallier, H., Choukroune, P., Ballèvre, M., 1991. Evolution structurale de la croûte profonde hercynienne; exemple du massif de l'Agly (Pyrénées orientales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, serie II* 312, 647–654.
- 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, 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, 89–106.
- BRGM and IGME, 1998. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. *Tectonique Hercynienne. Carte Structurale, Géologie Régionale.*
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Peron-Pinvidic, G., Munsch, M., 2011. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geosci* 4, 549–553.
- Brotzu, P., Ferrini, V., Masi, U., Morbidelli, L., Turi, B., 1973. Contributo alla conoscenza delle "Rocce Verdi" dell'Appennino centrale. Nota III. La composizione isotopica della calcite presente in alcuni affioramenti di oficalciti del F 129 (S. Fiora) e sue implicazioni petrologiche. *Period. Mineral.* 42, 591–619.
- Brun, J.P., Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 161–173.
- Burton, K.W., Kohn, M.J., Cohen, A.S., Keith O'Nions, R., 1995. The relative diffusion of Pb, Nd, Sr and O in garnet. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 199–211.
- Canérot, J., 1989. Rifting eocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées Occidentale (France). *Conséquences structurales. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 13, 87–99.
- Canérot, J., Debrosses, E.-J., 1988. Remise en question du "Complexe de resédimentation albo-cénomaniens de la zone nord-Pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci. Paris, serie II* 307, 1711–1716.
- Canérot, J., Delavaux, F., 1986. Tectonic and sedimentation on the north Iberian margin, Chainons Béarnais south Pyrenean zone (Pyrenees basco-béarnaises)–New data about the signification of the lherzolites in the Sarailé area. *C. R. Acad. Sci. Ser. II* 302, 951–956.
- Canérot, J., Laumonier, B., Baudin, T., 2006. Sur l'origine karstique et l'âge plio-quadernaire des accumulations bréchiqes dites «brèches marines et paléocènes» d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France). *Eclogae geol. Helv.* 99, 49–64.
- Canérot, J., Peybernès, B., Ciszak, R., 1978. Présence d'une marge méridionale à l'emplacement des Chainons Béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 673–676.
- Castanares, L.M., Robles, S., Gimeno, D., Vicente Bravo, J.C., 2001. The Submarine Volcanic System of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain): Stratigraphic Framework, Facies, and Sequences. *Journal of Sedimentary Research* 71, 318–333.

- Castanares, L.M., Robles, S., Vicente Bravo, J.C., 1997. Distribution estratigrafica de los episodios volcanicos submarinos del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia). *Geogaceta* 22, 43–46.
- Casteras, M., 1965. Remarques sur l'Albien du bassin de Quillan (Aude): observation à propos d'une note de MM. Mattauer et F. Proust. *C. R. somm. Soc. geol. Fr.* 60–61.
- Casteras, M., Souquet, P., 1968. Le synclinal cénomanien de Soueix double au nord le bassin crétacé supé-rieur d'Oust et de Massat. *C. R. Sceances Acad. Sci. Ser. D* 267, 1255–1257.
- Choukroune, P., 1972. Relation entre tectonique et métamorphisme dans la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XIV, 3–11.
- Choukroune, P., 1973. La brèche de Lherz dite "d'explosion liée à la mise en place des lherzolites" est une brèche sédimentaire d'âge Cénozoïque. *C. R. Sceances Acad. Sci. Ser. D* 277, 2621–2624.
- Choukroune, P., 1976. Structure et Evolution Tectonique de la Zone Nord Pyrénéenne: Analyse de la déformation dans une Portion de Chaîne à Schistosité Subverticale. *Mem. Soc. Geol. Fr. Ser.* 176 pp.
- Choukroune, P., 1980. Comment and Reply on "Quenching: An additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees)". *Geology* 8, 514–515.
- Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8, PP. 23–39.
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: Sur le fonctionnement de la faille transformante nord-Pyrénéenne; comparaisons avec les modèles actuels. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 20, 689–700.
- Choukroune, P., Séguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées.
- Clark, S.P., 1966. Thermal conductivity. *Handbook of physical constants*, rev. ed. *Geol. Soc. Am. Mem.* 97, 460-482.
- Claude, D., 1990. Etude stratigraphique, sédimentologique et structurale des dépôts mésozoïques au nord du massif du Labourd, rôle de la faille de Pamplona (Pays Basque) (Thèse de Doctorat).
- Clauser, C., Huenges, E., 1995. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals, in: Ahrens, T. (Ed.), *Rock Physics and Phase Relations: a Handbook of Physical Constants*. American Geophysical Union, pp. 105–126.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., St Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 183, 443–459.
- Colchen, M., Ternet, Y., Debroas, E.-J., 1997. Carte géol. France (1/50 000), feuille 1086, Aulus-les-Bains.
- Combes, P.-J., 1969. Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France), *Mém. CERGH*. ed. Montpellier, France.
- Combes, P.-J., Peybernès, B., 1989. Tectonique albiennne dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariègeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. *C. R. Acad. Sci. Paris, serie II* 308, 953–959.
- Conquéré, F., 1971. La lherzolite à amphibole du gisement de Caussou (Ariège, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 30, 296–313.
- Costa, S., Maluski, H., 1988. Use of the ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthélémy massif (Northern Pyrenees, France). *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 72, 127–144.

- Courtillot, V.E., 1980. Opening of the Gulf of Aden and Afar by progressive tearing. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 21, 343–350.
- Crochet, B., Villatte, J., Tambareau, Y., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Kuhfuss, A., Bouillin, J.P., Gelard, J.-P., Bessière, G., Paris, J.-P., 1989. Carte géol. France (1/50 000), feuille Quillan (1077).
- Crough, S.T., 1981. Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America. *Geology* 9, 2.
- Dauteuil, O., Raymond, D., Ricou, L.E., 1987. Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des pyrénées, exemple à l'Est du Saint-Barthélemy. *C. R. Acad. Sci. Paris, serie II* 304, 1025–1028.
- Dauteuil, O., Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme créacé nord-Pyrénéen. *Geo* 3, 237–250.
- De Bresser, J.H.P., Spiers, C.J., 1993. Strength characteristics of the r, f, and c slip systems in calcite. *J. Geophys. Res.* 98, 6397–6409.
- De Bresser, J.H.P., Spiers, C.J., 1997. Strength characteristics of the r, f, and c slip systems in calcite. *Tectonophysics* 272, 1–23.
- de Charpal, O., Guennoc, P., Montadert, L., Roberts, D.G., 1978. Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature* 275, 706–711.
- Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B., Louden, K.E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20'N. *J. Geophys. Res.* 105, 5859–5885.
- Debeaux, M., Thiébaud, J., 1958. Les affleurements du socle paléozoïque entre les massifs de la Barousse et de Milhas. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 93, 522–528.
- Debroas, E.-J., 1976. Sédimentogenèse et position structurale des flyschs créacés du versant nord des Pyrénées centrales. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.* I, 305–320.
- Debroas, E.-J., 1978. Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-langudociennes). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 20, 639–648.
- Debroas, E.-J., 1985. Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens; l'exemple des Pyrénées centrales. *Strata* 2, 99–106.
- Debroas, E.-J., 1987. Le flysch à fucoïdes d'Uchentein témoin d'un escarpement turono-sénonien inférieur de la paléofaille nord pyrénéenne, Pyrénées Centrales, France. *Strata* 77–93.
- Debroas, E.-J., 1990. Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, 273–285.
- Debroas, E.-J., 2003. Le bassin du flysch noir Albo-Cénomanién des Pyrénées. *Présentation Orale – Bassins Crétacés de France et D'Europe Occidentale*. Paris.
- Debroas, E.-J., Azambre, B., 2012. Des brèches aux lherzolites. La mise en place des Lherzolites dans les fossés du flysch noir albo-cénomanién de la Ballongues et d'Aulus (Zone Nord-Pyrénéenne, Ariège). *Livret-guide de l'excursion AGSO des 9 et 10 juin 2012.*, 120 p.
- Debroas, E.-J., Canérot, J., Billotte, M., 2010. Les brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomanién inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France* 2, 53–63.
- Debroas, E.-J., Canérot, J., Bilotte, M., submitted. The Coumettes breccias: subhorizontal sediments unconformably overlapping the Lherz Breccias and lherzolites (North-Pyrenean Zone, Ariège, France). *C.R. Geosciences*.

- Decandia, F.A., Elter, P., 1969. Riflessioni sul problema delle ofioliti nell' appennino settentrionale (nota preliminare). *Atti della Società Toscana di Scienza Naturali* 76, 1–19.
- Delvolvé, J., 1987. Un basin synorogenic varisque, le Culm des Pyrénées centrales centro-occidentales (Thèse d'Etat).
- Delvolvé, J., Souquet, P., Vachard, D., Perret, M.F., Aguirre, P., 1993. Caractérisation d'un bassin d'avant-pays dans le Carbonifère des Pyrénées: faciès, chronologie de la tectonique synsédimentaire. *C. R. Acad. Sci. Paris, serie II* 316, 959–966.
- Delvolvé, J., Vachard, D., Souquet, P., 1998. Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). *Geologische Rundschau* 87, 363–372.
- Demant, A., Morata, D., 1996. Les dolerites tholeiitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France). *Petrologie, geochemie et cadre geodynamique. Bull. Soc. Géol. Fr.* 167, 321–333.
- Demeny, A., Vennemann, T., Koller, F., 2007. Stable isotope compositions of the Penninic ophiolites of the Kőszeg-Rechnitz series. *Central European Geology* 50, 29–46.
- 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, 193–219.
- Dubois, P., Séguin, J.C., 1978. Les flyschs crétacé et éocène de la zone commingeoise et leur environnement. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 20, 657–671.
- Ducasse, L., Vélasque, P.C., 1988. Geotraverse dans la partie Occidentale des Pyrénées de l'avant-pays Aquitain au bassin de l'Ebre, effet d'une inversion structurale sur l'édification d'une chaîne intra-continentale (Thèse de Doctorat).
- Duée, G., Lagabrielle, Y., Coutelle, A., Fortané, A., 1984. Les lherzolites associées aux Chaînes Béarnais (Pyrénées Occidentales): Mise à l'affleurement anté-dogger et resédimentation albo-cénomaniennne. *C. R. Acad. Sci. Ser. II* 299, 1205–1209.
- Duncan, R.A., 1984. Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of the central Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* 89, 9980–9990.
- Durand-Delga, M., 1964. Remarques sur la stratigraphie et la structure du Mésozoïque situé entre Estagel et Perpignan (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci., Paris* 259, 837–840.
- Durand-Delga, M., 1965. Au sujet de la phase anté-cénomaniennne à l'Est de Quillan. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.* 61–62.
- Durand-Delga, M., n.d. Manifestations d'une importante phase tectonique anté-sénonienne dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*.
- Elders, W.A., Rex, R.W., Robinson, P.T., Biehler, S., Meidav, T., 1972. Crustal Spreading in Southern California The Imperial Valley and the Gulf of California formed by the rifting apart of a continental plate. *Science* 178, 15–24.
- Espurt, N., Callot, J.-P., Struckmeyer, J.T. and H., Vially, R., 2009. Interactions between continental breakup dynamics and large-scale delta system evolution: Insights from the Cretaceous Ceduna delta system, Bight Basin, Southern Australian margin. *Tectonics* 28, TC6002.
- Evans, C.A., Baltuck, M., 1988. Low-Temperature Alteration of Peridotite, Hole 637A, in: Boillot, G., Winterer, E.L., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 103 Scientific Results. Ocean Drilling Program*, pp. 235–239.

- Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., 1998. Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics* 292, 145–167.
- Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., Dupuy, C., 1991. Evolution of the Upper Mantle beneath the Pyrenees: Evidence from Orogenic Spinel Lherzolite Massifs. *Journal of Petrology Special_Volume*, 55–76.
- Foland, K.A., Gilbert, L.A., Sebring, C.A., Jiang-Feng, C., 1986. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for plutons of the Monteregean Hills, Quebec: Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. *Geological Society of America Bulletin* 97, 966–974.
- Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.L., Berger, G.M., 1993. Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090).
- Fortane, A., Duee, G., Lagabrielle, Y., Coutelle, A., 1986. Lherzolites and the western “Chainons bearnais” (French Pyrenees): Structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics* 129, 81–98.
- Foucard, F., 1997. Les inclusions d’anhydrite, d’apatite, de chlorite et de zircon dans l’enstatite: de nouvelles données pour les roches à saphirine de Lherz (mémoire de Maîtrise).
- Fournier, M., Patriat, P., Leroy, S., 2001. Reappraisal of the Arabia–India–Somalia triple junction kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 189, 103–114.
- Früh-Green, G.L., Boschi, C., Delacour, A., Kelley, D.S., 2010. Detachment faulting, Serpentinization and fluid flow: consequences for hydrothermal activity and biogeochemical cycle.
- Fuis, G.S., Mooney, W.D., Healy, J.H., McMechan, G.A., Lutter, W.J., 1984. A Seismic Refraction Survey of the Imperial Valley Region, California. *J. Geophys. Res.* 89, 1165–1189.
- Garcia-Senz, J., 2002. Cuencas extensivas del Cretacico Inferior en los Pirineos Centrales - formacion y subsecuente inversion (PhD Thesis).
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., Applegate, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin* 90, 839–857.
- Gisbert, J., 1981. Estudio geológico-petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadi (Pirineo de Lérida) . *Diagénesis y sedimentología*. (Tesis Doct.).
- Gisbert, J., 1983. El Pérmico de los Pirineos españoles. En: Martínez-Díaz (ed.) *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME II, 405–420.
- Golberg, J.-M., 1987. Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées: relation avec l’évolution de la chaîne au Crétacé., *Doc. Trav. Centre Geol. Geophys. Montpellier*. ed. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Golberg, J.-M., Leyreloup, A.-F., 1985. Mise en évidence de fluides mantelliques dans la zone nord-pyrénéenne (région de Lherz): la formation bréchique du col d’Agnès (Ariège). *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l’univers, Sciences de la Terre* 300, 947–950.
- Golberg, J.-M., Leyreloup, A.-F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 194–207.
- Golberg, J.-M., Maluski, H., 1988. Données nouvelles et mise au point sur l’âge du métamorphisme pyrénéen. *C. R. Acad. Sci. Paris* 306, 429–435.
- Golberg, J.-M., Maluski, H., Leyreloup, A.-F., 1986. Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics* 129, 275–290.

- Gong, Z., van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Dekkers, M.J., 2009. Early Cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin—New constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotation. *Tectonophysics* 473, 312–323.
- Grew, E.S., 1988. Kornerupine at the Sar-e-Sang, Afghanistan, whiteschist locality; implications for tourmaline-kornerupine distribution in metamorphic rocks. *American Mineralogist* 73, 345–357.
- Hall, C.A., Bennett, V.C., 1979. Significance of lherzolite at the Etang de Lherz, central Pyrenees, southern France. *Earth and Planetary Science Letters* 45, 349–354.
- Hall, R., 1980. Contact Metamorphism by an Ophiolite Peridotite from Neyriz, Iran. *Science* 208, 1259–1262.
- Hall, R., 1981a. L'interprétation des skarns au contact entre les marbres et les péridotites du massif ophiolitique de Neyriz (Zagros sud-oriental, Iran). *Comptes Rendus Geosciences* 293, 315–320.
- Hall, R., 1981b. Ophiolite-related contact metamorphism: skarns from Neyriz, Iran. *Proceedings of the Geologists' Association* 92, 231–240.
- Henry, P., Azambre, B., Montigny, R., Rossy, M., Stevenson, R.K., 1998. Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). *Tectonophysics* 296, 103–123.
- Hervouët, Y., Torné, X., Fortané, A., Duée, G., Delfaud, J., 1987. Resédimentation chaotique de méta-ophites et de marbres mésozoïques de la vallée du Job (Pyrénées commingeoises): Relations détritisme/métamorphisme en zone nord-Pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci., II* 721–726.
- Jammes, S., 2009. Processus d'amincissement crustal en contexte transtensif: l'exemple du golf de Gascogne et des Pyrénées basses. (Thèse de Doctorat).
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., 2010. Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The exemple of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). *AAPG Bulletin* 94, 957–975.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L.L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28.
- Jammes, S., Tiberi, C., Manatschal, G., 2010. 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay-Western Pyrenees. *Tectonophysics* 489, 210–226.
- Jassim, S.Z., Buda, G., Neuzilova, M., Suk, M., 1982. Metamorphic development of the Iraqui Zagros ophiolite zone. *Krystalinikum* 16, 21–40.
- Keen, C., Dehler, S.A., 1986. Stretching and subsidence: rifting of conjugate margins in the North Atlantic region. *Tectonics* 12, 1209–1229.
- Kornprobst, J., 2001. Métamorphisme et roches métamorphiques: Signification géodynamique. Dunod.
- Krawczyk, C.M., Reston, T., Beslier, M.O., Boillot, G., 1996. Evidence for detachment tectonics on the Iberia Abyssal Plain rifted margin., in: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149 Scientific Results*. Ocean Drilling Program, pp. 60–615.
- Lacroix, A., 1892. Sur les modifications minéralogiques effectuées par la lherzolite sur les calcaires du Jurassique de l'Ariège. *C. R. Acad. Sci. Paris* 115, 974–976.
- Lacroix, A., 1894. Etude minéralogique de la lherzolite des Pyrénées et de ses phénomènes de contact. *Nouv. Archives Muséum* 6, 209–308.

- Lacroix, A., 1895a. Sur les phénomènes de contact de la lherzolite des Pyrénées. C. R. Acad. Sci. Paris 120, 339–342.
- Lacroix, A., 1895b. Considérations sur le métamorphisme de contact, auxquelles conduit l'étude des phénomènes de contact de la lherzolite des Pyrénées. C. R. Acad. Sci. Paris 120, 388–391.
- Lacroix, A., 1895c. Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. Bull. Carte Géol. Fr. 6, 307–446.
- Lacroix, A., 1896. Géologie de la France et de ses Colonies, Baudry et Cie, ed. ed.
- Lacroix, A., 1897. Phénomènes de contact de la lherzolite et des diabases ophitiques (ophites) (Pyrénées). Bull. Carte Géol. Fr. 8, 131–133.
- Lacroix, A., 1900. Sur l'origine des brèches calcaires secondaires de l'Ariège: conséquences à en tirer au point de vue de l'âge de la lherzolite. C. R. Acad. Sci. Paris 131, 96–98.
- Lacroix, A., 1917. Les peridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspathiques qui les accompagnent. C. R. Acad. Sci. Paris 165, 381–367.
- Lacroix, A., 1920. Les roches éruptives du Crétacé des Pyrénées et la nomenclature des roches éruptives modifiées. C. R. Acad. Sci. Paris 170, 685–690.
- Lagabrielle, Y., Bodinier, J.-L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova* 20, 11–21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., St 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.
- 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, 354–360.
- Langdon, T., 2006. Grain boundary sliding revisited: Developments in sliding over four decades. *Journal of Materials Science* 41, 597–609.
- Langdon, T.G., 2000. Identifying creep mechanisms at low stresses. *Materials Science and Engineering: A* 283, 266–273.
- Lavier, L.L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature* 440, 324–328.
- Lavoie, D., Cousineau, P.A., 1995. Ordovician ophicalcites of southern Quebec Appalachians; a proposed early seafloor tectonosedimentary and hydrothermal origin. *Journal of Sedimentary Research* 65, 337–347.
- Le fur -Ballouet, S., 1985. Les séquences paléovolcaniques du domaine pyrénéen depuis le Stéphano-permien jusqu'au Crétacé: essai d'identification basé sur l'étude géochimiques des éléments en trace (Thèse de 3ème cycle).
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Sibuet, J.-C., 1970. La faille nord-Pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. C. R. Acad. Sci. Ser. D, D 271, 1941–1944.
- Le Pichon, X., Sibuet, J., 1981. Passive Margins: A Model of Formation. *J. Geophys. Res.* 86, PP. 3708–3720.
- Le Pichon, X., Sibuet, J.-C., 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne, in: *Histoire Structurale Du Golfe De Gascogne*. Paris, pp. 1–44.
- Légier, C., Tempier, C., Vauchez, A., 1987. Tectoniques tangentielle ductile synmétamorphe d'âge Crétacé supérieur dans la couverture du massif de l'Agly

- (zone Nord-pyrénéenne orientale). *C. R. Acad. Sci., Paris, Earth and Planetary Science* 305, 907–911.
- Leiss, B., Molli, G., 2003. “High-temperature” texture in naturally deformed Carrara marble from the Alpi Apuane, Italy. *Journal of Structural Geology* 25, 649–658.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3, 179–199.
- Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. *Geology* 15, 622–625.
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., D’Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C., Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. *Terra Nova* 16, 185–192.
- Lifshitz, L.M., 1963. On the theory of diffusion-viscous flow of polycrystalline bodies. *Soviet Physics - Journal of experimental and Theoretical Physics Letters* 17, 909–920.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology* 14, 246–250.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P.J., 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature* 448, 466–469.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California, in: *The Geology of North America, The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. D. Hussong, E. L. Winterer and R. W. Decker, pp. 499–522.
- López-Horgue, M.A., Owen, H.G., Aranburu, A., Fernandez-Mendiola, P.A., Garcia-Mondéjar, J., 2009. Early late Albian (Cretaceous) of the central region of the Basque-Cantabrian Basin, northern Spain: biostratigraphy based on ammonites and orbitolinids. *Cretaceous Research* 30, 385–400.
- López-Horgue, M.A., Owen, H.G., Rodríguez-Lázaro, J., Orue-Etxebarria, Fernández-Mendiola, P.A., García-Mondéjar, J., 1999. Late Albian–Early Cenomanian stratigraphic succession near Estella-Lizarraga (Navarra, central northern Spain) and its regional and interregional correlation. *Cretaceous Research* 20, 369–402.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Rolandone, F., d’Acremont, E., Watremez, L., Bonneville, A., Goutorbe, B., Düşünür, D., 2010. Heat-flow and hydrothermal circulation at the ocean–continent transition of the eastern gulf of Aden. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 554–570.
- 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, 432–466.
- Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M., Turrin, B.D., 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, 405–428.

- Manatschal, G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics* 473, 4–19.
- Manatschal, G., Müntener, O., Lavier, L.L., Minshull, T.A., Péron-Pinvidic, G., 2007. Observations from the Alpine Tethys and Iberia Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. *Geological Society, London, Special Publications* 282, 291–324.
- Manatschal, G., Nievergelt, P., 1997. A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (eastern Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 90, 3–27.
- 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).
- Mattauer, M., 1964. Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci.* 259, 2891.
- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées. *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.* 10, 3–12.
- Mattauer, M., Dalmayrac, B., Laubacher, G., Vidal, J.-C., 1967. Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : le « synclinal » paléozoïque de Villefranche-de-Conflent (Pyrénées-orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris* 265, 1361–1364.
- Mattauer, M., Proust, F., 1962. Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées-Orientales. *C. R. somm. Soc. geol. Fr. fasc.* 10, 304.
- Mattauer, M., Proust, F., 1965. Sur la présence et la nature de deux importantes phases tectoniques dans les terrains secondaires des Pyrénées orientales. *C. R. somm. Soc. geol. Fr. fasc.* 4, 132–133.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122–128.
- McHone, J.G., Butler, J.R., 1984. Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin* 95, 757–765.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 25–32.
- Meurisse, 1974. Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogénèse de la zone nord-pyrénéenne orientale. Datation et conséquences. *Archives des Sciences Genève* 28, 67–79.
- Milliken, K.L., Morgan, J.K., 1996. Chemical Evidence for Near-Seafloor Precipitation of Cacite in Serpentinites (Site 897) and Serpentinite Breccias (Site 899), Iberia Abyssal Plain, in: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149 Scientific Results. Ocean Drilling Program*, pp. 553–558.
- Minnigh, L.D., van Calsteren, P.W.C., den Tex, E., 1980. Quenching: An additional model for emplacement of the Iherzolite at Lers (French Pyrenees). *Geol* 8, 18.
- Mirouse, R., 1966. Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Mem. Carte geol. Fr.* 451, 16.
- Mirouse, R., Clin, M., Lucas, C., Bixel, F., Roger, P., Majesté-Menjoulas, C., 1983. Pyrénées: 500 millions d'années., *Parc National des Pyrénées Occidentales*. ed.

- Mohn, G., 2010. L'évolution tectono-structurale des marges de la Téthys alpine au cours de l'amincissement lithosphérique. (Thèse de Doctorat).
- 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.
- Mohn, G., Manatschal, G., Masini, E., Müntener, O., 2011. Rift-related inheritance in orogens: a case study from the Austroalpine nappes in Central Alps (SE-Switzerland and N-Italy). *International Journal of Earth Sciences* 100, 937–961.
- Monchoux, P., 1970. Les lherzolites pyrénéennes: contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur génèse et de leurs transformations (Thèse d'Etat).
- Monchoux, P., 1972. Roches à sapphirine au contact des lherzolites pyrénéennes. *Contr. Mineral. and Petrol.* 37, 47–64.
- Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O., Guennoc, P., 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. Initial reports of the DSDP leg 48, Brest, France to Aberdeen, Scotland, 1025–1060.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1982. Etude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées - Conséquences méthodologiques et pétrographiques. *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, 257–273.
- Muffler, L.J.P., White, D.E., 1969. Active Metamorphism of Upper Cenozoic Sediments in the Salton Sea Geothermal Field and the Salton Trough, Southeastern California. *Geological Society of America Bulletin* 80, 157–182.
- Nely, G., 1989. Les Séries à évaporites en exploration pétrolière: Méthodes géophysiques. Editions TECHNIP.
- Nicolas, A., 1985. Novel type of crust produced during continental rifting. *Nature* 315, 112–115.
- Nicolas, R., 1998. Etude géochronologique et pétrostructurale des mylonites du massif de l'Agly. (D.E.A.). Université Montpellier 2, Montpellier.
- Norton, I.O., Lawver, L., Gahagan, L., 2007. Plate motion of Iberia relative to Europe in the Cretaceous: problems with the fit at M0 time. AGU Fall Meeting Abstracts -1, 08.
- Oesterling, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Barnhoorn, A., Molli, G., 2007. Strain dependent variation of microstructure and texture in naturally deformed Carrara marble. *Journal of Structural Geology* 29, 681–696.
- Olafsson, I., Sundvor, E., Eldholm, O., Grue, K., 1992. Møre Margin: Crustal structure from analysis of Expanded Spread Profiles. *Marine Geophysical Research* 14, 137–162.
- Olivet, J.L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 20, 131–195.
- Oskin, M., Stock, J., Martín-Barajas, A., 2001. Rapid localization of Pacific–North America plate motion in the Gulf of California. *Geology* 29, 459–462.
- Palasse, L.N., Vissers, R.L.M., Paulssen, H., Basu, A.R., Drury, M.R., 2012. Microstructural and seismic properties of the upper mantle underneath a rifted continental terrane (Baja California): An example of sub-crustal mechanical asthenosphere? *Earth and Planetary Science Letters* 345–348, 60–71.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2008. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences* 98, 1581–1597.

- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A., Sawyer, D.S., 2007. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics* 26, TC2011.
- Peybernès, B., 1976. Le jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. (Thèse).
- Peybernès, B., 1978. Dans les Pyrénées, la paléogéographie antécénomaniennne infirme la théorie d'un coulisement senestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la faille nord-pyrénéenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 701–709.
- Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., Eichène, P., 2001. Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocènes dans les «brèches de Baixas» (Pyrénées orientales) Discovery of hemipelagites containing Palaeocene planktonic Foraminifera within the “Baixas Breccias”. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332, 633–640.
- Plas, A., 1997. Petrologic and stable isotope constraints on fluid-rock interaction, serpentinization and alteration of oceanic ultramafic rocks (PhD Thesis).
- Pomerol, C., Lagabrielle, Y., Renard, M., Guillot, S., 2011. *Éléments de géologie* - Dunod, 14ème édition. ed, Sciences Sup. Dunod.
- 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, 751–767.
- Ravier, J., 1959. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mem. Soc. Geol. Fr.* 86, 1–250.
- Razin, P., 1989. Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (Thèse de Doctorat).
- Ribot, N., 1994. Une nouvelle paragenèse, témoin possible d'un métamorphisme de croûte profonde au contact des péridotites de Lherz (mémoire de Maîtrise).
- Rock, N.M.S., 1982. The Late Cretaceous Alkaline Igneous Province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. *Lithos* 15, 111–131.
- Roger, J., Platel, J., Cavelier, C., Bourdillon de Grisac, C., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du dhofar (sultanat d'oman). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 2, 265–277.
- Rossey, M., 1988. Contribution à l'étude du magmatisme mésozoïque du domaine Pyrénéen, I. Le Trias dans l'ensemble du domaine; II. Le Crétacé dans les provinces Basques d'Espagne. (Thèse).
- Rossey, M., Azambre, B., Albarède, F., 1992. REE and Sr/1bNd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France-Spain). *Chemical Geology* 97, 33–46.
- San Miguel de la Camara, M., 1952. Las erupciones y las rocas volcanicas de las Vascongadas. *Munibe* 2-3, 115–130.
- Sawlan, M.G., 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California Rift, in *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. AAPG Mem. 47, 301–369.
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., St Blanquat, M., 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11, 30–37.
- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous anoxic events: causes and consequences. *Geol. Mijnbouw* 55, 79–184.
- Schmitt, A.K., Hulen, J.B., 2008. Buried rhyolites within the active, high-temperature Salton Sea geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178, 708–718.

- Schreyer, W., Abraham, K., 1976. Three-stage metamorphic history of a whiteschist from Sar e Sang, Afghanistan, as part of a former evaporite deposit. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 59, 111–130.
- Séguret, M., 1970. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.* 112, B06105.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res.*
- Skelton, A.D., Valley, J.W., 2000. The relative timing of serpentinisation and mantle exhumation at the ocean-continent transition, Iberia: constraints from oxygen isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 178, 327–338.
- Souquet, P., 1969. Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne. *C. R. Seances Acad. Sci. Ser. D* 269, 2491–2493.
- Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Dol, J., Thieuloy, J.-P., Bonnemaïson, M., Manivit, H., Peybernès, B., 1985. Le groupe du Flysch noir (albo-cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. centres de Rech. Expro.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau* 9, 183–252.
- Souquet, P., Mediavilla, F., 1976. Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 282, 2139–2142.
- Souquet, P., Peybernès, B., Billotte, M., Debroas, E.-J., 1977. La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie Alpine* 53, 193–216.
- St Blanquat, M., 1985. Recherche sur la tectonique distensive contemporaine du métamorphisme d'âge crétacé dans le massif Nord-pyrénéen du Saint Barthélémy et sa bordure (DEA).
- St Blanquat, M., 1993. La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy: Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique. *Geodin. Acta* 6, 59–77.
- St Blanquat, M., Brunel, M., Mattauer, M., 1986. Les zones de cisaillements du massif nord Pyrénéen du Saint-Barthélemy, témoins probables de l'extension crustale d'âge crétacé. *C 303*, 1339–1344.
- St Blanquat, M., Lardeaux, J.M., Brunel, M., 1990. Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). *Tectonophysics* 177, 245–262.
- Ternet, Y., Colchen, M., Debroas, E.-J., Azambre, B., Debon, F., Bouchez, J.-L., Gleizes, G., Leblanc, D., Bakalowicz, M., Jauzion, G., Mangin, A., Soulé, J.-C., 1997. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus les Bains (1086), BRGM éditions. ed. BRGM, Orléans.
- Thiébaud, J., Debeaux, M., Debroas, E.-J., Souquet, P., 1979. Découverte de roches d'affinités téschenitiques dans les marbres mésozoïques de Saint-Béat (Haute-Garonne). *C. R. Acad. Sci. Paris* 288, 1695–1697.
- Thiébaud, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Fondécave-Wallez, M.-J., 1988. Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du chevauchement frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). *C. R. Acad. Sci. Paris* 307, 1535–1540.

- Thiébaud, J., Durand-Wackenheim, C., Debeaux, M., Souquet, P., 1992. Métamorphisme des évaporites triasiques du versant nord des Pyrénées centrales et Occidentales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 128, 77–84.
- Thinon, I., Matias, L., Réhault, J.-P., Hirn, A., Fidalgo-González, L., Avedik, F., 2003. Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): a review of Norgasis seismic reflection and refraction data. *Journal of the Geological Society* 160, 99–116.
- Thinon, I., Réhault, J.-P., Fidalgo-González, L., 2002. The syn-rift sedimentary cover of the North Biscay Margin (bay of Biscay): from new reflection seismic data. *Bulletin de la Société Géologique de France* 173, 515–522.
- Trullenque, G., Kunze, K., Heilbronner, R., Stünitz, H., Schmid, S.M., 2006. Microfabrics of calcite ultramylonites as records of coaxial and non-coaxial deformation kinematics: Examples from the Rocher de l'Yret shear zone (Western Alps). *Tectonophysics* 424, 69–97.
- Trümpy, R., 1984. Des géosynclinaux aux océans perdus. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 26, 201–206.
- Tucholke, B.E., Sawyer, D.S., Sibuet, J.-C., 2007. Breakup of the Newfoundland Iberia rift. *Geological Society, London, Special Publications* 282, 9–46.
- 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, 207–215.
- Valero, B.L., 1986. El marco geológico del Estefaniense-Pérmico del Alto Aragón y el Alto Gállego (Pirineo de Huesca) (Tesis de licenciatura).
- Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., accepté. Pre-orogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees - France). *Tectonophysics*.
- Vergés, J., Muñoz, J.A., 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, 265–272.
- Vershure, R.H., Hebeda, E.H., Boelrigh, N.A., Priem, H.N.A., Avé Lallemant, H.G., 1967. K/Ar age of hornblende from hornblendite vein in the alpine ultramafic mass of the Étang de Lers (Ariège), French Pyrénées. *Leidse Geol. Meded.* 42, 59–60.
- Vétil, J.-Y., Lorand, J.-P., Fabriès, J., 1988. Conditions de mise en place des filons des pyroxénites à amphibole du massif ultramafique de Lherz (Ariège, France). *C. R. Acad. Sci. Paris* 307, 587–593.
- Vielzeuf, D., 1980. Pétrologie des écaillés granulitiques de la région de Lherz (Ariège). (Thèse de 3ème cycle).
- Vielzeuf, D., 1984. Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des pyrénées. (Thèse).
- Vielzeuf, D., Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters* 67, 87–96.
- Viennot, P., 1927. Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales. *Bull. Carte Géol. Fr.* 163, 267p.
- Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Newman, J., Fliervoet, T.F., 1997. Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of the North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere. *Tectonophysics* 279, 303–325.
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012a. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews* 114, 61–83.
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012b. Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews* 110, 93–110.
- Weissert, H., Bernoulli, D., 1984. Oxygen isotope composition of calcite in Alpine ophiicarbonates: a hydrothermal or Alpine metamorphic signal? *Eclogae geol. Helv.* 77, 29–43.

- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal fault 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, 108–125.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., Minshull, T.A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature* September 13, 2001 413, 150–154.
- Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (Eds.), 1996. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149 Scientific Results. Ocean Drilling Program.
- Wrobel-Daveau, J.-C., Ringenbach, J.-C., Tavakoli, S., Ruiz, G., Masse, P., Frizon de Lamotte, D., 2010. Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences* 3, 499–513.
- Yunker, L.W., Kasameyer, P.W., Tewhey, J.D., 1982. Geological, geophysical, and thermal characteristics of the Salton Sea Geothermal Field, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 12, 221–258.
- Yu, Z., Lerche, I., Lowrie, A., 1992. Thermal impact of salt: Simulation of thermal anomalies in the gulf of Mexico. *Pure and Applied Geophysics* 138, 181–192.
- Zheng, Y.F., 2011. On the theoretical calculations of oxygen isotope fractionation factors for carbonate-water systems. *Geochemical Journal* 45, 341–354.

PARTIE III - PUBLICATIONS

publié au Bulletin de la Société Géologique de France (BSGF)

ARTICLE 1 : **EXHUMATION OF SUBCONTINENTAL MANTLE ROCKS: EVIDENCE FROM ULTRAMAFIC-BEARING CLASTIC DEPOSITS NEARBY THE LHERZ PERIDOTITE BODY, FRENCH PYRENEES**

CAMILLE CLERC¹, YVES LAGABRIELLE², MARTIN NEUMAIER², JEAN-YVES REYNAUD³ and MICHEL de SAINT BLANQUAT⁴

Abstract. – In the eastern Pyrenees, the lherzolites always outcrop as restricted bodies scattered across Mesozoic sedimentary units along the North Pyrenean fault. In this article, we focus on the sedimentary processes associated with the tectonic exhumation of the mantle rocks during the Lower Cretaceous and we provide a new detailed analysis of the ultramafic-bearing sedimentary sequences associated with the Lherz body. The Lherz body, 1.5 km long only, belongs to a series of ultramafic bodies of restricted size (a few m to some hundred of m), occurring within sedimentary formations composed mostly of carbonate breccias originating from the reworking of Mesozoic platform limestones and dolomites. The carbonate clasts include marbles displaying different evolutions in relation with the Cretaceous thermal metamorphic event. The clastic formations also include numerous layers of polymictic breccias reworking ultramafic clasts. These layers are found far from any peridotitic body, implying that ultramafic clasts have been transported far away from their sources by sedimentary processes after their disaggregation on the seafloor. In addition, clasts of ultramafic-rich breccias and sandstones are also observed which indicates rapid diagenesis and sedimentation within a tectonically active environment. We discuss the significance of these deposits and their bearing on our understanding of the tectono-sedimentary processes associated with mantle exhumation in a context of development of narrow intracontinental basins suffering extreme crustal thinning.

Exhumation de roches mantelliques sous-continentales: description et interprétation d'une formation détritique à péridotites, à proximité du massif de Lherz, Pyrénées françaises

Résumé. – Dans la partie Est de la chaîne pyrénéenne, les massifs de péridotites apparaissent éparpillés dans des bassins sédimentaires répartis le long de la faille Nord Pyrénéenne. Dans cet article focalisé sur les processus sédimentaires associés à l'exhumation tectonique de roches mantelliques au cours du Crétacé inférieur, nous présentons une nouvelle analyse détaillée de la séquence sédimentaire à péridotite associée au massif de Lherz. Le massif de Lherz, long de 1,5 km, appartient à un ensemble de corps péridotitiques de petites tailles (de quelques mètres à quelques centaines de mètres), affleurant dans des formations sédimentaires résultant du démantèlement et du remaniement des sédiments de la plateforme mésozoïque anté-albienne. Les clastes de sédiments, essentiellement des marbres, présentent des assemblages minéralogiques typiques de l'événement métamorphique HT/LP crétacé. Les formations détritiques contiennent également des niveaux de brèches polygéniques remaniant des clastes de péridotites. L'observation de ces niveaux à des distances importantes de tout corps de roches mantelliques implique que les clastes ultramafiques ont subi un transport loin de leur source, par des processus sédimentaires, suite au démantèlement de roches mantelliques exhumées dans des bassins. De plus, des clastes de brèches à péridotites et de litharénites sont également remaniées dans ces formations, indiquant une sédimentation et une diagenèse rapide dans un environnement tectonique actif. Nous discutons la signification de ces dépôts sédimentaires et ses implications sur la connaissance des processus tectono-sédimentaires associés à l'exhumation mantellique dans un contexte d'amincissement crustal extrême au sein d'étroits bassins intra-continentaux.

1 Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure, 24 rue Lhomond, 75231 Paris, France.

2 Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2 and CNRS, Cc 60, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France.

3 Muséum National d'Histoire Naturelle, Département Histoire de la Terre, 43 rue Buffon, F-75005 Paris, France.

4 GET, CNRS-UMR 5563, Université Paul Sabatier, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. Manuscript received on November 22, 2011, accepted on February 17, 2012.

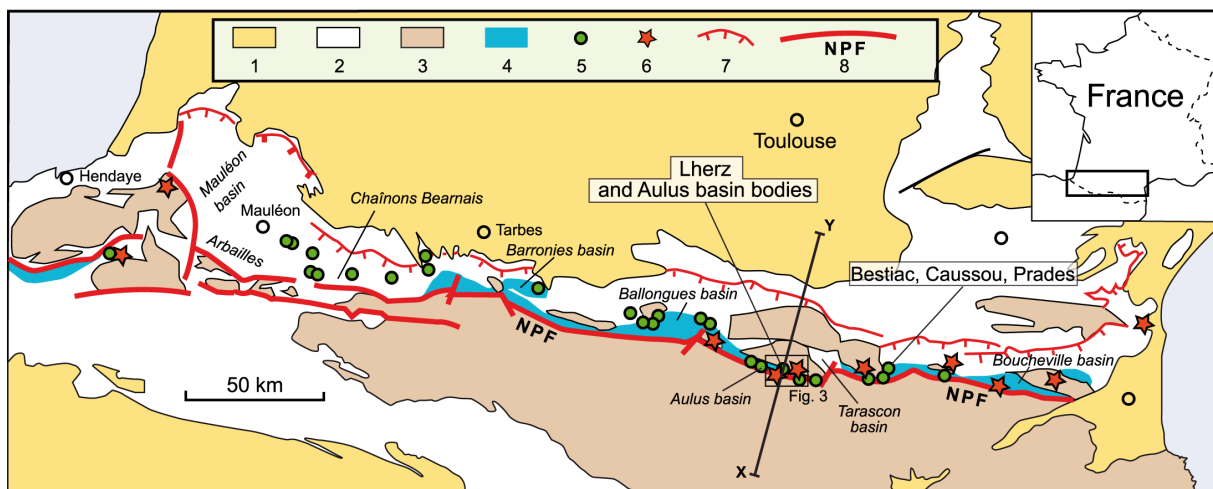
Introduction

The Pyrenean peridotites consist of about 40 fragments of subcontinental mantle, a few hundred meters to 3 km across, scattered within the North Pyrenean Zone (NPZ), a narrow belt of Mesozoic sediments running over ~ 400 km along the northern flank of the Pyrenean belt (Fabriès et al., 1991, 1998). The NPZ parallels the North Pyrenean Fault system (NPF) that marks the limit between the Iberia and Eurasia plates (Fig. 1). Various scenarios have been proposed 30 to 20 years ago for the emplacement of the mantle bodies into the NPZ including purely tectonic mechanisms, such as solid intrusion of hot or cold mantle rocks into sediments (Minnigh et al., 1980; Vielzeuf and Kornprobst, 1984). More recently, a model of mantle exhumation, which associates extreme continental thinning to tectonic disintegration and sedimentary transport of ultramafic debris on the seafloor, has been proposed (Lagabrielle and Bodinier, 2008). This model is based on field relationships observed in the area of Etang de Lherz, the type-locality of the lherzolite, in the eastern portion of the Pyrenean belt. Following this result, an additional model of peridotite emplacement was published based on geophysical and geological observations made in the western portion of the Pyrenean belt (Jammes et al. 2009; 2010). In a review of the geology of the NPZ, Lagabrielle et al., (2010) show that the Pyrenean lherzolite bodies occur within only two types of geological settings. In the first type (Sedimented type, S type), the lherzolites are found as clasts of various sizes (grains to kilometric olistoliths), within monogenic or polymictic debris-flow deposits of Cretaceous age, reworking Mesozoic sediments in dominant proportions. In the second type (Tectonic type, T type), the mantle rocks form hectometric to kilometric slices associated with crustal tectonic lenses and have fault contacts with units of deformed Jurassic and Lower Cretaceous sediments belonging to the cover of the NPZ. The authors demonstrate coeval development of mantle exhumation along detachment fault and generalized gravitational sliding of the Mesozoic cover along low-angle faults involving Triassic salt deposits as tectonic soles. In this article, we focus on the case of the S type mantle bodies and we provide a new detailed analysis of the ultramafic-bearing sedimentary facies associated with the Lherz body. We also discuss the significance of these deposits and their bearing on our understanding of the tectono-sedimentary processes associated with mantle exhumation in a context of development of narrow intracontinental basins suffering extreme crustal thinning.

GEOLOGICAL SETTING OF THE PERIDOTITE BODY OF ETANG DE LHERZ

The S type massive ultramafic bodies typical of the Eastern Pyrenees always appear in close association with layers of breccias having a mixed ultramafic-carbonate composition (Lagabrielle et al., 2010). These clastic sediments were deposited in extensional Cretaceous basins, now inverted, preserved between the Paleozoic units of the Pyrenean Axial Zone to the south and the Paleozoic massifs of the NPZ to the north

(the so-called North-Pyrenean massifs). These inverted basins form narrow and discontinuous zones of folded and locally verticalized Jurassic-Early Cretaceous limestones, marbles, dolomites and rare metapelites underlying voluminous flysch and polymictic breccias deposits of Albian, Cenomanian or Senonian age (Boucheville, Tarascon and Aulus basins, Fig. 1) (Choukroune, 1976; Debroas 1990; Colchen et al., 1997). The North-Pyrenean massifs such as the Trois Seigneurs, Arize and Saint Barthélémy massifs formed Cretaceous horst systems and, together with the inverted Cretaceous basins, were thrust toward the north, above the Upper Cretaceous foreland basins during the Cenozoic (Curnelle and Durand-Delga, 1982; Souquet and Peybernès, 1987; Deramond et al., 1993) (Fig. 2).



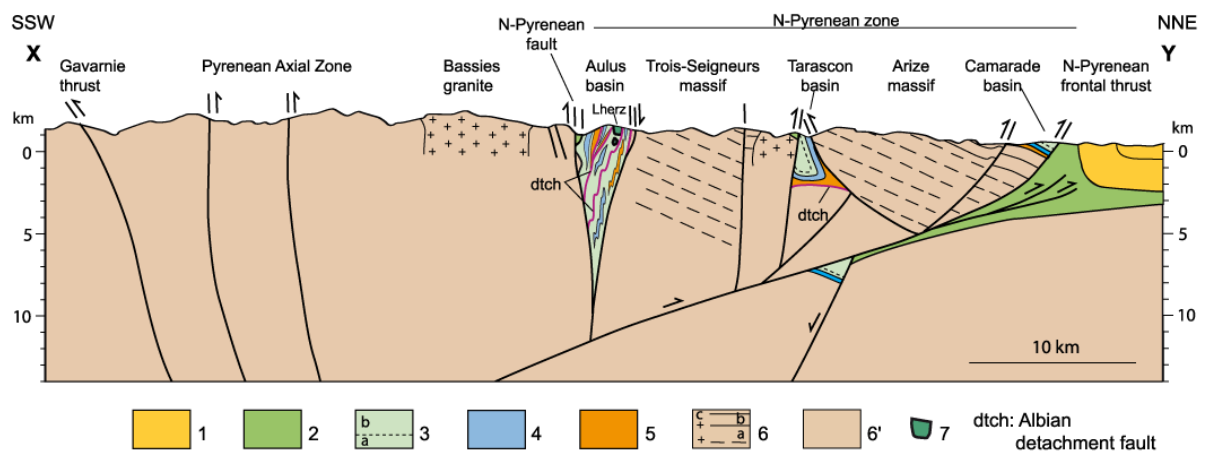
1, Oligocène and post-Oligocène; 2, Mésozoïque and Eocène; 3, Paléozoïque Basaltes; 4, zone de métamorphisme HT-LP Pyrénéen; 5, péridotite; 6, granulite; 7, principales failles externes; 8, Faille Pyrénéenne (NPF)

Figure 1: Simplified geological map of the Pyrenean belt with location of the peridotite bodies in the eastern portion of the belt.

Figure 1: Carte géologique simplifiée de la chaîne pyrénéenne, avec localisation des massifs de péridotites à l'Est de la chaîne

The most famous mantle bodies in the eastern Pyrenees are the lherzolites of Etang de Lherz and Freychinède located within the inverted Aulus basin. At Etang de Lherz, the ultramafic body forms a continuous exposure, 1.5 km long, surrounded by voluminous breccia formations (Choukroune, 1973, 1976; Colchen et al., 1997; Ternet et al., 1997; Lagabrielle and Bodinier, 2008). The main subsidence phase in the Aulus basin lasted at least from the Turonian to the lower Senonian as shown by highly tectonized and verticalized sheets of “flyschs à fucoïdes” preserved within the southern and northern borders of the basin (Ternet et al., 1997). The pre-Albian massive metasediments of the Aulus basin are strongly sheared and form elongated tectonic slices with an E-W to N-S trending foliation, located either along the tectonic borders of the basin, or floating within thick breccia formations in the core of the basin. These sediments suffered the Pyrenean HT-LP mid-Cretaceous metamorphism characterized by temperatures of 500°-600°C and maximum pressure of 3 kb (Bernus-Maury, 1984; Goldberg and Leyreloup, 1990; Ternet et al., 1997), but most often around 0.5 to 1.5 kb in accordance with a

maximum stratigraphic thickness above these sediments in the order of 3-4 km (Goujou et al., 1988). This metamorphic event reached its climax in relation with crustal thinning also responsible for alkaline magmatism and hydrothermal circulations which lasted almost 25 My between 110 and 85 Ma (Albarède and Michard-Vitrac, 1978; Montigny et al., 1986; Thiébault et al., 1988; Golberg and Maluski, 1988; Dauteuil and Ricou, 1989). The most typical high-grade mineralogical assemblages are found in the ductily deformed marbles, meta-pelites and meta-evaporites. They include scapolite, phlogopite, tremolite, diopside and locally dolomite and dravite (Choukroune, 1976; Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990). The high content in chemical elements such as Cl, Na, Ba, B, Mg, K, P and S within the metamorphic minerals suggests that significant portion of the metamorphic fluids circulated within the Triassic evaporites.



1, Paleogene foredeep; 2, Upper Cretaceous foredeep; 3, Aptian-Albian (a, Urgonian facies limestones; b, flysch and breccia); 4, Jurassic to Barremian; 5, Triassic; 6, Paleozoic (a, InfraSilurian metamorphic rocks; b, Silurian to Carboniferous metasediments; c, granite); 6', undifferentiated Paleozoic rocks; 7, Lherzolite.

Figure 2: Simplified geological cross-section through the Axial Zone, the North Pyrenean Massifs and both the Aulus and the Tarascon basins, modified after Lagabrielle et al., 2010

Figure 2: Coupe géologique simplifiée à travers la Zone Axiale, les Massifs Nord Pyrénéens et les bassins d'Aulus et de Tarascon. Modifiée d'après Lagabrielle et al., 2010.

The peridotites of Etang de Lherz, display the very typical petrological and geochemical characteristics of sub-continental lithosphere. These are: low equilibration temperatures (800-900°C), a wide range of isotopic compositions, old osmium ages and metasomatic features comparable to those observed in mantle xenoliths (Bodinier et al., 1988, 1990, 2004; Downes et al., 1991; Fabriès et al., 1991; Reisberg and Lorand, 1995). The lherzolites were recently interpreted as formed at the expense of old, ~ 2.5 Ga harzburgitic lithosphere by igneous refertilization (Le Roux et al., 2007). This is thought to have occurred during the late-Variscan granulitic metamorphism in the Pyrenees (around 315-300 Ma; Respault and Lancelot, 1983; Delapeirrière et al., 1994; Pin and Vielzeuf, 1983). After this event, the peridotites underwent cooling in the mantle lithosphere. Later on, they have been crosscut by a late generation of amphibole-bearing

pyroxenite and hornblendite dykes, which are considered to represent, melt conduits for mid-Cretaceous alkaline magmatism in the Pyrenees (Conquéré, 1971; Golberg et al., 1986; Montigny et al., 1986; Bodinier et al., 1987; V  til et al., 1988; Henry et al., 1998).

According to Lagabrielle and Bodinier (2008), the contacts between the carbonate rocks of the Aulus basin and the ultramafics of the Lherz body, where observed, do not show the characters of fault surfaces. Rather, most of the observations suggest a primary depositional contact of the carbonate sediments against the mantle rocks. Contacts are not rectilinear at a meter scale and have a contorted outline. The surface of the lherzolites is fractured and fissures are filled with carbonate breccias mixed with ultramafic debris. The carbonates always appear to be welded onto the irregular surface of the ultramafics. The sedimentary layer in direct contact with the lherzolites is a carbonate micro-breccia reworking mm-sized lherzolithic clasts and isolated mineral grains originating from the disaggregation of the lherzolite, namely : pyroxene, olivine, and serpentinite grains from the peridotite together with amphibole aggregates from the late alkaline dykes (Lagabrielle and Bodinier, 2008). These features collectively preclude an origin through quenching and hydraulic fracturing due to hot rock intrusion as proposed by Minningh et al. (1980). Late carbonate veins are observed which cross cut both the lherzolites and the marble breccias suggesting post-depositional metamorphic evolution involving fluid circulations.

A SHORT REVIEW OF THE BRECCIA FORMATIONS IN THE ETANG DE LHERZ REGION

Breccias of the Aulus Basin

Most of the breccias forming a large volume of the Aulus basin infill and surrounding the peridotite bodies of Lherz and Freychinède are polymictic. They form the mountainous region to the east, south and west of the Lherz body and are well exposed along the road cuts south of Col d'Agnès and along the trail to Port de Saleix (fig. 3; plate A). Most of the breccias are dominantly composed of clasts derived from the surrounding Mesozoic carbonate rocks (Golberg and Leyreloup, 1985). These are: dominant white to pink marbles (Late Jurassic, Early Cretaceous), dark meta-dolomites and meta-pelites (Lias) and pink to yellowish marbles (Trias) (plate A). A systematic progressive transition from sane rock to sedimentary breccias through in-situ cataclastic fault-rocks is clearly established in the Aulus basin (Choukroune, 1976; Ternet et al., 1997). Because the breccias are very well cemented within a micro-conglomeratic carbonate matrix of similar color, the contact with the non-brecciated carbonates might be difficult to observe at the outcrop scale. At the basin scale, the non-brecciated sedimentary rocks form E-W trending elongated units roughly following the basin strike (Fig. 3). Toward the contact with the largest bodies of peridotite, the breccias progressively include higher proportions of ultramafic material and are in some places composed of pure ultramafic clastic rocks (Fig. 4; plate B). Together with the lherzolithic debris, minor

clasts of ophitic and gabbroic composition as well as clasts originating from the nearby acidic Paleozoic basement are also observed.

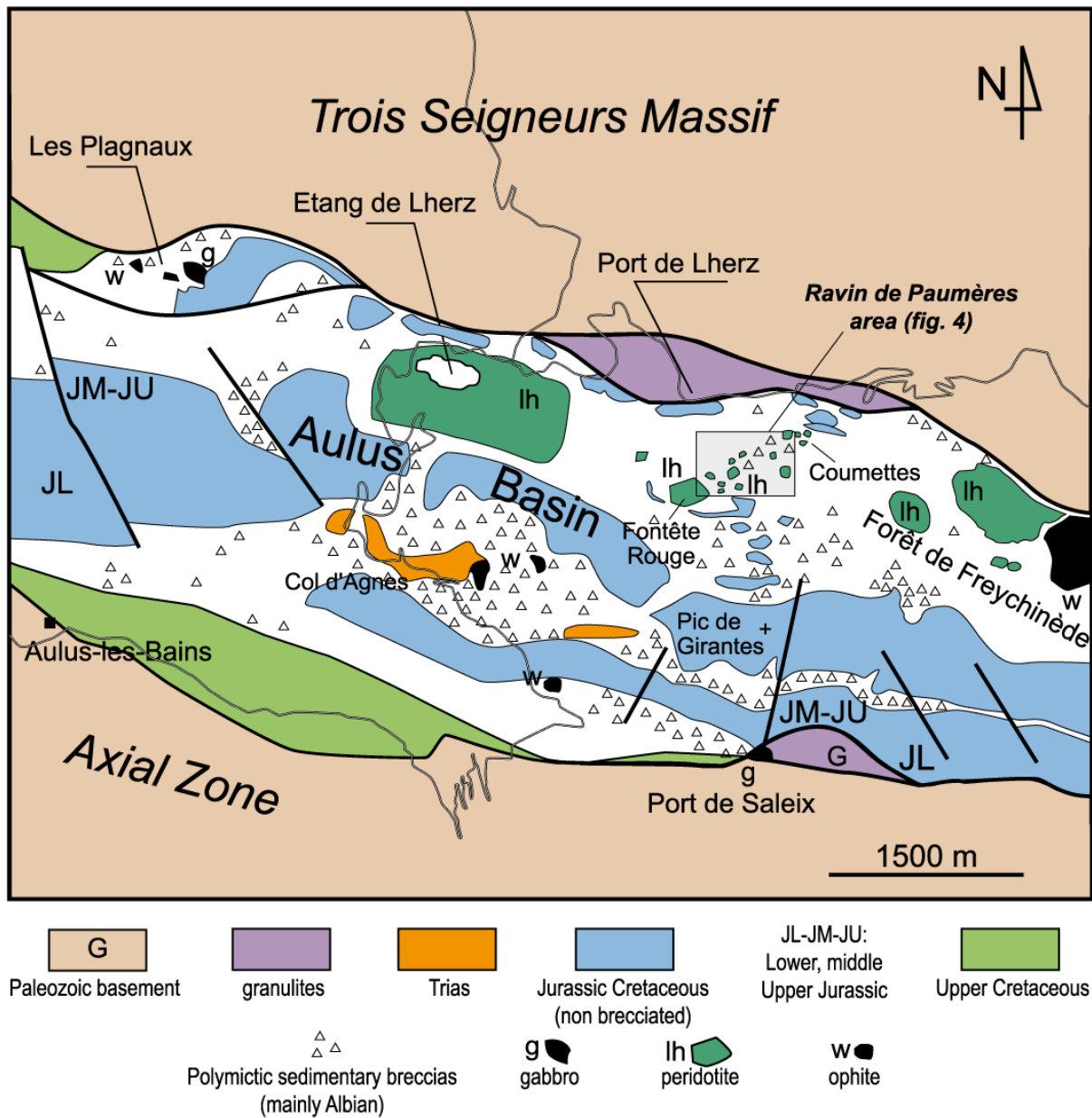


Figure 3: Simplified geological map of the Etang de Lherz body region showing the extent of exposure of the breccia deposits. Location of the area of Ravin de Paumères where detailed geological mapping was conducted is also shown.

Figure 3: Carte géologique simplifiée des environs du corps péridotitique de l'étang de Lherz montrant l'extension des formations. Le cadre indique l'emplacement du Ravin de Paumères dont nous présentons ici une analyse géologique détaillée.

Following the field investigations conducted during mapping of the BRGM 1/50,000 Aulus sheet, most of the Aulus basin breccias have been considered as “mechanical breccias” (Colchen et al., 1997; Ternet et al., 1997). This is the case only where brecciation is clearly related to tectonic and hydraulic mechanisms as shown on several exposures. The most frequent mechanical breccias are monomictic and correspond to :

(1) in-sequence brecciated intervals within the massive Mesozoic carbonates (Early Kimmeridgian, level 10 of Ternet et al. 1997), (2) fluid rich hydrofractured breccias indicating overpressure of fluids during the thermal metamorphism, and (3) in-situ cataclastic breccias observed at the contact with underformed, massive Mesozoic carbonates. In such cataclastic rocks, brecciation occurred most probably at the ductile-brittle transition during the final stage of the thermal metamorphism.

Less attention has been paid so far to the polymictic breccias exposed in the area between the Lherz and the Freychinède ultramafic bodies as well as along the southwestern steep slopes of Pic de Girantes, north of Port de Saleix (Fig. 3). In these areas, two unequivocal features such as (i) graded-bedding observed by place in the coarse carbonate breccias and (ii) mixing of carbonates from very different ages, lithologies and metamorphic imprint, as observed in the Col d'Agnès breccias (Fig. 3 and plate A) cannot be explained by tectonic or hydrothermal mechanisms. This is consistent with former observations of sedimentary structures in sandy-sized ultramafic deposits exposed East of the Lherz body by Choukroune (1973; 1980). In section III, we provide details on the composition and structure of these deposits thanks to observations conducted in a typical locality, the Ravin de Paumères, between the Lherz and the Freychinède ultramafic bodies.



Plate A: Some typical aspects of the polymictic marble breccias from Aulus basins as exposed along the port de Saleix path (1, 2, and 4) and at the col d'Agnes (3). The breccias mix heterometric clasts from various lithologies of the metamorphosed and deformed pre-Albian Mesozoic platform.

Planche A: Quelques caractéristiques remarquables des brèches polygéniques du bassin d'Aulus telles qu'observées le long du chemin menant au Port de Saleix (1, 2 et 4) et au Col d'Agnes (3). Les brèches polygéniques présentent des clastes hétérométriques issus du démantèlement de la plateforme mésozoïque anté-albienne déformée et métamorphisée.

Breccias in direct contact with the Lherz body

Polymictic breccias are found within the Lherz ultramafic body itself or at its outer contact with the surrounding Aulus basin sediments. According to Lagabrielle and Bodinier (2008), they can be divided into four main types as follows. (i) Type 1 is found along the southern and eastern borders of the ultramafic body and consists of cataclastic breccias, 50 to 200 m thick, formed during the latest stages of the exhumation in upper lithospheric conditions. (ii) Type 2 breccia, which stratigraphically overlies type 1 breccia, includes isolated clasts of marbles and results from the sedimentary reworking of type 1 ultramafic breccias. (iii) Type 3 breccia is observed in restricted places within the Lherz massif itself where it fills large fissures opened within the peridotites. Type 3 breccias include thin layers of graded ultramafic sandstones with cross-lamination, in which cm-sized blocks of fresh lherzolite and isolated serpentine clasts are frequent. Fragments of ultramafic isolated minerals such as pyroxene, olivine and spinels, less than 1 mm across, form most of the fine-grained matrix and are associated with grains of serpentinite and millimetric fragments of deformed marbles. The clasts of ultramafic rocks display a wide variety in term of mineralogical composition (peridotites, websterites, hornblendite etc.), mantle textures (coarse-granular to mylonitic) and degree of serpentinization (fully serpentinized clasts and fresh lherzolite debris). Most of the peridotite clasts are composed of fresh, pyroxene-rich, coarse-granular lherzolites different from the Lherz peridotites and more reminiscent of peridotites from other bodies (Fabriès et al., 1991). This points to a mixed and relatively far provenance of the ultramafic clasts. Besides the ultramafic clasts, the type 3 breccia also contains debris of deformed marbles hosting the metamorphic minerals typical of the Pyrenean metamorphism. (iv) Type 4 breccia corresponds to clastic rocks closely resembling the so-called ophicalcites of the Apenninic and Alpine ophiolites (Bonney 1879; Bernoulli and Weissert, 1985; Lemoine et al., 1987) that developed on seafloor exposures of exhumed oceanic mantle rocks. Type 4 breccias infill fissures opened within the massive peridotites. They typically include dominant, poorly sorted, angular clasts of serpentinite and minor poorly serpentinized lherzolites. As frequently observed in Alpine ophicalcites (e.g. Früh-Green et al., 1990), late carbonate veins crosscut the breccias, a consequence of complex circulation of fluids accompanying the brecciation. Such ophicalcite breccias infill fissures opened within the massive peridotites.

DETAILED ANALYSIS OF THE BRECCIAS EXPOSED IN THE “RAVIN DE PAUMERES”, EAST OF THE LHERZ BODY

In this section, we focus on the geology of the area located east of the eastern border of the Lherz body which can be explored along the GR (Grande Randonnée) trail running from Port de Lherz southward to Pic de Girantes and Port de Saleix (figs. 3, 4). In the N-S trending « Ravin de Paumères », located 1500 m east of the eastern limit of the Lherz body and north of the Fontête Rouge summit a succession of good exposures allow clear

observations to be made. In a short preliminary description of these outcrops, Lagabrielle and Bodinier (2008) revealed that the sediments consist of clastic rocks with an overall vertical bedding and that there is no massive carbonate formation exposed. These observations are consistent with former descriptions from the same area by Choukroune (1973; 1980).

Due to overall surface weathering, the rocks are coated by a grey film and appear very homogeneous in color as exemplified on photograph in fig. 5B. Furthermore, most of the internal structures are not easily observed, even in fresh sections because of metamorphic recrystallizations. These reasons may explain the paucity of information obtained so far from such deposits.

Sedimentology of the “Ravin de Paumères” breccias

The largest volume of clastic rocks in Ravin de Paumères consists of two main types of polymictic breccias and minor conglomerates. Carbonate-rich breccias are composed of dominant fragments of white to pink marble and meta-dolomite. (ii) Mixed ultramafic-carbonate breccias consist of marble breccias including additional ultramafic fragments. Clasts are angular to subangular, rarely rounded, with sizes ranging from one mm to a few dm. They are mostly supported by the matrix, which has a sandy to gravelly grain-size and can be lithologically contrasting to the clasts. In general, the breccias are poorly bedded and sorted, but the overall development of the surface weathering precludes systematic observations.

Lithology

Clasts

The most frequent elements of the breccias are fragments of carbonate rocks deriving from the various lithologies of the pre-Albian Mesozoic sequence exposed in the NPZ. Dominant clasts derive from Late Jurassic to Aptian marbles displaying high temperature foliation outlined by a banding of alternating white to bluish-grey centimeter thick layers, locally contorted (Fig. 5), demonstrating that brecciation postdates a HT metamorphic event. This is shown also by the occurrence of a variety of clasts exhibiting mm-scale scapolites (plate C). The following additional lithologies are observed: (i) Clasts of Middle Liassic banded metasediments, composed of alternating millimeter thick layers of brown marbles and metapelites. (ii) Clasts of Late Liassic black metapelites, composed of calcite, chlorite and white micas and by place retromorphosed scapolites (plate C). (iii) Rare clasts of yellowish to brownish meta-dolomites (plate C); by comparison with other areas such as Bestiac in the Tarascon Basin, these clasts likely derive from carbonates of Late Triassic age.

Fragments derived from ultramafic rocks are abundant in the mixed ultramafic-carbonate breccias. The ultramafic clasts are generally little serpentized, a feature already mentioned in the deposits close to the main body of Lherz (Lagabrielle and

Bodinier, 2008). Most of the peridotite clasts are composed of ultra-fresh subcontinental coarse-granular, pyroxene-rich lherzolite similar to the peridotite belonging to the Fontête Rouge body (Fabriès et al., 1991). This body, 100 m long, forms a summit located south of Ravin de Paumères (Fig. 4).

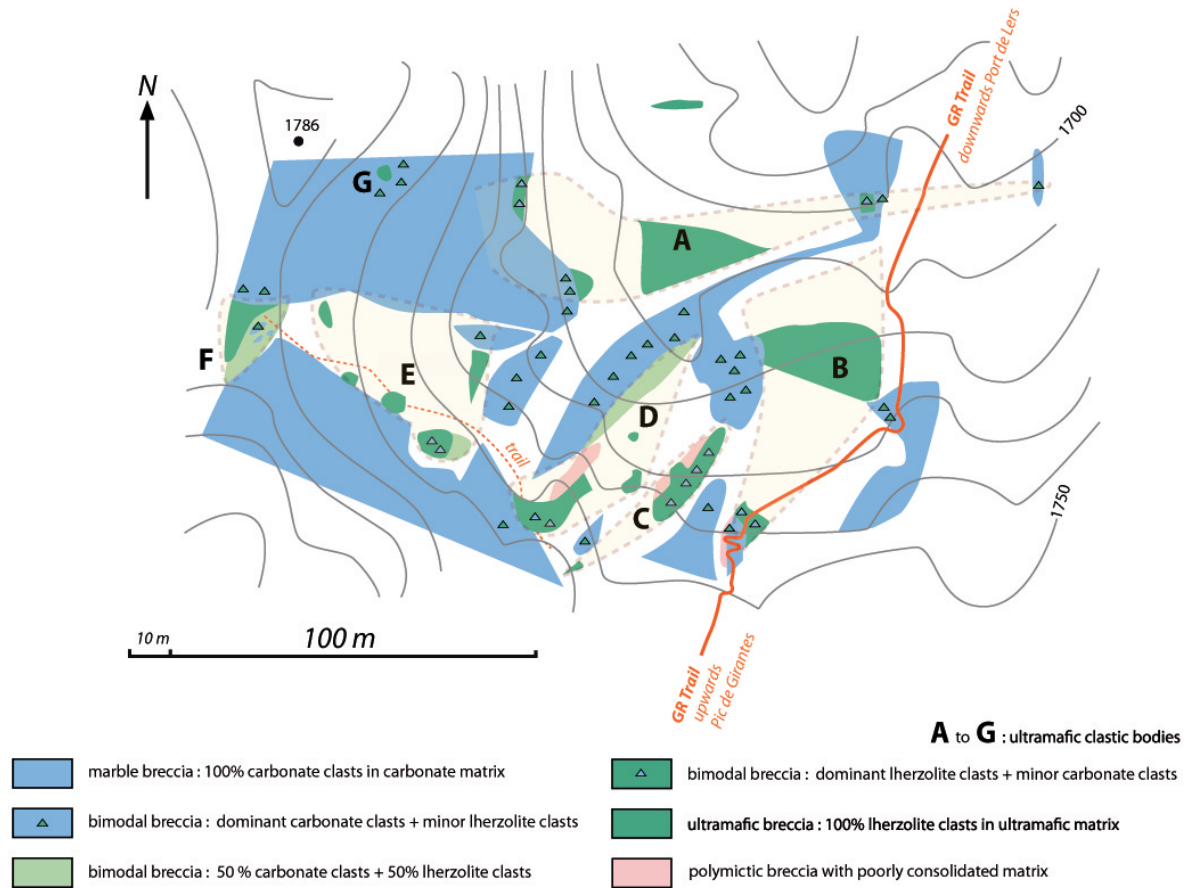


Figure 4: Map showing the detailed geology of Ravin de Paumères.

Figure 4: Carte géologique détaillée du Ravin de Paumères.

Minor debris originating from basic and silicic rocks are observed locally. Very dark clasts of plutonic rocks represent possible fragments of gabbros, lherzites and amphibolites (plate C). The gabbro clasts may derive from the disaggregation of small gabbro bodies that were emplaced during the Albian in or close to the detachment fault (Lagabrielle et al., 2010), such as the fresh gabbro body exposed in the gully of « Les Plagnaux », 2 km to the west of the Lherz body (Montigny et al., 1986). In addition, minor clasts derive from the acidic basement rocks exposed in the nearby Axial Zone of North Pyrenean massifs : they include granites, gneiss, amphibolite and graphite-rich micaschists (plate C). A notable feature of the deposits from Ravin de Paumères is the occurrence of clasts originating from the disaggregation of similar carbonate-rich and ultramafic-rich breccias and sandstones. Some exposures show spectacular accumulation of centimeter to decimeter-sized clasts of litharenites exhibiting oblique

lamination in alternating ultramafic-rich and carbonate-rich millimeter-thick, graded bedded layers (Figure 6; plate B).

Matrix

In carbonate-rich breccias where clasts and matrix have similar lithologies, textures are difficult to observe, except where the rocks are poorly consolidated, due to weaker metamorphic imprint or to stronger mineral weathering. Where observed, the matrix of carbonate-rich breccias consists of pale-orange sandstone composed of millimetric fragments of various marbles mixed with isolated ultramafic minerals and millimetric lherzolithic debris (Fig. 5 B). It also contains in situ metamorphic phyllosilicates and amphiboles. The carbonate-rich breccias may lack abundant matrix and are therefore clast-supported (Fig. 5 A). The mixed ultramafic-carbonate breccias are generally matrix supported (plate B2). Their matrix consists of a litharenite made up of peridotite grains and isolated ultramafic minerals such as pyroxene, olivine and spinels, less than 1 mm in size. This litharenite can be laminated and graded, infilling a few centimetre-thick scour depressions isolated within the coarse breccias or located at breccia layer boundaries (plate B1). It may also form locally cross-beds. Microconglomerates with alternating ultramafic-rich and carbonate-rich millimeter-thick graded laminae are observed by place (plate B and D).

Geometry of the ultramafic breccia bodies

In this subsection, we describe the distribution and the internal structure of the ultramafic-bearing clastic rocks in Ravin de Paumères, as reconstructed from detailed geological mapping at a 1/1,000 scale (Fig. 4). The GR trail starting from Port de Lherz and running southward to Pic de Girantes marks the eastern limit of the mapped area. Northern and southern limits roughly correspond to the elevation curves of 1,700 masl and 1,750 masl, respectively. A summit culminating at 1,786 masl constitutes the northwestern corner of the map area.

The study area is characterized by the occurrence of seven lens-shaped, ultramafic-rich breccia bodies, labeled from A to G in figs 4 and 8. These bodies are better observed in the steep scarps of Ravin de Paumères due to orange colors of the pure lherzolithic breccias, contrasting with the white-colored carbonate breccias around (Fig. 8). The initial shape of the breccia bodies has been reconstructed by correlating exposures of similar composition (Fig. 4). Some mapped zones have a relatively poor ratio of good exposure. This is the case for bodies E and F. By contrast, in the case of bodies A to D, there is a good confidence in the reconstructed outlines. Few smaller bodies are present in the slopes shallower than 1,700 masl. Three of them can be observed in detail along the first part of the GR trail, in the woody slopes shallower than the study area (Les Coumettes).



Plate B: Examples of matrix-supported bimodal sedimentary breccias from Ravin de Paumères area presenting variable proportion of ultramafic and marble material (1, 2 and 6). Some centimeter to decimeter clasts from former breccias (3), micro-conglomerates (4) and graded-bedded litharenites (5) are reworked within these breccias.

Planche B: Exemples de brèches sédimentaires bi-modales, matrice-supportées, du Ravin de Paumères, présentant des proportions variables de marbre et de matériel ultramafique (1, 2 et 6). Quelques clastes centimétriques à décimétriques de brèches pré-existantes (3), de micro-conglomérats (4) et de litharénites granoclassées (5) sont remaniés dans ces brèches.

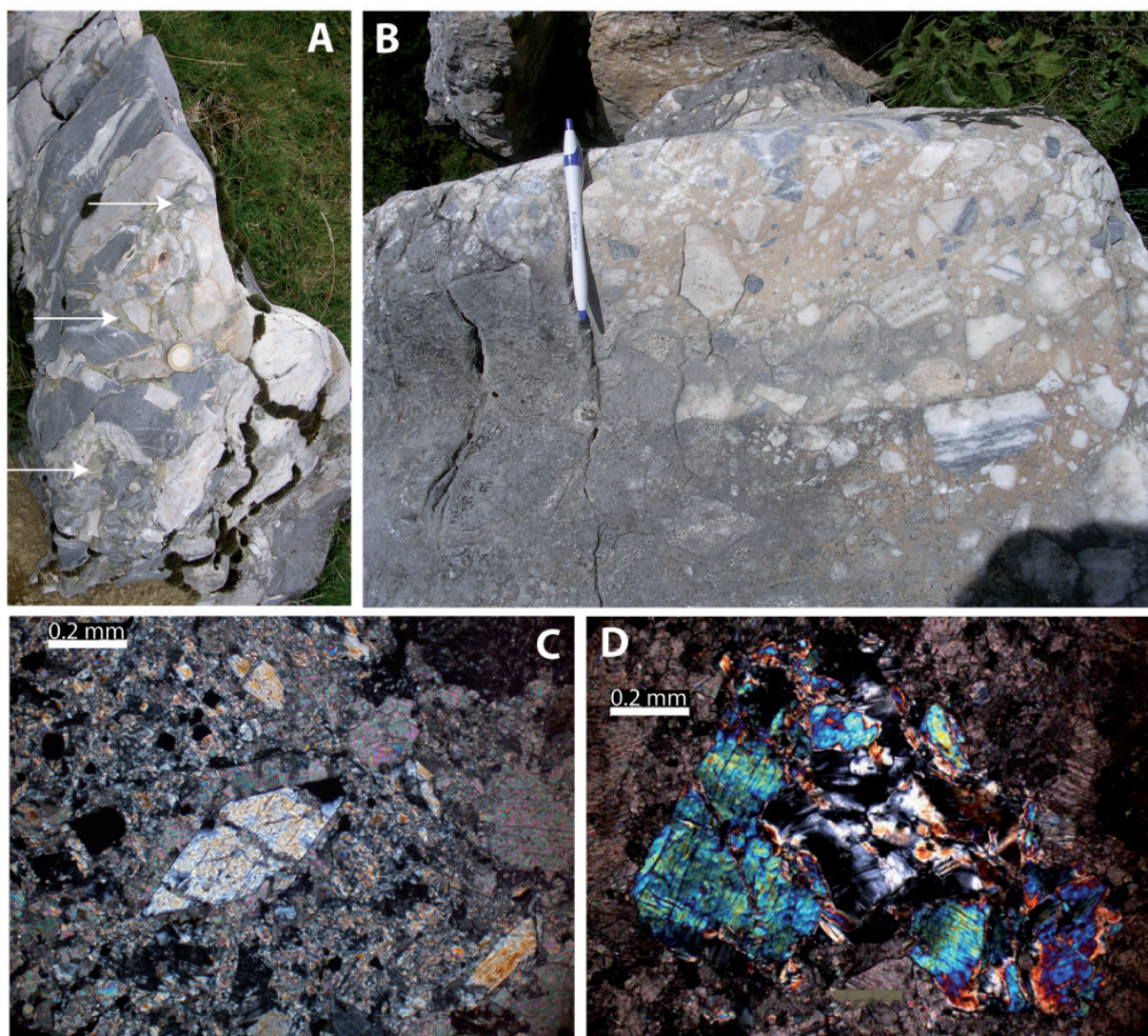


Figure 5: Some typical aspects of the clasts and matrix from the polymictic breccias exposed in Ravin de Paumères (A, B) and close to the Lherz ultramafic body (C, D). A : Pale-green, phyllite-rich matrix welding marble clasts from different origins. B : Orange-pink ultramafic-rich matrix around white marble clasts. C : An automorph tremolite crystal within a carbonate-rich matrix. D : Phlogopite crystals within a carbonate-rich matrix.

Figure 5: Quelques aspects caractéristiques des clastes et matrices constituant les brèches polygéniques affleurant dans le Ravin de Paumères (A, B) et à proximité du corps ultramafique de l'étang de Lherz (C, D). A : Brèches à clastes d'origines variées soudées par une matrice vert pâle, riche en phyllosilicates. B : Matrice rose-orange riche en éléments ultramafiques baignant des clastes de marbre blancs. C : Cristal de trémolite automorphe dans une matrice carbonatée. D : Cristal de phlogopite dans une matrice carbonatée.

According to our mapping, it is clear that the ultramafic-rich breccia deposits do not constitute continuous layers having constant thickness. Rather, they form verticalized lens-shaped sediment bodies of a few tens to a few hundreds of meters in lateral extent, embedded within carbonate-rich breccias. The largest ultramafic-rich, bodies A and B (Fig. 4) are up to 80 m wide and 30 m thick and contain cores with a 100% ultramafic composition. Within each body, the ultramafic-rich breccias are crudely bedded in decimeter- to meter-thick, poorly sorted lenses (Fig. 7). This internal bedding roughly

parallels or forms low angle terminations against the outer boundaries of the main body. In beds where the coarse clasts are less abundant, the lherzolitic litharenites forming the matrix of the breccia show slumps and intraformational normal faults (plate D5). In the levels surrounding the cores of the ultramafic-rich breccias, more mixed clasts and matrix lithologies can be observed, with dm-thick progressive contacts between 100% carbonate- and 100% ultramafic-breccia layers (plate D3-4).

The coarse ultramafic breccias bear blocks of massive lherzolite, orange in color, some decimeter to a few meters wide, surrounded by a discontinuous layer of pure lherzolitic litharenite. The lherzolite blocks are locally fractured, displaying structures similar to those of ophicalcites (plate D1). However, they lack abundant serpentine minerals and the cracks are filled with carbonate microbreccias similar to those forming the matrix of the breccias around the ultramafic-rich bodies. By place, isolated clasts of marble, a few centimeter wide are observed, floating within monomictic ultramafic breccias (plate D2 and 6).

Interpretation

The various lithologies present in the polymictic breccias, together with their granular matrix, point to their sedimentary origin. Their dominantly matrix-supporting fabric, together with the angular shape of the clasts, suggest that they were emplaced as gravity-driven, subaquatic (submarine or lacustrine) proximal debris flows and rock fall on talus, with a short distance transport. This, and because they are dominantly derived from the lithologies of the Mesozoic rocks found nearby, suggests that the breccias were sourced by topographic scarps exposing rocks belonging to the metamorphosed and deformed Mesozoic platform (Fig. 9).



Figure 6: A peculiar aspect of the lherzolite-bearing clastic formations : a decimeter-sized angular clast from a former graded-bedded lherzolite-bearing breccia is embedded within the Ravin de Paumères lherzolite-bearing carbonate breccias.

Figure 6: Une caractéristique particulière des formations détritiques à péridotites: un claste anguleux d'une brèche granoclassée à péridotite est re-sédimenté dans les brèches à péridotites du Ravin de Paumères.

At the scale of Ravin de Paumères, interbedding of hectometric-sized ultramafic-rich breccia units within the carbonate-rich sedimentation indicates that the lherzolitic sediments have been supplied discontinuously in time and space, as falling/sliding blocs into a detritic environment dominated by a marble source. The lens shape of the ultramafic-rich breccia units suggests large infillings of gullies that would be inset (or even incised) within the carbonate-rich breccias. As reported from other olistoliths setting worldwide, the largest ultramafic blocks are always found along with a cortege of breccia showing progressive outward transition from ultramafic-rich to marble-rich breccia, indicating they were fractured and have lost fragments during their settlement (e. g. Abbate et al., 1970). Fractures opened within these blocks were winnowed by contour current and filled with debris to form Neptunian and injection dikes as already described in similar proximal sedimentary environments involving talus adjacent to unstable scarps (Laznicka, 1988 ; Aubrecht and Szulc, 2006 ; Cemil 2006 ; Montemat 2007) (Fig. 7 and 10). The graded changes in lithology at bed boundaries could be the consequence of reworking of the underlying marble-rich breccias by flow turbulence.

The large amount of graded and cross-laminated litharenites within the matrix of these breccias also points to turbulent, tractive processes and therefore suggests a more distal location of these deposits regarding to their ultramafic source.. The amount of peridotite clasts decreases toward the distal edge of the flow and the fine-grain sediment load conversely increases. The maintained turbulence would explain the incorporation of carbonate clasts reworked from the gully edges, bringing about a mixed breccia formed by an ultramafic litharenite with floating clasts of marbles. Rapid deposition of such facies within the gullies of a subaquatic slope is consistent with the slumps that are locally observed.

Metamorphic evolution of the Aulus breccias and duration of the thermal anomaly

Since the polymictic breccias rework metamorphic sediments from the pre-Albian platform sedimentary sequence, it has been concluded that they are necessarily Albian or younger in age (Choukroune, 1973). In addition, as indicated above, the matrix of the breccia shows evidence of metamorphic recrystallization of calcite grains and contains euhedral neoformed micas and amphiboles (fig. 5). This implies that the breccias also underwent a certain metamorphic event. Radiometric data obtained by the ^{39}Ar - ^{40}Ar , ^{87}Rb - ^{87}Sr , and K-Ar methods (Albarède and Michard-Vitrac, 1978 ; Azambre and Rossy, 1976 ; Golberg et al., 1986, Montigny et al., 1986 ; Golberg and Maluski, 1988) show that the mica and amphibole ages of the high-temperature/low pressure metamorphic event are clustered between 98 Ma (Cenomanian) and 87 Ma (Coniacian), but K-Ar dating of phlogopites in the rim of dipyres from dolomitic clasts yielded ages around 107 \pm 3 Ma (Albian) (Thiébaud et al., 1988; 1992). As reported by Ternet et al. (1997), the thermal event has been evidenced in the Turonian-Senonian flysch (93-85 Ma) by anchizonal to epizonal neoformation of muscovite and paragonite in the carbonated pelitic metasediments. Peak metamorphic paleotemperature up to 350°C recently measured in slices of the Turonian flysch (Flysch à fucoïdes) exposed at Port de Saleix and pinched along the southern rim of the Aulus Basin confirm such thermal event (Clerc unpublished). The end of the high temperature event has been dated circa 80 Ma by whole rock K/Ar method applied to samples from the Cretaceous flysch at Vicdessos (Montigny et al., 1986). Although the precision and exact significance of K/Ar ages may be dubious, the long time span of the Cretaceous metamorphism is also attested by metasomatic activity responsible for talc ore deposits in the region (112-97 Ma by U/Pb on monazite; Schärer et al. 1999). Metasomatic albitization of some North Pyrenean massifs is equally dated from 117 to 98 Ma by U-Th-Pb on titanite and monazite and Ar-Ar on muscovite (Boulvais et al. 2007; Poujol et al. 2010).

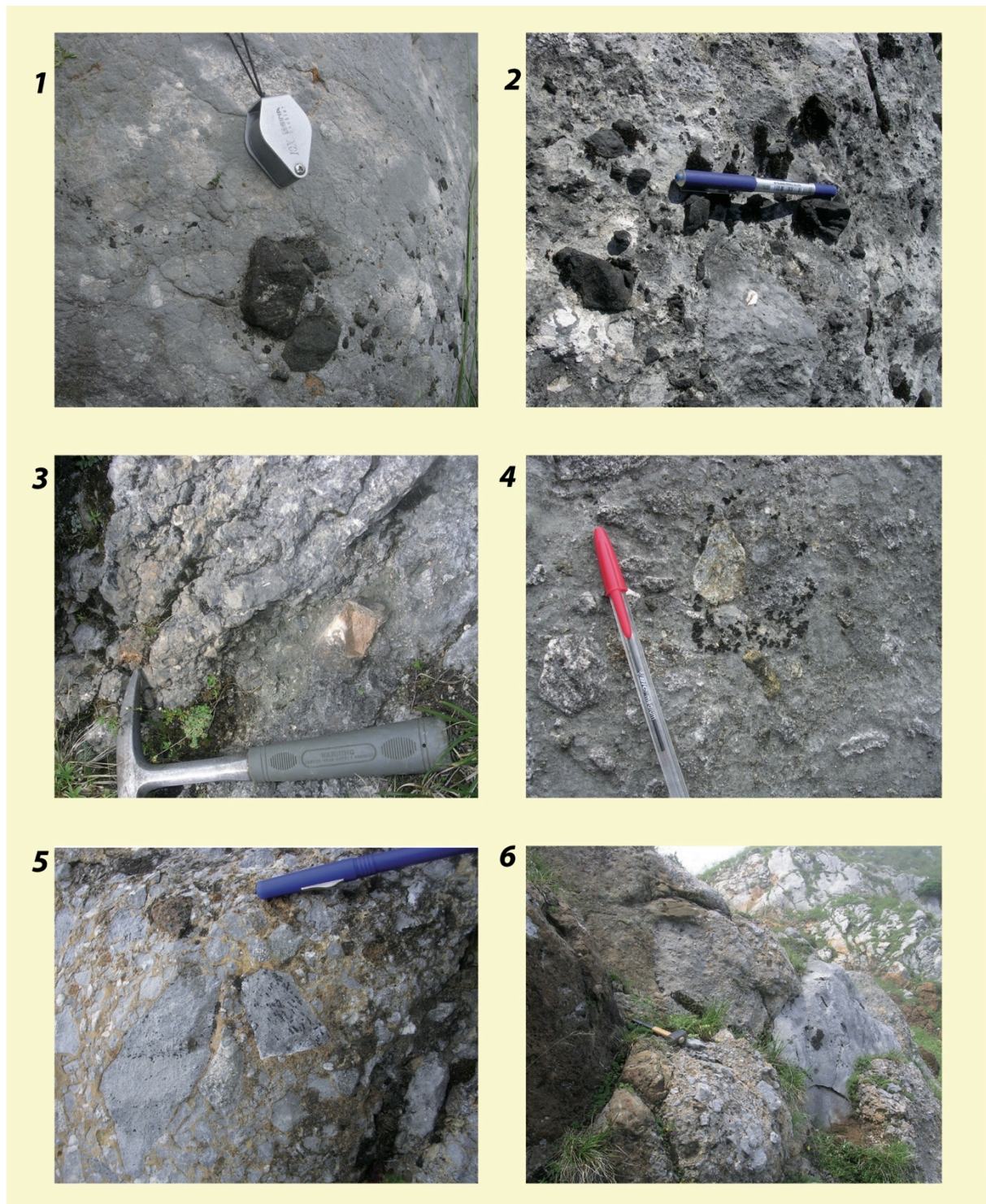


Plate C: Illustration of the various lithologies reworked along with ultramafic material in the Ravin Paumères area: clasts of gabbros and amphibolites (1 and 6), clasts of black Liassic meta-pelite (2), clasts of brownish meta-dolomite (3), clasts derived from the acidic Paleozoic basement (4) and clasts of marbles presenting typical (dynamic) paragenesis of the HT/LP Pyrenean metamorphism, such as scapolite (5).

Planche C: Illustration de la variété de lithologies remaniées dans les brèches à péridotites du Ravin de Paumères : clastes de gabbros et amphibolites (1 et 6), clastes de méta-pélite noire liasique (2), clastes de méta-dolomite rousse (3), clastes de roches magmatiques acides dérivées du socle paléozoïque (4) et clastes de marbres présentant des paragenèses à scapolite typique du métamorphisme HT/BP crétacé (5).

These results collectively show that the thermal anomaly affecting the Aulus-Lherz-Vicdessos area may have lasted from 107 Ma to 80 Ma, that is almost 27 My. This time span is long enough to give place to a succession of events involving high temperature metamorphism, exhumation and disaggregation to the basin floor, followed by sedimentation of the coarse breccias, diagenesis and renewed thermal metamorphism following burial under flysch sequences. In that sense, our interpretation might differ from Choukroune's (1973, 1980) who infer a post metamorphic Eocene age for these breccias.

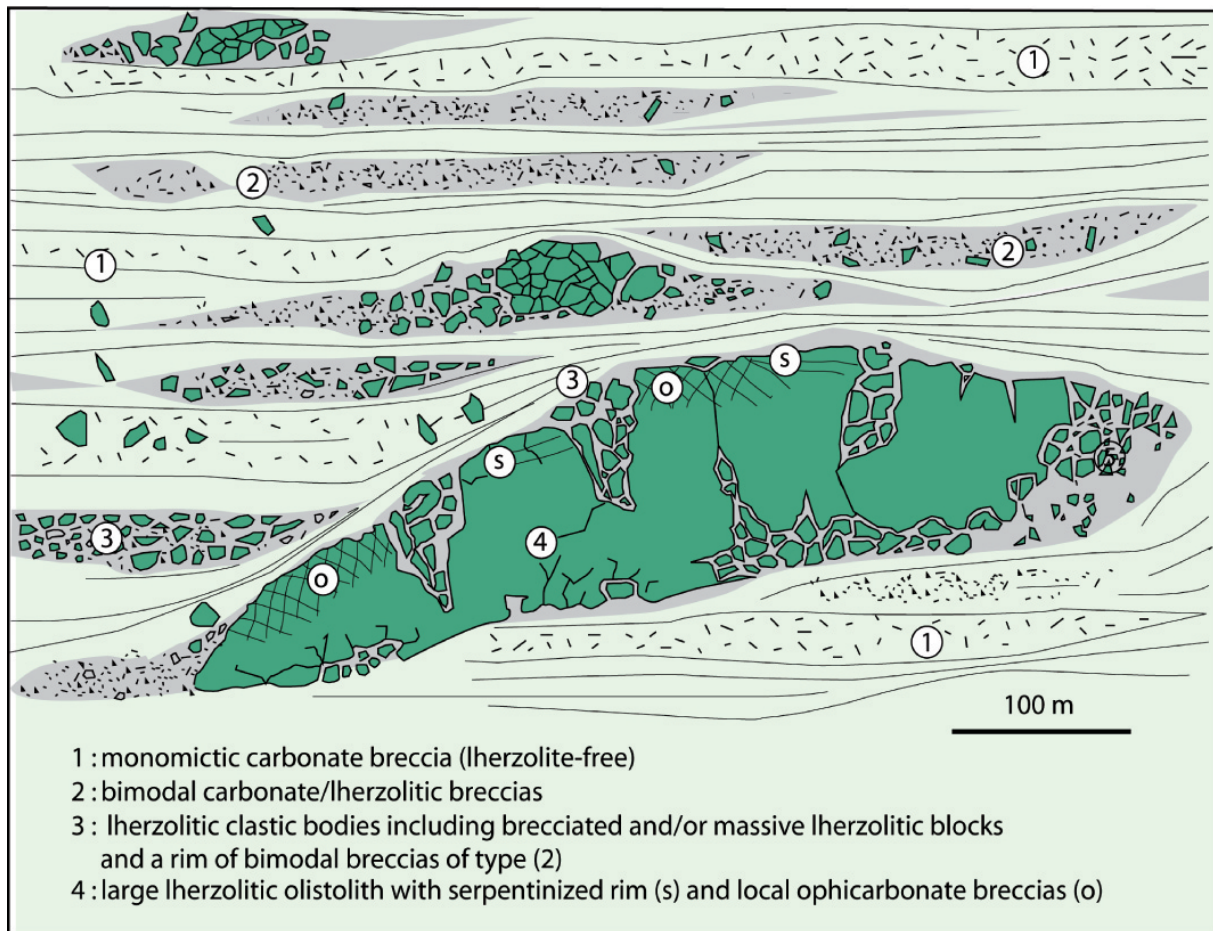


Figure 7: Sketch showing the stratigraphy of the marble-lherzolite bearing clastic deposits as deduced from field investigations in the region of the Lherz body. The large olistolith at the bottom of the sequence may represent the largest ultramafic bodies lying in the Aulus basin clastic deposits including the Etang de Lherz, Freychinède and Fontête Rouge bodies.

Figure 7: Représentation schématique de la stratigraphie des dépôts clastiques à marbres et péridotites telle qu'observée dans les environs du massif de l'étang de Lherz et dans le Ravin de Paumères. Le gros olistolithe à la base de la séquence pourrait représenter les plus gros massifs de péridotites observés dans les formations détritiques du bassin d'Aulus, tels que les massifs de Lherz et Freychinède.

Formations similar to the “Ravin de Paumères” breccias in the NPZ

Formations similar to the Ravin de Paumères breccias are spread along the Aulus basin where they can form metric to hectometric outcrops (e.g. Port de Saleix). However, occurrences of ultramafic fragments are strictly confined to the northern part of the Aulus basin in a narrow band of sediments containing the Douillère, Lherz, Freychinède, Berqué and Vicdessos bodies. This suggests that onset of the ultramafic contribution within the “normal” clastic carbonate flux occurred at a given step during the basin evolution. We assume that this step corresponds to the first exhumation of the Pyrenean mantle to the floor or on the flanks of the actively opening Aulus basin. New detailed mapping conducted further East, in the adjacent Tarascon basin, especially in the Bestiac-Caussou area reveals similar settings of the ultramafic bodies. No cataclastic faults are observed around the ultramafic bodies, which are found as isolated blocks of various sizes. The most outstanding exposures are observed in the Bestiac area, where tens of lens-shaped lherzolitic bodies are observed locally. These bodies, locally anastomosing, are less than few hundred meters in size and are embedded in a metamorphic bimodal ultramafic-marble breccia. Angular to slightly rounded centimeter-sized clasts of lherzolite are found more than 500 m away from the main blocks, a pattern clearly inconsistent with any fault-assisted mode of emplacement. Despite metamorphic recrystallization, sedimentary textures may be observed locally and a sedimentary origin of these ultramafic bodies and associated breccias is confirmed by their overall 3-D geometry. As observed in the Aulus basin, these remarkable ultramafic-bearing formations are relatively confined in space and appear within large volumes of clastic formations devoid of any ultramafic component. This indicates that the presence of reworked peridotites is the testimony of an abrupt change in the evolution of the sedimentary environment signing up the exhumation of the mantle to the floor or on the flank of the Tarascon basin, an evolution similar to that of the Aulus basin.

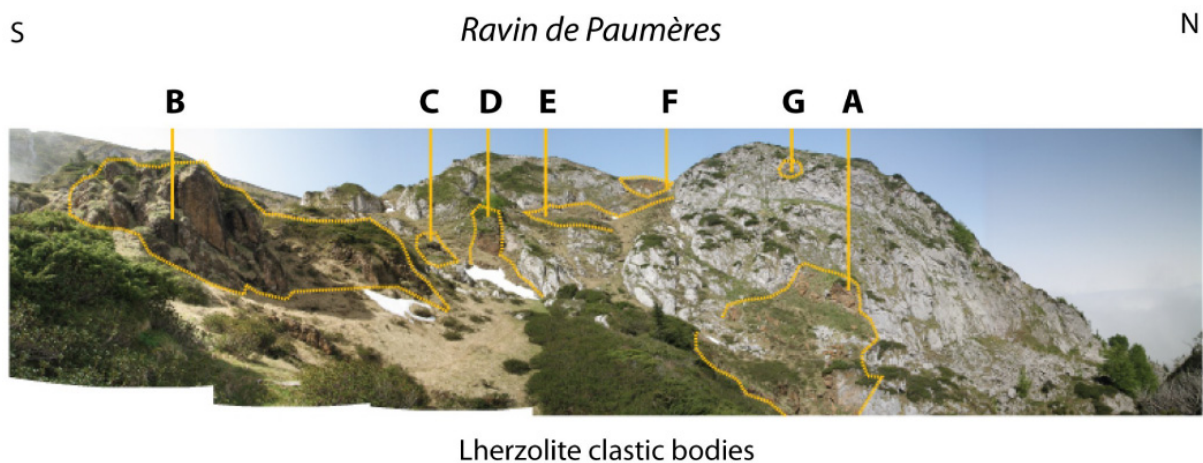


Figure 8: Panoramic view of the Ravin de Paumères eastern flank showing the lherzolitic bodies labeled A to G. See map of fig. 4 for additional information.

Figure 8: Vue panoramique du flanc Est du Ravin de Paumères. Les massifs de péridotites y sont nommés de A à G. Informations supplémentaires en fig. 4.

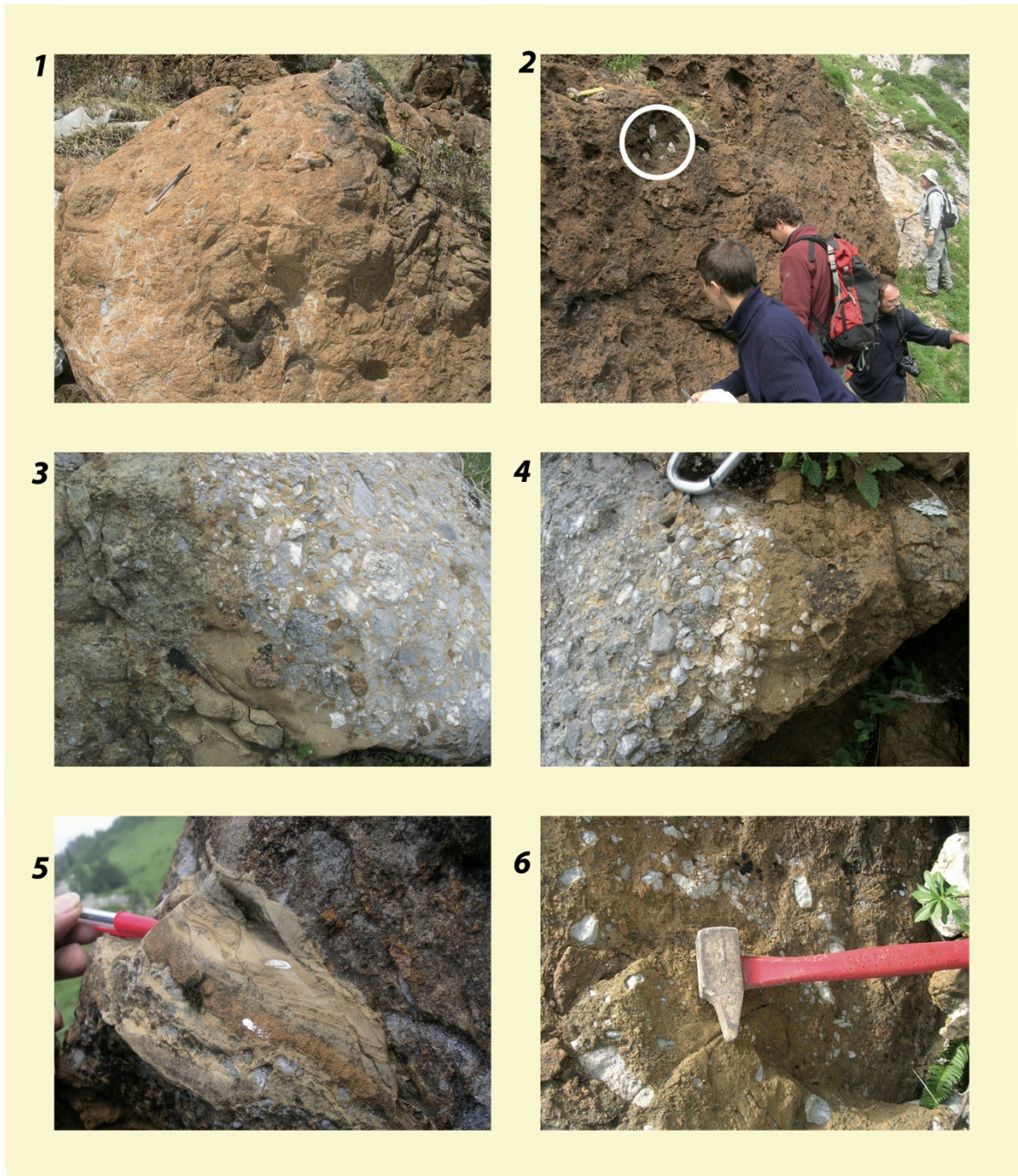


Plate D: Examples of typical features observed in the Ravin de Paumères bimodal breccias: locally fractured peridotite presenting carbonate infilling resembling classical ophicalcite (1). Rare marble clasts floating within monomictic ultramafic breccias (2) and litharenite (6). Dm-thick progressive contacts between 100% carbonate- and 100% ultramafic-breccia layers (3 and 4). Slumps and intraformational normal faults within the lherzolitic litharenites forming the matrix of the breccias.

Planche D: Quelques caractéristiques remarquables des brèches bimodales du Ravin de Paumères: péridotite localement fracturée avec remplissages de carbonate évoquant une texture d'ophicalcite (1). Quelques rares clastes de marbres flottant dans des brèches ultramafiques monogéniques (2) et dans une litharénite ultramafique monogénique (6). Transition décimétrique dans des brèches montrant un passage progressif entre un pôle 100% carbonaté et un pôle 100% ultramafique (3 et 4). Slumps et failles normales intra-formationnelles dans les litharénites ultramafiques formant la matrice des brèches (5).

DISCUSSION: AGE AND SIGNIFICANCE OF THE AULUS BRECCIAS

The ultramafic clastic deposits and the geologic evolution of the Aulus through

The Aulus polymictic breccias, characterized by very proximal sources, have been deposited during the opening of the Aulus basin. Hence, by correlation with other coarse clastic formations found close to the limits of the Albian basins, the Aulus polymictic breccias may be considered to be middle Albian to Cenomanian in age. In addition, they were emplaced before the deposition of the fine-grained Late Cretaceous flyschs, which have been assigned to the Turonian-Senonian in the Aulus basin (Ternet et al., 1997). The onset of opening of the other Cretaceous basin scattered along the Iberia-Europe transform margin (Ballongue, Barousse, Baronnies basins etc.) is assigned to the Middle-Late Albian (Debroas, 1987; 1990). These Albian basins enlarged progressively and finally merged during the Cenomanian to form a wider and more continuous flysch trench. This type of evolution can be drawn for the Aulus basin as well.

The presence of Mesozoic marbles as a dominant component of the clasts implies that the Aulus breccias were emplaced after the onset of the thermal event, that is necessarily after 107 Ma (Mid-Albian) according to the time constraints listed above. This constrains the breccias to be Mid-Late Albian or younger, but older than the Turonian flysch deposited in the Aulus area. Thus, we may assume that the Aulus polymictic breccias have been deposited during the Mid-Late Albian or Cenomanian. This timespan indicates that the breccias formation would be a shallow, proximal equivalent to the Albo-Cenomanian flysch deposits ("flysch noir" and "flysch gris") that are lacking in the Aulus area. We hence suggest that similar clastic formation mapped in the North Pyrenean Zone (Bas-Agly, Boucheville, Tarascon, Saint B at...) might also represent local, shallower alternatives to the Albo-Cenomanian flyschs.

A tectono-sedimentary model for the formation of the clastic deposits

The occurrence of reworked metamorphic carbonates within the polymictic Aulus breccias suggests that they were emplaced in the late stage of or after the North-Pyrenean metamorphic event. This is consistent with the presence at this time of exhumed mantle rocks supplying ultramafic materials to the breccias. During fault activity periods, a continuous reactivation of the subaquatic fault scarps or active erosion of topographic highs would generate the massive debris flows, which dominate the breccia sedimentation. Periods of fault quiescence could result in the buildup of slope fans sealing the fault scarps. Fans would be marked by a smoother topography, a larger catchment area and therefore the possibility of developing large channels or gullies. Renewed tectonic activity and catchment changes in response to erosion would bring new types of rocks to be exposed to the seafloor, such as lherzolites, resulting in a change in clastic lithologies. The corresponding deposits could be the ultramafic-rich bodies of the Ravin de Paum eres (Fig. 4). As summarized in the 3D view in figure 9, we propose that late high angle normal fault led to the exposure of mantle rocks in an environment dominated by clastic sedimentation from a dominant marble source. In

response to this abrupt exposure, screens rapidly formed at the foot of the scarp, providing the ultramafic clastic material displaced due to gravity and traction forces.

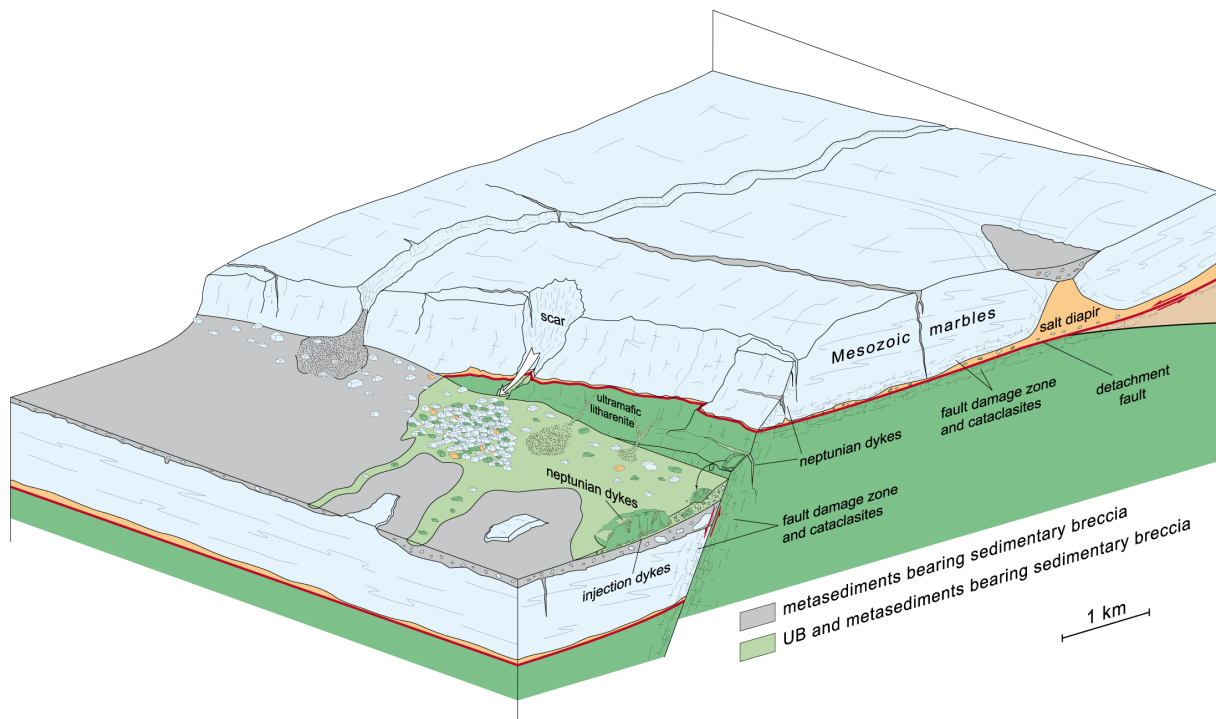


Figure 9: A 3D reconstruction of the depositional environment for the polymictic sedimentary breccias in the Etang de Lherz region.

Figure 9: Reconstitution 3D de l'environnement de dépôt des brèches polygéniques de la région de Lherz

Finally, the large-scale stratigraphic architecture of the breccias of Aulus basin most likely reflects fault-driven geomorphic cycles. The related depositional sequences may overlap or truncate each other by way of erosional sequence boundaries, which would explain the reworking of older polymictic breccia clasts in more recent breccia strata. At the scale of the Aulus basin, the entire breccia sequence dominated by marble clastic material is the record of the overall destabilization and reworking of the metamorphized Mesozoic platform. In addition, the restricted extension of the peridotite bearing breccias within this sequence confirms the abrupt exhumation of the ultramafics.

Although the continental crust underwent cooling and sedimentary reworking on the northern and on the southern margin of the Pyrenean realm as soon as the Albian (Filleaudeau et al. 2010; Filleaudeau et al., 2011), the acidic material which forms almost 100% of the continental crust, does not represent the main component of the Aulus basin infill. This paradox was discussed earlier by Lagabrielle et al. (2010). These authors claimed that during basin development, the crustal levels of the stretched basement were preserved from exposure to the basin floor due to coeval sliding of rafts of sedimentary cover toward the depocenter. In the series of cartoons in figure 10, we

propose a conceptual model for the emplacement of the rafts of massive sediments and the surrounding breccia formations, during the opening and the deepening of the Aulus basin. The rafts experienced ductile deformation due to high thermal regime linked to rapid crustal extension. A tectonic sole of meta-evaporitic formations affected by intense hydrothermal circulations can be suspected as suggested by the tectonic fabric of the salt formations in the Tarascon basin (Lagabrielle et al., 2010). The tectonic sole allows sliding of large portions of the initial cover of the Pyrenean crust, which is finally emplaced over the exhumed mantle rocks. Lherzolite are exposed to the seafloor thanks to the activity of late faults cutting through the sedimentary rafts and the underlying ultramafic basement during the ultimate stages of the mantle exhumation.

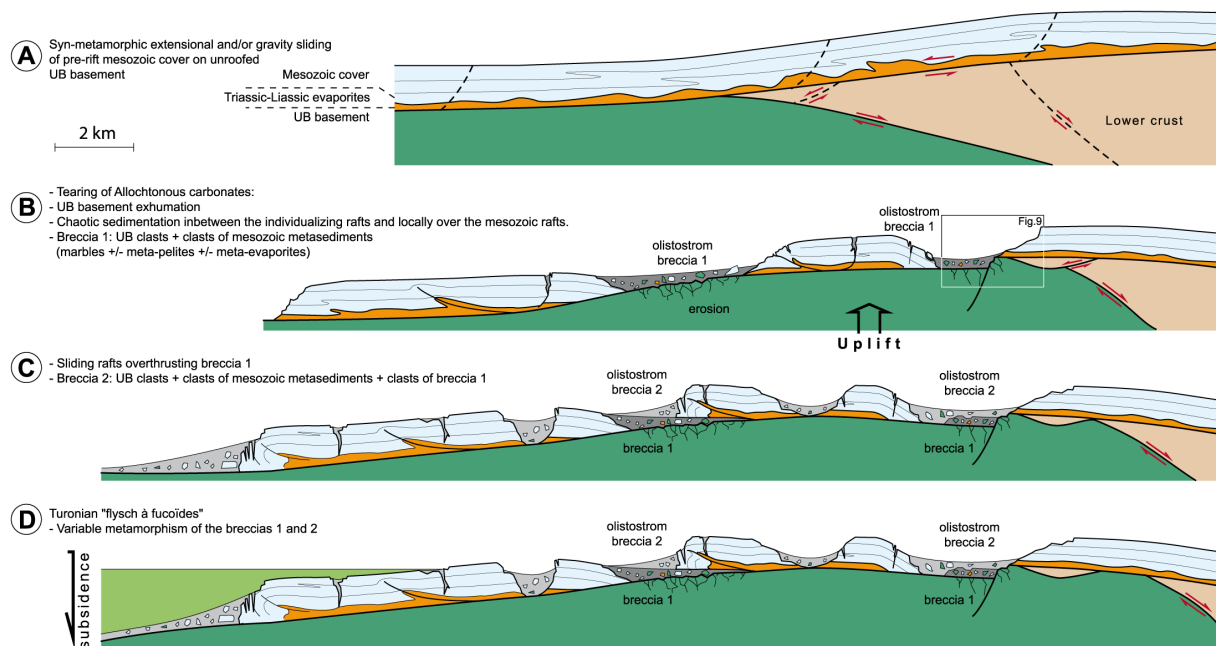


Figure 10: Cartoons depicting a possible scenario for the origin and evolution of the clastic sediments now forming the Lherz breccias. Brecciation occurs in relation with the erosion of tectonic rafts of Mesozoic sediments.

Figure 10: Schémas représentant un possible scénario de formation et d'évolution des sédiments détritiques formant actuellement les brèches de Lherz. La bréchification à lieu en relation avec l'érosion de radeaux de sédiments mésozoïques.

Discussion in the frame of the kinematics of Iberia plate

One important point is to consider the significance of the evolution reconstructed for the Aulus basin in the frame of the plate tectonic history of the Iberia-Europe boundary. The kinematic reconstruction of the Iberia-Europe plate system remains a subject of major debate. Olivet (1996) assumed that the breakup between the Newfoundland and Iberian margins occurred at anomaly J (126-118.5 Ma). According to this author, a period of extension occurred between the Barremian and the Middle Albian and was followed by the transcurrent motion of Iberia of the order of 100 km, from the Middle Albian to the Early Senonian (107-90 Ma). However, more recent studies focusing on the evolution of the Iberia-Newfoundland margins and suggesting an Aptian to Albian breakup age

(Tucholke et al., 2007; Bronner et al., 2011) are in agreement with paleomagnetic investigations on the Iberia plate (Gong et al., 2008). These investigations indicate that the major strike slip displacement along the future NPZ occurred during the Late Aptian, that is prior to the main period of extensional deformation and crustal stretching in the Pyrenean realm. This suggests a two-step evolution for the Pyrenean realm implying pre-Albian strike-slip motion followed by pure tensional deformation leading to mantle exhumation during the Albian-Cenomanian. This is in agreement with Jammes et al. (2009) assumption that most of the E-W directed movement between Iberia and Europe had to occur between latest Jurassic and late Aptian times. In such conditions, we may assume that extreme crustal stretching and mantle exhumation between Iberia and Europe occurred after transcurrent tectonics.

The geological data presented in this paper do not provide constraints that may help deciphering between a pure tensional and a transtensional regime for mantle exhumation in the Pyrenean realm. However, in order to test the consistency of the various geodynamical models with the field observations we envision three possible kinematic scenarios as follows. In the first case a two steps evolution involves first E-W strike-slip tectonics and nucleation of small pull-apart basins followed by N-S extension and merging of the former basins into a wider trough (fig. 11 A). In the second case a two steps evolution involves first N-S extension leading to mantle exhumation followed by E-W strike-slip tectonics (fig. 11 B). The third case refers to a single step pure transtensive evolution (fig. 11 C). The first and the third hypotheses are more consistent with our dataset. They also fit with the evolution of the rhomboidal Albian-Cenomanian-Turonien flysch basins as reconstructed from field data by Debrouas (1987; 1990).

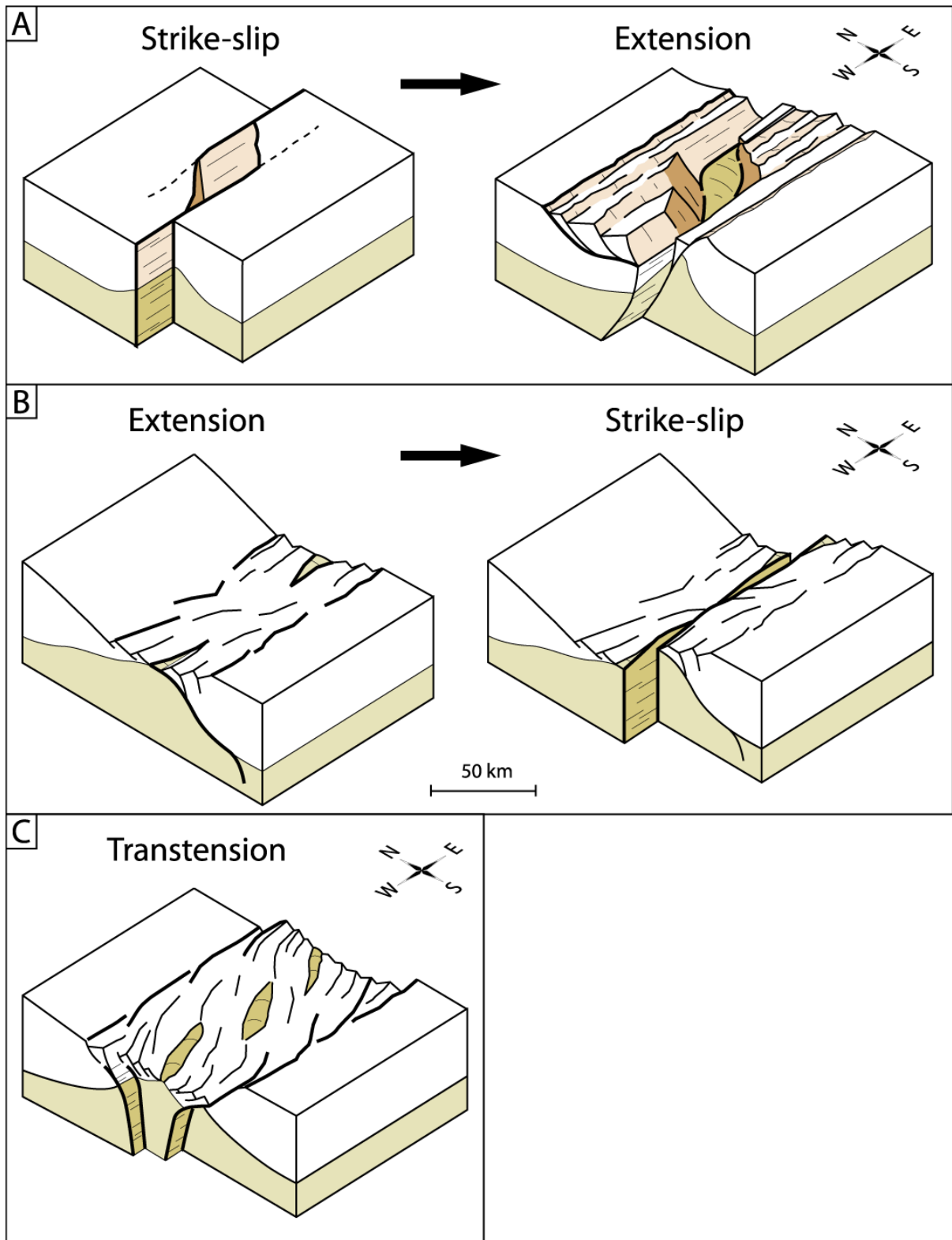


Figure 11: Schematic scenarios presenting three possible evolutions of the mid-Cretaceous Rifting event in the Pyrenean realm: A, E-W strike-slip followed by N-S extension ; B, N-S extension followed by E-W strike slip ; C, NW-SE transtension.

Figure 11: Scénarios schématiques d'évolution du domaine anté-pyrénéen pendant le rifting crétacé moyen: A, décrochement E-O suivi d'une extension N-S ; B, Extension N-S suivie d'un décrochement E-O ; C, transtension NO-SE.

CONCLUSIONS

Detailed mapping and field observations allow us to confirm the sedimentary origin of the Ravin de Paumères ultramafics bearing breccias and conglomerates already inferred by Choukroune (1973, 1980). This polymictic formation presents typical features of proximal detrital deposits such as olistoliths, gullies incision, angular shape of the clasts and granular matrix. The ultramafic-bearing breccia deposition postdates the peak of HT/LP metamorphism responsible for recrystallization and neoblasts formation (scapolite, biotite, amphibole, diopside...) in the pre-Albian Mesozoic marbles and meta-pelites, but still predates the end of the thermal event characterized by anchi- to epizone metamorphism responsible for minor recrystallization and growth of phyllosilicates and amphibole in the matrix of the breccias. These pre-brecciation and post-deposition metamorphic paragenesis are respectively dated around 107-95 Ma and 87-80 Ma. They bound a reasonable interval for the sedimentary deposition of the breccias, which should be therefore Mid-Late Albian to Cenomanian in age. This age is consistent with the radiometric ages (Ar-Ar and Sm-Nd) obtained on amphiboles from the Lherz and Caussou bodies, indicating emplacement of the ultramafics at a crustal level around 110-105 Ma (Henry et al., 1998). These observations carry strong constraints on the exhumation mode of the eastern Pyrenean ultramafic rocks: i) the peridotites were exhumed along the flanks or at the bottom of small and isolated basins dominated by clastic sedimentation from a dominant source of metamorphic Mesozoic sediments. ii) the lack of clastic material deriving from the crustal basement indicates that the continental crust underwent boudinage between the uprising sub-continental mantle and the sliding rafts of sedimentary cover, precluding its exhumation and reworking in the basins. According to these conclusions, we present three possible scenarios for the evolution of the North Pyrenean Zone in the frame of the migration of the Iberia plate relative to the Eurasian plate during the Mid-Cretaceous.

Acknowledgments

This work was made possible thanks to CNRS, Total, and the Action Marges research group (INSU, Total, IFP, BRGM, IFREMER) through a Ph.D. grant to C. Clerc. The authors thank G. Manatschal, F. Mouthereau and an anonymous reviewer for helpful and constructive reviews of the manuscript. We are also grateful to J.-C. Ringenbach and Pierre Labaume for fruitful discussions and improvement on the quality of the figures.

References

- Abbate, E., Bortolotti, V. & Passerini, P., 1970. Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*, 4(3-4), p.521-557, doi:10.1016/0037-0738(70)90022-9.
- Albarède F., & Michard-Vitrac A., 1978. Age and significance of the north Pyrenean metamorphism. *Earth Planet. Sci. Let.*, 40, 327-332, doi:10.1016/0012-821X(78)90157-7.
- Aubrecht, R. & Szulc, J., 2006. Deciphering of the complex depositional and diagenetic history of a scarp limestone breccia (Middle Jurassic Krasin Breccia, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). *Sedimentary Geology*, 186(3-4), p.265-281, doi:10.1016/j.sedgeo.2005.11.020.
- Azambre, B. & Rossy, M., 1976. Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bulletin de la société Géologique de France*, 7(18), p.1725-1728.
- Bernoulli D, Weissert H. Sedimentary fabrics in Alpine ophiolites, South Pennine Arosa zone, Switzerland. *Geology*. 1985;13(11):755-758. Doi:10.1130/0091-7613(1985)13<755:SFIAOS>2.0.CO;2.
- Bernus-Maury C. 1984. Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Thèse, Paris, 253p.
- Bodinier, J.-L., Fabriès, J., Lorand, J.-P., Dostal, J. and Dupuy, C., 1987. Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrénées). *Bull. Minér.*, 110, 345-358.
- Bodinier, J.-L., Dupuy, C. and Dostal, J., 1988. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2893-2907, doi:10.1016/0016-7037(88)90156-1.
- Bodinier, J.-L., Vasseur, G., Vernières, J., Dupuy, C. and Fabriès, J., 1990. Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz Orogenic peridotite. *J. Petrol.*, 31, 597-628, doi:10.1093/petrology/31.3.597.
- Bodinier, J.-L., Menzies, M.A., Shimizu, N., Frey, F.A. and McPherson, E., 2004. Silicate, hydrous and carbonate metasomatism at Lherz, France: contemporaneous derivatives of silicate melt-harzburgite reaction. *J. Petrol.*, 45, 299-320, doi:10.1093/petrology/egg107.
- Bonney, T.G., 1879. « Notes on some Ligurian and Tuscan serpentinites ». *Geol. Mag.* 6 (2): 362-371.
- Bronner, A., Sauter D., Manatschal G., Peron-Pinvidic G., and Munschy M., 2011. « Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins ». *Nature Geosciences* 4 (8): 549-553. doi:10.1038/ngeo1201.
- Boulvais, P. et al., 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, 93(1-2), p.89-106, doi:10.1016/j.lithos.2006.05.001.
- Cemil, Y., 2006. Platform-slope transition during rifting: The mid-Cretaceous succession of the Amasya Region (Northern Anatolia), Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2), p.194-206, doi:10.1093/petrology/31.3.597.
- Choukroune P., 1973. La brèche de Lherz dite "d'explosion liée à la mise en place des lherzolites" est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque. *C.R. Acad. Sc.*, 277, p. 2621-2624. Paris.
- Choukroune, P. 1976. Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Mém. Soc. géol. Fr.* 127, 176 p.

- Choukroune, P., 1980. Comment on "Quenching: an additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees)" *Geology*, 8, 514–515, doi:10.1130/0091-7613(1980)8<514:CAROQA>2.0.CO;2.
- Colchen, M., Ternet, Y., Debroas, E.J. et al., 1997. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille 1086, Aulus-les Bains, 1997, éditions BRGM.
- Conquéré, F., 1971. Les pyroxénolites à amphibole et les amphibolites associées aux lherzolites du gisement de Lherz (Ariège, France): un exemple du rôle de l'eau au cours de la cristallisation fractionnée des liquides issus de la fusion partielle de lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, 32–61, doi :10.1007/BF00373793.
- Curnelle, R., & Durand-Delga, M., 1982. Allochtonie des massifs Paléozoïques Nord-Pyrénéens. *Bur. De Rech. Geol. et Min.*, Orléans, France.
- Dauteuil, O., Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen. *Geodinamica Acta*, 3, 3, 237-250.
- Deramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M. J. & Spetch, M. 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). In: Williams, G. D. & Dobb, A. (eds) *Tectonics and Seismic Stratigraphy*, Geological Society, Special Publications London, 71, 193–219, doi:10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09.
- Debroas, E.J., 1987. Modèle de bassins triangulaires à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone Nord-Pyrénéenne, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 8, III, 887-898.
- Debroas, E.-J., 1990. Le flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la société Géologique de France*, 8(2), p.273-285.
- Delaperrière E., Saint Blanquat (de) M., Brunel M., & Lancelot J., 1994. Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France) : discussion des âges des événements varisques et pré-varisques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 165, 2, 101-112.
- Downes, H., Bodinier, J.-L., Thirlwall, M.F., Lorand, J.-P. and Fabriès, J., 1991. REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Eastern Pyrenean peridotite massifs: sub-continental lithospheric mantle modified by continental magmatism. *Journal of Petrology*, Special Volume 2, 97–115, doi:10.1093/petrology/Special_Volume.2.97.
- Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., and Dupuy, C., 1991. Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees: Evidence from orogenic spinel lherzolite massifs. *Journal of Petrology*, Special Volume 2, 55–76, doi:10.1093/petrology/Special_Volume.2.55.
- Fabriès, J., Lorand, J.-P., and Bodinier, J.-L., 1998. Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics* 292, 145-167, doi:10.1016/S0040-1951(98)00055-9.
- Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau F., Pik R., Fellin G.M., Castelltort S., and Lacombe O., 2010. « Constraints on Paleocene-Eocene uplift of the Northern Pyrenees from AFT, ZHe and Z(U/Pb) dating on detrital grains. » mai 2, Vienna, Austria.
- Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau F., and Pik R., 2011. « Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)He thermochronometry ». *Basin Research* 23. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x.
- Früh-Green G, Weissert H, Bernoulli D., 1990. A multiple fluid history recorded in Alpine ophiolites. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 959-970, doi:<p>10.1144/gsjgs.147.6.0959</p>.

- Golberg, J.M. & Leyreloup, A.F. 1990. High temperature - low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contr. Miner. Petrol.* 104, 194-207, doi:10.1007/BF00306443.
- Golberg, J.M. & Maluski, H., 1988. Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C.R. Acad. Sc. Paris, II*, 306:429-435.
- Golberg, J.-M., Maluski, H. and Leyreloup, A.F., 1986. Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics*, 129, 275-290, doi:10.1016/0040-1951(86)90256-8
- Golberg, J.M., & Leyreloup, A.F., 1985. Mise en évidence de fluides mantelliques dans la zone nord pyrénéenne (région de Lherz): la formation bréchique du col d'Agnes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300, 71-74.
- Golberg, J.M., 1987. Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées : relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. Doctorat, Montpellier.
- Goujou J.C., Goldberg J.M., et Leyreloup A., 1988. Réactions de décarbonation dans les roches calcaréo-pélitiques de la Ballongue (zone nord pyrénéenne). 1. Formation de biotite et de plagioclase. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, Série II, p.39-44.
- Gong, Z., Langereis, C.G., Mullender, T.A.T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 80-93, doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016.
- Henry, P., Azambre B., Montigny R., Rossy M., Stevenson R.K., 1998. Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 296(1-2), p.103-123, doi:10.1016/S0040-1951(98)00139-5.
- Jammes, S., Manatschal G., Lavier L., and Masini E., 2009. Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees, *Tectonics*, 28, TC4012, doi:10.1029/2008TC002406.
- Jammes, S., Lavier, L. & Manatschal, G., 2010. Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, Q10016, doi:10.1029/2010GC003218.
- 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, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P. and 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, TC4012, doi:10.1029/2009TC002588.
- Laznicka, P., 1988. Breccias and coarse fragmentites. *Petrology, environments, associations, ores. Dev. Econ. Geol.* 25, 832p.
- Le Roux V, Bodinier J-L, Tommasi A, et al. 2007. The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 259(3-4), 599-612, doi:10.1016/j.epsl.2007.05.026.
- Lemoine M, Tricart P, Boillot G. 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. *Geology*. 15(7), 622-625, doi :10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOF0>2.0.CO;2.
- Minnigh, L.D., Van Calsteren, P.W.C., den Tex, E. 1980. Quenching : an additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees). *Geology*, 8, 18-21, doi: 10.1130/0091-7613(1980)8<18:QAAMFE>2.0.CO;2.

- Montenat, C., Barrier P., Ott d'Estevou P. & Hibsich C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196, 5-30, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.08.004.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R., 1986. K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrénées: age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, 129, 257-273, doi:10.1016/0040-1951(86)90255-6.
- Olivet, J.L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérie. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* 20, 131-195.
- Pin, C. and Vielzeuf, D., 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe; a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, 47-74, doi:10.1016/0040-1951(83)90233-0.
- 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), p.751-767, doi:10.1144/0016-76492009-144.
- Reisberg, L. and Lorand, J.-P., 1995. Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs. *Nature*, 376, 159-162.
- Respaud J.P. et Lancelot J.R., 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, 21-34.
- Saint Blanquat (de) M., Brunel M. & Mattauer M., 1986. Les zones de cisaillements du massif nord Pyrénéen du Saint Barthélémy, témoins probables de l'extension crustale d'âge crétacé, *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 303, 1339-1344.
- Schärer, U. et al., 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova*, 11(1), p.30-37, doi:10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x.
- Souquet, P., & Peybernès, B., 1987. Allochtonie des massifs primaires nord-pyrénéens des pyrénées centrales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 305, 733-739.
- Ternet Y., Colchen M., Debroyas E.J., Azambre B., Debon F., Bouchez J.L., Gleizes G., Leblanc D., Bakalowicz M., Jauzion G., Mangin A., Soulé J.C., 1997. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus les Bains (1086). Orléans: BRGM, 146 p. Carte géologique par M. Colchen et al. (1997).
- Thiébaud J., Debeaux M., Durand-Wackenheim C., Souquet P., Gourinard Y., Bandet Y., Fondcave-Wallez M.-J., 1988. Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). *C.R. Acad. Sc. Paris, Série 2*, 307, 13, 1535-1540.
- Thiébaud J., Durand-Wackenheim C., Debeaux M., Souquet P., 1992. Métamorphisme des évaporites triasiques du versant nord des Pyrénées centrales et occidentales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*. 128, 77-84.
- Tucholke, B. E., Sawyer D. S., and Sibuet J.-C., 2007. « Breakup of the Newfoundland Iberia rift ». *Geological Society, London, Special Publications* 282 (1) (janvier 1): 9-46. doi:10.1144/SP282.2.
- Vétil, J.Y., Lorand, J.-P. and Fabriès, J., 1988. Conditions de mise en place des filons des pyroxénites à amphibole du massif ultramafique de Lherz (Ariège, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, 587-593.

Vielzeuf, D., Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean
lherzolites and granulites Earth Planet. Sci. Lett. 67, 87-96, doi: 10.1016/0012-
821X(84)90041-4.

accepté à International Journal of Earth Sciences (IJES), en révision.

ARTICLE 2 : ***OPHICALCITES FROM THE NORTHERN PYRENEAN BELT: A FIELD,
PETROGRAPHIC AND STABLE ISOTOPE STUDY***

Camille Clerc (1), Boulvais Philippe (2), Yves Lagabriele (3) and Michel de Saint
Blanquat (4)

(1) Laboratoire de Géologie, CNRS-UMR 8538, Ecole Normale Supérieure, 24 rue Lhomond, 75231 Paris
Cedex 5, France.

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

(3) Géosciences Montpellier, CNRS-UMR 5243, Université de Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095
Montpellier, France

(4) GET, CNRS-UMR 5563, Université Paul Sabatier, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

Abstract

Brecciated and fractured peridotites with a carbonate matrix, referred to as *ophicalcites*, are common features of mantle rocks exhumed in passive margins and mid-oceanic ridges. Ophicalcites have been found in close association with massive peridotites, which form the numerous ultramafic bodies scattered along the North Pyrenean Zone (NPZ), on the northern flank of the Pyrenean belt. We present the first field, textural and stable isotope characterization of these rocks. Our observations show that Pyrenean ophicalcites belong to three main types: (1) a wide variety of breccias composed of sorted or unsorted millimeter-to meter-sized clasts of fresh or oxidized ultramafic material, in a fine-grained calcitic matrix; (2) calcitic veins penetrating into fractured serpentinite; and (3) pervasive substitution of serpentine minerals by calcite. Stable isotope analyses (O, C) have been conducted on the carbonate matrix, veins and clasts of samples from 12 Pyrenean ultramafic bodies. We show that the Pyrenean ophicalcites are the product of three distinct genetic processes: i) pervasive ophicalcite resulting from relatively deep and hot hydrothermal activity; ii) ophicalcites in veins resulting from tectonic fracturing and cooler hydrothermal activity; and iii) polymictic breccias resulting from sedimentary processes occurring after the exposure of subcontinental mantle as portions of the floor of basins which opened during the mid-Cretaceous. We highlight a major difference between the Eastern and Western Pyrenean ophicalcites belonging respectively to the sedimentary and to the hydrothermal types. Our data set points to a possible origin of the sedimentary ophicalcites in continental endorheic basins, but a post-depositional evolution by circulation of metamorphic fluids or an origin from relatively warm marine waters cannot be ruled out. Finally, we discuss the significance of such discrepancy in the characteristics of the NPZ ophicalcites in the frame of the variable exhumation history of the peridotites all along the Pyrenean realm.

I. INTRODUCTION

During uplift and exhumation of the sub-continental mantle, the peridotites are commonly serpentinized through interactions with fluids, with direct consequences on their bulk density and their rheological, seismic, gravimetric and magnetic properties (Brun & Beslier 1996; Boschi et al. 2006). In oceanic and passive margin environments, besides serpentinization, the peridotites show evidence of carbonation expressed through the occurrence of a bimodal, ultramafic and carbonate association known as ophicalcites or ophicarbonates (Spooner & Fyfe 1973; Bonatti et al. 1974; Dietrich et al. 1974; Gianelli & Principi 1977; Ohnenstetter 1979; Lemoine 1980; Cortesogno et al. 1981; Lagabrielle & Cannat 1990). More recently, the carbonation of the exhumed mantle rocks has been clearly described as the last event affecting faulted rocks uprising along oceanic detachment faults at the axis of slow-spreading ridges (Picazo et al. 2012). Ophicalcites were first discovered in the Ligurian Alps (Bonney 1879), and then described in many ophiolite sequences (see Artemyev & Zaykov 2010 and Bogoch 1987 for a comprehensive historical literature on ophicalcites).

Ophicalcites commonly display large variations in the proportions of ultramafic and carbonate material. They range from in-situ fractured peridotites with carbonate infill, through clast-supported breccias with multiple generations of carbonate infilling and internal sediments, to matrix-supported breccias. Lemoine et al. (1987) distinguish two main types of ophicalcite. Ophicalcite type 1 (OC1) is represented by massive serpentinites exhibiting a dense mesh of calcite-infilled fractures. Ophicalcite type 2 (OC2) refers to sedimentary breccias having a calcitic matrix, often deposited above ophicalcite of type 1. The clasts comprise sorted or unsorted millimeter- to meter-sized fresh or oxidized ultramafic fragments. In some cases, exotic clasts of gabbroic or basaltic composition can be observed. The matrix of OC2 is either a fine-grained calcitic cement or a cement consisting of sparry calcite. It varies in color from red to pink and gray to green, depending on the chlorite or hematite content; sparry calcite is generally white. Ophicalcites often record a polyphase history, revealed by different generations of cements and sediment infill, which can be highlighted by color changes, and bimodal grain distribution (Abbate et al. 1970; Bonatti et al. 1974; Bernoulli & Weissert 1985; Lemoine et al. 1987; Früh-Green et al. 1990).

Because of the wide variety of ophicalcites and their occurrence in different oceanic or continental margin settings, it is important to recall that the term ophicalcite does not refer to a genetic process, but to a generic rock-type. Among the processes invoked for their formation one group refers to endogenic evolution, involving various deep seated phenomena such as: (1) mantle originated gas seeps (Bonatti et al. 1974; Haggerty 1991; Kelemen et al. 2004); (2) magmatic intrusions (Cornelius 1912; Bailey & McCallien 1960); (3) contact and regional metamorphism (Peters 1965; Trommsdorff et al. 1980) and (4) hydrothermal fluid interactions (Cornelius 1912; Lavoie & Cousineau 1995; Artemyev & Zaykov 2010). Another group refers to surficial processes involving mechanical mixing of carbonates and ultramafic rocks through tectonic crushing, sedimentary reworking and gravity-driven infilling of veins and fractures (Bortolotti &

Passerini 1970; Knipper 1978; Bernoulli & Weissert 1985; Früh-Green et al. 1990; Treves & Harper 1994; Treves et al. 1995; Knipper & Sharas'kin 1998).

In the French Pyrenees, opicalcites have been reported in some ultramafic bodies associated with mid-Cretaceous basins and recently re-interpreted as resulting from mantle exhumation during Albian rifting (Lagabrielle & Bodinier 2008; Lagabrielle et al. 2010; Jammes et al. 2009; Clerc et al. 2012). In order to document and to characterize the variable typology of opicalcites and to decipher their origin with respect to exhumation processes, we have performed a comprehensive field, petrological and geochemical study of samples taken throughout the Pyrenees (fig. 1). We identify three types of opicalcites related to three distinct genetic processes: i) replacement or pervasive opicalcite resulting from relatively deep and hot hydrothermal activity, ii) opicalcites as veins resulting from tectonic fracturing and cooler hydrothermal activity and iii) polymictic breccias resulting from syn-sedimentary processes. The first two types record the activity associated with the final emplacement of the peridotites, whereas the last one is associated with the final exhumation of mantle rocks as portions of the basement of newly formed basins.

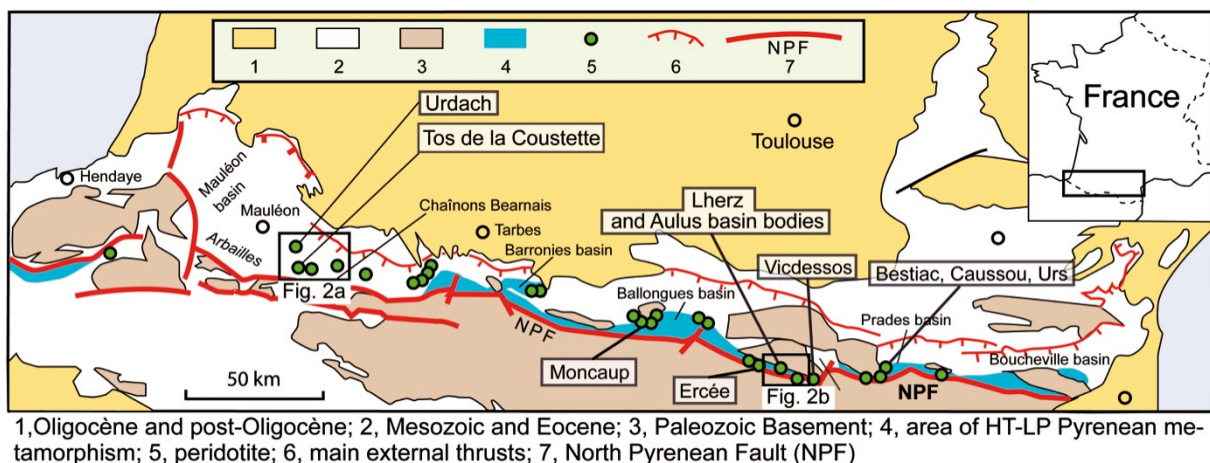


Figure 1 : Simplified geological map of the Northern Pyrenean belt with location of the peridotite bodies sampled in this study, modified from Lagabrielle et al. (2010).

II. GEOLOGICAL SETTING OF THE ULTRAMAFIC PYRENEAN BODIES

The Pyrenees are a narrow, 400 km long continental fold and thrust belt resulting from the collision of the northern edge of the Iberian Plate and the southern edge of the European Plate during the late Cretaceous to Tertiary (Choukroune & ECORS Team 1989; Muñoz 1992; Deramond et al. 1993; Roure & Combes 1998; Teixell 1998). Triassic and Jurassic aborted rifting events predated the development of a major Cretaceous crustal thinning event, which culminated in displacement between the Iberian and European plates (Puigdefàbregas & P. Souquet 1986; Vergés & Garcia-Senz 2001). Continental rifting in the Pyrenean domain occurred in response to the counterclockwise rotation of Iberia relative to Europe, coeval with the onset of oceanic spreading in the Bay of Biscay between Chron M0 and A33o (approximately 125-83 Ma)

(Le Pichon et al. 1970; Choukroune & Mattauer 1978; Olivet 1996; Gong et al. 2008; Jammes et al. 2009). About forty metric- to kilometric-sized fragments of subcontinental mantle rocks are found along the northern flank of the Pyrenees, in the North Pyrenean Zone (NPZ). They reside within or next to numerous lozenge-shaped basins flanking the North Pyrenean Fault (NPF). These basins are interpreted as the remnants of isolated, pull-apart or transtensive half graben basins formed in response to the eastward drift of Iberia along the NPF and later inverted during the Late Cretaceous-Early Cenozoic Pyrenean orogeny (Le Pichon et al. 1970; Choukroune & Mattauer 1978). A typical flysch sedimentation started during the mid-Albian within these basins (black flysch), which later enlarged during the Late Albian and connected into one single, wider basin trough during the Cenomanian (Debroas 1976; P. Souquet et al. 1985; Debroas 1990).

Various scenarios have been proposed for the emplacement of the ultramafic bodies, ranging from purely tectonic mechanisms, such as solid intrusion of hot or cold mantle rocks into sediments during strike-slip events (Avé-Lallemand 1967; Minnigh et al. 1980; Vielzeuf & Kornprobst 1984), to tectono-sedimentary processes in which mantle rocks were exhumed during Variscan time (Mattauer & Choukroune 1974; Fortane et al. 1986) and reworked in a mid-Cretaceous wild flysch (Fortane et al. 1986). In recent re-examinations, various authors propose that some of these bodies are fragments of subcontinental mantle basement partially exhumed during Albian-Cenomanian times (Lagabrielle & Bodinier, 2008; Jammes et al. 2009; Lagabrielle et al. 2010; Debroas et al. 2010; Clerc et al. 2012). Within the NPZ, the metasediments are locally strongly deformed and underwent a High Temperature - Low Pressure (HT-LP) mid-Cretaceous metamorphic event, which lasted nearly 30 Ma from 110 Ma to 80 Ma (Azambre & Rossy 1976; Albarède & Michard-Vitrac 1978b; Montigny et al. 1986; Golberg et al. 1986; Goldberg & Maluski 1988; Thiébaud et al. 1988; Thiébaud et al. 1992). This metamorphism is considered as a consequence of crustal thinning (Golberg & Leyreloup 1990) and developed in relation with hydrothermal circulations (Dauteuil & Ricou 1989). Hydrothermal circulations are also responsible for extensive albitization of some of the North Pyrenean Massifs (Demange et al. 1999; Boulvais et al. 2007; Poujol et al. 2010), and formation of massive talc deposits (Moine et al. 1989; Schärer et al. 1999; Boulvais et al. 2006) probably in relation to the activity of major ductile extensive shear-zones (Passchier 1984; St Blanquat et al. 1986; Costa & Maluski 1988; St Blanquat et al. 1990; St Blanquat 1993).

III. GEOLOGY OF THE SAMPLING SITES

The ophicalcites and related ultramafic breccias selected for the oxygen and carbon isotope study were sampled from peridotite bodies exposed all along the NPZ (fig. 1). We selected nine localities which are representative of the variety of the Pyrenean peridotites, and presumably of the different geological processes involved in their exhumation history. Two sampling sites are located in the western Pyrenees (Urdach and Tos de la Coustette), one in the central Pyrenees (Moncaup) and nine in the Eastern

Pyrenees (Angladure, Lherz, Fontête Rouge, Freychinède, Berqué, Vicdessos, Urs, Bestiac, Caussou).

III.1. Western peridotites

Several peridotite bodies outcrop in the Chaînons Béarnais, within the fold and thrust belt Mesozoic sequence of the NPZ, at a longitude corresponding to the western termination of the Paleozoic Pyrenean axial zone. The base of the stratigraphic sequence, exposed along the Mail Arrouy, Sarrance and Layens post-Cenomanian thrusts (Casteras 1970), is composed of Late Triassic evaporites, breccias and ophites overlain by Mesozoic platform carbonates forming the original cover of the northern Iberian margin (Canérot et al. 1978; Canérot & Delavaux 1986). In contrast to the Eastern NPZ, evidence of HT-LP metamorphism is restricted here to some scarce and narrow regions bordering fault contacts with Triassic and mantle rocks (Fortane et al. 1986; Thiébaud et al. 1992; Lagabrielle et al. 2010) and the temperatures during peak metamorphism barely exceeded 400°C (Clerc et al. in prep). Petrological and geothermobarometric studies of the western ultramafic bodies show that they underwent a two step exhumation with a first rise from 60 km to 25 km depth (1050-950°C), probably during late Hercynian times, followed by a further step from 25 km to a shallower and cooler (600°C) level (Fabriès et al., 1998). This second step is marked by the development of a mylonitic fabric, from 117 Ma to 109 Ma (Vissers et al. 1997; Fabriès et al. 1998).

The Urdach body is a 1.5 km wide peridotite slice exposed at the western termination of the Mail Arrouy thrust (fig. 2A). It is overlain by Paleozoic basement slices and surrounded on its western and southern sides by a large volume of unsorted sedimentary breccias and olistoliths composed of peridotite fragments associated with Paleozoic basement clasts from upper, middle and lower crustal levels. These debris are intermingled in the Cenomanian black flysch (Casteras 1970; Vielzeuf 1984; Souquet et al. 1985; Jammes et al. 2009; Debroyas et al. 2010). Some authors considered that the Urdach body itself might be an olistolith settled in Cenomanian sediments (Duée et al. 1984; Fortane et al. 1986). Peridotite hydrothermal alteration led to pervasive serpentinization reaching 80%. This is a dominant character of the Urdach body (Fabriès et al. 1998).

The 400 m long Tos de la Coustette ultramafic body is located 3 km West of the Sarailié summit, at the western termination of the Sarrance anticline (fig 2a). Apart from the peridotites, the faulted heart of the Sarrance anticline includes, Paleozoic basement rocks and ophite lenses embedded within cataclastic Triassic sediments. It is thrust over the verticalized Urgonian limestones and Albian flysch of the Lourdios Syncline (Casteras 1970; Lagabrielle et al., 2010). The Tos de la Coustette body itself is in tectonic contact with small lenses of Paleozoic crustal rocks and Triassic metaevaporites outcropping both above and beneath the peridotites. Like the Sarailié peridotites, the environment of the Tos de la Coustette body is devoid of sedimentary breccias; instead these bodies are entirely surrounded by cataclastic breccias limited by tectonic contacts

and are thought never to have been exposed to the seafloor (Canérot & Delavaux 1986; Lagabrielle et al. 2010).

III.2. Central peridotites

The Moncaup ultramafic body is part of a group of peridotites exposures lying around the Milhas massif, in the central Pyrenees (fig. 1). They are associated with basement rocks, variably brecciated Triassic sediments, ophites and Albian mafic intrusions. They are overlain in tectonic contact by highly metamorphosed Mesozoic marbles (Debeaux & Thiébaud 1958; Hervouët et al. 1987; Barrère et al. 1984). Although the peridotites have risen to near surface levels, there is no evidence for sedimentary reworking indicating their exhumation on the basin floor. Indeed, based on their geological setting, it can be deduced that the mantle rocks have remained capped by the Mesozoic marbles together with small slices of continental crust, during their uplift along the detachment fault (Lagabrielle et al. 2010).

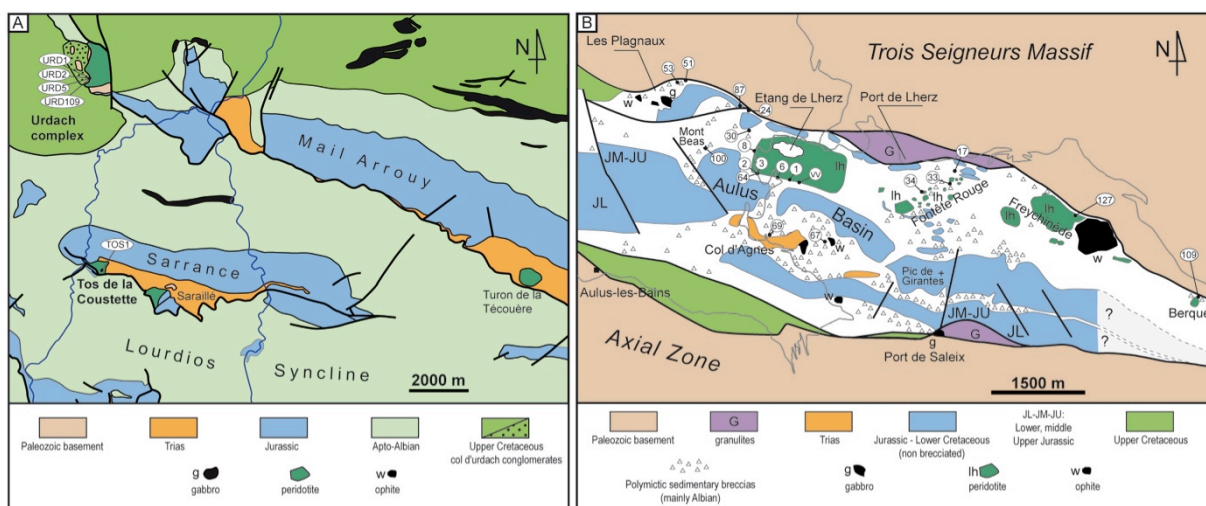


Figure 2 : A) Simplified geological map of the Urdach and Tos de la Coustette in the Mail Arrouy and Sarrance Chaînon Béarnais with sample sites. B) Simplified geologic map of the Aulus basin presenting the extent of exposure of the peridotite bearing deposits surrounding the Etang de Lherz area with the location of the Freychinède, Fontête Rouge, and Berqué samples sites.

III.3. Eastern peridotites

The eastern Pyrenean peridotites are found within narrow belts of Mesozoic sediments of the NPZ, mainly limestones, pinched between the Axial Zone to the south and blocks of Paleozoic crust to the North representing the continental basement of the NPZ (North Pyrenean massifs) (fig. 1). Although the eastern Pyrenean mantle outcrops are often small and disconnected from an original substratum, one can still observe, on a decametric scale, a progressive transition from carbonate-free massive peridotites to high carbonate content breccias with all intermediates. On the rim of the ultramafic bodies, the massive peridotites are often crosscut by millimetric to centimetric calcite

veins over the first few meters. In addition, in many localities, the peridotites are reworked within sedimentary polymictic breccias together with highly variable proportions of carbonate clasts. The amount of matrix of these breccias increases toward the carbonated end-member.

Most of the ultramafic bodies sampled for this study, from West to East, namely Angladure, Lherz, Fontête Rouge, Freychinède, Berqué, Vicdessos, Urs, Bestiac and Caussou, display geological settings consistent with an origin as olistoliths surrounded by polymictic detritic formation (fig. 2B, 3). They are interpreted as sedimentary records of the exhumation of the peridotites on the floor of the Cretaceous basins (Lagabrielle & Bodinier 2008; Clerc et al. 2012). The ultramafic-bearing breccias show sedimentary features such as grain-sorting and crossbeddings and can be found away from the main bodies, indicating that they have been transported by sedimentary processes. Lagabrielle & Bodinier (2008) showed that the polymictic ultramafic-carbonate clastic sediments have been emplaced into fissures opened within the exhumed massive peridotites, in a way similar to OC2 sedimentary opicalcites of Lemoine et al. (1987). Similar features are reported in more detail, together with the presence of ultramafic-rich debris flows and evidence of ultramafic rock-fall in the vicinity of the Lherz body by Clerc et al. (2012). The peridotites show little serpentinization, developed mainly along discrete, localized joints and fissures. The carbonates reworked in the detritic formations surrounding the peridotites are strongly deformed and underwent HT-LP metamorphism with peak temperatures commonly as high as 600°C (Golberg & Leyreloup, 1990; Clerc et al. in prep.). By contrast to the western peridotites, the eastern ones underwent a single and rapid uplift event, which probably limited hydrothermal alteration and serpentinization (Albarède & Michard-Vitrac 1978a; Fabriès et al. 1991; Henry et al. 1998).

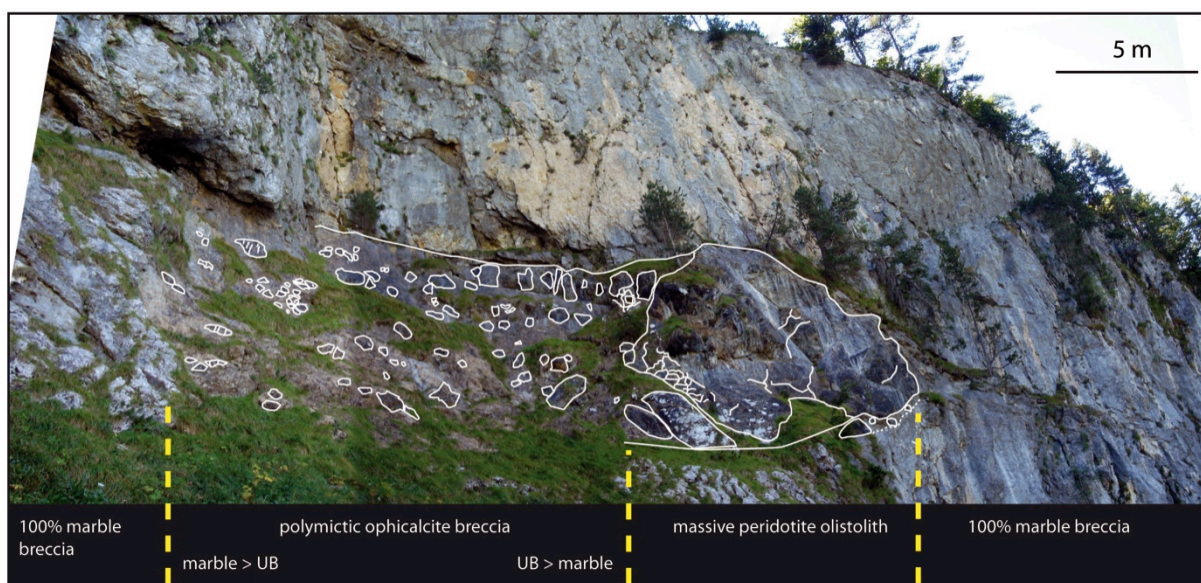


Figure 3 : Photograph of an ultramafic olistolith in the Aulus basin illustrating the progressive transition from polymictic breccias to massive peridotite penetrated by calcitic veins

IV. DESCRIPTION OF THE ANALYZED SAMPLES

IV.1. Sampling strategy and collected samples

The sampling strategy was to collect samples from the four main geological environments identified and distinguished as follows: (1) poorly serpentinized peridotites surrounded by hot metasediments (Eastern and central peridotites) either exhumed to the basin floor (Lherz, Bestiac, Caussou, Vicdessos, Urs, Angladure) or only unroofed but never exhumed (Moncaup), and (2) highly serpentinized peridotites surrounded by cooler sediments (Western peridotites) either exhumed to the basin floor (Urdach) or only unroofed but never exhumed (Tos de la Coustette). The list of the 48 studied samples is given in Table 1. We focused this study on the Lherz and Urdach bodies since they are among the largest mantle outcrops in the Pyrenees and because they represent two well-studied end-members in terms of their geological environment. Furthermore, these two localities offer better outcrop conditions compared with the smaller bodies poorly exposed in areas presenting important vegetal covering and rock alteration.

IV.2. Field and macroscopic aspects:

IV.2.a. Western Pyrenean Ophicalcites:

The western ophicalcites appear essentially as veins of calcite infilling fissures and fractures opened within the ultramafic rocks. The fractures present relatively constant and repeated orientations (fig. 4A). Particularly well observable in a quarry opened on the western side of the Urdach lherzolite body, they were first described by Monchoux (1970) and later interpreted as typical ophicalcite textures by Jammes et al. (2009). These authors highlighted their similarities with structures observed within exhumed mantle in the Alps and drilled off Iberia (Manatschal 2004). They consist mainly in millimetric to decimetric veins of clear white calcite (fig. 4B). The thickest veins are actually constituted of an accumulation of numerous veins and veinlets separated by thin fragments of peridotite strapped from the rims.

At Tos de la Coustette, the ophicalcites also appear as a dense mesh of very fine veinlets and as a pervasive substitution of serpentine minerals by patches of carbonate, barely visible on a macroscopic scale, invading highly serpentinized peridotites (fig. 4C and D). Similar textures have also been described further east in the Avezac-Moncaut peridotites (Fabriès et al. 1998).

IV.2.b. Central Pyrenean Ophicalcites

At least two types of ophicalcites were identified in the Moncaup peridotites. The first one, observed close to the damage zone of the tectonic contact between the peridotites and the overlying marbles, is represented by millimetric veins of coarse translucent

sparite (fig. 4E). The veins crosscut and hence post-date a mylonitic fabric affecting the peridotites. The second one, observed in the damage zone of the detachment fault, consists of light brown micro-conglomerates and micrite infilling veins and cavities opened in the altered and dislocated peridotites (fig. 4F). The cavities present contorted and rounded rims. The micro-sediments show complex multi-generation evolutions with successive stages of deposition indicated by several color shades and crosscutting sparitic veins. The micro-conglomerates are laminated and present clear grain-sorting.

IV.2.c. Eastern Pyrenean Ophicalcites

In the Eastern Pyrenees, ophicalcites and polymictic ultramafic-marble bearing breccias are observed within, close to, and even far away from the main peridotite bodies. Most of the clasts are composed either of ultra-fresh subcontinental peridotites or of marbles bearing mineral assemblages typical of the HT-LP mid-Cretaceous metamorphism. They are associated with a minor proportion of fragments deriving from gabbros, Triassic ophites Mesozoic meta-pelites and meta-evaporites and Paleozoic basement rocks (Lagabrielle & Bodinier 2008; Clerc et al. 2012).

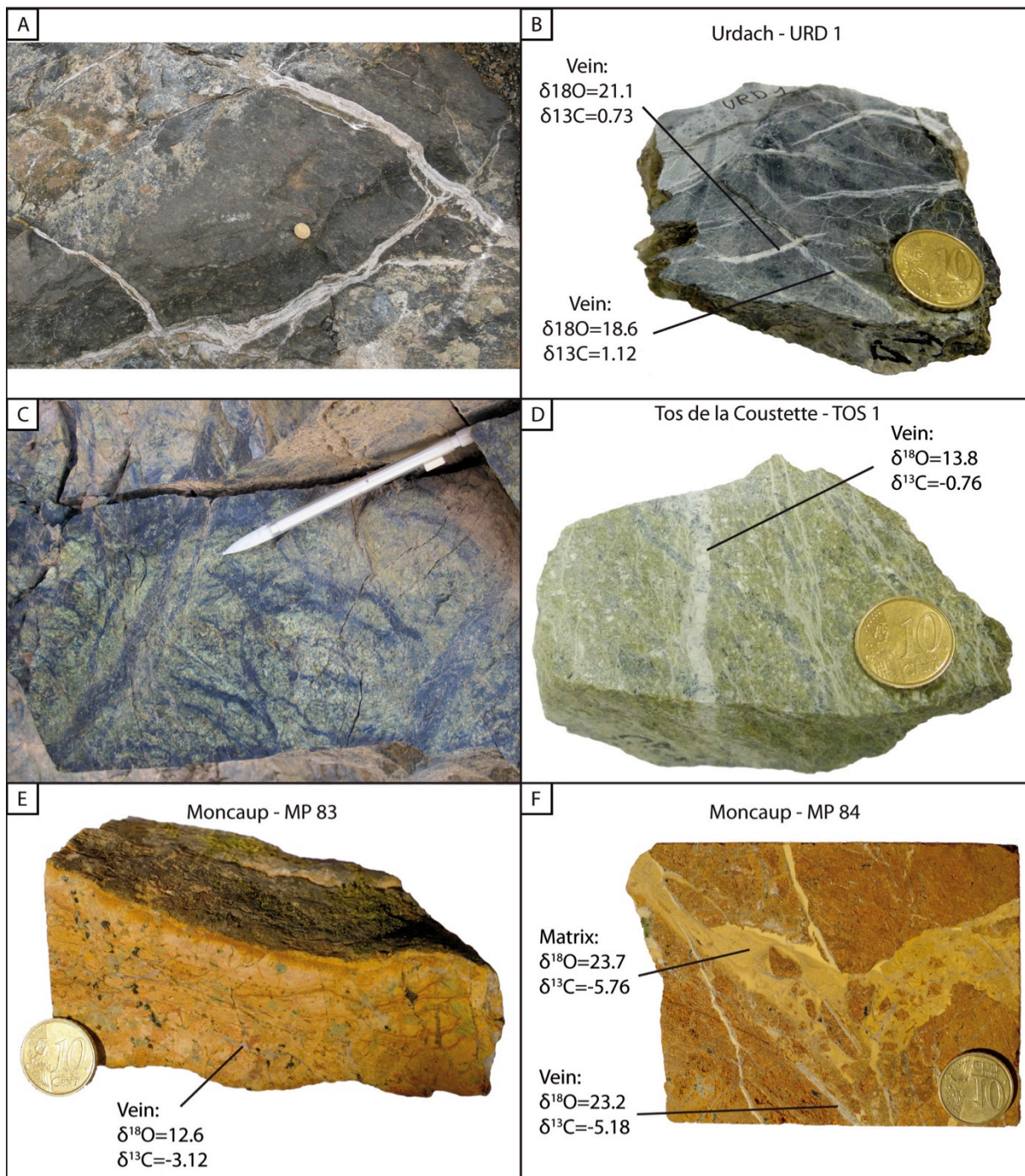


Figure 4: Macroscopic aspects of some of the western Pyrenean opicalcites. A and B: development of calcites veins along tectonic discontinuities in the Urdach peridotite body. C: Mesh texture in highly serpentinized peridotite of Tos de la Coustette. D: Pervasive carbonation and veins in Tos de la Coustette peridotite. Calcite veins (E) and cavities infillings (F) in the Moncaup ultramafic body.

In the Etang de Lherz area, Lagabrielle and Bodinier (1998) identified four main types of breccias and opicalcites that can be extended to the other peridotite outcrops of the Eastern Pyrenees. (i) Type 1 is found in direct contact with or within the ultramafic body, it consists of a carapace of monomictic breccias resulting from the cataclastic deformation of the peridotites during exhumation. These breccias typically lack

carbonate clasts and contain little to no carbonate veins and cement. Therefore, they will not be considered further in this study. (ii) Type 2 breccias, generally found in close contact with type 1 breccias, are ultramafic-dominated polymictic breccias resulting from the sedimentary reworking of type 1. (iii) Type 3 breccias consist of thin layers of graded ultramafic litharenites bearing isolated cm-sized clasts of peridotites and marbles and presenting slumps and syn-sedimentary normal faults (fig. 5A and B). Within the type 3 breccias, the peridotite clasts display many different lithologies (lherzolite, harzburgite, websterite, pyroxenite etc.), variable mantle textures (equant coarse-granular to mylonitic) and variable degrees of serpentinization (totally fresh to fully serpentinized, fig. 5C and D). These observations point to mixing and transport from a relatively distant source by sedimentary processes. Furthermore, clasts of former monomictic carbonate breccias and polymictic UM-marble breccia are also reworked in these formations, pointing to their late deposition with regard to the exhumation history (Clerc et al., 2012). (iv) Type 4 breccias correspond to clastic rocks closely resembling the OC2 sedimentary ophicalcites of Lemoine et al. (1987). Clear white calcite veins penetrate fractured ultramafic blocks in which they separate angular fragments. There is a striking association of these veins with matrix-supported microbreccias similar to those forming the matrix of the type 2 breccias (fig. 5E). The veins are smoothly rooted in the matrix and seem to be its extension in narrow domains where the clasts were too big to fit. However, some veins crosscut pre-existing matrices, pointing to a contemporaneous formation of matrices and veins during sedimentation accompanied by multi-stage circulations of cementing fluids. In some outcrops, the ultramafic clasts exhibit a centimeter thick orange-brown oxidation ring on their contact with carbonate matrices and veins (fig. 5 E and F). This feature is also commonly observed in oceanic ophicalcites (Boschi et al. 2006; Dick et al. 2008). This oxidation pattern does not appear on the rims of the thinnest veins.

Ophicalcites at the Bestiac locality show similar features and offer exceptional conditions to investigate the successive generations of serpentinization and carbonation. The peridotite consists of tens of lens-shaped bodies less than a few hundred meters in size and embedded in a metamorphic bimodal ultramafic-marble breccia. Angular to slightly rounded centimeter-sized clasts of lherzolite are found more than 500 m away from the main blocks, a pattern clearly not consistent with any fault-assisted mode of emplacement. A few outstanding outcrops are visible in several abandoned caves and galleries dug for prospection of asbestos. Fresh to dark green serpentinites are crosscut by networks of cm-thick light green fibrous serpentine (likely chrysotile) delimitating metric lumps which mimic at a meter-scale the classical microscopic mesh-texture of serpentinized peridotites (Wicks & Whittaker 1977) (fig. 5G).

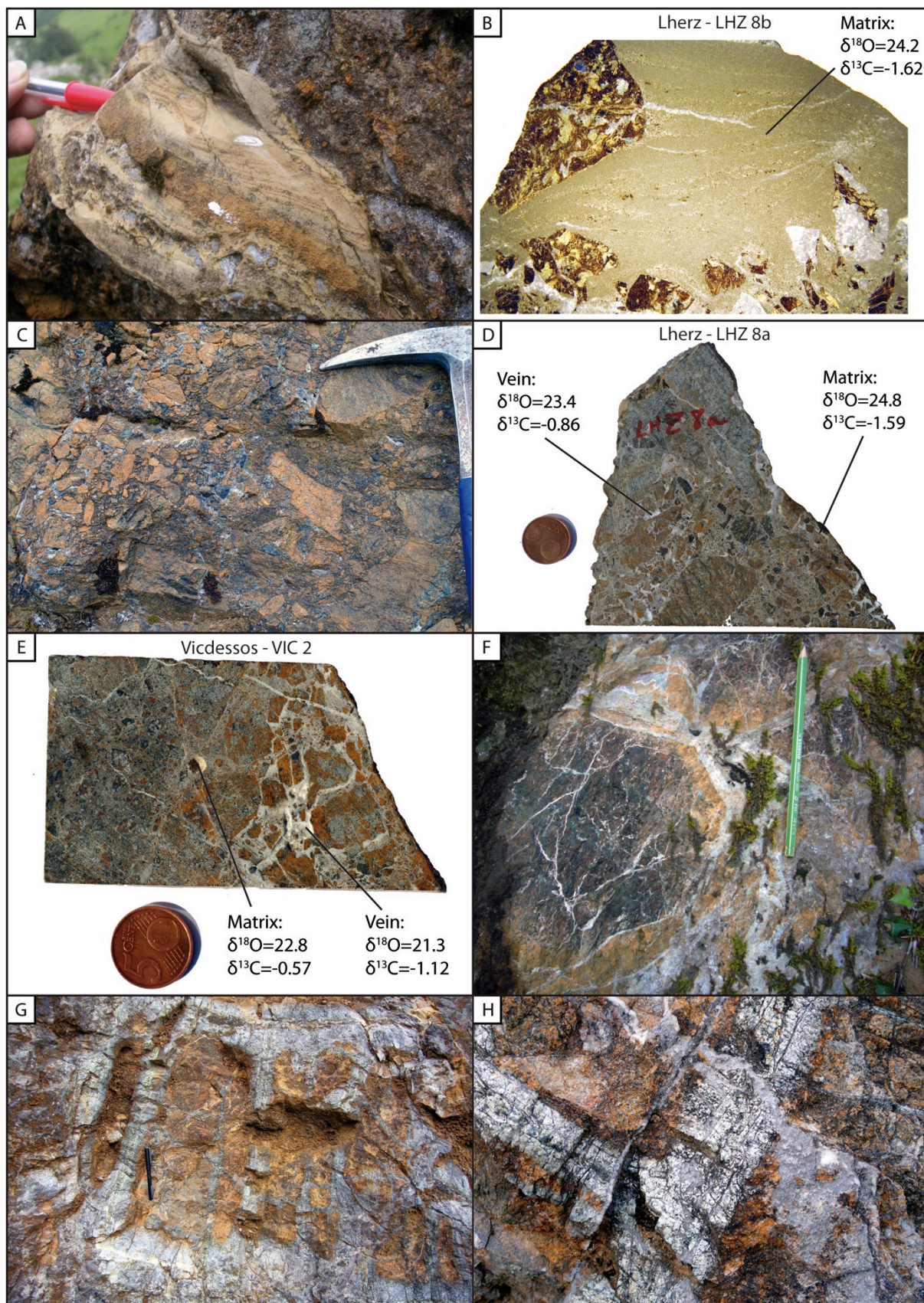


Figure 5 : Macroscopic aspects of some of the eastern Pyrenean opificalcites. A: Bimodal litharenite presenting slumps and syn-sedimentary normal faults from Lherz. B: Grain sorting in polymictic litharenites from Lherz. C and D: Breccia reworking fresh (orange to green) and serpentinized (dark green to black) peridotites in a calcitic matrix from the Lherz opificalcites. E: Close

association of matrix and veins in a typical ophicalcite from Vicdessos. F: Exposure of an ultramafic body presenting a centimetric orange-brown oxidation ring on the contact between peridotites and carbonates (Angladure) G: Metric-sized mesh texture in the Bestiac peridotites. H: Detail of F showing calcite veins cross-cutting the latest serpentinite veins.

The serpentinite veins commonly show oblique sigmoidal fibers indicating shearing contemporaneous to brittle deformation responsible for vein development. Pluri-millimetric veins of calcite crosscut through this latest generation of serpentinite veins that acted as a weak gateway for sediments and fluids during the ultimate stage of deformation and sedimentary reworking (fig. 5H). Some of the calcitic veins have a reddish coloration and increased concentration of oxides, suggesting possible syn- or post-diagenetic hydrothermal circulation. As in the Lherz area, these remarkable ultramafic-bearing formations have a relatively restricted extension and appear within large volumes of clastic formations devoid of any ultramafic component.

IV.3. Microscopic description:

Ophicalcite from the Urdach ultramafic body have millimetric veins of sparite. Several vein generations crosscut each other with varying angles. The calcite veins commonly show crack-seal aspects. Symmetric layers of calcite with varying intensity in transmitted light and cathodoluminescence (CL), induced by minor variations of composition or inclusion concentration, are separated by a central suture (fig. 6A). Some of the largest veins actually consist of an accumulation of numerous sub-parallel veinlets, less than a micrometer wide, invading the serpentinite (fig. 6B). Finally, some other veins show zoned botryoids of fibrous radiating calcite (fig. 6C)

In the Tos de la Coustette ophicalcites, the carbonates mainly appear as micrometric to millimetric patches of calcite extensively dispersed within the serpentinite (fig. 6D). Intimate repartition of calcite and serpentinite indicate a pervasive calcification by replacement of some serpentinitous phases. The poorly elongated calcite aggregates develop following a general foliation marked by magnetite alignments and thin yellow serpentinite veinlets. Surface estimate by digital image treatment indicates that the rock includes up to 55 % calcite, 40 % serpentinite and 5 % magnetite with minor phases.

The matrix of the eastern Pyrenean ophicalcites and associated polymictic breccias consists of a pale-orange litharenite composed of infra-millimeter-sized angular clasts of marbles mixed with varyingly serpentinitized ultramafic clasts and isolated minerals (pyroxenes, olivine, green and brown spinels). This litharenite sometimes appears laminated and shows graded-bedding due to sedimentary transport (Lagabrielle & Bodinier 2008; Clerc et al. 2012) (fig. 6E). In contrast to the veins, the matrices of the breccias, show much less evidence for recrystallization: there are, for example, a few newly formed metamorphic phyllosilicates and amphiboles.

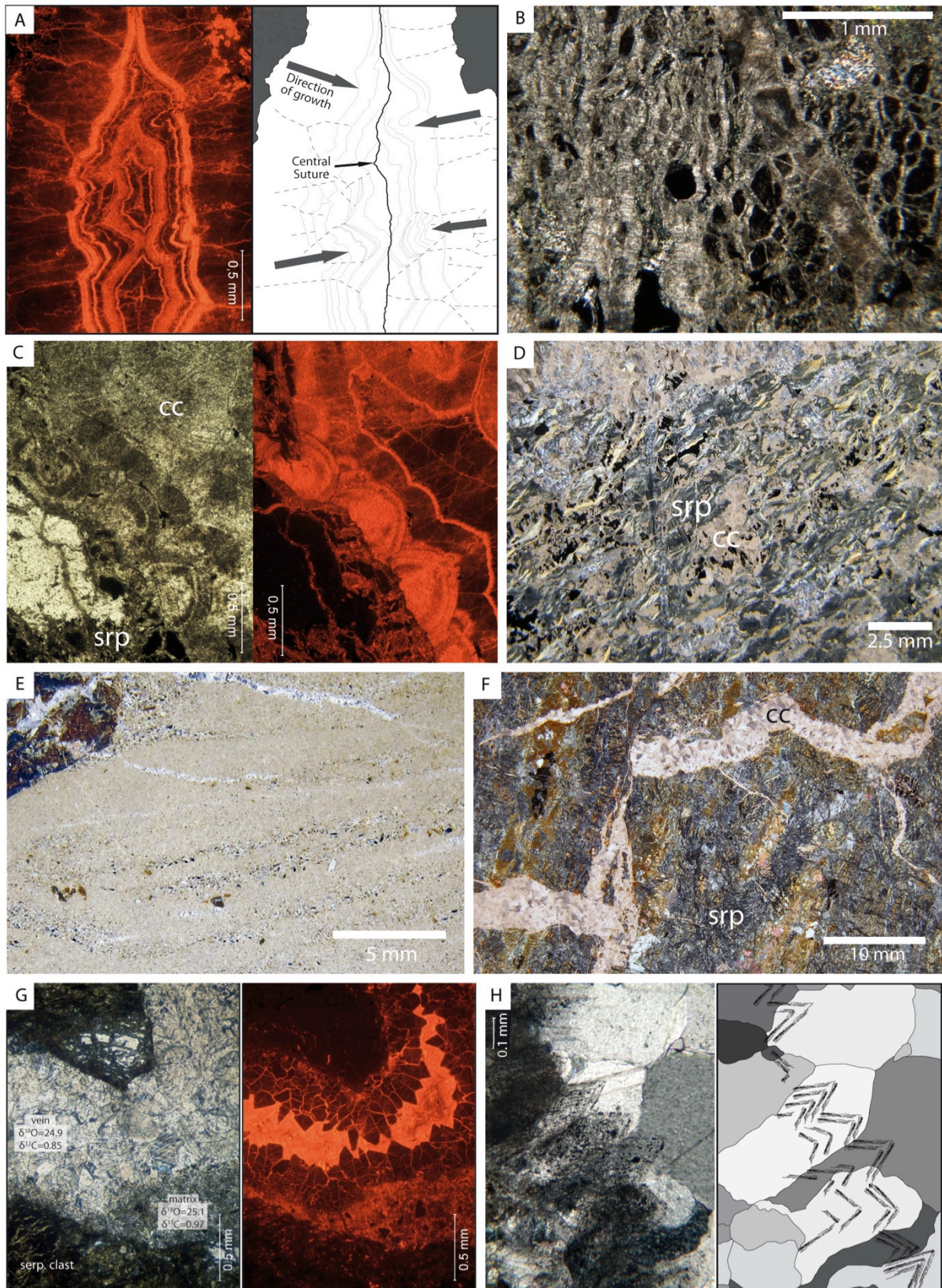


Figure 6 : Microscopic aspects of the Pyrenean opicalcites. A: Seal crack calcite vein from Urdach in cathodoluminescence (CL) and redrawn. B: Micrometric veinlets from Urdach. C: Botryoidal calcite in a vein from Urdach, in transmitted light and CL. D: Replacement texture of the opicalcites from Tos de la Coustette, polarized light. F: Clear sparry calcite in veins from Lherz. G: Close vein/matrix association in transmitted light and CL. H: Dogtooth calcite ghosts in recrystallized veins, in polarized light and Redrawn.

Most of the veins observed in the Eastern Pyrenean ophicalcites consist of clear and equant sparry calcites (fig. 6F). The veins cross cut alternatively the ultramafic clasts and the matrix of the breccias in which they often seem to be rooted. In the simplest cases, a single generation of calcite crystal nucleates from the rims of the veins and grows toward the center where it joins in a central suture. In some cases, the growth resumed or the fracture was reopened, leading to the formation of vugs. Most of the veins show multistep histories with successive infillings of sparite particularly well highlighted by varying luminescence in CL (fig. 6G). When pure enough, the veins are clearly recrystallized as evidenced by the conservation of former zoned calcite dogteeth ghosts within bigger equant neoformed crystals. The borders of the neoformed crystals are independent from those of the ghosts that they overprint (fig. 6H). When thick enough, the veins are generally filled with detrital material including micro-fragments of serpentine, oxides and calcite clasts mixed within a micrite. Although they lack microfossils, such veins resemble the neptunian dykes and veins formed on the subaquatic floor and consequently opened to sedimentary influx (Smart et al. 1987; Laznicka 1988; Winterer et al. 1991).

V. METHODS FOR DETERMINATION OF O AND C ISOTOPE COMPOSITIONS

Rock samples were sawed to select well-oriented and relevant planes. The sawed faces were cleaned using water and pulsed with dry air before micro-drilling. A minimum of about 20 mg of powder was collected for each sampling site.

The O and C isotope compositions were measured using a VG SIRA 10 triple collector mass spectrometer at the University of Rennes 1, on the CO₂ released during reaction of calcite with anhydrous H₃PO₄ in sealed vessels at 50°C (McCrea 1950). NBS 19 and internal-lab standard references materials (Prolabo Rennes) were continuously measured during the course of this work. NBS 19 measured values were $\delta^{18}\text{O} = 28.26 \pm 0.09$ (1s, n=12) ‰ and $\delta^{13}\text{C} = 1.86 \pm 0.02$ (1s, n=12) ‰. Results were corrected in accordance with the NBS 19 recommended values of 28.65‰ and 1.95‰, for O and C respectively. The analytical uncertainty is estimated at 0.15‰ and 0.1‰ for O and C.

VI. RESULTS

The isotope compositions for the 48 analyzed samples are presented in table 1 and figure 7. The calcite phase found in clasts, veins and matrices from the Pyrenean ophicalcites and ultramafic-bearing breccias displays a wide range of oxygen isotope compositions with minimum values of 12.6 and 13.8‰ (vs. SMOW) measured in Moncaup and Tos de la Coustette veins (Western ophicalcites), and maximum values of 25.1‰ in the matrices of samples from Etang de Lherz area (fig. 4 & 6; Eastern ophicalcites). The carbon isotope compositions range from -5.8‰ (vs. PDB) in Moncaup samples to 1.5‰ in Lherz samples (matrices). First order analysis of the distribution of

the oxygen and carbon isotope compositions implies to distinguish two separate domains: i) Ophicalcites from the Urdach and Tos de la Coustette ultramafic bodies have rather low and variable values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, ranging from $\delta^{18}\text{O}=13.8$ to 22.1‰ and $\delta^{13}\text{C}=-5.22$ to 1.12‰ and scattered around a mean value of $\delta^{18}\text{O}=19.1\text{‰}$ and $\delta^{13}\text{C}=-1,0\text{‰}$.

Sample	Location	Position (WGS 84)		clast		matrix		vein	
				$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
CAU 11	Caussou	42°46'26.00"	1°49'14.00"	23,7	1,62	24,7	1,5		
CAU 12	Caussou	42°46'26.00"	1°49'45.00"			23,3	-2,14	23	-2,36
BC 1	Bestiac	42°46'09.99"	1°47'29.60"					23,5	-2,47
BC 2	Bestiac	42°46'09.99"	1°47'29.60"					23,5	-2,14
URS 1	Urs	42°46'51.00"	1°44'18.00"					23,5	-1,83
VIC 2	Videssos	42°46'26.00"	1°29'56.00"			22,8	-0,57	21,3	-1,12
VIC 5a	Videssos	42°46'35.00"	1°29'58.00"					22,9	-2,16
VIC 5b	Videssos	42°46'35.00"	1°29'58.00"					22,5	-2,4
LHZ 1b	Lherz	42°48'10.44"	1°22'40.46"					24,5	-0,47
LHZ 2b	Lherz	42°48'13.26"	1°22'17.63"			24,3	1,03	23,8	0,89
LHZ 2c	Lherz	42°48'13.26"	1°22'17.63"			25	1,02	24,9	0,82
LHZ 3a	Lherz	42°48'13.26"	1°22'17.63"			25,1	0,97	24,9	0,85
LHZ 6	Lherz	42°48'11.6"	1°22'33.99"			24,2	0,75	24,3	0,8
LHZ 8a	Lherz	42°48'25.18"	1°22'15.74"			24,8	-1,59	23,4	-0,86
LHZ 8b	Lherz	42°48'25.18"	1°22'15.74"			24,2	-1,62		
LHZ 17	Fontête Rouge	42°48'17.35"	1°24'38.08"	21,8	1,39	23,4	1,03		
LHZ 24	Lherz	42°48'44.56"	1°22'15.64"	23,2	3,76				
LHZ 30	Lherz	42°48'39.16"	1°22'16.17"			23,1	-0,83		
LHZ 33	Fontête Rouge	42°48'09.43"	1°24'26.75"			23,7	1,53		
LHZ 34	Fontête Rouge	42°48'02.75"	1°24'10.01"			24,9	0,58		
LHZ 51	Lherz	42°48'56.39"	1°21'21.84"			23,8	-0,3		
LHZ 53	Lherz	42°48'54.61"	1°21'16.54"	20,4	-3,54	22,3	-1,19		
LHZ 64	Lherz	42°48'14.79"	1°22'17.32"			25	-1,47	23,4	-0,57
LHZ 67	Lherz	42°47'39.07"	1°23'03.89"			25,1	0,53		
LHZ 69	Lherz	42°47'43.40"	1°22'25.40"			24	0,37		
LHZ 69	Lherz	42°47'43.40"	1°22'25.40"			23,5	-0,26		
LHZ 87	Lherz	42°48'45.5"	1°22'15.00"	23,6	0,11				
LHZ 89	Lherz	42°47'37.61"	1°22'34.22"	23,2	-3,66				
LHZ 100	Lherz	42°48'28.49"	1°21'42.43"	27	0,67				
LHZ 100	Lherz	42°48'28.49"	1°21'42.43"	26,8	1				
LHZ 109	Berqué	42°47'10.30"	1°27'22.29"					22,5	-0,1
LHZ 127	Freychinède	42°47'52.27"	1°26'00.15"					23,2	-2,4
LHZ V.V	Lherz	42°48'08.67"	1°22'49.33"					24,9	-0,8
ERC 12a	Angladure	42°49'47.60"	1°17'33.20"					22,5	-2,16
ERC 12b	Angladure	42°49'47.60"	1°17'33.20"					22,6	-1,91
ERC 12c	Angladure	42°49'47.60"	1°17'33.20"					21,9	-2,39
MP 83	Moncaup	42°58'55.92"	0°44'27'07"					12,6	-3,12
MP 84a	Moncaup	42°58'55.92"	0°44'27'07"					23,2	-5,18
MP 84b	Moncaup	42°58'55.92"	0°44'27'07"			23,6	-5,22		
MP 84c	Moncaup	42°58'55.92"	0°44'27'07"			23,7	-5,76		
TOS 1	Tos de la Coustette	43°03'40.57"	0°39'54.69"					13,8	-0,76
URD 1a	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					18,6	1,12
URD 1b	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					21,1	0,73
URD 2	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					18,5	-5,22
URD 5	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					22,1	-0,98
URD 109a	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					20,9	-0,74
URD 109b	Urdach	43°07'06.44"	0°40'27.00"					18,9	-1,28

Table 1: C (vs. PDB) an O (vs. SMOW) isotopes compositions determined for the carbonate fraction of the veins, matrix and clasts from the Pyrenean ophicalcite.

Ophicalcites from Tos de la Coustette body plot into a distinct field having an extremely low value of $\delta^{18}\text{O}$. ii) Ophicalcites from the Eastern Pyrenean bodies display low dispersion (21.3 to 25.1‰) in $\delta^{18}\text{O}$ but variable $\delta^{13}\text{C}$ values (1.53 to -2.47‰). Among the Eastern Pyrenean ophicalcites, very poor discrimination can be made based on the composition of veins and matrices since both display almost similar values with mean $\delta^{18}\text{O}$ of 23.4‰ in the veins and 24.1‰ in the matrices. The O and C isotope compositions of the nine samples containing both veins and matrices are reported in figure 8. One can observe good correlations between the compositions of matrices and veins with the exception of samples LHZ8 and LHZ64 whose veins are significantly depleted in ^{18}O and slightly enriched in ^{13}C . We note that the pluri-millimetric size of our sampling drilling spots provide bulk estimates of the isotopic compositions of the veins and matrix but do not allow the complex multistage history recorded in some of the veins to be deciphered (i.e. fig. 6G). The isotope composition of the matrices does not correlate with the variable lithology of the clasts (either ultramafic and/or carbonate), nor with the relative amount of clasts. In contrast the isotopic compositions of the marble clasts are highly variable and plot within a larger field than the matrices and veins (Fig. 7). Also, there is no correlation between the isotopic compositions of clasts and the veins or matrices that host them. Actually, these clasts underwent a strong HT/LP metamorphism and may contain abundant silicates (phyllosilicates, amphiboles, scapolite), fluid rock interactions and chemical equilibration between the carbonates and the silicates should result in variable compositions, that we expect to be depending on the proportion of silicates and/or fluids circulating during the thermal event. The ophicalcites from the Moncaup body display two distinct generations of carbonates with distinct isotopic compositions (fig. 4C and D). Such differences in isotopic compositions are consistent with the occurrence of two types of textures as described in section IV.

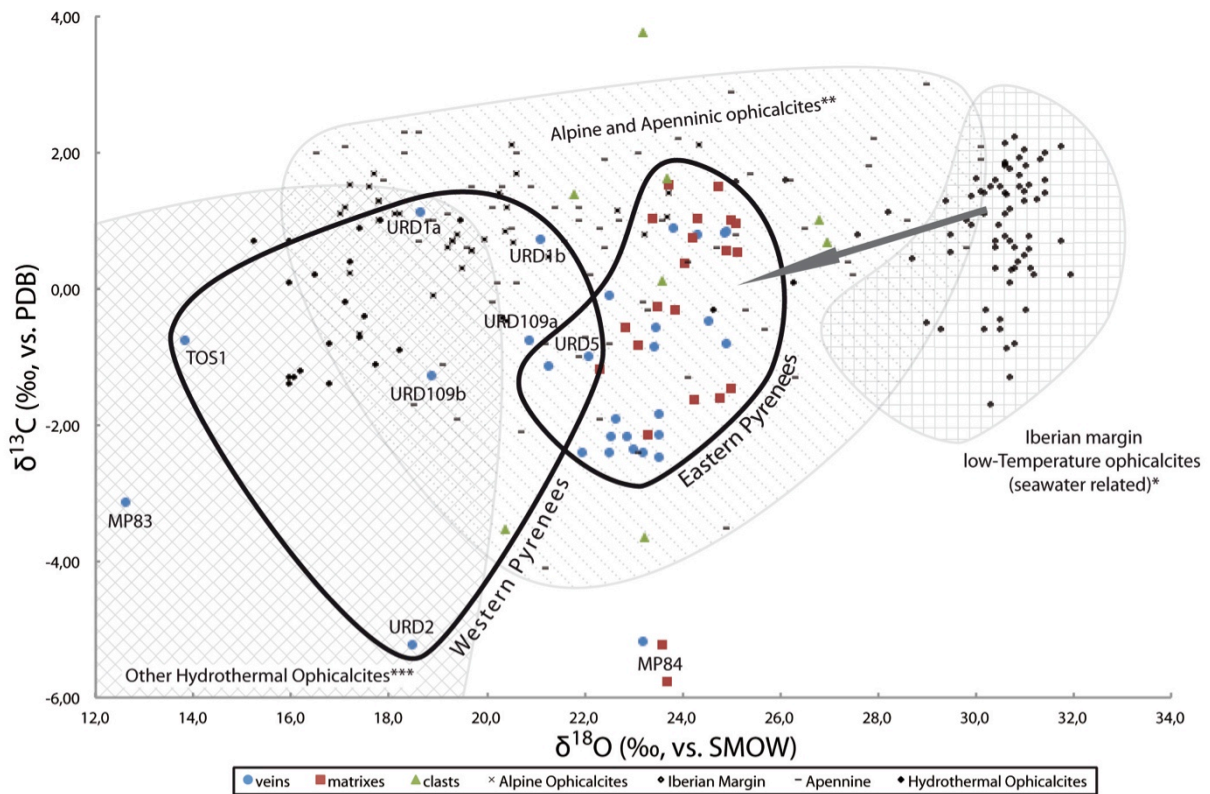


Figure 7: Plot of the $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$. Shaded areas represent values from the literature for opicalcites from the Iberian margin and Galicia bank (Evans & Baltuck 1988; Milliken & Morgan 1996; Plas 1997; Skelton & Valley 2000); the Alps and Apennines (Brotzu et al. 1973; Barbieri et al. 1979; Weissert & Bernoulli 1984; Barrett & Friedrichsen 1989; Demeny et al. 2007) and from other hydrothermal opicalcites (Lavoie & Cousineau 1995; Artemyev & Zaykov 2010).

VII. DISCUSSION

VII.1. Origin of the various types of opicalcites

Based on the petrographic descriptions on the one hand and on the stable isotope compositions on the other, we are able to distinguish three main categories of opicalcites associated with the subcontinental mantle bodies of the northern Pyrenees.

The first type of opicalcites or *hydrothermal type*, as defined in the Tos de la Coustette body results from peridotite carbonation by veins and pervasive substitution of the serpentinite minerals by low $\delta^{18}\text{O}$ calcite. The low $\delta^{18}\text{O}$ values of calcite indicate that carbonation occurred from rather hot fluids. Comparable $\delta^{18}\text{O}$ values are measured in opicalcites formed in oceanic and ophiolitic hydrothermal systems (Lavoie & Cousineau 1995; Artemyev & Zaykov 2010). Due to its low $\delta^{18}\text{O}$, the first generation of coarse crystalline calcite veins described in the Moncaup peridotite likely corresponds to this type of hydrothermal opicalcite. The difference in texture types between the Moncaup and the Tos de la Coustette opicalcites may be explained by the very different rheology and chemical response to fluid circulation of the un-serpentinized peridotite at Moncaup compared with the totally serpentinized peridotite of Tos de la Coustette.

The second type of ophicalcites or *tectonically-controlled* type is well characterized in the Urdach body. It consists of massive serpentinized peridotites, indifferently lherzolite or harzburgite, crosscut by successive generations of millimetric to centimetric calcite veins with intermediate isotopic compositions. The tectonic control of calcite crystallization is documented by the distribution of veins along preferential planes and their crack-seal geometry. Such calcite crystallizations likely record the arrival of the peridotite close to seafloor environments, directly under the influence of waters with intermediate temperature. Different generations of veins cross-cutting each other with slight variations in isotopic composition may reflect some temperature variations during the successive steps of fracturing / precipitation. In sample URD 1, a first generation of vein with a lower $\delta^{18}\text{O}$ values ($\delta^{18}\text{O}=18.6\text{‰}$) is cut by a later generation with a higher $\delta^{18}\text{O}$ value ($\delta^{18}\text{O}=21.1\text{‰}$). This is consistent with cooling during vein formations, in consequence of progressive exhumation, provided that the isotopic composition of the invading fluid, and then its source, remained constant throughout the history of this sample.

The third type of ophicalcites, dominant in the eastern Pyrenees, is *sedimentary ophicalcite*. It consists of a cogenetic association of calcite vein and polymictic breccias. The matrix-supported to clast-supported polymictic breccias are composed of variable proportions of marbles and UM clastic material. Polymictic compositions and typical sedimentary features such as grain-sorting and cross bedding indicate that these ophicalcites have a sedimentary origin (Clerc et al., 2012). Their wide lithological variety, both in UM and metasedimentary material, likely results from sedimentary transport and mixing. By analogy with neptunian veins observed in other extensional settings (Winterer et al. 1991), the micrite-filled brittle fractures have been interpreted as very late, near surface fracturing of the exposed ultramafic basement (Lagabrielle & Auzende 1982; Morgan & Milliken 1996), possibly leading to gravitational instabilities: slumping, slope failure, and landslides as described at ODP site 899 by Gibson et al. (1996). The sparite-filled veins and veinlets, either reworked in the breccias, smoothly rooted in the matrix or crosscutting clasts and matrix reveal a multistage deposition history, already implied by the presence of breccias clasts reworked in the breccias (Clerc et al. 2012). Bernoulli & Weissert (1985) describe similar cogenetic and simultaneous sediment infillings and calcitic cement precipitation in Alpine ophicalcites. Such fractures must have allowed the circulation of sedimentary fluids or early diagenetic fluids in domains where restricted dimension hindered the penetration of sedimentary material. The isotopic compositions of matrices and veins (Fig. 8) show a good correlation in both the oxygen and carbon systems, which confirm the idea that both features developed from the same reservoir. Since the relationship is valuable on a rather large range of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, one can infer that the system of vein + matrix development was not connected to an external reservoir which would have produced veins with distinct compositions from the ones of the matrixes.

Precipitation of acicular aragonite has commonly been correlated with warm water temperatures, high Mg/Ca ratios, high salinity, and high carbonate concentrations,

conditions reached in the uppermost levels of serpentine seamounts (Haggerty 1987; Lagabrielle et al. 1992). Similar thermal and chemical conditions are associated with fibrous, botryoidal calcite occurrences (Folk 1974; Surour & Arafa 1997), and botryoidal calcite could also represent a replacement texture of acicular radiating aragonite (Ross 1991). More equant and bladed sparry calcite has been correlated with cooler, deeper marine or meteoric settings, typically with low Mg, and carbonate concentrations (Folk 1974; Burton & Walter 1987). Instead, geochemical data (trace element and isotopic signatures) from Iberian margin ophicalcites indicate a seawater imprint at temperatures of 10-20°C, consistent with an early Cretaceous seawater only slightly modified by interaction with serpentinized peridotite basement (Milliken & Morgan 1996). For that reason, Morgan & Milliken (1996) suggested that the temporal evolution in the carbonate phase and morphology, from precipitation of aragonite, followed by fibrous, botryoidal calcite and finally to coarse, bladed sparry calcite may be controlled primarily by fluid flow rates through the vein rather than by variations of the chemical and thermal parameters (fig. 9).

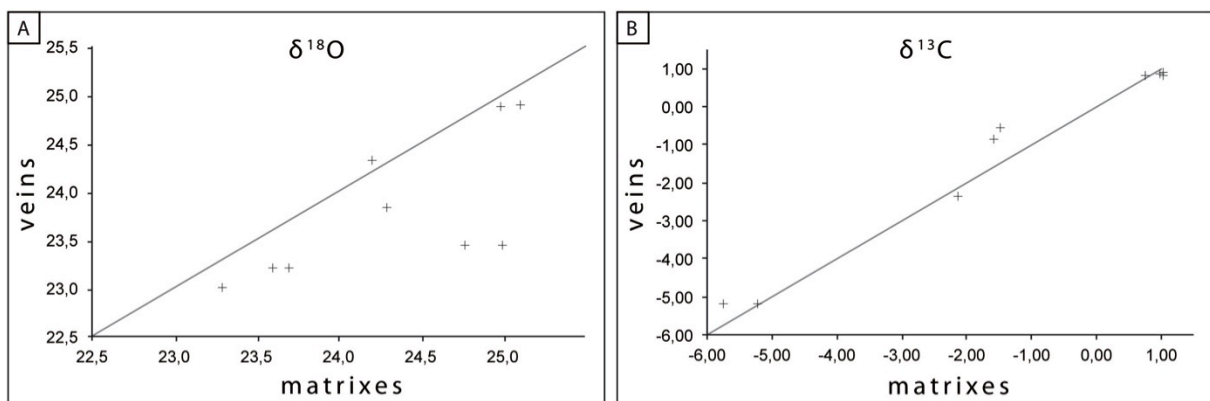


Figure 8 : Comparison of the isotope composition of calcitic veins and matrixes in the ophicalcites from Eastern Pyrenees.

The low temperature ophicalcites from the Moncaup body (MP84a, b, c) are peculiar in that they have extremely low $\delta^{13}\text{C}$ (< -5.00 ‰), indicative of interaction with organic material. Such carbon isotope compositions are commonly observed in karstic or calcrete precipitations from continental/meteoric waters transiting through soils and vegetation. These peculiar ophicalcites are located immediately below the cataclastic formations staking out the detachment fault between the peridotites and the overlying marbles. Due to the solubility and permeability contrast between these two formations, this interface is prone to concentrating groundwater. However, we cannot specify if the formations observed are contemporaneous of any very early exhumation of the mantle rocks to subaerial (onland) environments in the Cretaceous or if they result from a later karstification and/or replacement of pre-existing ophicarbonates. Regardless the exact explanation, these values strongly differ from the rest of our dataset by a clear shift toward lower $\delta^{13}\text{C}$ values, allowing the distinction to be made between a surface-

derived cement precipitated in karstic environments and sedimentary opicalcites deposited in subaqueous conditions.

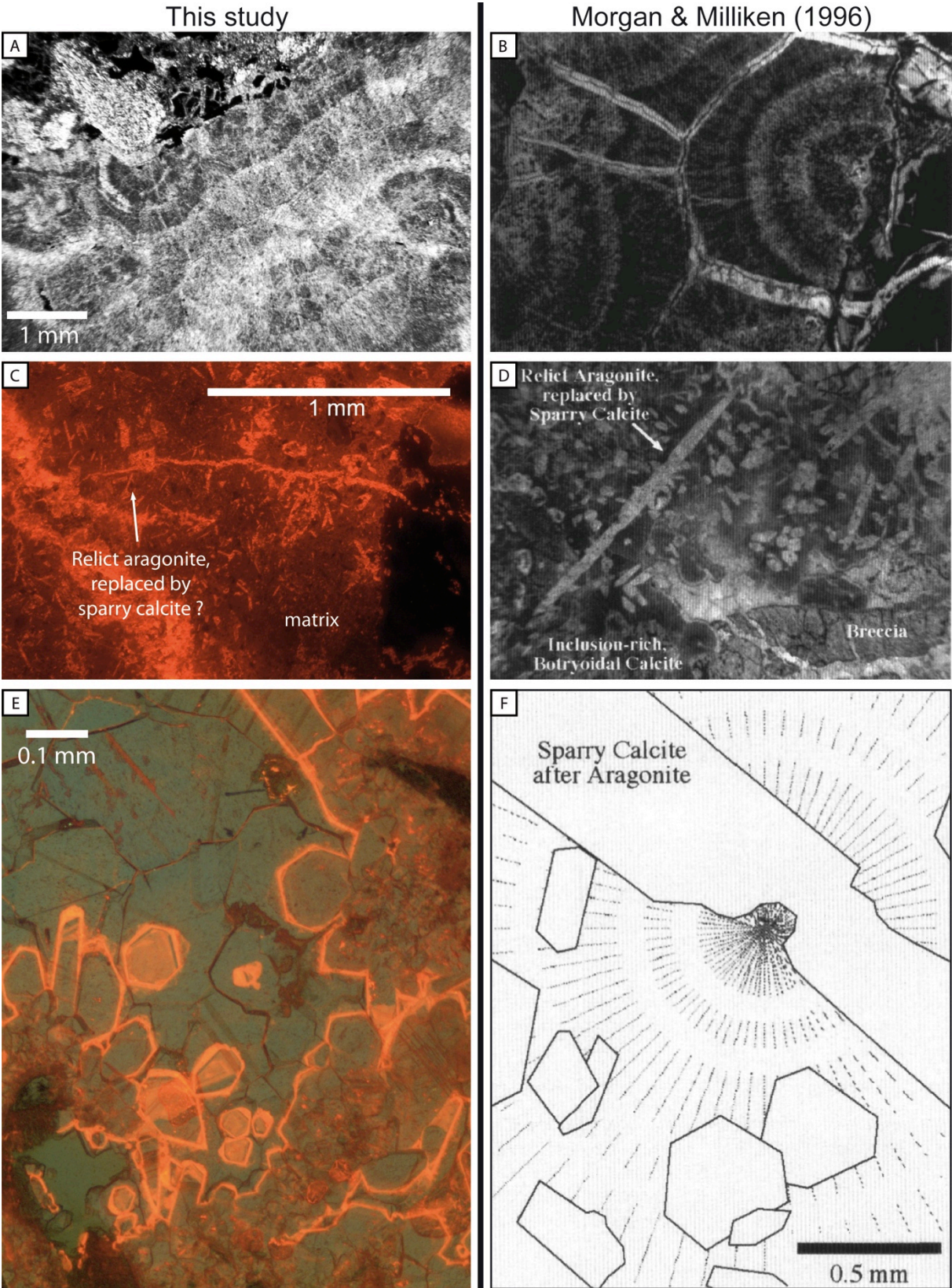


Figure 9 : Comparison of calcite microtextures in veins and matrices from this study and from the Iberian margin (Morgan & Milliken, 1996).

VII.2. Environmental conditions for the formation of Central and Eastern Pyrenean ophicalcites

The isotopic compositions of the Pyrenean ophicalcites fall into the same field as other ophicalcites from the literature (fig. 7). Only the three samples from Moncaup MP84a, b, and c are out of this range because of their low carbon composition indicative of interactions with carbon from soils, as discussed above. Ophicalcite from the Alps and Apennine are interpreted as having been formed by interaction with seawater moderately heated to 80 to less than 200°C (Barbieri et al. 1979; Barrett & Friedrichsen 1989; Früh-Green et al. 1990; Schwarzenbach 2011) or by sedimentary fluids later re-equilibrated during Alpine metamorphism (Weissert & Bernoulli 1984; Barbieri et al. 1979).

Samples from the Eastern Pyrenees are clearly recognized as sedimentary ophicalcites by their textures. Consistently, the Eastern Pyrenean ophicalcites have the highest $\delta^{18}\text{O}$ values measured in our sample set, a feature which is indicative of low temperatures of precipitation at near surface conditions. However, we notice a major difference in the oxygen isotope composition with ophicalcites from the Iberian margin (Agrinier et al. 1988; Evans & Baltuck 1988; Agrinier et al. 1996; Milliken & Morgan 1996; Plas 1997; Skelton & Valley 2000). Indeed, in the Iberian ophicalcites, which precipitated from low temperature seawater, the $\delta^{18}\text{O}$ values of calcite are around 31‰ with $\delta^{13}\text{C}$ values varying between -1.7 and 2.2‰. Instead, the Eastern Pyrenean sedimentary ophicalcites analyzed in our study have significantly lower $\delta^{18}\text{O}$ values (around 24‰) with Carbon isotope compositions ranging from -2.5 to 1.4‰, so that even if the envelope of Pyrenean sedimentary ophicalcites mimic the Iberian margin ones, it is displaced in the $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ space (gray arrow, fig. 7). At least, three hypotheses can be proposed in order to explain these differences (fig. 10).

1. Lowering of the O and C isotope compositions could result from a metamorphic imprint with introduction of externally-derived fluids. Chemical exchanges between neoformed calcites and the mineral silicates, mainly serpentinite, which form a significant portion of the detrital material associated with the sedimentary ophicalcites, may lower the O isotope composition of the calcite. The breccias and ophicalcites rework clasts of pre-rift material that already bear the signs of the highest grades of the regional HT/LP metamorphism (scapolite, amphibole, phyllosilicates). The deposition of the breccias and ophicalcites hence occurs after the peak of temperature. But the long-lasting mid-cretaceous thermal anomaly is followed by a lower grade metamorphism that affects the Turonian-Senonian post-rift sediments, with peak temperature that can reach as high as 350°C (Ternet et al., 1997; Clerc in prep.). This later and lower grade metamorphism may hence have affected the ophicalcites and breccias presented in this study. This type of interaction would clearly trigger a rather well marked metamorphic imprint. However, the petrographical effect of metamorphism on these rocks seems rather limited since the matrixes show only little recrystallization. Furthermore, we would expect that the oxygen isotope composition would be much more variable depending on the

fluid/rock ratio. This is the case for a metamorphic-driven alteration of the isotopic signal as shown from the study of the Alpine opicalcites (Fig. 7; Weissert & Bernoulli 1984; Früh-Green et al. 1990). Also, one would have expected that the veins show more constant composition instead of displaying delta values that correlate with the values of matrixes (Fig. 8).

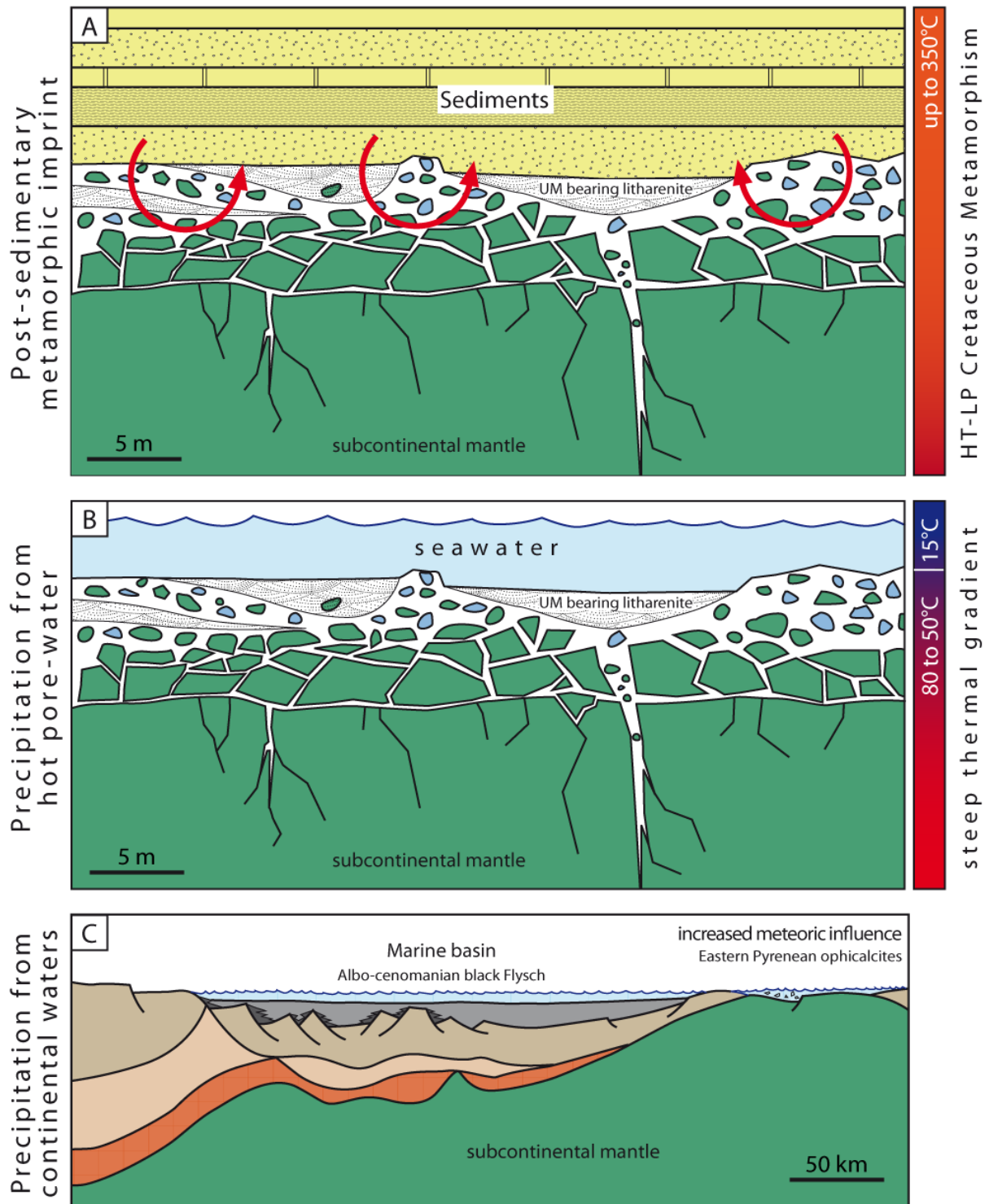


Figure 10 : Cartoons illustrating the three possible mechanisms responsible the low O composition of the sedimentary opicalcites from the Eastern Pyrenees.

2. The low O and C compositions may be the result of a hot diagenesis from marine porewater during carbonation. This hypothesis, which implies active circulation of relatively hot fluids in the boundary layer between the ultramafic basement and seawater, is consistent with the high geothermal gradients known to characterize the basins of the North Pyrenean Zone during the Albian-Cenomanian period (Dauteuil & Ricou 1989; Golberg & Leyreloup 1990). The thermal gradients for the Albo-Cenomanian metamorphism can be higher than 100°C/km. In such conditions, we may also consider that unconsolidated sediments still soaked with seawater can be rapidly buried and heated to temperatures as high as 50-80°C. At such temperatures, the calcite precipitated from seawater ($\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$) would have a $\delta^{18}\text{O}$ value of around 23‰ (considering the isotopic fractionation coefficient of Zheng, 2011), a value that compares well with the data of the Eastern ophicalcites. Thermal gradients as high as 160-180°C/km are known in present days, for instance in the Salton Sea geothermal field (Elders et al., 1972; Muffler & White, 1969). Comparable environment might also be found on the top of mantle exhumed in oceanic domains, where hydrothermal fields can develop over area several square kilometers. i.e. circa 2.5km² at Rainbow (German et al., 1996) and circa 2km² at Lost City (Kelley et al., 2001). In similar settings, in the ophiolites of East Liguria, Spooner and Fyfe (1973) describe temperatures as high as 400°C for shallow depth of circa 300 m below the water/rock interface.
3. As a last hypothesis, it may be that the Eastern Pyrenean sedimentary ophicalcites formed in a low-temperature but endorheic environment, disconnected from the ocean. Indeed, the oxygen composition measured here is about 7‰ lower than the present-day marine Iberian ophicalcites, a difference consistent with the difference between marine and unspecific waters with a continental affinity. Note first that a continental environment is not precluded by the existence of marine fauna, which would have been observed in sediments associated with ophicalcites. The hypothesis of an endorheic environment dominated by continental waters has to be questioned with respect to the paleogeographic reconstructions of the Pyrenean realm during mid-Cretaceous times. These reconstructions point to the existence of a V-shape opening oceanic domain, narrowing from the Bay of Biscay toward the East where it propagates into the continental crust (Jammes et al. 2009 and references therein). The opening of numerous individualized transtensive basins of limited extension in the central and eastern part of the pre-Pyrenean domain may have been such that these basins were endorheic, partially disconnected from a marine influence at the time of ophicalcite development. This hypothesis is consistent with the stratigraphy of the Albian sediments deposited in disconnected basins separated by positive reliefs (Debroas, 1976, 1990; Souquet et al., 1985). Some of these reliefs such as the future North Pyrenean massifs and the future Axial Zone were emerged, as shown by the outline of the Cenomanian transgression. Such short-wave length and high amplitude morphology likely resulted from the flexural response of the lithosphere to the extreme crustal stretching due to the extensional Albian-Cenomanian tectonics along the Pyrenean realm. In such conditions, we may envision that the area where

mantle has being exhumed was surrounded by subaerial catchments and, at that time disconnected from the sea. A possible present-day analog is represented by the Salton Sea basin, which is an endorheic continental basin located ahead of the propagating oceanic spreading axis of the Gulf of California.

At this time, it is difficult to select between the three hypotheses even if the last one is the simplest in term of isotopic composition record. Additional informations like fluid inclusion data is needed to strengthen this hypothesis. It remains clear that, regardless of the exact explanation, sedimentary ophicalcites in the Eastern Pyrenees are distinguishable from those in the Central and in the Western Pyrenees.

VII.3. Western and Eastern Pyrenean ophicalcites: why are they so different?

The three types of ophicalcites identified in this study have to be considered within the frame of the exhumation history of the Pyrenean peridotites presented in section III a and c and as summarized in figure 11. We highlight a clear distinction between the Eastern and Western Pyrenean isotope composition of ophicalcites also evidenced by the different degrees of serpentinization of the mantle that host them, by the temperatures of the metamorphic peak in the surrounding metasediments (Choukroune & Seguret, 1973; Golberg & Leyreloup, 1990; Ravier, 1959) and by the typologies of ophicalcites (fig. 11). Following our observations, and in accordance with phase stability of serpentine mineral (Andreani et al. 2007), it appears that the variable serpentinization degree of the Pyrenean peridotites can be linked, primarily, to the thermal anomaly accompanying their exhumation. Since carbonation postdated serpentinization, the degree of serpentinization appears as a key factor influencing the development of ophicalcites. Volume increase and rheological softening induced by serpentinization tend to favor the development of numerous fractures, allowing an endogenic precipitation of carbonates as observed in the Western ophicalcites. In contrast, the less serpentinized peridotites exposed in Moncaup and in the Eastern Pyrenees must have had a different behavior during uprising to crustal levels. Their contrasting rheology with the surrounding rocks implies that they were probably still massive and competent until exhumation. This could explain the predominance of superficial ophicalcites found in these localities.

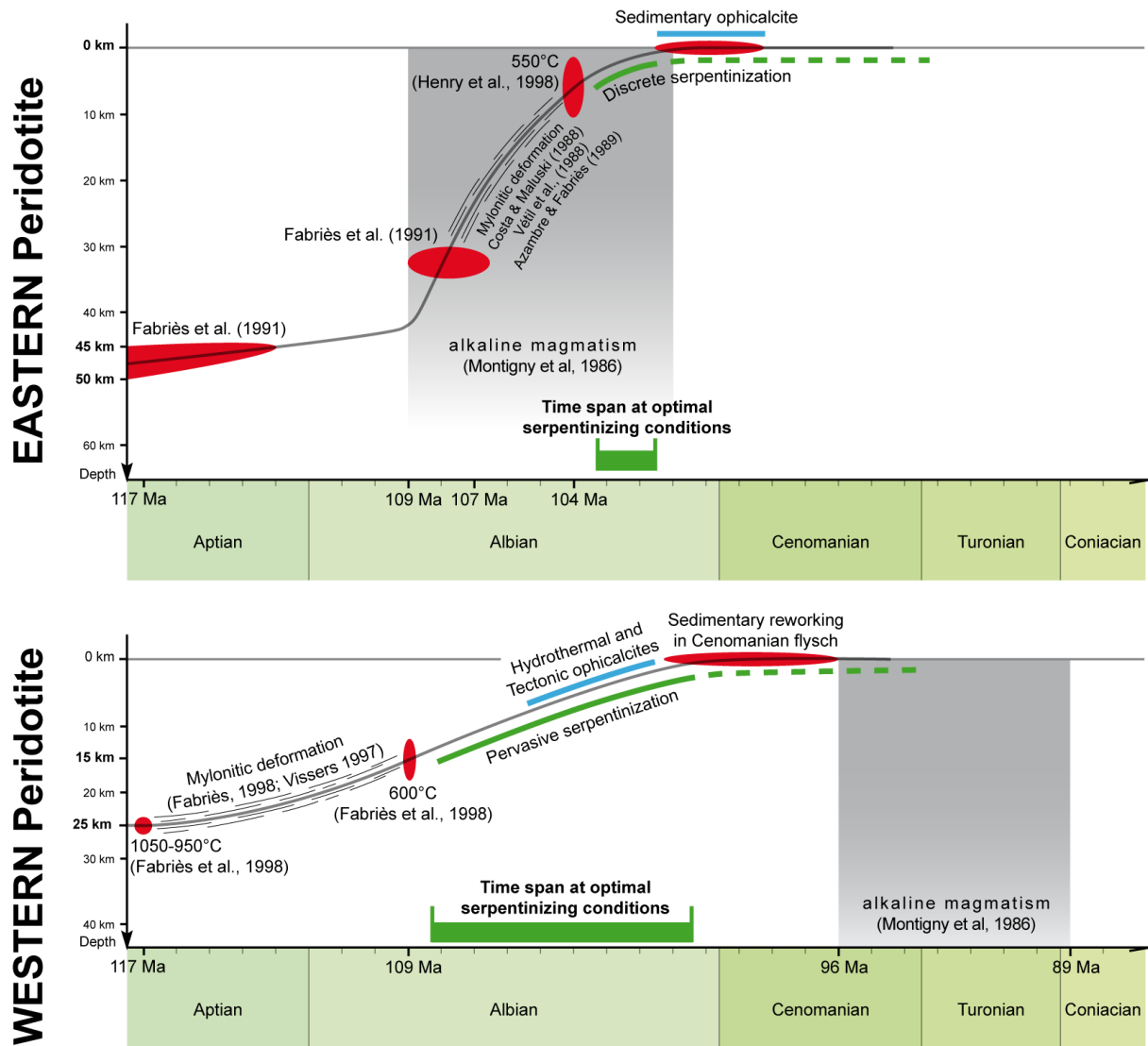


Figure 11 : Sketches presenting the exhumation history of the Eastern and Western Pyrenean peridotites in the light of our isotope study. Serpentinization processes are represented by green colors and the formation of opicalcites by blue colors.

CONCLUSION

On the basis of close fieldwork, petrographic and geochemical considerations, we present the first comprehensive review of the Pyrenean opicalcites. Our results, in accordance with published studies on worldwide occurrences of opicalcites allowed us to distinguish and characterize three main types of opicalcite: (i) hydrothermal opicalcites resulting in low $\delta^{18}\text{O}$ calcite (13.8‰) pervasively replacing serpentinite; (ii) intermediate or syn-tectonic opicalcites developed along with brittle discontinuities in the serpentinized mantle rocks, with intermediate calcite isotope compositions ($\delta^{18}\text{O}$ around 20.0‰; $\delta^{13}\text{C}$ around -1.06‰); (iii) sedimentary opicalcites occurring as breccias and neptunian dykes, associated with the circulation of syn-sedimentary fluids. The isotopic compositions for this sedimentary type show the highest $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the set, consistent with the cold temperatures of

precipitation expected in a sedimentary environment. We note a non-linear distribution of the different ophicalcite type along the Pyrenean range, with dominant endogenic ones in the West and dominant exogenic ones in the East. Such a distribution is clearly linked to a difference in serpentinization degrees likely related to the different exhumation histories and subsequent variable thermal anomalies.

We further investigated the possible origins of the fluid and temperatures at which the calcite may have precipitated in both hydrothermal and sedimentary domains. We present three possible explanations for the relatively low values of the sedimentary ophicalcites: i) a post-sedimentary metamorphic imprint; ii) a hot diagenesis in relation to the high regional thermal gradient; iii) sedimentation in an endorheic basin. This last hypothesis is consistent with the paleogeographic reconstructions of isolated Albo-Cenomanian basins at the tip of a propagating rift. Finally, we highlight a major difference between Eastern and Western ophicalcites, linked primarily to the variable degree of serpentinization. Considering the strong control of serpentinization on the rheology of mantle rocks we propose that the formation of different ophicalcites types is controlled by the degree of serpentinization, depending itself on the exhumation processes of the subcontinental mantle during extreme crustal stretching.

Acknowledgments:

This work was made possible thanks to CNRS, Total, and the Action Marges research group (INSU, Total, IFP, BRGM, IFREMER) through a Ph.D. grant to C. Clerc. We thank G. Früh-green and G. Manatschal for their valuable comments that helped improve the quality of the manuscript. We are grateful to B. Smith for improving the English, to J. -C. Ringenbach and Benoit Ildefonse for fruitful discussions and improvement on the quality of the figures, and to C. Nevado for the high quality thin-sections realized at the Géosciences Montpellier laboratory.

References

- Abbate, E., Bortolotti, V., & Passerini, P. (1970). Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*, 4(3-4), 521-557. doi:10.1016/0037-0738(70)90022-9
- Agrinier, P., Cornen, G., & Beslier, M. O. (1996). Mineralogical and oxygen isotopic features of serpentinites recovered from the ocean/continent transition in the Iberia abyssal plain. In R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, A. Klaus, & D. G. Masson (Éd.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149 Scientific Results* (Vol. 149, p. 541-552). Ocean Drilling Program.
- Agrinier, P., Mével, C., & Girardeau, J. (1988). Hydrothermal Alteration of the Peridotites Cored at the Ocean/Continent Boundary of the Iberian Margin: Petrologic and Stable Isotope Evidence. In G. Boillot, E. L. Winterer, & et al. (Éd.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 103 Scientific Results* (Vol. 103, p. 225-234). Ocean Drilling Program. Consulté de http://www-odp.tamu.edu/publications/103_SR/103TOC.HTM
- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A. (1978a). Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par des méthodes Ar-Ar et Rb-Sr. Ses relations avec les péridotites associées. *Bulletin de la société géologique de France*, XX(7), 681-688. doi:10.1016/0012-821X(78)90157-7
- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A. (1978b). Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(3), 327-332. doi:10.1016/0012-821X(78)90157-7
- Andreani, M., Mével, C., Boullier, A.-M., & Escartín, J. (2007). Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(2). doi:10.1029/2006GC001373
- Artemyev, D. A., & Zaykov, V. V. (2010). The types and genesis of ophicalcites in Lower Devonian olistostromes at cobalt-bearing massive sulfide deposits in the West Magnitogorsk paleoisland arc (South Urals). *Russian Geology and Geophysics*, 51(7), 750-763. doi:10.1016/j.rgg.2010.06.003
- Avé-Lallemand, H. G. A. (1967). Structural and petrofabric analysis of an « Alpine type » peridotite: The lherzolite of the French Pyrénées. *Leidse Geol. Meded.*, 42, 1-57.
- Azambre, B., & Rossy, M. (1976). Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bulletin de la société Géologique de France*, 7(18), 1725-1728.
- Bailey, E. B., & McCallien, W. J. (1960). Some Aspects of the Steinmann Trinity, Mainly Chemical. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 116(1-4), 365 -395. doi:10.1144/gsjgs.116.1.0365
- Barbieri, M., Masi, U., & Tolomeo, L. (1979). Stable isotope evidence for a marine origin of ophicalcites from the north-central Apennines (Italy). *Marine Geology*, 30(3-4), 193-204. doi:10.1016/0025-3227(79)90015-X
- Barrère, P., Bouquet, C., Debroas, E.-J., Péllissonier, H., Peybernès, B., Soulé, J.-C., Souquet, P., et al. (1984). Carte géol. France (1/50 000), feuille Arreau (1072). Orléans.
- Barrett, T. J., & Friedrichsen, H. (1989). Stable isotopic composition of atypical ophiolitic rocks from east Liguria, Italy. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 80(1), 71-84. doi:10.1016/0168-9622(89)90049-3
- Bernoulli, D., & Weissert, H. (1985). Sedimentary fabrics in Alpine ophicalcites, South Pennine Arosa zone, Switzerland. *Geology*, 13(11), 755-758. doi:10.1130/0091-7613(1985)13<755:SFIAOS>2.0.CO;2
- Bogoch, R. (1987). Classification and genetic models of ophicalcitic rocks. *Ophioliti*, 12, 23-36.

- Bonatti, E., Emiliani, C., Ferrera, G., Honnorez, J., & Rydell, H. (1974). Ultramafic carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Marine Geology*, 16, 83-102.
- Bonney, T. G. (1879). Notes on some Ligurian and Tuscan serpentinites. *Geol. Mag.*, 6(2), 362-371.
- Bortolotti, V., & Passerini, P. (1970). Magmatic activity. *Sedimentary Geology*, 4(3-4), 599-624. doi:10.1016/0037-0738(70)90024-2
- Boschi, C., Früh-Green, G., Delacour, A., Karson, J. A., & Kelley, D. S. (2006). Mass transfer and fluid flow during detachment faulting and development of an oceanic core complex, Atlantis Massif (MAR 30°N). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7, 39 PP. doi:2006 10.1029/2005GC001074 [Citation]
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., & Mermet, M. (2007). Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, 93(1-2), 89-106. doi:10.1016/j.lithos.2006.05.001
- Brotzu, P., Ferrini, V., Masi, U., Morbidelli, L., & Turi, B. (1973). Contributo alla conoscenza delle « Rocce Verdi » dell'Appennino centrale. Nota III. La composizione isotopica della calcite presente in alcuni affioramenti di oficalciti del F 129 (S. Fiora) e sue implicazioni petrologiche. *Period. Mineral.*, 42, 591-619.
- Brun, J. P., & Beslier, M. O. (1996). Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1-2), 161-173. doi:10.1016/0012-821X(96)00080-5
- Burton, E. A., & Walter, L. M. (1987). Relative precipitation rates of aragonite and Mg calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? *Geology*, 15(2), 111-114. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<111:RPROAA>2.0.CO;2
- Canérot, J., & Delavaux, F. (1986). Tectonic and sedimentation on the north Iberian margin, Chainons Béarnais south Pyrenean zone (Pyrenees basco-béarnaises)–New data about the signification of the lherzolites in the Sarailé area. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series II*, 302(15), 951-956.
- Canérot, J., Peybernès, B., & Cizak, R. (1978). Présence d'une marge méridionale à l'emplacement des Chainons Béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). *Bulletin de la société Géologique de France*, 7(20), 673-676.
- Casteras, M. (1970). Carte géol. France (1/50 000), feuille Oloron-Sainte-Marie (XV-46). Orléans.
- Choukroune, P., et M. Séguret. 1973. « Carte structurale des Pyrénées ». ELF-ERAP.
- Choukroune, P., & ECORS Team. (1989). The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1), PP. 23-39. doi:198910.1029/TC008i001p00023
- Choukroune, P., & Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: Sur le fonctionnement de la faille transformante nord-Pyrénéenne; comparaisons avec les modèles actuels. *Bulletin de la société géologique de France*, 20, 689-700.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., & St Blanquat, M. (2012). Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bulletin de la Societe Geologique de France*.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Vauchez, A., Lahfid, A., Bousquet, R., Dautria J.-M., Labaume, P. (in prep.).
- Cornelius, H. P. (1912). Petrographische untershungen in den Bergen Zwischen Septiner - und Julierpass. *Diss. N. Jahr. Min.*

- Cortesogno, L., Galbiati, B., & Principi, G. (1981). Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di breccie serpentinite della Liguria orientale ed interpretazione chiave geodinamica. *Ophioliti*, 6, 47-76.
- Costa, S., & Maluski, H. (1988). Use of the ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthélémy massif (Northern Pyrenees, France). *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 72(2), 127-144. doi:10.1016/0168-9622(88)90061-9
- Dauteuil, O., & Ricou, L. E. (1989). Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-Pyrénéen. *Geo*, 3(3), 237-250.
- Debeaux, M., & Thiébaud, J. (1958). Les affleurements du socle paléozoïque entre les massifs de la Barousse et de Milhas. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 93, 522-528.
- Debroas, E.-J. (1976). Sédimentogenèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, 1(4), 305-320.
- Debroas, E.-J. (1990). Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la société Géologique de France*, 8(2), 273-285.
- Debroas, E.-J., Canérot, J., & Billotte, M. (2010). Les brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vracconnien-cénomanién inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France*, 2, 53-63.
- Demange, M., Lia-Aragnoet, F., Pouliguen, M., Perrot, X., & Sauvage, H. (1999). Les syénites du castillet (massif de l'agly, pyrénées orientales, France): une roche exceptionnelle dans les pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329(5), 325-330. doi:10.1016/S1251-8050(00)88582-1
- Demeny, A., Vennemann, T., & Koller, F. (2007). Stable isotope compositions of the Penninic ophiolites of the Kőszeg-Rechnitz series. *Central European Geology*, 50(1), 29-46. doi:10.1556/CEuGeol.50.2007.1.3
- 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. doi:10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09
- Dick, H. J. B., Tivey, M. A., & Tucholke, B. E. (2008). Plutonic foundation of a slow-spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30'N, 45°20'W. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, 44 PP. doi:2008.10.1029/2007GC001645 [Citation]
- Dietrich, V., Vuagnat, M., & Bertrand, J. (1974). Alpine metamorphism of mafic rocks. *Schweizerische Mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 54, 291-323.
- Duée, G., Lagabrielle, Y., Coutelle, A., & Fortané, A. (1984). Les lherzolites associées aux Chaînons Béarnais (Pyrénées Occidentales): Mise à l'affleurement anté-dogger et résédimentation albo-cénomaniénne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Serie II*, 299, 1205-1209.
- Elders, Wilfred A., Robert W. Rex, Paul T. Robinson, Shawn Biehler, et Tsvi Meidav. 1972. « Crustal Spreading in Southern California The Imperial Valley and the Gulf of California Formed by the Rifting Apart of a Continental Plate ». *Science* 178 (4056) (juin 10): 15-24. doi:10.1126/science.178.4056.15.
- Evans, C. A., & Baltuck, M. (1988). Low-Temperature Alteration of Peridotite, Hole 637A. In G. Boillot, E. L. Winterer, & et al. (Éd.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*,

- 103 *Scientific Results* (Vol. 103, p. 235-239). Ocean Drilling Program. Consulté de http://www-odp.tamu.edu/publications/103_SR/103TOC.HTM
- Fabriès, J., Lorand, J.-P., & Bodinier, J.-L. (1998). Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics*, 292(1-2), 145-167. doi:10.1016/S0040-1951(98)00055-9
- Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., & Dupuy, C. (1991). Evolution of the Upper Mantle beneath the Pyrenees: Evidence from Orogenic Spinel Lherzolite Massifs. *Journal of Petrology, Special_Volume*(2), 55-76. doi:10.1093/petrology/Special_Volume.2.55
- Folk, R. L. (1974). The natural history of crystalline calcium carbonate: effects of magnesium content and salinity. *J. Sediment. Petrol.*, 44, 40-53.
- Fortane, A., Duce, G., Lagabrielle, Y., & Coutelle, A. (1986). Lherzolites and the western « Chainons bearnais » (French Pyrenees): Structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics*, 129(1-4), 81-98. doi:10.1016/0040-1951(86)90247-7
- Früh-Green, G., Weissert, H., & Bernoulli, D. (1990). A multiple fluid history recorded in Alpine ophiolites. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 959-970. doi:10.1144/gsjgs.147.6.0959
- German, C. R., G. P. Klinkhammer, et M. D. Rudnicki. 1996. « The Rainbow Hydrothermal Plume, 36°15'N, MAR ». *Geophysical Research Letters* 23 (21): 2979-2982. doi:10.1029/96GL02883.
- Gianelli, G., & Principi, G. (1977). Northern Apennine ophiolite: an ancient transcurrent fault zone. *Bolletino della Societa Geologica Italiana*, 96, 53-58.
- Gibson, I. L., Milliken, K. L., & Morgan, J. K. (1996). Serpentinite-Breccia Landslide Deposits Generated during Crustal Extension at the Iberia Margin. In R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, A. Klaus, & D. G. Masson (Éd.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149 Scientific Results* (Vol. 149, p. 571-575). Ocean Drilling Program. Consulté de http://www-odp.tamu.edu/publications/149_SR/149TOC.HTM
- Golberg, J.-M., & Leyreloup, A. F. (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 194-207. doi:10.1007/BF00306443
- Golberg, J.-M., & Maluski, H. (1988). Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 429-435.
- Golberg, J.-M., H. Maluski, et A.-F. Leyreloup. 1986. « Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone ». *Tectonophysics* 129 (1-4) (octobre 15): 275-290. doi:10.1016/0040-1951(86)90256-8.
- Gong, Z., Langereis, C. G., & Mullender, T. A. T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 80-93. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016
- Haggerty, J. A. (1987). Petrology and geochemistry of Neogene sedimentary rocks from Mariana forearc seamounts. In B. H. Keating, P. Fryer, R. Batiza, & G. W. Boehlert (Éd.), *Seamounts, Islands and Atolls* (Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Ser., Vol. 43, p. 175-186).
- Haggerty, J. A. (1991). Evidence from fluid seeps atop serpentine seamounts in the Mariana forearc: Clues for emplacement of the seamounts and their relationship to forearc tectonics. *Marine Geology*, 102(1-4), 293-309. doi:10.1016/0025-3227(91)90013-T
- Henry, P., Azambre, B., Montigny, R., Rossy, M., & Stevenson, R. K. (1998). Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new

- 40Ar-39Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 296(1-2), 103-123. doi:10.1016/S0040-1951(98)00139-5
- Hervouët, Y., Torné, X., Fortané, A., Duée, G., & Delfaud, J. (1987). Résédimentation chaotique de méta-ophites et de marbres mésozoïques de la vallée du Job (Pyrénées commingeoises): Relations détritisme/métamorphisme en zone nord-Pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci.*, II, (305), 721-726.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L. L., & Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28(4). doi:10.1029/2008TC002406
- Kelemen, P. B., Kikawa, E., Miller, D. J., & et al. (Éd.). (2004). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 209 Initial Reports* (Vol. 209). Ocean Drilling Program. Consulté de http://www-odp.tamu.edu/publications/209_IR/209TOC.HTM
- Kelley, Deborah S., Jeffrey A. Karson, Donna K. Blackman, Gretchen L. Früh-Green, David A. Butterfield, Marvin D. Lilley, Eric J. Olson, et al. 2001. « An Off-axis Hydrothermal Vent Field Near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N ». *Nature* 412 (6843) (juillet 12): 145-149. doi:10.1038/35084000.
- Knipper, A. L. (1978). Ophicalcites and some other types of breccias accompanying the preorogenic formation of ophiolite complex. *Geotektonika*, 2, 50-66.
- Knipper, A. L., & Sharas'kin, A. Y. (1998). Exhumation of the upper-mantle and lower-crust rocks during rifting. *Geotektonika*, 5, 19-31.
- Lagabrielle, Y., & Auzende, J.-M. (1982). Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorringer Bank: analogy with ophiolitic massives. *Nature*, 297(5866), 490-493.
- Lagabrielle, Y., Bideau, D., Cannat, M., Karson, J. A., & Mével, C. (1998). Ultramafic-mafic plutonic rock suites exposed along the Mid-Atlantic ridge (10°N-30°N). Symmetrical-asymmetrical distribution and implications for seafloor spreading processes. *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges*, Geophysical monograph (American Geophysical Union., p. 153-176). Washington, D.C.: Buck W. R., Delaney P. T., Karson J. A., Lagabrielle Y.
- Lagabrielle, Y., & Bodinier, J.-L. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20(1), 11-21. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x
- Lagabrielle, Y., & Cannat, M. (1990). Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18(4), 319-322. doi:10.1130/0091-7613(1990)018<0319:AJORTM>2.3.CO;2
- Lagabrielle, Y., Karpoff, A.-M., & Cotten, J. (1992). Mineralogical and Geochemical Analyses of Sedimentary Serpentinites from Conical Seamount (Hole 788A): Implication for the Evolution of Serpentine Seamounts. In P. Fryer, J. A. Pearce, L. B. Stokking, & et al. (Éd.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results* (Vol. 125, p. 325-342). Ocean Drilling Program. Consulté de http://www-odp.tamu.edu/publications/125_SR/125TOC.HTM
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., & St 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). doi:10.1029/2009TC002588
- Lavoie, D., & Cousineau, P. A. (1995). Ordovician ophicalcites of southern Quebec Appalachians; a proposed early seafloor tectonosedimentary and hydrothermal origin. *Journal of Sedimentary Research*, 65(2a), 337-347. doi:10.1306/D42680B8-2B26-11D7-8648000102C1865D

- Laznicka, P. (1988). *Breccias and Coarse Fragmentites: Petrology, Environments, Associations, Ores*. Elsevier Science Ltd.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., & Sibuet, J.-C. (1970). La faille nord-Pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, D*, 271, 1941-1944.
- Lemoine, M. (1980). Serpentinites, gabbros and ophiolites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps: Possible indicators of oceanic fracture zone and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Thetys. *Archives des Sciences Genève*, 33, 103-115.
- Lemoine, M., Tricart, P., & Boillot, G. (1987). Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. *Geology*, 15(7), 622-625. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOF>2.0.CO;2
- 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. doi:10.1007/s00531-004-0394-7
- Mattauer, M., & Choukroune, P. (1974). Les lherzolites des Pyrénées sont des extrusions de matériel ancien dans le Mésozoïque nord Pyrénées. *paper presented at 2nd Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Soc. Géol. de Fr., Paris*.
- McCrea, J. M. (1950). On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, 18, 849-857.
- Milliken, K. L., & Morgan, J. K. (1996). Chemical Evidence for Near-Seafloor Precipitation of Calcite in Serpentinites (Site 897) and Serpentine Breccias (Site 899), Iberia Abyssal Plain. In R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, A. Klaus, & D. G. Masson (Éd.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149 Scientific Results* (Vol. 149, p. 553-558). Ocean Drilling Program. Consulté de http://www-odp.tamu.edu/publications/149_SR/149TOC.HTM
- Minnigh, L. D., van Calsteren, P. W. C., & den Tex, E. (1980). Quenching: An additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees). *Geology*, 8(1), 18. doi:10.1130/0091-7613(1980)8<18:QAAMFE>2.0.CO;2
- Moine, B., Fortune, J. P., Moreau, P., & Viguier, F. (1989). Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits; Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Economic Geology*, 84(5), 1398 -1416. doi:10.2113/gsecongeo.84.5.1398
- Monchoux, P. (1970). *Les lherzolites pyrénéennes: contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur génèse et de leurs transformations* (Thèse d'Etat). Univ. Toulouse.
- 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 Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 129(1-4), 257-273. doi:10.1016/0040-1951(86)90255-6
- Morgan, J. K., & Milliken, K. L. (1996). Petrography of Calcite Veins in Serpentinized Peridotite Basement Rocks from the Iberia Abyssal Plain, Sites 897 and 899: Kinematic and Environmental Implications. In R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, A. Klaus, & D. G. Masson (Éd.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149 Scientific Results* (Vol. 149, p. 559-569). Ocean Drilling Program. Consulté de http://www-odp.tamu.edu/publications/149_SR/149TOC.HTM
- Muffler, L. J. Patrick, et Donald E. White. 1969. « Active Metamorphism of Upper Cenozoic Sediments in the Salton Sea Geothermal Field and the Salton Trough, Southeastern California ». *Geological Society of America Bulletin* 80 (2) (janvier 2): 157-182. doi:10.1130/0016-7606(1969)80[157:AMOUCS]2.0.CO;2.

- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust Tectonics* (Chapman and Hall., p. 235-246). London: K. McClay.
- Ohnenstetter, M. (1979). La série ophiolitifère de Rospigliano (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, D*, 289, 1199-1202.
- Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 20(1), 131-195.
- Passchier, C. W. (1984). Mylonite-Dominated Footwall Geometry in a Shear Zone, Central Pyrenees. *Geological Magazine*, 121(05), 429-436. doi:10.1017/S0016756800029964
- Peters, T. (1965). A water-bearing andradite from the Totalp serpentine (Davos, Switzerland). *Am*, 50, 1482-1486.
- Picazo, S., Cannat, M., Delacour, A., Escartin, J., Rouméjon, S., & Silantsev, S. (2012). Deformation associated with the denudation of mantle-derived rocks at the Mid-Atlantic Ridge 13°-15°N: the role of magmatic injections and hydrothermal alteration. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. doi:10.1029/2012GC004121
- Plas, A. (1997). *Petrologic and stable isotope constraints on fluid-rock interaction, serpentinization and alteration of oceanic ultramafic rocks* (PhD Thesis). Swiss Federal Institute of Technology., Swiss.
- 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. doi:10.1144/0016-76492009-144
- Puigdefàbregas, C., & Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4), 173-203. doi:10.1016/0040-1951(86)90251-9
- Ravier, J. 1959. « Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées ». *Mem. Soc. Geol. Fr.* 86: 1-250.
- Ross, D. J. (1991). Botryoidal high magnesium calcite cements from the upper Cretaceous of the Mediterranean region. *J*, 61, 349-353.
- Roure, F., & Combes, P.-J. (1998). Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. Consulté de <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsid=1874322>
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., & St Blanquat, M. (1999). Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova*, 11(1), 30-37. doi:10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x
- Schwarzenbach, E. (2011). *Serpentinization, fluids and life: comparing carbon and sulfur cycles in modern and ancient environments* (PhD Thesis). Swiss Federal Institute of Technology., Zurich.
- Skelton, A. D. , & Valley, J. W. (2000). The relative timing of serpentinisation and mantle exhumation at the ocean-continent transition, Iberia: constraints from oxygen isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 178(3-4), 327-338. doi:10.1016/S0012-821X(00)00087-X
- Smart, P. L., Palmer, R. J., Whitaker, F., & Wright, V. P. (1987). Neptunian dikes and fissures fills: an overview and account of some modern examples. In N. P. James & P. W. Choquette (Éd.), *Paleokarst* (Springer-Verlag., p. 149-163). New York.

- Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Dol, J., Thieuloy, J.-P., et al. (1985). Le groupe du Flysch noir (albo-cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. centres de Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau*, 9(1), 183-252.
- Spooner, E. T. C., & Fyfe, W. S. (1973). Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(4), 287-304. doi:10.1007/BF00372607
- St Blanquat, M. (1993). La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy: Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique. *Geodin. Acta*, 6(1), 59-77.
- St Blanquat, M., Brunel, M., & Mattauer, M. (1986). Les zones de cisaillements du massif nord Pyrénéen du Saint-Barthelemy, témoins probables de l'extension crustale d'âge crétacé. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, 1339-1344.
- St Blanquat, M., Lardeaux, J. M., & Brunel, M. (1990). Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). *Tectonophysics*, 177(1-3), 245-262. doi:10.1016/0040-1951(90)90284-F
- Surour, A. A., & Arafa, E. H. (1997). Ophicarbonates: calichified serpentinites from Gebel Mohagara, Wadi Ghadir area, Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 24(3), 315-324. doi:10.1016/S0899-5362(97)00046-8
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3), 395-406. doi:10.1029/98TC00561
- Ternet, Yves, M. Colchen, Elie-Jean Debroas, B. Azambre, F. Debon, J.-L. Bouchez, G. Gleizes, et al. 1997. *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus les Bains (1086)*. BRGM éd. Orléans: BRGM.
- Thiébaud, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., & Fondécave-Wallez, M.-J. (1988). Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du chevauchement frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307(13), 1535-1540.
- Thiébaud, J., Durand-Wackenheim, C., Debeaux, M., & Souquet, P. (1992). Métamorphisme des évaporites triasiques du versant nord des Pyrénées centrales et Occidentales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 128, 77-84.
- Treves, B. E., & Harper, G. D. (1994). Exposure of serpentinites on ocean floor. Sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites. *Ophioliti*, 19, 435-466.
- Treves, B. E., Hickmott, D., & Vaggelli, G. (1995). Texture and microchemical data of oceanic hydrothermal calcite veins, Northern Apennine ophiolites. *Ophioliti*, 20(2), 111-122.
- Trommsdorff, V., Evan, B. W., & Pfeifer, H. R. (1980). Ophicarbonate rocks: metamorphic reactions and possible origin. *Archives des Sciences Genève*, 33, 361-364.
- Vergés, J., & Garcia-Senz, J. (2001). Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean rift. *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Mem. Mus. Natl. Hist. Nat., p. 187-212). Paris: P. A. Ziegler et al. Consulté de http://www.ija.csic.es/gt/gdl/jverges/PDF/Verges_Garcia_2001.pdf
- Vielzeuf, D. (1984). *Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des pyrénées*. (Thèse). Clermont-Ferrand.
- Vielzeuf, D., & Kornprobst, J. (1984). Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1), 87-96. doi:10.1016/0012-821X(84)90041-4

- Vissers, R. L. M., Drury M. R., Newman J., & Fliervoet T. F. (1997). « Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of the North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere ». *Tectonophysics*, 279, 303-325. doi:10.1016/S0040-1951(97)00128-5.
- Weissert, H., & Bernoulli, D. (1984). Oxygen isotope composition of calcite in Alpine ophicarbonates: a hydrothermal or Alpine metamorphic signal? *Eclogae geol. Helv.*, 77(1), 29-43.
- Wicks, F. J., & Whittaker, E. J. W. (1977). Serpentine textures and serpentinization. *The Canadian Mineralogist*, 15(4), 459 -488.
- Winterer, E. L., Metzler, C. V., & Sart, M. (1991). Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. *Sedimentology*, 38(3), 381-404. doi:10.1111/j.1365-3091.1991.tb00358.x
- Zheng, Y. F. (2011). On the theoretical calculations of oxygen isotope fractionation factors for carbonate-water systems. *Geochemical Journal*, 45, 341-354.

accepté à Tectonics, en révision.

ARTICLE 3 : ***PRE-OROGENIC EXHUMATION OF THE NORTH PYRENEAN AGLY
MASSIF (EASTERN PYRENEES - FRANCE)***

Alain Vauchez¹, Camille Clerc¹⁻², Lucie Bestani^{1*}, Yves Lagabrielle¹, Alain Chauvet¹, Abdeltif Lahfid³, David Mainprice¹

(1) Geosciences Montpellier, CNRS UMR-5243, Université de Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier, France

(2) Laboratoire de Géologie, CNRS UMR-8538, Ecole Normale Supérieure, 24 rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 5, France

(3) BRGM/LMA /MIN, 3 avenue Claude Guillemin, 45000 Orléans, France

(*) now at CEREGE, Technopôle de l'Arbois-Méditerranée, 13545 Aix en Provence cedex 4, France

Abstract:

The Pyrenees, north of the North Pyrenean fault display a complex structure involving peridotite massifs, basement massifs and Mid- to Late-Cretaceous basins located in a narrow domain which was affected by a Mid-Cretaceous, pre-orogenic high-temperature low-pressure metamorphism. The Late Cretaceous basins are interpreted as pull-apart basins formed during transcurrent motion of Iberia relative to Eurasia. Recent models support that peridotite massifs result from the exhumation of the mantle during this pre-orogenic event. The northern boundary of the Agly basement massif shows evidence of extensional ductile deformation of the basal formations of the Agly sedimentary cover suggesting detachment, at least partial, between the basement and its cover. Triassic to Early Cretaceous limestones are mylonitic and consistently shows a foliation, a NS to NNE-SSW trending lineation, shear criteria suggesting top-to-the-North shearing and locally boudinage. At the microscopic scale, these mylonites are characterized by a very fine grain-size, frequently <10µ. They contain larger, partially recrystallized calcite parent grains and undeformed quartz grains with calcite fringes crystallized in pressure shadows. In these mylonites, calcite systematically shows a weak but well-defined crystallographic preferred-orientations suggesting HT dislocation creep combined to diffusion creep and possibly grain boundary sliding in the finest fraction of the mylonites. Paleotemperatures determined using Raman spectrometry suggest synkinematic temperature conditions in the range 340-390°C, in good agreement with microstructures and calcite CPO. The mylonitic fabric in Mesozoic limestones is folded in EW-trending Pyrenean folds north of the Agly basement massif, attesting that this fabric formed before the Pyrenean orogeny. These data consistently support pre-orogenic extension under medium to high-temperature conditions of the northern Agly massif and likely of the massif itself. Since simultaneously (~100Ma) a Mid-Cretaceous basin opened south of the basement massif, we suggest a model of pre-orogenic exhumation of the Agly massif in response to the regional extension associated to the rotation of Iberia. This model may explain the exhumation of the North Pyrenean massifs during a single pre-orogenic event that allowed the opening of extensional basins and the exhumation of the lithospheric mantle. All these structures being subsequently reworked during the Pyrenean orogeny.

I. Introduction

The Pyrenean belt is divided in two main domains by the ~EW-trending North Pyrenean Fault (NPF) that accommodated the Late Cretaceous rotation of the Iberian microplate relative to the Eurasian plate [e.g., *Choukroune et al., 1973; Choukroune, 1992*]. The Pyrenean belt north of the NPF displays unusual characteristics that mainly result from its pre-orogenic history. These characteristics include: discontinuous hercynian basement massifs (the "North-Pyrenean massifs"), numerous bodies of subcontinental peridotites of various sizes, and Mid- to Late-Cretaceous inverted metamorphic basins developed along the entire belt from East to West (Figure 1). The inverted metamorphic basins have been interpreted as pull-apart basins formed during the transcurrent to transtensional movement of the Iberian microplate along the NPF during the opening of the Bay of Biscay [*Choukroune and Mattauer, 1978*]. The lithospheric thinning that occurred due to the Iberian microplate displacement relative to Eurasia also resulted in the HT metamorphism (105-90 Ma) that affected the sedimentary deposits (mostly Albian flysch) in the pull-apart basins. This HT metamorphism however extend northward in a domain that encompasses Mesozoic sediments, the basement massifs and the mantle peridotites [*Goldberg and Leyreloup, 1990*]. Tectonic inversion of the pre-orogenic basins occurred during the Eocene-Oligocene Pyrenean compression [e.g., *Choukroune, 1992*]. Processes accounting for the exhumation of mantle peridotite and basement massifs as well as the timing of this exhumation (pre- or syn-orogenic) are still questioned. Recently Lagabrielle and Bodinier [2008] and Lagabrielle et al. [2010] have reported evidence supporting that the Lherz peridotite massif was exhumed in relation with Aptian-Albian extreme continental thinning associated to the transcurrent motion of Iberia relative to Europa, i.e., coeval with the Mid-Cretaceous opening of the basins and the pre-orogenic "Pyrenean" metamorphism. This model, also defended by Jammes et al. [2010] is in good agreement with the suggestion that normal faulting and ductile shearing dated at 110-100 Ma affect the hercynian crystalline massifs in the Pyrenees [*Costa and Maluski, 1988; Saint Blanquat, 1990; Paquet and Mansy, 1991*]. In addition, crustal thinning is shown to have been coeval with a thermal event that affected the Pyrenean continental basement. Active circulation of hot fluids led to overall albitization in the Agly, Salvezine, St Barthelemy and Arize North Pyrenean massifs, where the fluid circulation is dated between 117 and 98 Ma [*Poujol et al., 2010*]. Moreover, in the Saint-Barthélémy massif, the formation of the Trimouns talc at the expense of dolomitic Paleozoic formation lasted at least 10-15 Ma during the Albian [*Schärer et al., 1999*]. The talc is strongly deformed within a shear zone that cuts the whole massif. This implies that a major deformation event affected the basement block during the Mid-Cretaceous [*Passchier, 1984; St Blanquat et al, 1986; St Blanquat, 1993*]. This deformation, with a low-angle geometry, and a top-to-South kinematics is associated with an important thinning of the crust in an extensional context [*St Blanquat et al., 1986*]. These features collectively suggest that the north Pyrenean basement massifs might have been thinned and uplifted

in response to processes accounting for the exhumation of the subcontinental mantle during the Aptian-Albian.

In this article, we report new data on the deformation and paleotemperatures of the northern part of the Agly massif, the easternmost north Pyrenean massif, that substantiate medium-temperature extensional shearing and mylonitisation of the Mesozoic cover along the contact with basement rocks. This extensional deformation clearly pre-dates the Pyrenean orogeny; it was coeval with the pre-orogenic metamorphism and the opening of the Late Cretaceous Boucheville basin. These data point to a pre-orogenic exhumation of the Agly hercynian massif in response to a regional-scale extension triggered by the rotation of the Iberian microplate.

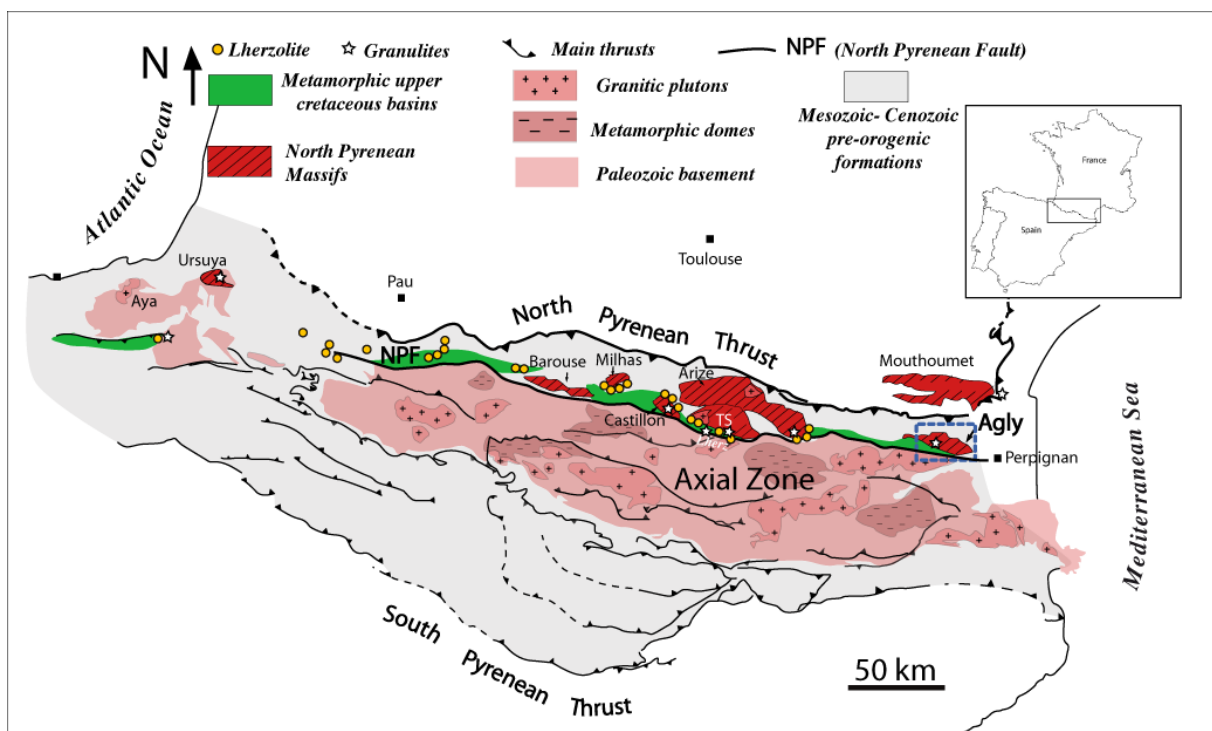


Figure 1 : Simplified map of the Pyrenees showing the location of the north Pyrenean basement massifs, the orogenic peridotites massifs and the late cretaceous metamorphic basins. The original geometry of these massifs and their relations with the North Pyrenean transform zone (now reduced to the North Pyrenean Fault) have been deeply modified by the Pyrenean orogeny. TS is for Trois Seigneurs basement massif. Location of: 1) peridotites and granulite massifs after Lagabrielle and Bodinier 2008; 2) Late Cretaceous, metamorphic basins after Choukroune (1992).

II. Geological setting

The Agly massif (Figure 2), the easternmost hercynian massif of the northern Pyrenees, is bounded to the South by the Boucheville synclinorium, one of the Cretaceous metamorphic basin inverted during the Pyrenean orogeny, and to the North by the Agly overturned syncline that involves the Mesozoic cover. The boundary between the Boucheville syncline and the basement is marked by a major subvertical fault that separates variscan granulites and charnockites from the Albian flysch. This

extensional fault, formed in relation with the basin opening, has been subsequently reactivated and displays evidence of post-metamorphic transcurrent, and more locally reverse, movements.

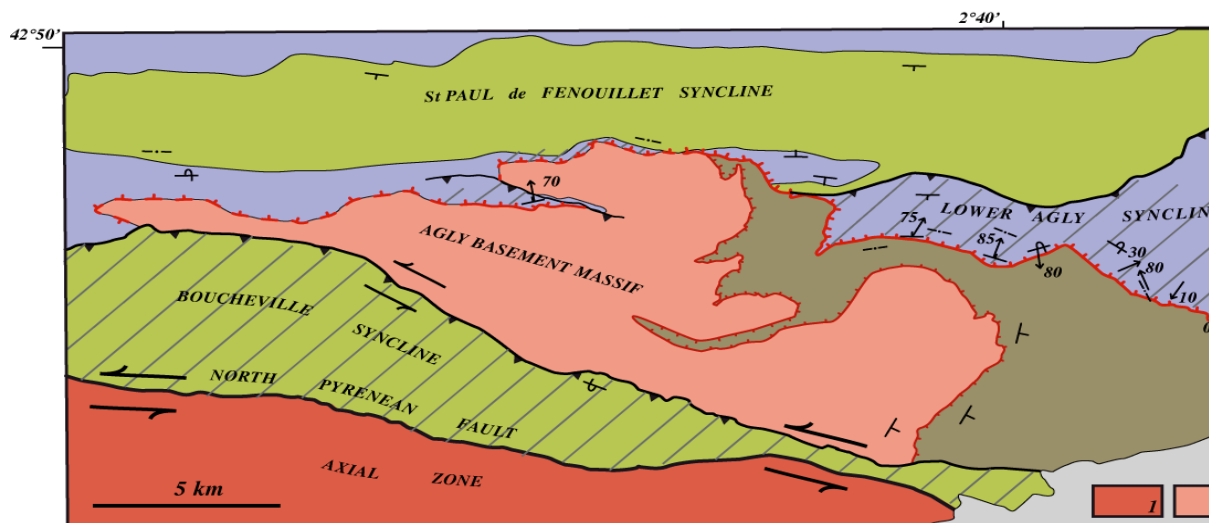


Figure 2: Schematic map of the Agly basement massif and its sedimentary cover. 1: Variscan terranes of the axial zone; 2= Amphibolite to granulite facies gneisses forming the deeper part of the Agly massif; 3= Ordovician (amphibolite facies) to Devonian (greenschist facies) metasediments; 4= Triassic to early cretaceous formations, stippled where affected by the pre-orogenic metamorphism; 5= Late Cretaceous sediments, stippled where affected by the pre-orogenic metamorphism; 6: post-orogenic deposits; 7= extensional contact between the Agly basement and its Mesozoic cover; 8= extensional contact (Bouhallier et al., 1991) between the lower part of the Agly basement and the Palaeozoic metasediments. Both extensional contacts have been reworked during the Pyrenean orogeny.

The Agly basement massif is divided in two parts: the northeastern domain consists of northeastward to eastward gently dipping lower Ordovician metapelites affected by a low pressure metamorphism that increases downward from greenschists facies conditions ($\sim 350^{\circ}\text{C}$, $< 200\text{MPa}$) to upper amphibolite facies conditions ($600\text{-}650^{\circ}\text{C}$, $< 400\text{MPa}$). The southwestern domain consists of high-grade gneisses (up to granulite facies) and magmatic intrusives [Andrieux, 1982; Vielzeuf and Kornprobst, 1984]. The highest-grade rocks are anatectic granulites and charnockites. They occur close to the southern contact with the Boucheville Cretaceous basin. The contact between the two basement domains (Figure 2) was interpreted as a normal fault, gently dipping to northeast, related to late variscan extension [Bouhallier et al., 1991]. Indeed, the variscan basement displays many north- to northeast-dipping extensional shear zones. These shear zones formed under relatively low-temperature conditions: strain is strongly localized in cm- to m-wide mylonitic to ultramylonitic zones. Many of these shear zones display evidence of deformation at the ductile-brittle transition. K-feldspars undergone microfracturation ("granulation") leading to cataclastic flow, and quartz deformed through low-T crystal plasticity marked by the limited dynamic recrystallization in strongly elongated grains (Figure 3).

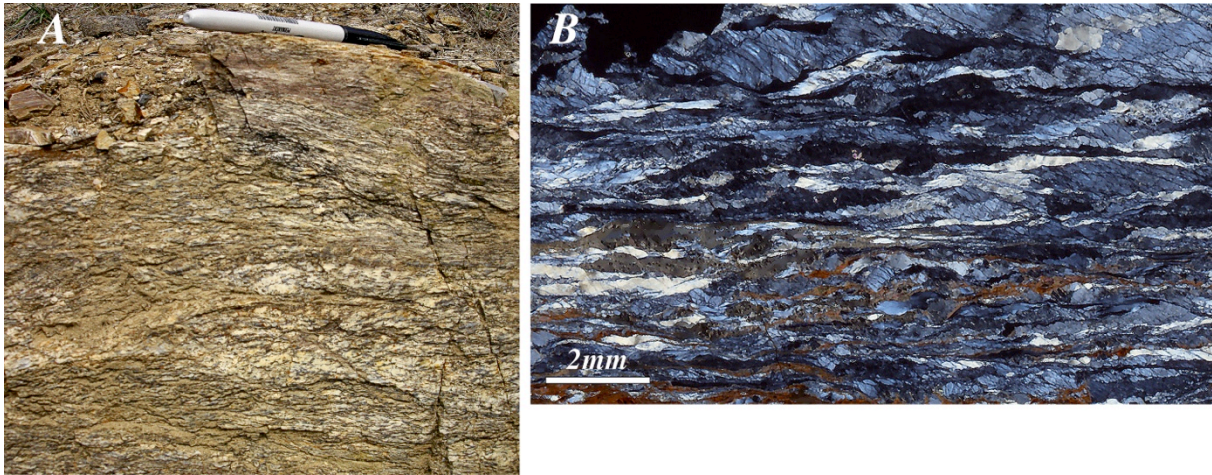


Figure 3: Low temperature mylonitisation of a variscan granite in an extensional shear zone. A shows a heterogeneous deformation of the granite in which mildly deformed domains alternate with zones of mylonites and ultramylonites. B shows an example of the microstructure in the mildly deformed granite. Quartz crystals are strongly elongated and display local dynamic recrystallization in ultra-fine grains (a few μm); K-feldspars have undergone a cataclastic deformation.

In the northeastern part of the massif, the "Pyrenean" (Eocene-Oligocene) orogenic imprint is limited. The Mesozoic sediments that border the basement are concordant with the schistosity of the Silurian and Devonian metapelites. The western part is affected by several "Pyrenean" thrust faults that make it more difficult to evaluate the pre-orogenic relationships between the basement and its Mesozoic cover. The Mesozoic series (Triassic to upper Cretaceous) mostly consists of limestones, some of which containing up to 10-15 % of quartz and bioclasts, and subordinate shales. The Triassic formations, characterized by interbedded evaporites and quartz-rich limestones, are discontinuous, boudinaged and, consequently, are frequently lacking.

III. Deformation of mesozoic rocks close to the basal contact

As already observed by Legier et al. [1987], the Triassic and Jurassic rocks above the northern boundary of the Variscan basement (Figure 2) display various structures and microstructures typical of a ductile deformation. This deformation is stronger close to the contact with the basement and decreases upward in the Mesozoic series.

Most rocks are fine-grained and display a conspicuous mineral lineation trending NS to NE-SW, more visible in impure than in pure limestones (Figures 4a, 5). Locally scapolite (dipyre) crystals are oriented parallel to the lineation, suggesting that the deformation was coeval with the Late Cretaceous HT metamorphism. This stretching mineral lineation is folded by the Agly syncline and smaller satellite folds that affect the base of the Mesozoic series, especially along the better preserved northeastern boundary (Figure 2). In most cases this lineation is associated with a foliation parallel to the stratification. In many places, geometrical relationships between the sedimentary bedding and the foliation are not consistent with what is expected for an axial plane foliation related to the "Pyrenean" folds. The formation of this ductile fabric therefore predates the "Pyrenean" compression and is likely coeval with the upper Cretaceous metamorphism described in this area [Goldberg and Leyreloup, 1990].

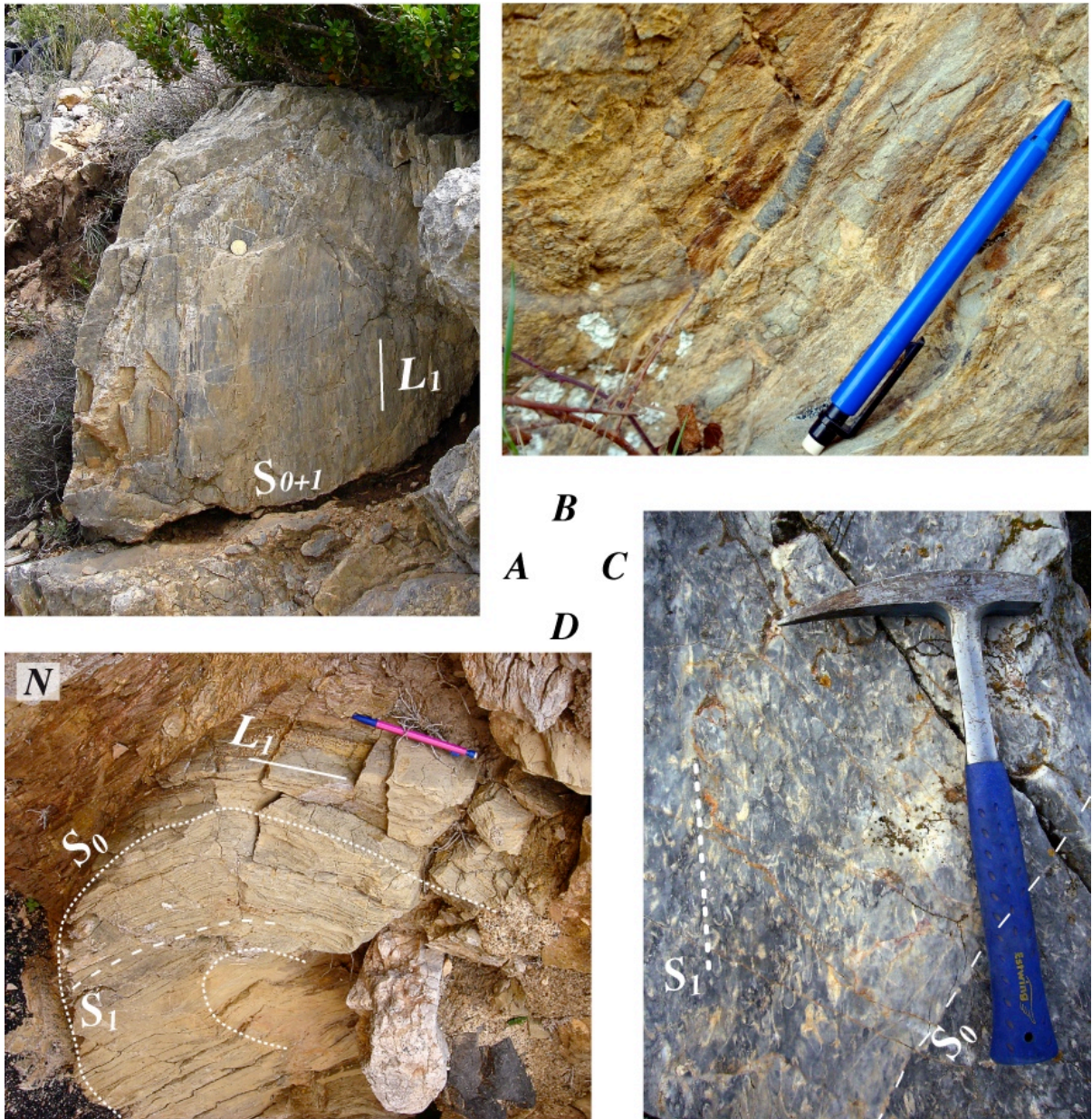


Figure 4: Tectonic fabric associated with the pre-orogenic ductile deformation of Mesozoic metasediments. A: the vertical southern limb of the Agly syncline shows a downdip stretching lineation almost orthogonal to the fold axis in early Jurassic limestones; B shows a belemnite elongated parallel to the stretching lineation in Early Jurassic limestones; C shows the foliation (S_1) marked by stretched fossils, which cross-cuts the stratification in Late Jurassic limestones in the southern limb of the Agly syncline, and D shows an isoclinal fold roughly coeval to ductile shearing in Early Jurassic limestones.

Numerous evidence of syn-metamorphic stretching can be observed, suggesting extension and thinning of the Mesozoic, pre-Albian metasediments in a direction close to NS, i.e., at a high angle to the Pyrenean folds. Limestones layers are locally boudinaged at the outcrop scale (Figure 5). Boudins are elongated ~EW suggesting ~NS-stretching confirmed by the presence in the limestone of a strong, NNE-trending mineral stretching lineation (Figure 5b). At smaller scale, fossils are elongated and sometimes truncated and rotated in the direction of extension (Figures 4b). Although most limestones are very fine-grained, some macroscopic shear sense indicators have been observed that

consistently suggest a top-to-North kinematics. For instance, macroscopic asymmetric fringes developed in pressure shadows around heterogeneities embedded in impure limestone (Figure 6). Overturned folds wrapped by the foliation (intrafolial folds) trend either EW or NS. In all cases, the hinges of these folds display an axial plane foliation that bears the mineral stretching lineation. Eocene-Oligocene compressional folds were superimposed to these early folds resulting in complex geometry [Legier *et al.*, 1987].

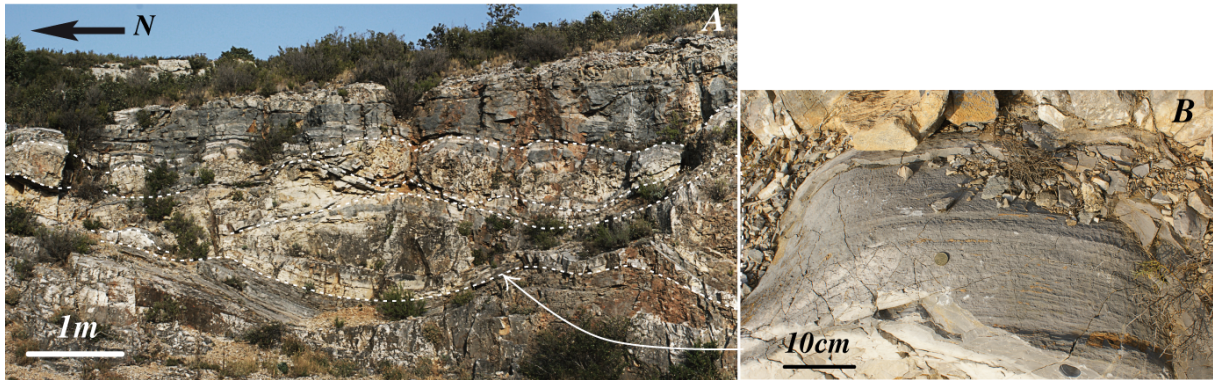


Figure 5: Boudinage of the Early Jurassic limestones (A). B shows the surface of a limestone layer located at the tip of a boudin, which bears a well-developed stretching lineation enhanced by weathering.

At the thin-section scale, limestones systematically display a mylonitic fabric characterized by a partial to complete dynamic recrystallization. The new-grain size varies from $<10\ \mu\text{m}$ to $40\ \mu\text{m}$, sometimes at the hand-sample scale (Figure 7). In most cases, new grains are slightly elongate (up to 3:1) within the foliation even for grain-size $<10\ \mu\text{m}$. Usually, remnants of parent calcite grains are observed (Figure 8). They display evidence of dislocation creep, such as undulose extinction and subgrains. Porphyroclasts display irregular shapes due to the presence of recrystallized new-grains along their boundaries. Recrystallization preferentially occurs along the grain boundaries and in narrow zones that crosscut parent grains. Some porphyroclasts are strongly elongate within the foliation (Figure 9). In impure limestones, quartz remains almost undeformed due to its higher stiffness and display pressure shadows, frequently asymmetric, suggesting a top-to-North sense of shear. In several samples, sigmoidal strain fringes filled with calcite fibers mark the pressure shadows (Figure 10), suggesting that fluids were present during deformation.

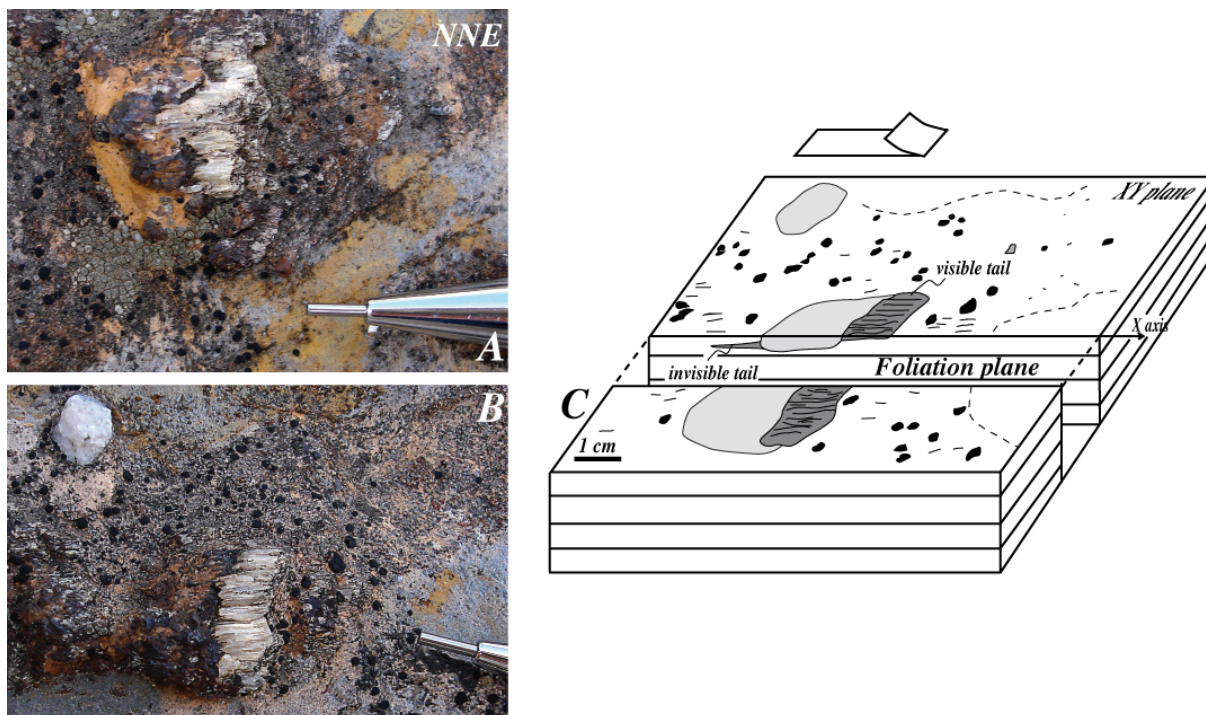


Figure 6: Calcite fringes crystallized in the pressure shadows around detritic bodies in Middle Jurassic limestones (A and B). Fringes are asymmetrically crystallized on both sides of stiff object, but only the upper (northern) tail is visible because the southern tail is still below the erosion surface, as seen on the interpretative cartoon (C).

IV. Crystallographic preferred orientation

Mylonitic limestones showing a clear lineation have been sampled for Crystallographic Preferred Orientation (CPO) measurements. Calcite CPO was measured on carefully polished thin sections using the Electron Back Scattering Diffraction (EBSD) technique. Measurements were performed in automatic mapping mode on a grid basis of 2 to 15 μm in either a CamScan CrystalProbe X500FE or a JEOL JSM-5600 scanning electron microscope at Geosciences Montpellier (Université de Montpellier 2). In both cases, the sample is tilted at an angle of 70° , producing Kikuchi bands on a phosphorous screen. Diffraction images were recorded by a high-speed camera then amplified and processed using the Channel 5 software (Oxford Instruments). Each measurement allows determining the nature of the mineral and the orientation of the crystallographic axes. Post-processing of measurements include data filtering and averaging measurements for each crystal under the Channel 5 software. Pole figures (PF) were computed using the MTEX software [Hielscher and Schaeben, 2008; Bachmann et al., 2010; Mainprice et al., 2011]. In a PF specific crystallographic axes or directions are shown in the structural XYZ frame. All PFs have been processed using one single measurement per grain to give a similar weight to all grains independently of their size. Plotting one point per grain usually allows a better determination of the slip systems, especially when the grain size is bimodal. However, as shown in the next section, the grain-size can be an important factor that influences deformation mechanisms. For some samples we thus plotted separately the CPO of calcite as a function of the grain size.

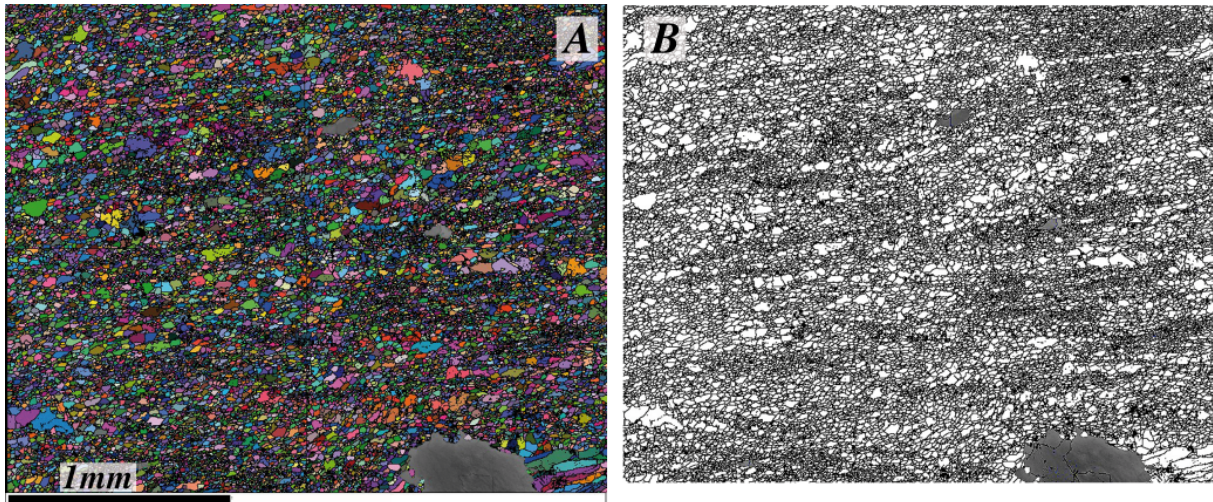


Figure 7: Electron Back Scattering Diffraction (EBSD) map showing the typical microstructure in a totally recrystallized domain of a mylonitic limestone (sample 10AG6). Colours in A are a function of the crystallographic orientation of calcite (quartz grains are grey) and B shows an automatic grain boundaries drawing derived from A. In this sample, the grain size is variable, with domains containing 51 very fine grains ($\sim 10\mu\text{m}$) alternating with domain in which the recrystallized grain size is larger ($30\text{-}50\mu\text{m}$). The repartition of grain size domains marks the flow fabric. A large proportion of grains, independent of the grain size, display an elongate shape.

IV.1. Calcite

All studied samples display a weak but well-organized CPO that supports deformation mechanism involving dislocation creep. Different patterns have been obtained. Several samples with a mean recrystallized grain size of several tenths of μm , display a point concentration of $c[0001]$ close to the pole of the foliation with a slight asymmetry (Figure 11). This suggests that the deformation was accommodated by dominant slip on the $c(0001)$ plane with $a\langle 2\bar{1}\bar{1}0\rangle$ as slip direction. In a few cases $e\langle \bar{1}012\rangle$ is closer to the pole of the foliation and the c -axes define a point concentration on one side of the pole figure. Because $(\bar{1}012)$ is not known as a slip plane and there is very few evidence of twinning, even in porphyroclasts, asymmetry of the various fabrics suggests a simple shear deformation with (0001) as dominant slip plane.

Surprisingly, several very fine-grained ($\leq 10\mu\text{m}$) calcite mylonites, some embedding coarser partially recrystallized grains, display a point maximum concentration of c -axes close to the lineation or at an angle of $\sim 30^\circ$ (Figure 11). The fabric strength is always low, but the concentration of c -axes is well defined. This crystallographic fabric is puzzling since $c[0001]$ has never been determined as an active slip direction in experimental deformation of calcite aggregates. To investigate in more detail this unexpected CPO, we have divided the population of calcite crystals of the aggregates in several groups depending on their grain size (Figure 12). In several samples, the orientation of $[0001]$ parallel to the lineation is clear for crystals with a small grain size, although the fabric strength decreases for the smallest one. In contrast, this orientation is not found for the coarsest grains that display a concentration of c -axes close to the pole of the foliation (Figure 12). This suggests a change in deformation mechanism

associated with grain-size reduction due to dynamic recrystallization. Such variation of the CPO with the grain size is however not systematic. Sample 97AG4b (Figure 11) for instance displays a concentration c-axes close to the X-axis independently of the grain size. It should however be noticed that this sample contains almost no remnants of original grains and that the variation in grain-size is among recrystallized crystals.

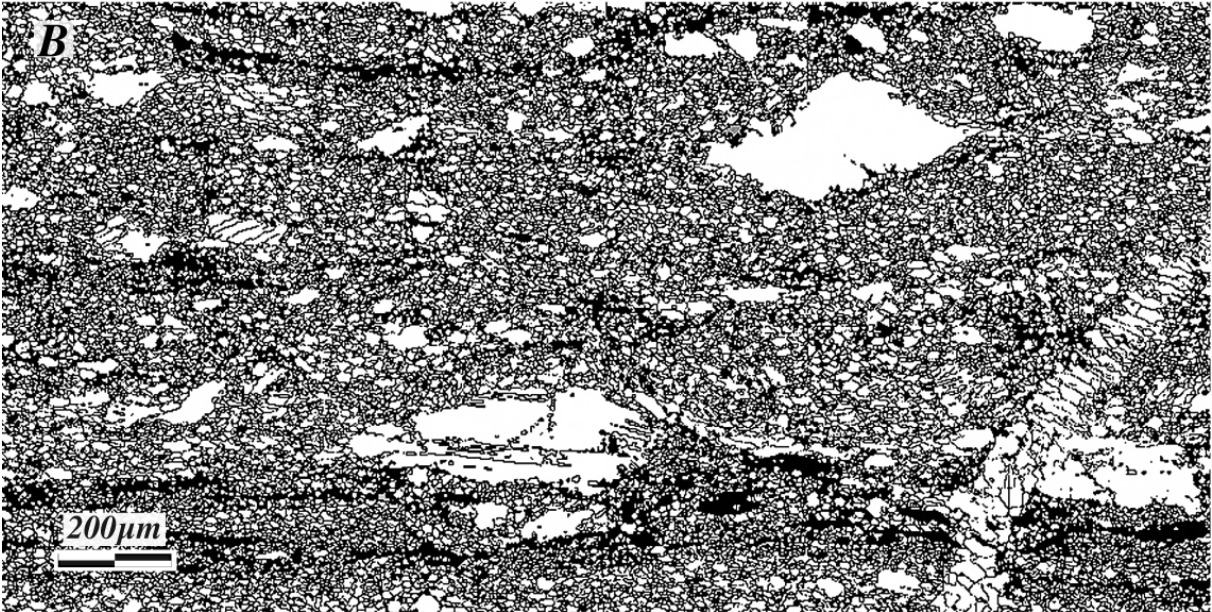
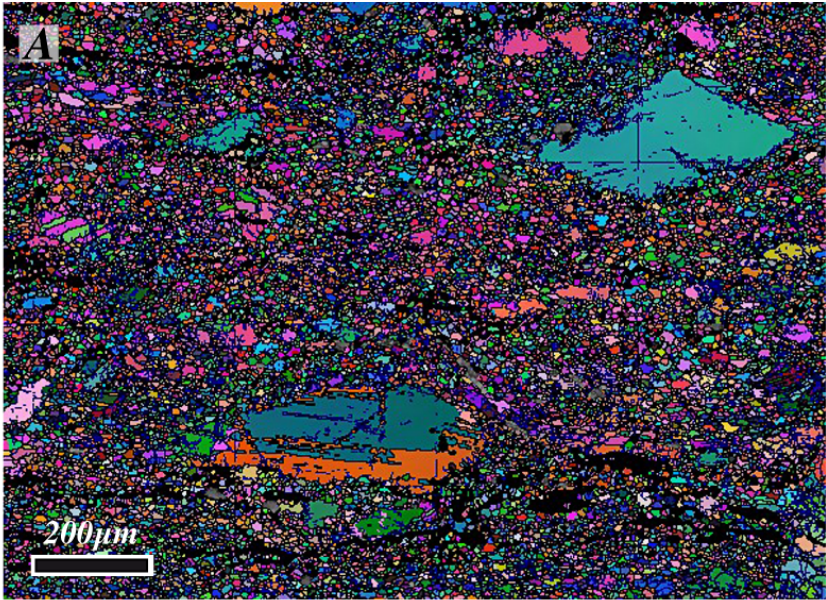


Figure 8: EBSD map of a sample (10AG20B) containing large remnants of calcite parent grains in a finely recrystallized matrix. A and B as in Figure 7. Porphyroclasts show elongate shapes, contorted grain boundaries and evidence of dynamic recrystallization.

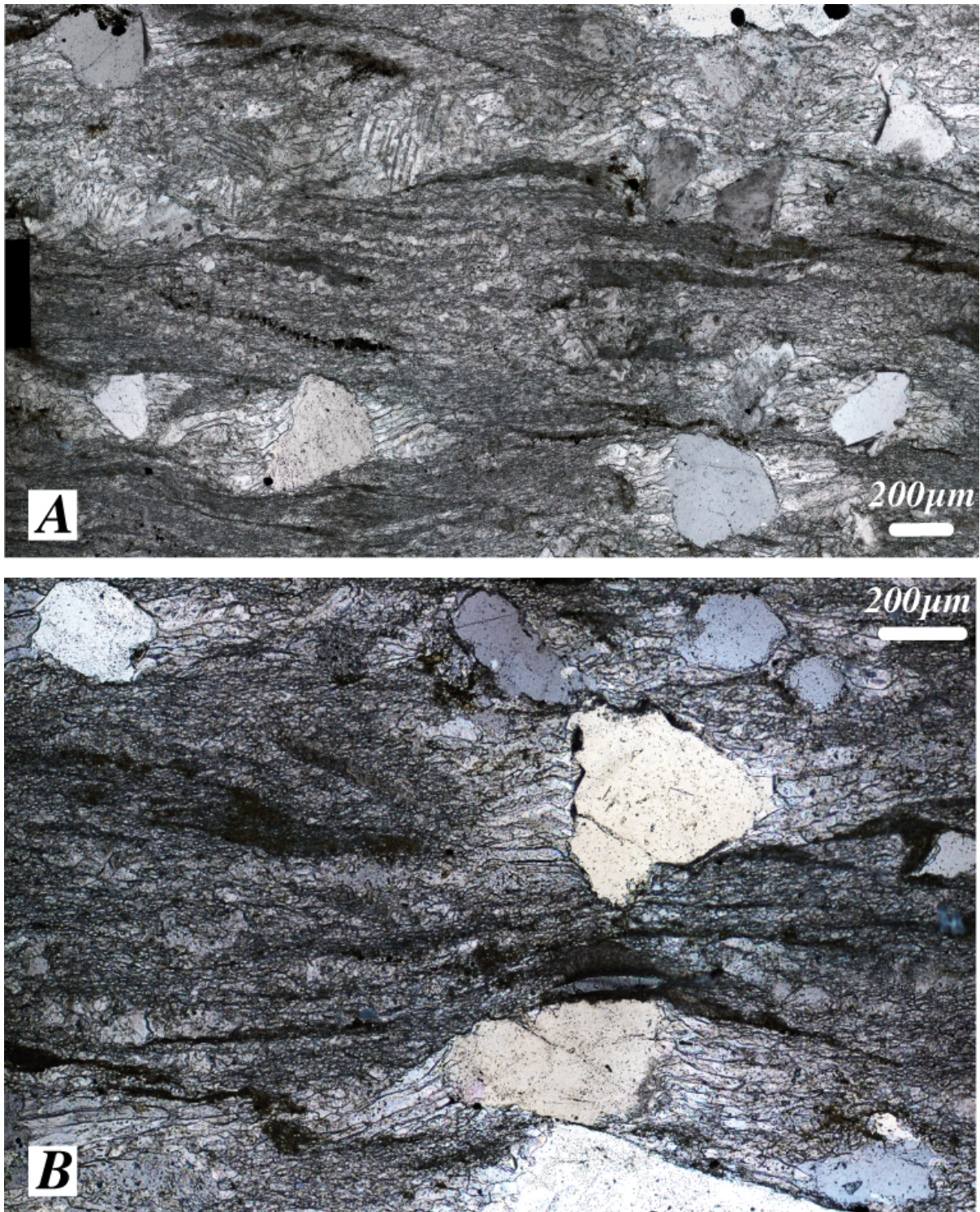


Figure 9: Asymmetric calcite fringes around quartz crystals. Black strips along the foliation are organic matter. Polarized-analyzed reflected light. Sample # 10AG6.

IV.2. Quartz

Quartz does not display any reliable preferred orientation even in samples that are relatively quartz rich. This observation is not surprising since quartz is less ductile than calcite and behaves as rigid objects in the calcite matrix, especially under low

temperature conditions. This behavior is well illustrated by the development of fringes in pressure shadows around quartz grains.



Figure 10: "Retort -shaped" calcite crystal embedded in a finely recrystallized calcite matrix (~80% have a grain size <math><15\mu\text{m}</math>, and ~50% <math><10\mu\text{m}</math>). The mylonitic foliation wraps around the porphyroclasts the upper part of which was more strongly sheared than the lower part and displays evidence of dynamic recrystallization. Polarized-analyzed reflected light. Sample # 10AG1B.

V. Paleotemperatures from raman spectroscopy

The Raman spectroscopy has been used successfully to characterize the structural evolution of carbonaceous materials (CM), reflecting a transformation from disordered CM to well-ordered CM [Wopenka and Pasteris, 1993], during metamorphism. The irreversible polymerization and reorganization of these materials provides a means to determine peak temperatures of metamorphic rocks using Raman CM geothermometer with the R2 Raman parameter [Beysac *et al.*, 2002]. In this study, we have applied the Raman geothermometric approach of Beysac *et al.* [2002] to estimate paleotemperatures in pelitic-psammitic metasedimentary rock samples from the Triassic-Lower Jurassic series displaying a clear mylonitic fabric. The selected samples have been also used to characterize calcite CPO as reported in previous section.

Raman analyses were performed using a Renishaw (Wotton-under-Edge, UK) InVIA Reflex microspectrometer (ENS Paris). Before each session, this spectrometer was calibrated with silicon standard. The light source is a 514-nm Spectra Physics argon laser. The output laser power is around 20 mW but only around 1 mW reached the surface sample through DMLM Leica (Wetzlar, Germany) microscope with a 100x objective (NA = 0.90). Edge filters eliminated the Rayleigh diffusion, and the Raman light was then dispersed using 1800 $\text{g}\cdot\text{mm}^{-1}$ grating before being analyzed by a Peltier cooled RENCAM CCD detector. Measurements have been done on polished thin sections cut normal to the foliation and parallel to the lineation (XZ structural plane). To avoid the effect of polishing, the CM analyzed were below a transparent adjacent mineral, usually

quartz or calcite. The scanning mode was extended from 1000 to 2000 cm^{-1} and the acquisition time was typically between 10 and 60 seconds. To check the within-sample structural heterogeneity, more than 10 analyses were performed on each sample. Spectra were then decomposed using Voigt profile for all bands and the Peakfit software [Beysac *et al.*, 2003].

The results obtained for the 6 analyzed samples are presented in table 1. For 5 samples the estimated temperatures range between 337°C and 387°C. For one sample (10AG4B) of Triassic limestones from an anhydrite-rich layer, a temperature of 494°C was obtained, contrasting significantly with the temperature of 387°C obtained for a sample (10AG4) located about 10 meters above. This result requires further confirmation since it lies significantly out of the temperature range obtained for the 5 other samples. It is however worth remarking that the sampled layer rests about 1m above the contact with Paleozoic schists.

Sample	Nb Spectra	R2	SD	T(°C)	SE
10AG1B	15	0.64	0.01	356	2
10AG2B	14	0.68	0.03	337	4
10AG	14	0.65	0.02	351	3
10AG4	12	0.57	0.05	387	6
10AG4B	13	0.33	0.06	494	7
10AG6	13	0.67	0.02	342	10

Tableau 1: Températures estimées utilisant le R2 Raman paprameter from Beysac *et al.* (2002) for 6 mylonitic limestones, R2 is the ratio of the peak areas of the defect bands measured in the CM Raman spectra. SD is standard deviation, SE is standard error.

VI. Discussion and conclusions

New field observations, crystallographic measurements and temperature estimates collectively support that, during the Late Cretaceous, the Mesozoic cover that borders the Agly basement massif to the North was involved in a rather high temperature, low-angle ductile shear zone localized at the boundary between the two formations. This mylonitic deformation accommodated a décollement of the sedimentary cover from the top of the Paleozoic basement. At the regional scale, this décollement is well documented by the basal truncation of the Mesozoic sedimentary sequence. This was already noticed and emphasized by Durand-Delga [1964] and well described by Berger *et al.*, [1993] on the 1:50.000 geological map of Rivesaltes (especially close to the towns of Estagel and Baixas). The ductile deformation that accommodated this detachment is coeval with the Late Cretaceous metamorphism and the opening of the en-echelon basins. Shear-sense criteria preserved in the mylonitic limestones together with asymmetry of calcite crystallographic preferred orientation consistently suggest top-to-North sense of shear. The kinematics is in agreement with an extensional deformation localized in the lower part of the Mesozoic pile resulting in the exhumation of the Agly basement massif. Strain localization at the boundary between Paleozoic and Mesozoic

formations was probably favored by the low-viscosity evaporite layers within the Triassic sediments that were heavily boudinaged and only subsists as lenses of various sizes along the contact. The mylonitic microstructure of Triassic and lower Jurassic limestones, characterized by a very fine grain size, suggests relatively high stress conditions. Considering the temperature conditions estimated in this study (340-390°C), high deviatoric stress conditions might result from a rather high strain rate [*de Bresser et al., 2002*] and thus a rather fast exhumation of the Agly massif.

VI.1. Microstructure, CPO and deformation mechanisms

Several samples display a concentration of calcite *c*-axis close to the pole of the foliation and a dispersion of *a*-axes in the foliation plane. This pattern, which is interpreted as due to dislocation creep with (0001) as dominant slip plane, is rather frequent in calcite mylonites deformed under medium/high temperature conditions [*de Bresser and Spiers, 1993; Austin et al., 2008*]. Austin et al., [2008] have recently shown that this mechanism is dominant in calcite mylonites from the sole of the Morcles nappe, and that the CPO maintains the same pattern and tends to become stronger approaching the basal contact of the nappe. This evolution contrasts with the evolution of the CPO observed in the North Agly extensional shear zone where the concentration of *c*-axis close to the foliation pole tends to fade in samples with the finest-grain size. In these samples, *c*-axes close to the foliation pole are only maintained for the coarser-grained fraction, whereas in the finest-grained size fraction *c*-axes tend to preferentially concentrate close to the lineation. The contrast between the CPO evolution in the Morcles Nappe and the North Agly extensional shear zone suggests that different deformation mechanisms have operated during the deformation of limestones in these two mylonitic zones.

In the North Agly extensional shear zone, the small grain-size, the weak CPOs, and the variation of the CPO with the grain size in rocks displaying evidence of rather large deformation suggest that dislocation creep is not the only strain-accommodating mechanism. An additional, grain-size sensitive creep mechanism that weakens the crystallographic preferred orientation should significantly contribute to strain accommodation. However, the variation in calcite CPO between very small recrystallized "new" grains and the remaining parent grains in some mylonitic samples suggest that this additional mechanism generate a weak but well-defined preferred orientation of calcite new grains. Grain boundary sliding (GBS) is frequently invoked as strain-accommodating mechanism in very fine-grained aggregates. However, GBS by itself does not generate CPO nor elongate grain shapes. Two types of GBS with different plastic accommodation mechanisms are described in the literature [*Baudelet et al., 1975; Langdon, 1994, 2000, 2006*]: dislocation creep-assisted GBS [*Rachinger, 1952; Mukherjee, 1971*], and 2) diffusion creep-assisted GBS [*Lifshitz, 1963; Langdon, 2000*]. The grain-shape in the aggregate deforming through GBS is equidimensional when the accommodation mechanism is dislocation-creep, while grains display an elongation when diffusion-creep is the accommodation mechanism [*Langdon, 2006*].

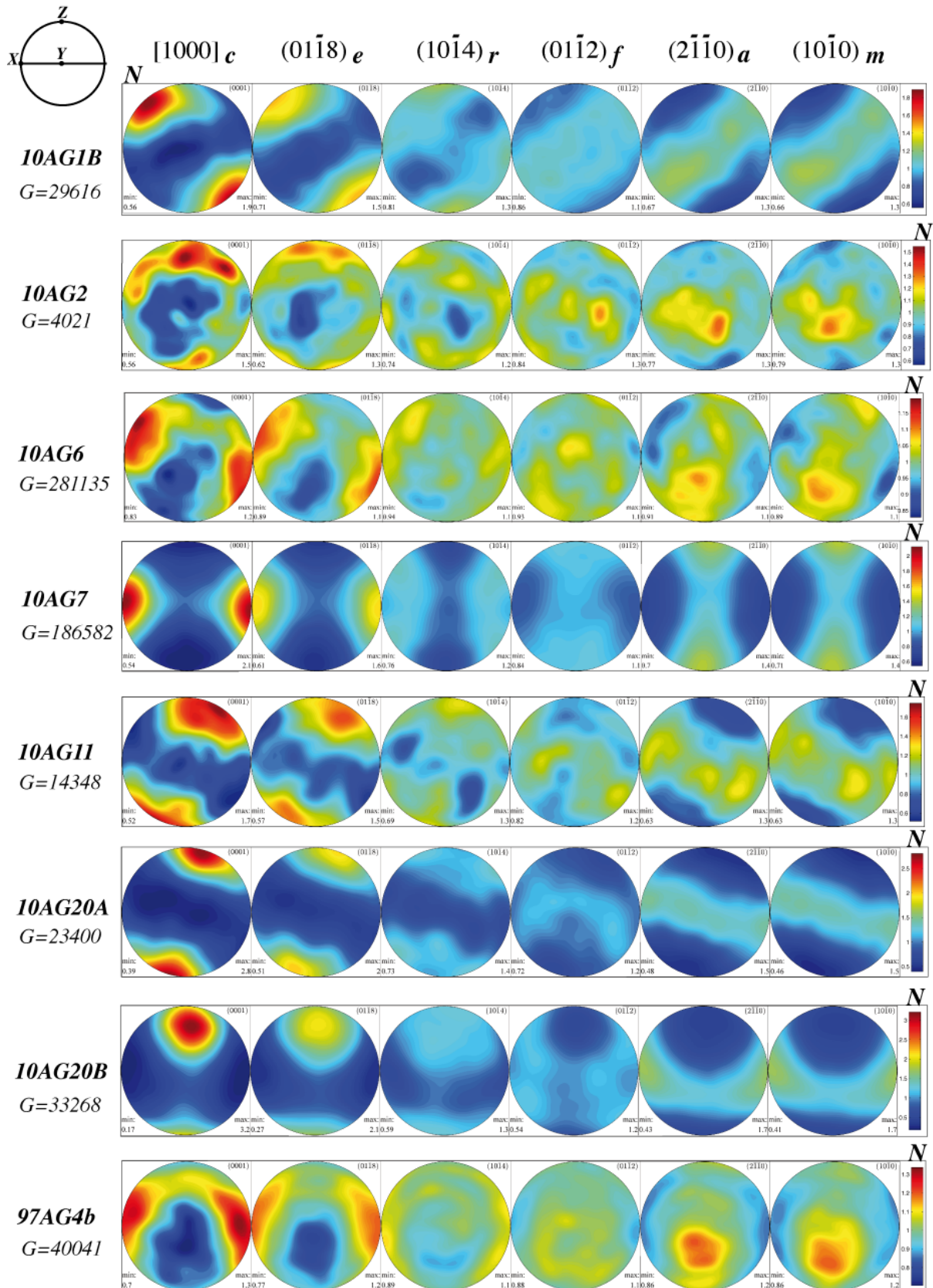


Figure 11: Crystallographic preferred orientation (CPO) of calcite in mylonitic limestones close to the contact with the hercynian basement. All samples display a well-defined although weak CPO. Samples 10AG1B, 10AG2, 10AG 11, 10AG20A and B show a concentration of $[1000]_c$ at a small angle to the pole of the foliation suggesting the basal plane as main slip plane and $(2110)_a$ as main slip direction. Several other samples: 10AG6, 10AG7, 97AG4b display concentrations of $[1000]_c$ close to the lineation and $(2110)_a$ close to the pole to the foliation. This latter CPO would suggest

$[1000]_c$ as slip direction, a system that has never been suggested by experimental work. See further discussion in the main text. G is the number of grains that have been measured. N is North. XYZ on diagram in the upper left corner are the main axis of the strain ellipsoid, X = lination, Z = pole of the foliation, Y = intermediate axes orthogonal to the lination in the foliation plane.

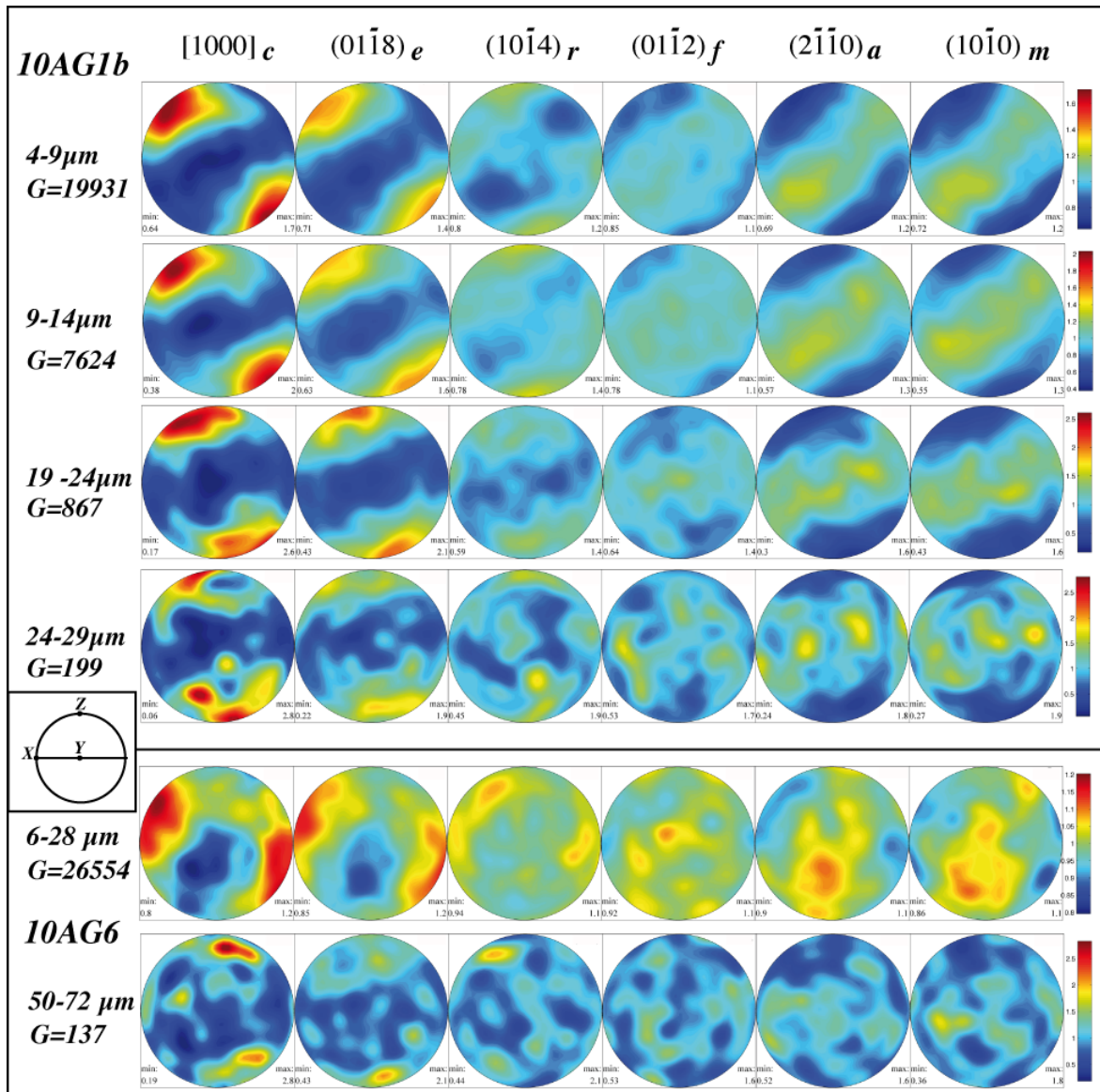


Figure 12: Pole figures showing the variation of calcite CPO with the grain size in two samples having retained calcite porphyroclasts. In both samples, fractions with larger grain size (with enough grains to be statistically reliable) are characterized by a maximum of $[0001]$ close to the pole of the foliation (Z -axes), while fractions with the finest grain size display a concentration of $[0001]$ either between the X and Z axis or closer to the X axes. Grain size and grain size classes (30 to 50 bins) were automatically determined from EBSD measurement using the MTEX software (Hielscher and Schaeben, 2008; Bachmann et al., 2010; Mainprice et al., 2011).

In the studied mylonitic limestones the recrystallized grains of calcite, although very fine-grained (frequently $<10\mu\text{m}$), usually display a slightly elongate shape (up to 3:1). This observation does not fit well the expected equidimensional shape for dislocation-assisted GBS; it rather favors diffusion-creep-assisted GBS. This mechanism might be

enhanced by the presence of fluids during deformation (as suggested by fringes around quartz grains). It might also explain the unusual CPOs of calcite characterized by $c[0001]$ preferentially oriented parallel to the lineation (i.e., the extension direction), which characterizes the very fine-grained aggregates. It is noteworthy that such calcite CPO was not observed in coarser grained-aggregates or in parent grains.

VI.2. Pre-orogenic exhumation model

An extensional shear-zone coeval with the mid-Cretaceous metamorphism developed on the northern flank of the Agly basement massif. During the same period of time, a large basin (the Boucheville basin) developed South of the Agly massif in relation with the displacement of Iberia relative to Europa. This suggests that, during the Upper Cretaceous, extension affected not only a corridor along which Iberia moved, but also the margin of Europa, resulting in a thinning of the continental lithosphere. In the domains where extension localized, the lithosphere of Europa, north of the main basins, was significantly stretched and thinned. The extended middle to lower crust (the basement massifs, bounded by extensional domains) was exhumed. In addition, evidence that large extension occurred within the pre-Albian Mesozoic cover and accommodated basement exhumation suggests that major extensional, low temperature shear zones observed within the Agly basement may be related to the Upper Cretaceous extension.

Figure 13 shows a conceptual model that summarizes the observations made in and around the Agly massif. In this model, the main extension occurs south of the massif where a large and deep basin develops, and an extensional domain is induced north of the Agly massif. This resulted in an asymmetrical exhumation, with the southern limb being significantly more exhumed than the northern limb, resulting in a tilting of the Agly massif. The development of an extensional detachment zone on the northern flank of the Agly massif is consistent with the results of numerical modeling of metamorphic core complexes by Tirel et al. [2008]: in all models with an initial Moho temperature (T_{Mi}) = 830°C, detachment zones developed on the dome limb opposite to the moving boundary. Even under higher temperature initial conditions (T_{Mi} = 1070°C), Tirel et al. [2008] models show that the main detachment zone develops on the dome limb opposite to the moving boundary for high boundary velocities and on the side of the moving boundary for low boundary velocities.

The Agly massif appears as a key-area to study the high temperature deformation that affected the Mesozoic sediments, and especially limestones of the North Pyrenean Zone during the detachment of Iberia from Europa. From this example, we suggest that the pre-orogenic exhumation process deduced from the observations in and around the Agly massif may account for the exhumation of the basement massifs exposed along the North Pyrenean belt. Strongly sheared metamorphic limestones, as those observed in the Agly massif, might represent a source for the HT mylonitic marble clasts that form thick breccia sequences observed in Albian basins, for instance the Aulus basin [Clerc et al., *in press*]. Considering that most North Pyrenean basement massifs, including the Agly massif, display lower crustal formations in tectonic contact with upper Cretaceous metasediments, the suggested widespread extensional deformation of the Southern

Europa lithosphere may also have induced the exhumation of the mantle peridotites exposed along the belt, leading to their remobilization by sedimentary processes [Lagabrielle and Bodinier, 2008].

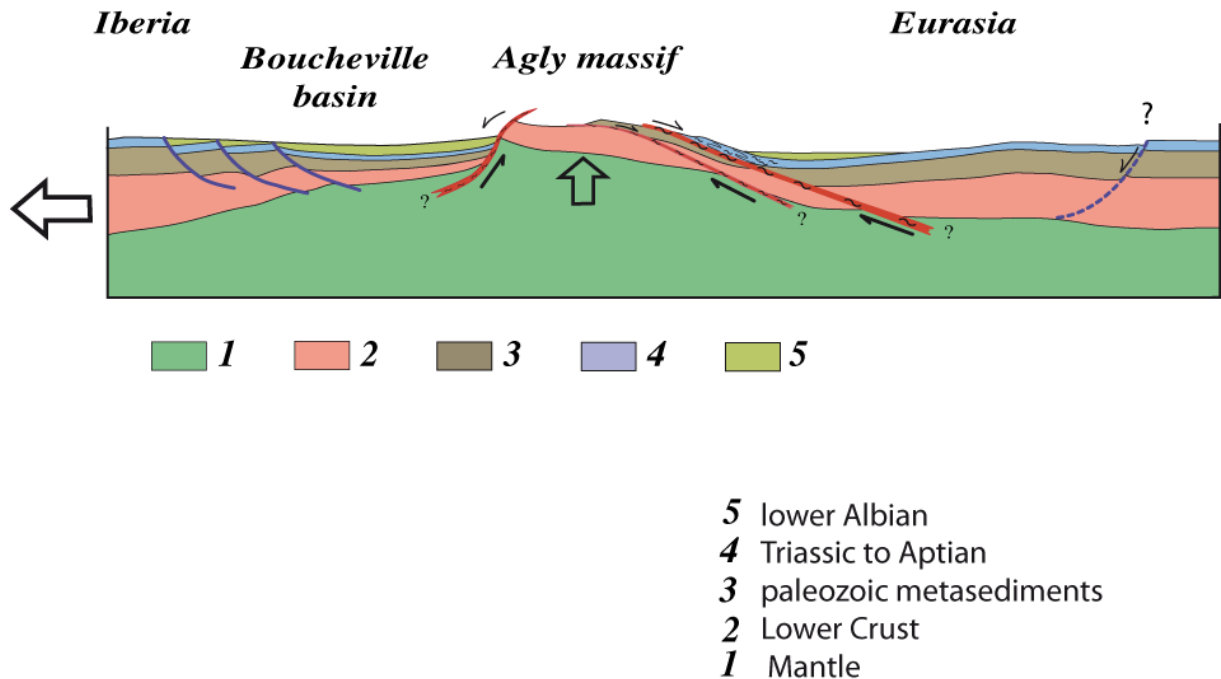


Figure: Cartoon showing a conceptual model for the exhumation of the Agly basement massif during the Late Cretaceous. The subsidence associated to the development of the Boucheville basin is compensated by the exhumation of the Agly massif. NPF represents the limit of the Iberian microplate, i.e., the future North Pyrenean Fault. 1 = subcontinental mantle, 2 = lower crust, 3 = Palaeozoic metasediments, 4 = Triassic to Aptian, 5 = Early Albian and 6 = faults/shear zones.

References

- Andrieux P., 1982. Conditions de cristallisation et évolution paragénétique d'une charnockite hercynienne: le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées-Orientales). *Bulletin de Minéralogie* 105, 253-266.
- Austin, N., Evans, B., Herwegh, M. and Ebert, A., 2008. Strain localization in the Morcles nappe (Helvetic Alps, Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences* 101, 341-360.
- Bachmann, F., Hielscher, R. and Schaeben, H., 2010. Texture Analysis with MTEX – Free and Open Source Software Toolbox. *Solid State Phenomena* 160, 63-68.
- Barbosa, J., and Fonteilles, M., 1986. Examen critique des résultats fournis par certains baromètres couramment utilisés en terrains granulitiques: exemples des granulites de Bahia (Brésil) et du massif de l'Agly (France). *Bulletin de Minéralogie* 109, 359-376.
- Baudelet, B., Suery, M. and Eberhardt, A., 1975. Le glissement aux joints et les mécanismes accommodateurs. *Journal de Physique* 36, 281-289.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C. and Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology* 20, 859-871.
- Beysac, O., Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M. and 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, 2267-2276.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. and Ballèvre, M., 1991. Evolution structurale de la croûte profonde Hercynienne: exemple du massif de l'Agly (Pyrénées orientales, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II* 312, 647-654.
- Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20:143-158.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M. and Sibuet, J.-C., 1973. Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 18, 109-118.
- Choukroune, P. and Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec les modèles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France* 20, 689-700.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y. and de Saint-Blanquat, M., in press. 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*.
- Costa, S. and Maluski, H., 1988. Use of the ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise heating method for dating mylonitic zones: an example from the St. Barthélémy Massif (Northern Pyrenees, France). *Chemical Geology* 72, 127-144.
- de Bresser, J.H.P., Evans, B. and Renner, J., 2002. On estimating the strength of calcite rocks under natural conditions. *Geological Society, London, Special Publications* 200, 309-329.
- de Bresser, J.H.P. and Spiers, C.J., 1993. Slip Systems in Calcite Single Crystals Deformed at 300-800°C. *Journal of Geophysical Research* 98, 6397-6409.
- Goldberg, J.M. and Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 194-207.
- Hielscher, R. and Schaeben, H., 2008. A novel pole figure inversion method: specification of the MTEX algorithm, *J. of Appl. Cryst.* (2008), 41, 1024-1037.

- 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, 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P. and 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, TC4012.
- Langdon, T.G., 1994. A unified approach to grain boundary sliding in creep and superplasticity. *Acta Metallurgica et Materialia* 42, 2437-2443.
- Langdon, T.G., 2000. Identifying creep mechanisms at low stresses. *Materials Science and Engineering A* 283, 266-273.
- Langdon, T.G., 2006. Grain boundary sliding revisited: Developments in sliding over four decades. *Journal of Material Sciences* 41, 597-609.
- Legier, C., Tempier, C. and Vauchez, A., 1987. Tectonique tangentielle ductile synmetamorphe d'age Cretace superieur dans la couverture du massif de l'Agly (zone nord-pyreneenne orientale). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II* 305, 907-911.
- Lifshitz, I.M., 1963. On the theory of diffusion-viscous flow of polycrystalline bodies. *Soviet Physics - Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters* 17, 909-920.
- Mainprice, D., Hielscher, R. and Schaebe, H., 2011. Calculating anisotropic physical properties from texture data using the MTEX open-source package. *Geological Society, London, Special Publications* 360, 175-192.
- Mukherjee, A.K., 1971. The rate controlling mechanism in superplasticity. *Materials Science and Engineering* 8, 83-89.
- Paquet, J. and Mansy, J.-L., 1991. La structure de l'Est des Pyrénées (transversales du massif de l'Agly) : un exemple d'amincissement crustal. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris - Earth and Planetary Science* 312, 913-919.
- Poujol, M., Boulvais, P. and 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, 751-767.
- Rachinger, W.A., 1952. Relative grain translations in the plastic flow of aluminium. *Journal Institute of Metals* 81, 33-41.
- Saint Blanquat, M., 1990. Petrological argument for high temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). *Tectonophysics* 177, 245-262.
- Schärer, U., de Parseval, Ph., Polvé, M. and de Saint Blanquat, M., 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11, 30-37.
- Tirel, C., Brun, J.-P. and Burov, E., 2008. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. *Journal of Geophysical Research* 113, B04403.
- Vielzeuf, D. and Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of the Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 87-96.
- Wopenka, B. and Pasteris, J.D., 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite; applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist* 78, 533-557.