# Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées

Maxime Ducoux

▶ **To cite this version:**

Maxime Ducoux. Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2017. Français. NNT : 2017ORLE2026 . tel-01887025

**HAL Id: tel-01887025**
**https://theses.hal.science/tel-01887025**

Submitted on 3 Oct 2018

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

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

Centre Val de Loire UNIVERSITÉ **UNIVERSITÉ D'ORLÉANS** UNIVERSITE D'ORLEANS

***ÉCOLE DOCTORALE***
***ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS***

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

**THÈSE** présentée par :

**Maxime DUCOUX**

soutenue le : **20 Décembre 2017**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**
Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers / Géodynamique

# Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées

**THÈSE dirigée par :**

| | |
|---|---|
| **Laurent JOLIVET** | Professeur, Université Pierre et Marie Curie |
| **Charles GUMIAUX** | Maître de conférences, Université d'Orléans |
| **Thierry BAUDIN** | Ingénieur, BRGM |
| **Florence CAGNARD** | Ingénieure, BRGM |

**RAPPORTEURS :**

| | |
|---|---|
| **Frédéric MOUTHEREAU** | Professeur, Université de Toulouse |
| **Yves LAGABRIELLE** | Directeur de Recherche, CNRS |

---

**JURY:**

| | |
|---|---|
| **Laurent ARBARET (Président)** | Maître de conférences, Université d'Orléans |
| **Olivier BEYSSAC** | Directeur de Recherche, CNRS |
| **Mary FORD** | Professeure, Université de Lorraine |
| **Jaume VERGES** | Professeur, Université de Barcelone |
| **Frédéric MOUTHEREAU** | Professeur, Université de Toulouse |
| **Yves LAGABRIELLE** | Directeur de Recherche, CNRS |

**INVITÉS:**

| | |
|---|---|
| **Sylvain CALASSOU** | Project Manager, TOTAL SA, Invité |
| **Emmanuel MASINI** | Theme Leader, TOTAL SA, Invité |

# AVANT-PROPOS

Ces travaux de thèse réalisés à l'Université d'Orléans ont été entamés avant le lancement du projet Référentiel Géologique de la France (RGF) développé par le BRGM et qui est focalisé actuellement sur le chantier Pyrénées jusqu'en 2018. Les objectifs scientifiques de cette thèse et du RGF étant étroitement liés, il a été tout naturel d'être associé à ce projet national et de participer à ces nombreuses discussions scientifiques visant à comprendre la chaîne intracontinentale complexe que sont les Pyrénées.

Cette thèse a été encadrée par Laurent Jolivet de l'université d'Orléans, désormais à l'Université Pierre et Marie Curie, Charles Gumiaux à l'Université d'Orléans, Thierry Baudin et Florence Cagnard au BRGM.

Le soutien financier de ce contrat doctoral a été apporté par le Labex Voltaire et le BRGM.

# REMERCIEMENTS

Ce travail de thèse vient conclure les neuf années passées à l'Université d'Orléans, qui ont été marquées par de fabuleuses rencontres, qui m'ont permis d'évoluer dans ma vie professionnelle mais également dans ma vie personnelle. Cette partie de ce manuscrit permet d'évoquer et de remercier l'ensemble des personnes qui ont participé à ma vie de thésard mais également d'étudiant.

Bien entendu, mes remerciements se dirigent en premier lieu, vers mon directeur de thèse Laurent Jolivet, sans qui, je n'aurai pu coucher ces mots qui viennent construire ce manuscrit. Nous ne prêtons jamais vraiment attention à l'importance des mots que nous pouvons prononcer, ainsi que l'impact et l'influence que ces mots ont sur autrui, mais en ce qui te concerne le soutien, le poids des mots et les attentions que tu m'as apportés ont complétement changé le cours de ma vie et ma vision de la géologie mais aussi du monde en général. Tu as toujours su me pousser, m'encourager et me maintenir à flot durant les moments les plus difficiles. Tu m'as permis de réaliser ce fabuleux stage de Master 2 sur l'île de Serifos, alors que j'avais décidé de m'envoler pour le Québec pour le premier semestre. Tu as ensuite poussé pour je m'engage sur cette thèse portant sur cette chaîne des Pyrénées oubliée depuis des années, qui aujourd'hui et le centre de nombreux débats scientifiques. Malgré ta charge de travail importante, tu étais toujours là, quand il fallait, pour m'enmener jusqu'au bout. Un simple merci ne sera jamais suffisant, pour te montrer et te prouver toute ma gratitude. J'espère qu'un jour futur j'aurai le plaisir de pouvoir retravailler avec toi.

Ensuite je tiens à remercier mes encadrants qui m'ont accompagné tout au long de ma thèse. Merci donc à Thierry Baudin, puit de science sur les Pyrénées, qui a su me délivrer tout le savoir et la connaisance qu'il avait sur cette chaîne de montagne. Je me souviendrai toujours de cette phrase que tu m'as dit, tout naturellement sur le terrain, devant un fabuleux panorama: « tu vois cette vallée, c'est là-bas que l'on va s'enfiler ». Merci également de m'avoir accompagné sur le terrain et m'aider pour comprendre la structrure, si complexe de la Zone Interne Métamorphique. Merci également à Florence Cagnard, pour m'avoir accompagné sur le terrain ainsi que pour son aide précieuse pour la construction du manuscrit de thèse. Et enfin merci à Charles Gumiaux, qui a toujours eu de bonnes idées pour m'aider à décrypter et à résoudre le mystère de la Zone Nord-Pyrénéenne. Merci à Abdeltif Lahfid qui m'a enseigner la science mystérieuse des ramanistes. Grâce à ton aide précieuse, ainsi qu'à ton expertise, j'ai pu acquérir de nombreuses valeurs de température qui m'ont permis d'éttayer mon raisonnement.

Merci aux membres du jury, qui ont accepté de prendre le temps de relire ce manuscrit et de s'être déplacé pour ma soutenance de thèse. Cette soutenance fut riche en enseigements et je vous remercie pour tous les remarques et conseils que vous m'avez prodigué.

Un grand merci à Emmanuel Masini, qui m'a permis de continuer l'aventure sur les Pyrénées, en m'offrant un contrat post-doctoral à Total (Pau).

Je tiens également à remercier tout le personnel de l'ISTO que j'ai pu cottoyer tout au long de ma thèse. Je ne peux pas citer tout le monde, mais j'ai passé d'excellents moments avec chacun d'entre vous. Je pense particulièrement à Virginie Lancelot, ainsi qu'à Olivier Gaudefroy qui ont toujours été présent pour m'aider, dans les abîmes de l'administration. Un merci particulier également pour les litholamelleurs Sylvain Janiec et Jean Gabriel Badin, qui ont réalisé l'ensemble de mes lames minces (~200) et qui toujours été agréable avec moi.

J'ai toujours aimé les sciences depuis mon plus jeune âge. Dans un premier temps attiré par les sciences physiques autour des orages, je me suis rapproché de la géologie, comme tous les enfants, par la sédimentologie et la paléontologie à travers les émissions de *C'est Pas Sorcier*. Et depuis tout petit j'ai été plongé dans la géologie, lorsque j'accompagnais mon père dans la carrière de calcaire locale, dans laquelle, il travaillait. Par la suite le film *le Pic de Dante*, retracant l'histoire du Mont St Helen, à confirmé l'interet profond que je portais pour la géologie. Mais l'homme qui a été déterminant, dans le choix de mes études, était mon professeur de sciences de la vie et de la terre au lycée, M. Courteau. Je le remercie de sa passion qu'il m'a transmis, à travers ces cours.

Il est temps de remercier tous mes amis qui ont participer de près ou de loin à ce travail de thèse. Dans un premier temps je remercie Armel, qui fut mon co-bureau durant les deux premières années de ma thèse. Toujours à l'écoute et d'une gentillesse implaccable, j'ai vraiment apprécié partager mon bureau avec toi. Cette proximité a permis de développer notre amitié. Je le remercie également lui et Eloïse, pour ne pas m'avoir laissé dormir sous un pont quand je revenais sur Orléans, lors de ma fin de thèse. Merci Eloïse pour ton écoute et ton amitié. J'ai passé de très bon moment avec toi. Je tiens à remercier Adoum avec qui j'ai partagé de nombreuses pauses café, durant lesquelles nous pouvions discuter de tous les sujets possibles et imaginables. J'ai beaucoup aimé passer du temps avec toi et je me rappelerai de tous nos débats sur des sujets plus ou moins sensibles. C'était le bon temps. Merci beaucoup à Vincent avec qui j'ai passé énormément de temps. Tu es quelqu'un d'intègre et de vrai, à qui on peut

tout dire. Je pense que j'ai de la chance d'être ton ami. Merci à Valentin, Hugues et Joana, mes grenoblois préférés et Alexandre (alias ma praline) que j'ai rencontré en début de Master. J'ai passé des moments incroyables avec vous. Egalement un merci à tous les thésards, Benoit, Thomas, Florent, Kevin, unique en son genre, Chloé, Carlos, Amélie, Laurianne, Julie, Morgane, Mohamed, Zyneb, Nolwenn, Malcom, Rabi, Yann avec qui j'ai partagé de bons moments. Merci également à mes collègues de Master passé aux Québec, James, Marion, Jean-Marc, Nicolas, Alexis, Youenn et Ann-Fleur. Je tiens également à remercier Charlène, dans un premier comme amis, puis comme la personne qui était toujours présente, lorsque j'avais un soucis ou une question sur la géomatique, science utile pour les géologues structuraux.

Mention spéciale pour Romain Augier, maitre de conférence à l'ISTO, qui a su être à l'écoute quand j'étais un peu perdu, pendant les moments les plus difficiles et merci d'être là en tant qu'amis tout simplement.

Un grand merci à Anaëlle qui est sans aucun doute ma meilleure amie. On s'est rencontré pour la première fois, quand j'étais en Licence, lorsque tu avais en charge les TD de paléontologie, pendant ta thèse. Il me semble que tu ne m'appréciais guère à cette époque, mais on a largement appris à se connaître, pendant ma thèse. J'ai passé d'excellements moments avec toi et tu reste sans contestation possible la personne à qui je peux tout dire. Les moments passés sur le chemin du retour entre Orléans et Vierzon vont me manquer, mais pas que, je dirai plutôt, tous les moments passés avec toi.

Un merci énorme pour Jocelyn Pelletier, illustre géologue québéquois. Lors de mon voyage au Québec, tu as su soigner mon âme et me redonner confiance en moi. Ces mois passés avec toi seront inoubliables, tu m'as fait découvrir plus de choses en quelques mois, que je n'aurai pu en découvir dans l'ensemble de ma vie. J'admire toutes les valeurs que tu portes, ne perd jamais ça.

Un Merci à mon meilleur amis Clément qui m'accompagne depuis l'école maternel. Tu as toujours été là pour moi et je te suis éternellement reconnaissant. Merci également à sa compagne Charlotte, qui est forcément devenue une grande amie.

Et pour finir ces remerciements, je tiens à remercier l'ensemble de ma famille, mais particulièrement mes parents et mon frère qui m'ont toujours soutenu pendant mes études même si tout n'a pas toujours été facile. Sans l'éducation et l'aide de mes parents, je n'aurai jamais pu accomplir tout ce que j'ai fait et notamment écrire ce manuscrit de thèse.

# SOMMAIRE

AVANT-PROPOS 5
REMERCIEMENTS 7
INTRODUCTION 19
**1. Structures et processus de déformation des marges hyper-amincies 23**
1.1 Mécanisme et développement de l'amincissement crustal 23
1.2 Description et évolution morphologique des marges hyper-amincies 26
*1.2.1 Description morphologique et structural d'une marge hyper-amincie 26*
*1.2.2 Modèles de formation d'une marge hyper-amincie 30*
*1.2.3 Notion d'héritage pour la formation des marges hyper-amincies 33*
**2. Marges chaudes et marges froides 36**
**3. Inversion tectonique et notions d'héritage 37**
3.1 Modélisation numérique de l'inversion 38
3.2 Exemple naturels d'inversion de marges amincies 41
*3.2.1 Les Andes centrales 41*
*3.2.2 Les Alpes occidentales 43*
*3.2.3 Le Haut-Atlas 45*
**4. Références bibliographiques de l'introduction 48**
CHAPITRE I-CONTEXTE GEOLOGIQUE DES PYRENEES 63
**I.1 Les principaux traits structuraux de la chaîne 66**
I.1.1 Le Bassin Aquitain 69
I.1.2 La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) 70
I.1.3 La Zone Axiale (ZA) 74
I.1.4 La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) 74
I.1.5 Le bassin de l'Ebre 77
**I.2 Structure générale de la chaîne 78**
I.2.1 Les premières données sur la structure profonde la chaîne 78
*I.2.1.1 Le profil ECORS 78*
*I.2.1.1 Le profil ECORS-Arzacq 81*
I.2.2 Précision de la structure profonde la chaîne 82
**I.3 Histoire tectonique la Zone Nord Pyrénéenne et problématique 88**
I.3.1 Héritage pré-rift 88
*I.3.1.1 L'orogenèse hercynienne 88*
*I.3.1.2 L'extension tardi-hercynienne 91*
*I.3.1.3 La distension triasique 92*
I.3.2 Evolution mésozoïque : rifting du domaine Pyrénéen et orogenèse 96

*I.3.2.1 Cinématique des plaques Ibérie et Europe* *96*
*I.3.2.2 Modalité de l'extension Crétacé* *104*
*I.3.2.3 Le métamorphisme HT-BP dans les Pyrénées* *117*
*I.3.2.4 Le magmatisme alcalin* *123*
*I.3.2.5 Le métasomatisme du socle Varisque* *124*
*I.3.2.5 La phase de compression pyrénéenne* *126*
*I.3.2.6 Evolution post-collisionnelle des Pyrénées* *140*
**I.4 Problèmes liés à la Faille Nord-Pyrénéenne** **142**
I.4.1 Héritage structural de la FNP 142
I.4.2 Le tracé actuel de la FNP 144
I.4.3 Rôle de la FNP durant l'orogenèse pyrénéenne, est-elle une limite entre deux plaques lithosphériques ? 147
**I.5. Problématique et démarche de travail** **149**
I.5.1 Problématique liée au chantier pyrénéen 149
I.5.2 Objectifs de travail 150
**I.6 Références bibliographiques du chapitre** **151**
CHAPITRE II-ETUDE STRUCTURALE DE LA ZONE NORD-PYRENEENNE 175
**II.1 Présentation du Chantier et démarche de travail** **178**
**II.2 Secteur occidental de la ZIM : le Bassin de Sarrancolin et le Fossé des Baronnies** **181**
II.2.1 Description générale de la zone d'étude 181
II.2.1.1 Le Fossé des Baronnies 181
II.2.1.2 Les Chaînons Calcaires 184
II.2.1.3 Le Massif Nord-Pyrénéen de la Barousse 184
II.2.1.4 La Zone Interne Métamorphique 185
II.2.1.5 La Zone Axiale 186
II.2.2 Relations structurales entre la ZIM, la ZNP et la ZA 187
*II.2.2.1 Structure à l'échelle régionale* *187*
*II.2.2.2 Descriptions des déformations superposées par secteur* *192*
*II.2.2.3 Déformations liées à la FNP* *209*
II.2.3 Coupes structurales à travers la ZIM et le Fossé des Baronnies 212
II.2.4 Synthèse des phases de déformation dans le secteur occidental de la ZIM 216
**II.3 Secteur centre-ouest de la ZIM : le Fossé de la Ballongue** **217**
II.3.1 Description générale de la zone d'étude 217
II.3.2 Aspects de la structure régionale de la ZIM dans ce secteur 221

II.3.3 Coupes structurales N-S recoupant la ZIM et les unités avoisinantes 228

**II.4 Secteur central de la ZNP: Fossé d'Aulus 231**

II.4.1 Description de la zone d'étude 231

II.4.2 Déformation des sédiments post-rift 236

II.4.3 Coupes structurales N-S recoupant la ZIM et la ZNP 240

**II.5 Secteur centre-est de la ZIM : Bassin de Tarascon-sur-Ariège 244**

II.5.1 Description générale de la zone d'étude 244

II.5.2 Aspect de la structure et de la déformation de la partie centrale de la ZIM 250

*II.5.2.1 Organisation de la déformation et des structures associées à l'échelle régionale 250*

*II.5.2.2 Description des déformations observées sur le terrain 254*

II.5.3 Coupe structurale à travers la ZIM 270

**II.6 Secteur oriental de la ZIM : région de Bessède-de-Sault 273**

II.6.1 Description sommaire de la zone d'étude 273

II.6.2 Coupe structurale à travers la ZIM et le massif de Bessède 278

**II.7 Extrémité orientale de la ZIM 281**

II.7.1 Description succincte de la zone d'étude 281

II.7.2 Aspect de la structure et de la déformation de la partie extrême orientale de la ZIM 284

*II.7.2.1 Organisation de la déformation et des structures associées à l'échelle régionale 284*

*II.7.2.2 Description des déformations observées sur le terrain 288*

II.7.3 Coupe structurale à travers la ZIM et le synclinal du Bas-Agly 299

**II.8 Coupe structurales orientée est-ouest 302**

**II.9 Références bibliographiques du chapitre 305**

CHAPITRE III- LA NAPPE DES MARBRES : EXEMPLE D'UNE UNITE METAMORPHIQUE ALLOCHTONE 317

**III.1 Article scientifique sur la région de la Nappe des Marbres 320**

III.1.1 Abstract 320

III.1.2 Introduction 322

III.1.3 Geological settings 325

*III.1.3.1 Cretaceous rifting in the Pyrenean belt 325*

*III.1.3.2 The Nappe des Marbre Unit 330*

*III.1.3.3 Metamorphism in the Nappe des Marbres Unit 335*

III.1.4 Structure of the NMU and adjacent areas: evidences for a complex geometry and several deformation phases 336

*III.1.4.1 Regional-scale structure of the Nappe des Marbres Unit 336*

*III.1.4.2 Description of superposed deformations in the NMU and adjacent domains 338*

*III.1.4.3 Evidences of Pyrenean compressional events in the Variscan Basement 344*

*III.1.4.4 Fault distribution within the study area 346*

*III.1.4.5 Structural position of the Nappe des Marbres Unit and relationships with the Central Depression and the Basement 349*

III.1.5 New insights on the thermal structure of the NMU with Raman spectroscopy 353

*III.1.5.1. Raman spectroscopy of carbonaceous materials: analytical method 353*

*III.1.5.2 Distribution of Tmax and thermal variations within the study area 357*

III.1.6 Discussion and interpretation 360

*III.1.6.1 Thermal structure and Tmax distribution in favour of an "hyper-extension" model 360*

*III.1.6.2 Role of the Leitza Fault and main inherited faults 366*

*III.1.6.3 Salt tectonic and early structuration of the Nappe des Marbres Unit 368*

*III.1.6.4 Structural Evolution of the Nappe des Marbres Unit 370*

III.1.7 Conclusion 375

III.1.8 Acknowledgments 376

III.1.9 References 376

**III.2 Synthèse de la répartition des phases de déformation à l'échelle de la chaîne 391**

III.2.1 Déformation ductile associée à la foliation $S_{0-1}$ 391

III.2.2 Seconde phase de déformation associée à la convergence 393

III.2.3 Troisième phase de déformation associée à la convergence 393

CHAPITRE IV- THERMICITE DE LA ZONE NORD-PYRENEENNE 395

**IV.1 Méthodologie de la méthode Raman 397**

IV.1.1 Principe de la méthode 397

IV.1.2 Instrumentation 399

IV.1.3 Spectres Raman des matériaux carbonés 400

IV.1.4 La spectroscopie Raman des matériaux carbonés : une approche géothermométrique 401

IV.1.5 Analyses Raman sur des matériaux carbonés : protocoles d'analyse 405

IV.1.6 Limites de la méthode 406

**IV.2 Démarche et protocole d'échantillonnage 408**

**IV.3. Applicabilité de la méthode 413**

**IV.4 Thermicité du segment Pyrénéen 417**

IV.4.1 Zonation thermique à l'échelle de la chaîne 417

IV.4.2 Apport des nouvelles données Raman sur l'ensemble du segment pyrénéen 419

**IV.5 Thermicité à l'échelle des bassins 428**

IV.5.1 Zone de la Nappe des Marbres 428

IV.5.2 Les Chainons Béarnais 434

IV.5.3 Zone du massif de la Barrousse et du Bassin des Baronnies 437

IV.5.4 Bassin de Tarascon-sur-Ariège 444

IV.5.5 Zone du massif de Bessède-de-Sault 448

IV.5.6 Zone orientale de la ZIM, Boucheville et Bas-Agly 452

**IV.6 Bilan sur la thermicité du domaine pyrénéen 457**

**IV.7.Références bibliographiques du chapitre 460**

CHAPITRE V- LE BAS-AGLY : UNE UNITE ALLOCHTONE DANS LA TERMINAISON ORIENTALE DE LA ZONE INTERNE METAMORPHIQUE 468

**V.1 Abstract 471**

**V.2 Introduction 473**

**V.3 Geological settings of the Agly area 475**

**V.4 Thermal structure of the eastern part of the IMZ 477**

**V.5 Tectonique consequences of the IMZ thermal structure 480**

**V.6 Discussion and interpretation 483**

V.6.1 Distribution of metamorphism 483

V.6.2 A thrust at the base of the Bas-Agly Syncline 484

V.6.3 A 2D model of the IMZ 486

**V.7 Conclusion 489**

**V.8 Acknowledgments 489**

**V.9 References 490**

**V.10 Supplementary materials 496**

CHAPITRE VI-SYNTHESE ET DISCUSSION GENERALE 498

**VI.1 Répartition et signification de la thermicité liée au rifting dans le domaine nord-pyrénéen 502**

VI.1.1 Distribution du métamorphisme à l'échelle de la chaîne 502

VI.1.2 Structure thermique et gradients thermiques latéraux et à l'échelle des bassins constituant la ZIM 508

VI.1.3 Contrastes ou sauts thermiques associés à des failles majeures 520

VI.1.3 Influence du métamorphisme pyrénéen dans le socle Varisque ? 524

**VI.2 Relation entre le métamorphisme de HT-BP et les différentes phases de déformation 528**

VI.2.1 Empreinte de la tectonique salifère précoce 528

VI.2.2 Déformation extensive en relation avec le métamorphisme de HT-BP 532
VI.2.3 Déformation compressive associée à la structuration de la chaîne 538
**VI.3 Signification et rôle des accidents majeurs 541**
VI.3.1 Niveau de décollement lors de la convergence 541
VI.3.2 Cinématique de la Faille Nord-Pyrénéenne 544
**VI.4 Modèles géodynamiques 550**
VI.4.1 Modèles géodynamiques régionaux 550
*VI.4.1.1 Modèle géodynamique des Pyrénées occidentales 550*
*VI.4.1.2 Modèle géodynamique des Pyrénées centrales 552*
*VI.4.1.3 Modèle géodynamique des Pyrénées orientales 556*
VI.4.2 Modèle général à l'échelle de la chaîne 559
*VI.4.1.2 Modèle géodynamique de type "marge froide" 559*
*VI.4.1.3 Modèle géodynamique de type "marge chaude" 563*
CONCLUSION GENERALE 568
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES GENERALES 574
LISTE DES FIGURES 628
LISTE DES TABLEAUX 640
RESUME 645
ABSTRACT 645

# INTRODUCTION

L'avènement de la théorie de la tectonique des plaques durant les années 60 découle de nombreuses hypothèses et observations, depuis la proposition de la dérive des continents (Wegener, 1912) basée sur des considérations cartographiques, paléontologiques et paléoclimatiques et de l'expansion des fonds océaniques (e.g. Hess, 1962 ; Vine et Matthews, 1963). Par la suite, plusieurs modèles cinématiques établissent un découpage de lithosphère en plusieurs plaques principales (Wilson, 1965), qui rendent compte des grands principes de cette théorie (e.g. McKenzie et Parker, 1967 ; Morgan, 1968 ; Le Pichon, 1968). Cette théorie a permis de rendre compte de l'amincissement crustal et de la rupture continentale, conséquences de la divergence des plaques, et de domaines de croûte épaissis formés par la convergence des plaques, les chaînes de montagnes. Depuis la formation du premier supercontinent ces processus d'extension et de convergence se répètent de manière régulière selon le cycle de Wilson. Une fois formées, les lithosphères océaniques et continentales, constituent des domaines relativement stables, hormis lors des étapes de transition, correspondant à la formation des orogènes et de la rupture continentale. La rupture continentale correspond au rifting, entrainant la formation de marges passives lors de l'étirement et de l'amincissement de la lithosphère continentale. La succession de la formation de supercontinents entraine l'inversion positive (i.e. Glennie et Boegner, 1981) des marges passives, ainsi que des bassins formés lors de l'extension, et la réactivation de nombreuses structures et accidents crustaux issus des épisodes tectoniques précédents (Wilson, 1966 ; Sykes, 1978 ; Lowry et Pérez-Gussinyé, 2011). La reprise de l'ensemble de ces structures au cours de la succession de différents orogènes, sont à l'origine de la notion d'héritage structural. La chaine des Pyrénées constitue un orogène récent remobilisant un orogène plus ancien (Varisque), illustrant donc concrètement cette cyclicité extension/convergence et la notion d'héritage lié aux évènements tectoniques, magmatiques et thermiques lors de l'élaboration du prisme orogénique (*cf. Chapitre I*).

La compréhension de l'inversion des systèmes extensifs et plus particulièrement les domaines de marges amincies, dans les chaines de montagnes récentes, est un point clé pour définir l'évolution géodynamique de la chaîne pyrénéenne. La recrudescence récente de travaux sur la période d'amincissement crustal qui a précédé la compression pyrénéenne, est largement due à la mise en évidence de l'exhumation du manteau pendant le rifting, souvent associée au terme d'« hyper-amincissement » (e.g. Hall et Benett, 1979 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes *et al.*, 2009, 2010c ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Masini *et al.*, 2014 ; Tugend *et al.*, 2014 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc et al.,

2016 ; Teixell et al., 2016 ; Lagabrielle et al., 2016). L'apport de ces nouvelles données, permettent de mieux comprendre les processus d'extension associés à l'exhumation du manteau lithosphérique, mais il soulève également de nombreuses questions sur les modalités de l'inversion tectonique de ces marges hyper-étirées et des bassins sédimentaires associés, affectés par un métamorphisme HT-BP, dans la construction du prisme orogénique pyrénéen.

## 1. Structures et processus de déformation des marges hyper-amincies

### 1.1 Mécanisme et développement de l'amincissement crustal

La compréhension des processus d'amincissement crustal est un enjeu majeur, notamment lorsqu'il précède la formation d'une chaîne de collision. Ces évidences de bassins sédimentaires mis en place avant la formation du prisme orogénique ont été révélées assez tôt, notamment dans le domaine Alpin (e.g. Bertrand 1884 ; Argand 1916 ; Staub 1917 ; Bernoulli 1964 ; Trümpy 1984 ; Lemoine et al. 1986). Il a été montré que la formation de ces bassins était contrôlée par le développement de failles normales à fort pendage (Bernoulli 1964 ; Trümpy 1984 ; Barféty et Gidon, 1984 ; Lemoine et al., 1986). L'observation du premier bloc basculé dans la marge passive actuelle des Entrées de la Manche (De Charpal et al. 1978 ; Montadert et al. 1979) a permis d'établir les premières analogies avec les bassins extensifs observés au sein des orogènes récents. L'ensemble de ces observations de terrain et en sismique ont permis d'établir les premiers modèles conceptuels de l'amincissement de la croûte continentale et de la formation des marges passives. Il existe deux modèles d'amincissement crustal impliquant deux types de mécanisme opposés et un modèle intermédiaire (Figure 1). Le premier modèle proposé décrit un cisaillement pur, impliquant un amincissement uniforme et symétrique de la lithosphère (McKenzie, 1978) (Figure 1a). Ce mode d'amincissement est issu d'une phase d'étirement rapide de la lithosphère, impliquant une remontée de l'asthénosphère et un flux de chaleur élevé (Figure 1a). L'expression en surface de cet amincissement s'exprime par des marges symétriques et par la formation de nombreux blocs basculés, limités par des failles normales à fort pendage (Figure 1a). Cet amincissement de la lithosphère entraine également une subsidence importante, notamment pendant la phase post-rift contrôlée essentiellement par le refroidissement de la lithosphère. Le second modèle proposé, décrit un cisaillement simple à l'échelle de la lithosphère correspondant à un amincissement asymétrique (Wernicke, 1981, 1985) (Figure 1b). La déformation extensive est exprimée et contrôlée par le développement de nombreuses failles à faible pendage limitant de nombreux blocs basculés, correspondant à un système de détachements (Figure 1b). Ce modèle permet d'expliquer l'asymétrie entre les deux marges passives.

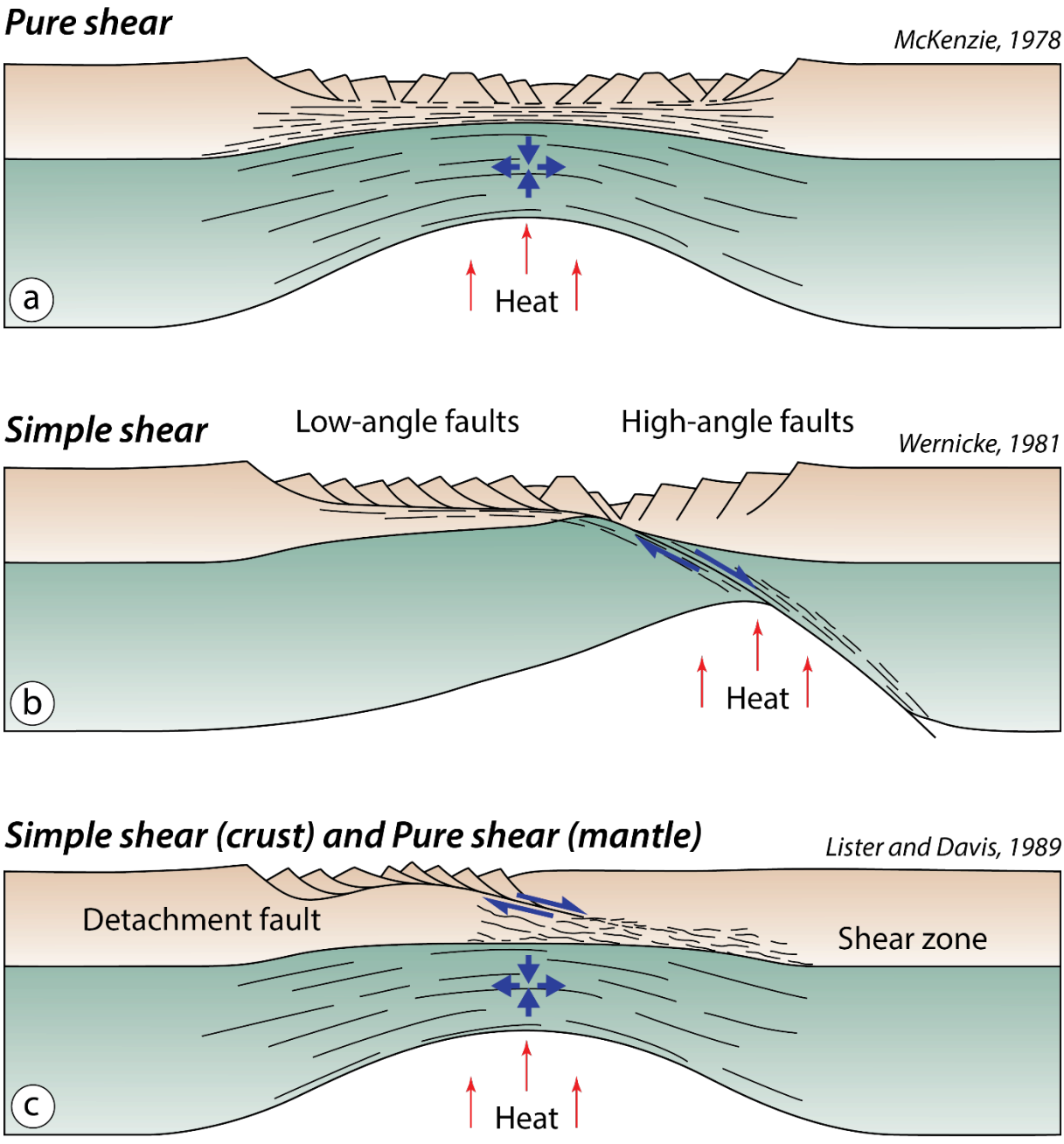


*Figure 1 : représentation des différents modèles d'amincissement de la lithosphère continentale : a) mode de cisaillement pur d'après McKenzie, 1978 ; b) Mode de cisaillement simple, d'après Wernicke, 1985 ; c) Mode de déformation intermédiaire, impliquant un cisaillement simple dans la croûte continentale et un cisaillement pur dans le manteau, d'après Lister et Davis, 1989. Figure modifié d'après Fossen, 2010.*

De nombreux modèles intermédiaires concernant l'amincissement existent (e.g. Rehrig & Reynolds, 1980 ; Davis & Hardy, 1981 ; Hamilton, 1982), notamment un modèle combinant cisaillement simple dans la croûte continentale et cisaillement pur dans le manteau lithosphérique (Lister et al., 1986 ; Lister et Davis, 1989) (Figure 1c). La déformation extensive est exprimée par de nombreuses failles normales raccordées sur un détachement marqué (fragile) dans la croûte supérieure fragile et est associé au développement de mylonites, sous la

transition ductile-fragile, dans la croûte inférieure (Figure 1c). Ce modèle est adapté au « Metamorphic Core Complex », car l'activité du cisaillement majeur permet la remontée de matériel plus profond.

Le mode de cisaillement pur (Mckenzie, 1978) permet de comprendre la formation et l'évolution des marges proximales, mais il n'explique pas l'exhumation de manteau lithosphérique dans le domaine distal, caractérisé par un amincissement extrême de la lithosphère. En effet, ce domaine est marqué par une croûte continentale très étirée voire absente, marqué par l'exhumation de manteau lithosphérique serpentinisé (Boillot et al., 1980, 1987 ; Lemoine et al.,1987, Florineth and Froitzheim, 1994 ; Froitzheim and Manatschal, 1996 ; Manatschal and Bernoulli, 1998). Le mode de cisaillement simple, associé au développement de système de détachements plats accommodant l'amincissement (Wernicke, 1981 ; Lister et Davis, 1989) explique bien la formation des MCC en domaine intracontinental fortement étirés. Ils permettent donc d'expliquer la remontée de matériel et notamment l'exhumation du manteau lithosphérique. Néanmoins l'ensemble de ces modèles ne permet pas d'expliquer les processus de formation d'une marge hyper-amincie, marquée par un amincissement précoce de la lithosphère, précédant la mise en place de ces systèmes de détachement (e.g. Manatschal et al., 2001 ; Manatschal, 2004 ; Pérez-Gussinyé et Reston, 2001).

## 1.2 Description et évolution morphologique des marges hyper-amincies

### *1.2.1 Description morphologique et structurale d'une marge hyper-amincie*

Les marges passives issues de processus d'extension et d'un amincissement crustal entrainant l'océanisation sont généralement rangées en trois catégories, les marges riches en magma, les marges pauvres en magma et les marges transformantes (Reston 2009) (Figure 2). Dans ce travail de thèse, nous nous intéressons particulièrement aux marges passives peu magmatiques largement décrites dans les Pyrénées (e.g. Pedreira et al. 2003, 2007 ; Jammes et al. 2009 ; Lagabrielle & Bodinier 2008 ; Lagabrielle et al. 2010 ; Roca et al. 2011 ; Clerc et al., 2012 ; Masini et al., 2014 ; Tugend et al., 2014). Il existe également de nombreux exemples de marges peu magmatiques, notamment au large de l'Ibérie, de Terre-Neuve, du nord-ouest de l'Australie et au niveau de la mer du Labrador (e.g. Karner et Driscoll, 2000; Whitmarsh et al., 2001; Manatschal, 2004; Reston, 2009; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2010; Pérez-Gussinyé, 2013) (Figure 2). L'apport des analogues fossiles permet de mieux comprendre l'évolution du processus de rifting, qui reste un enjeu clé et permet également d'appréhender le rôle des structures héritées lors de l'inversion de ces marges dans les orogènes les plus récents. Le terme de marge hyper-amincie est généralement attribué aux marges passives où l'amincissement est lié à une croûte continentale très fine et à l'exhumation de manteau lithosphérique (e.g. Unternehr et al., 2010 ; Sutra et al., 2013). Ces marges hyper-amincies sont généralement observées directement sur des architectures de marges passives actuelles, en mer, par sismique réfraction (e.g. Lundin & Doré 2011; Reston & Manatschal 2011 et références citées) et dans des analogues fossiles préservés dans les orogènes (e.g. les Alpes: Manatschal 2004; Mohn et al. 2010, 2012; Masini et al. 2011, 2012; les Pyrénées: Jammes et al. 2009; Lagabrielle et al. 2010; les Caledonides: Andersen et al. 2012).

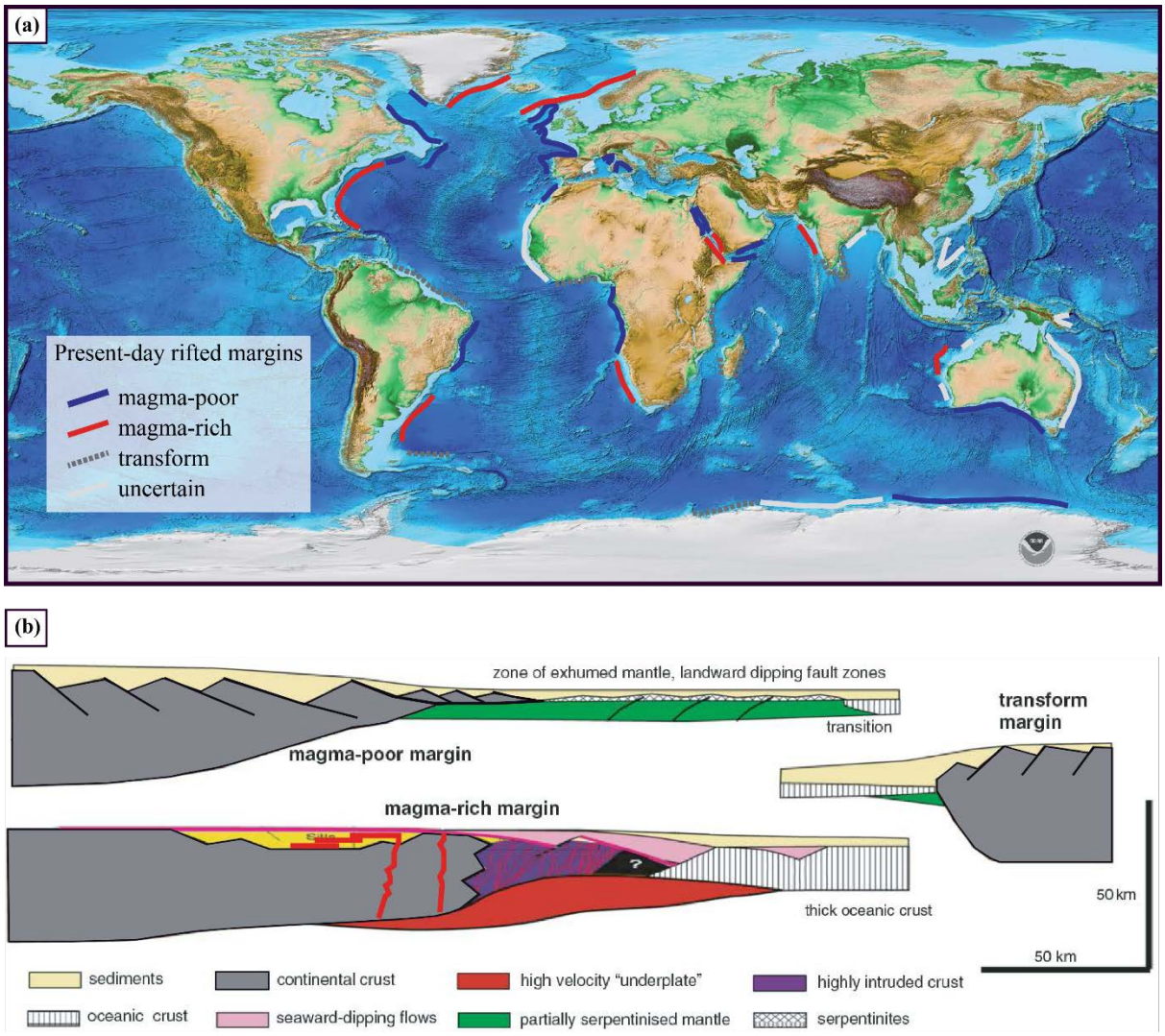


*Figure 2: a) Carte de la répartition des différents types de marges passives actuelles observer sur l'ensemble du globe. b) Architecture simplifiée des différents types de marges passives : marges passives peu magmatique, magmatique et transformante (modifié de Reston 2009 ; Geoffroy 2005 ; Sage et al. 2000 ; Reston & Manatschal 2011 ; dans Tugend, 2013).*

Les marges hyper-étirées sont généralement caractérisées par une partie distale où la croûte continentale est déjà amincie à l'extrême avec une épaisseur inférieure à 10 km et les failles normales associées recoupent l'ensemble de la croûte continentale (Manatschal et al. 2001 ; Pérez-Gussinyé &Reston 2001). L'architecture des domaines distaux des marges est sujette à un intense débat et de nombreux modèles existent pour expliquer cette diversité. Cependant, à l'échelle des marges, leurs architectures présentent de nombreuses similitudes permettant de distinguer différents domaines structuraux, malgré le large éventail d'architecture de marges hyper-étirées montrant de fortes variations morphologiques, sédimentaires et magmatiques. Les observations de premier ordre permettent la caractérisation et la subdivision de ces différents domaines (Reston 2009; Péron-Pinvidic et al. 2013). Cependant de nombreuses études identifient et redéfinissent l'étendue spatiale de ces domaines en fonction

de leur objectif scientifique (e.g. Sutra et al., 2013 ; Chenin et al., 2015; Peron-Pinvidic and Osmundsen, 2016; Tugend et al., 2015 ; Nirrengarten, 2016). L'architecture des marges hyper-amincies est généralement caractérisée par cinq domaines structuraux liés à l'évolution polyphasée du rift (Figure 3). Il faut noter que cette régionalisation de la structure des marges passives est essentiellement basée sur l'observation de marges non-volcaniques (e.g. marge de Galice).

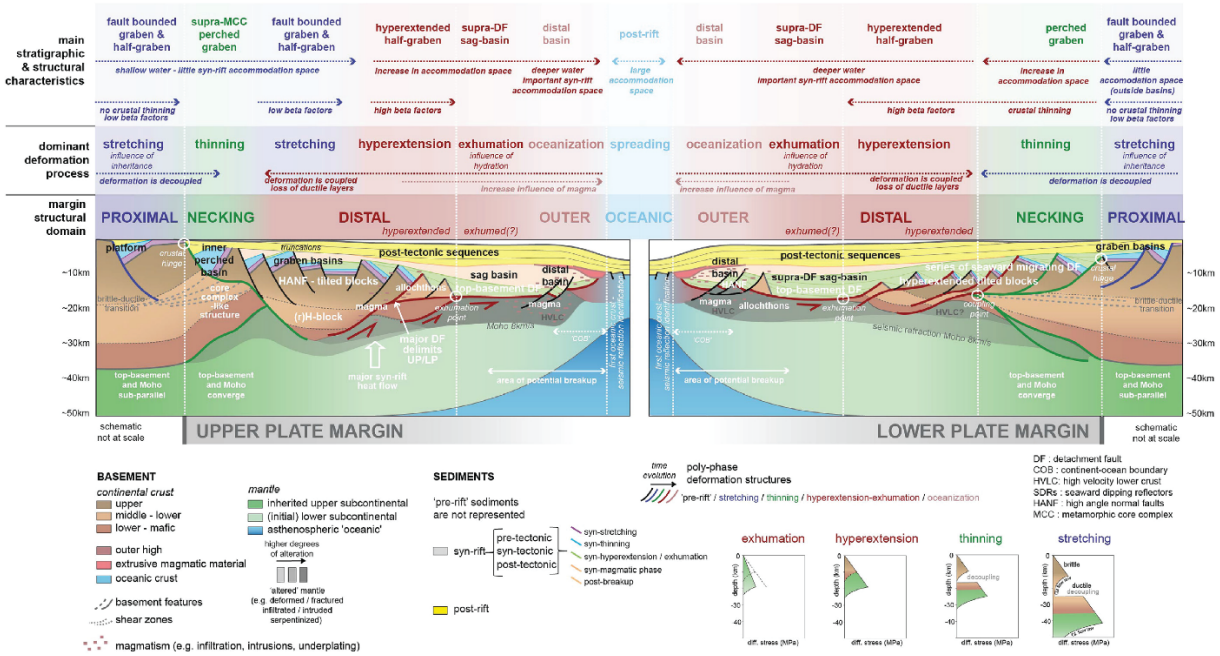


*Figure 3 : Architecture et représentation des différents domaines observés dans l'environnement d'une marge passive hyper-amincie, d'après Peron-Pinvidic and Osmundsen, 2016.*

Le domaine proximal correspond à une zone où l'épaisseur de la croûte est relativement préservée (~30 km d'épaisseur), qui est également affectée de nombreuses failles normales, parfois listriques s'enracinant dans la croute moyenne et limitant graben et blocs basculés, (e.g. Péron-Pinvidic et al., 2016 ; Péron-Pinvidic and Osmundsen, 2016) (Figure 3). Le domaine de necking, constituant une zone d'étranglement, est marqué par le passage d'une croûte continentale de 30 km à 10 km entre les domaines proximaux et distaux, dont la distance est généralement inférieure à 100 km (Mohn et al., 2012). Ce domaine de necking est généralement bien imagé en sismique réfraction (e.g. Péron-Pinvidic et Manatschal 2009 ; Osmundsen et Ebbing 2008 ; Contrucci et al. 2004 ; Thinon et al. 2003). Il marque également la convergence entre le Moho et le toit du socle (Osmunden et Redfield, 2011) (Figure 3). Le domaine d'hyper-amincissement représente la terminaison de la marge passive. La déformation dans ce domaine est couplée à l'échelle de la croûte en l'absence de niveau ductile, impliquant des failles qui affectent l'ensemble de la croûte et qui peuvent pénétrer dans le manteau (Pérez-Gussinyé et

Reston, 2001) (Figure 3). Ces accidents correspondent généralement à des systèmes de failles de détachement s'enracinant au niveau du Moho, au-dessus duquel se localise des blocs de croûte continentale complétement basculés (Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009) (Figure 3). L'hyper-amincissement entre les deux marges peut être associé à une asymétrie importante. Le domaine d'exhumation du manteau marque un changement de rhéologie et de composition du socle (Peron-Pinvidic and Osmundsen, 2016). La croûte a été complètement retirée, permettant alors l'exhumation du manteau. Les premières observations de manteau exhumé et serpentinisé dans une marge passive actuelle ont été effectuées sur la marge de la Galice (Boillot et al., 1980, 1987). Les quantités d'extension sont trop importantes pour être accommodées seulement par le basculement de blocs de socle et le jeu d'un simple plan de détachement exhumant le manteau (Manatschal et al., 2011). Ce domaine est formé par le jeu de plusieurs failles de détachement (Gillard et al., 2015, 2016; Reston et McDermott; 2011, Sibuet et al., 2007a). Le domaine océanique correspond à l'établissement de la croûte océanique, constituée d'une couche basaltique et d'une couche gabbroïque dont l'épaisseur est comprise entre 5 et 7 km. Ce domaine n'a jamais été observé dans le domaine Pyrénéen.

### *1.2.2 Modèles de formation d'une marge hyper-amincie*

Il existe plusieurs modèles pour expliquer la formation des marges passives peu magmatiques, hyper-amincies (Figure 4). Certains modèles impliquent une déformation ductile de la croûte inférieure (Huismans et Beaumont, 2011, 2014), avec éventuellement un fluage vers l'océan (Driscoll et Karner, 1998; Jolivet et al., 2015) (Figure 4a). Un autre modèle indique également un fluage de la croûte inférieure, mais vers le continent (Brun et Beslier, 1996) (Figure 4b). Dans certains modèles, basés sur les données sismiques, l'amincissement est accommodé par le boudinage de l'ensemble de la croûte inférieure (Reston, 1988) (Figure 4c). Un autre modèle d'amincissement a vu le jour, avec les nombreuses observations des marges passives actuelles de l'Ibérie et des marges passives fossiles de la Téthys dans les Alpes. Ce modèle est défini par une croûte continentale à trois couches, où la croûte supérieure cassante et la croûte inférieure ductile sont découplées, via une croûte moyenne ductile (Manatschal, 2004 ; Péron-Pinvidic et al., 2007 ; Péron-Pinvidic et Manatschal 2009 ; Mohn et al., 2012) (Figure 4d). Dans ce modèle, l'amincissement crustal est accommodé par les failles normales, dont la géométrie est influencée par la remontée de la croûte inférieure, notamment lors du début de la divergence (Lavier et Manatschal, 2006). Cette remontée de la croûte inférieure entraine la formation de systèmes de détachement conjugués et concaves, qui s'enracine alors dans la croûte moyenne ductile. Le dernier modèle basé sur l'observation des marges passives hyper-amincies, inversées dans le domaine pyrénéen, suggère que l'ensemble de la croûte supérieure est affectée par un boudinage tandis que la croûte inférieure montre un comportement ductile (Clerc et Lagabrielle, 2014) (Figure 4e). Ce boudinage à l'échelle de la croûte supérieure est associé à un fort gradient géothermique et à la couverture sédimentaire anté- et syn-rift épaisse complètement découplée, qui implique un effet couverture permettant le développement de hautes températures à la base du système (Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc et al., 2015). Ce métamorphisme de HT-BP avec des températures supérieures à 600°C décrit dans les Pyrénées, n'a jamais été observé dans les marges passives actuelles. Cloetingh et al. (1995) suggèrent que la cinématique liée à l'amincissement de la lithosphère, est contrôlé par l'intensité du régime thermique et la durée de la phase anté-rift. Dans notre étude, la thermicité sera considérée comme un outil et nous ne discuterons pas de la source du flux de chaleur, que nous considérons associé au flux mantellique.

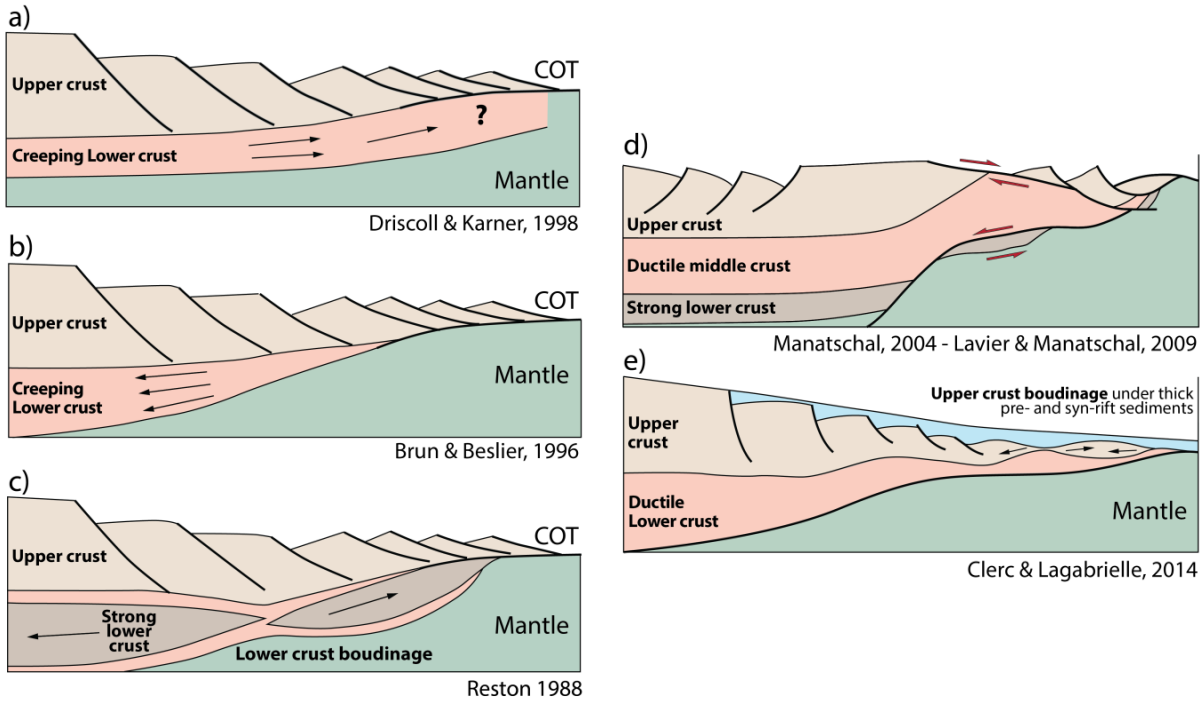


*Figure 4 : représentation des principaux modèles et concepts proposés pour représenter le comportement de la croûte continentale durant l'amincissement crustal extrême observé dans les marges passives. (modifié d'après Reston, 2007, dans Clerc et al. (2017)). Modèles impliquant un fluage ou un boudinage de la croûte inférieure : (a) Driscoll & Karner (1998), (b) Brun & Beslier (1995) et (c) Reston (1988). Modèles impliquant 3 couches au sein de la croûte continentale, avec un découplage initié dans la croûte moyenne ductile : (d) Manatschal (2004) et Lavier and Manatschal (2006). Modèles impliquant un boudinage de la croûte supérieure associé à un gradient géothermique élevée et à un effet couverture des sédiments pre- et sy-rift : (e) Clerc et Lagabrielle (2014).*

Les modèles thermo-mécaniques permettent d'imager l'évolution des marges hyper-amincies. La présence de croûte inférieure fragile favorise le développement précoce du domaine de necking et permet de favoriser l'étendue spatiale de la croûte amincie (Huisman et Beaumont, 2011, 2014). Le modèle thermo-mécanique proposé par Brune et al. (2014) suggère une zone hyper-amincie étendue et des marges passives asymétriques (Figure 5). Cette asymétrie et la répartition de la croûte continentale sont attribuées à la migration du rift, conséquence du développement séquentiel de failles dans la croûte supérieure fragile et par le fluage de la croûte inférieure (Figure 5). Le développement de ces failles normales entraine l'affaiblissement général de la lithosphère. La déformation extensive se localise ensuite le long d'une faille dominante, qui se prolonge dans la croûte inférieure et se connecte à une large zone de cisaillement (Figure 5).

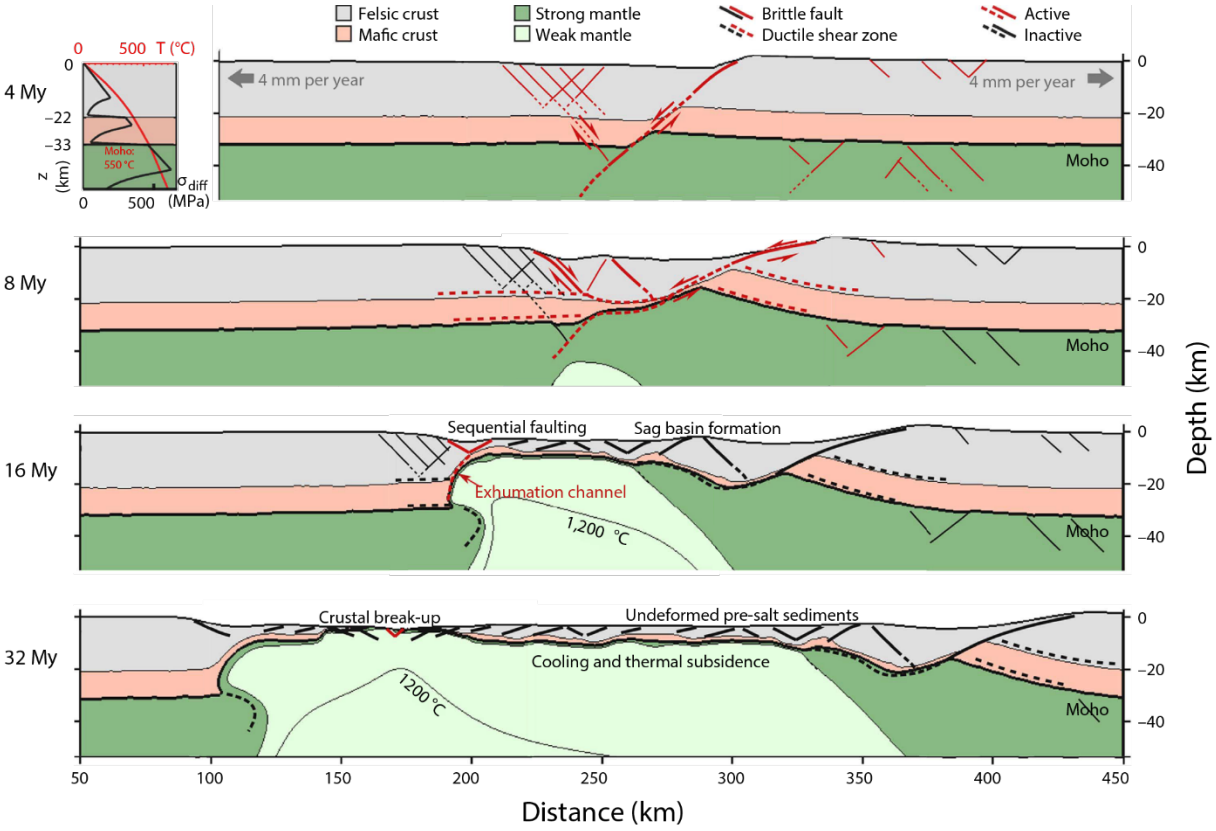


*Figure 5 : modèle numérique à grande échelle de l'amincissement crustal (d'après Brune et al., 2014). Les failles actives sont représentées en rouge et les failles inactives en noir. Les failles fragiles sont indiquées en trait plein et les zones de cisaillement ductile en pointillé.*

Cet accident forme donc une faille de détachement, dont l'extrémité est caractérisée par un amincissement extrême de la lithosphère et la remontée de matériel mantélique (Figure 5). Cette remontée de manteau sous continental, entraine une augmentation des températures au sein de la croûte inférieure et un refroidissement généralisé du manteau sous-continental, dont la résistance augmente. Cette différence de résistance entre la croûte et le manteau, entraîne une migration du rift, par l'activation progressive de nouveaux systèmes de faille. La viscosité de la croûte inférieure est un paramètre important, qui dépend de sa composition et de ses conditions thermiques, ainsi que les taux d'extension durant la phase de rifting (Huismans and Beaumont, 2011, 2014 ; Brune et al., 2014). En effet, la croûte inférieure étant très ductile à l'aplomb de la zone d'exhumation du manteau, celle-ci flue et accommode l'amincissement lithosphérique lorsque les valeurs de températures restent élevées. Ce paramètre permet la formation d'une large zone hyper-amincie ainsi que la migration du rift, occasionnant une asymétrie importante. La rupture continentale de la lithosphère est favorisée par le changement de la rhéologie de la croûte inférieure, qui devient cassante. Ce changement de rhéologie est contrôlé par la diminution de l'apport de chaleur à l'extrémité du détachement, lorsque l'extension se poursuit. L'étendue du domaine hyper-aminci est contrôlée par les vitesses

d'extension de la lithosphère (Brune et al., 2014) (Figure 6). Plus la vitesse augmente, et plus la zone d'hyper-amincissement est large. Dans les conditions les plus rapides (~10 mm/an), le domaine ductile de la croûte inférieur est le plus large (Figure 6). Ce domaine plus large permet la subsidence thermique et d'accommoder la déformation plus longtemps, entrainant le développement plus large du domaine hyper-aminci.

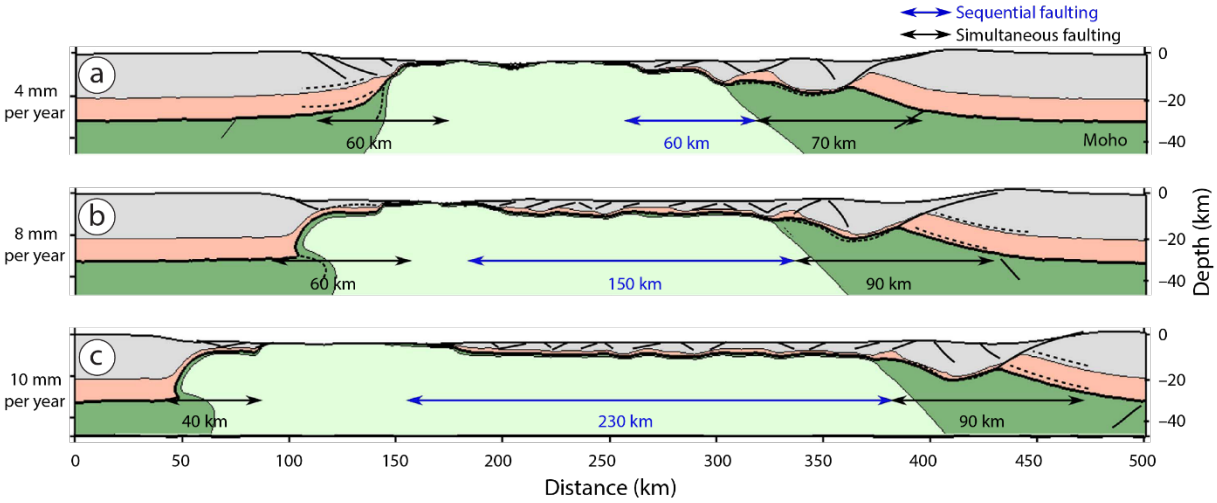


*Figure 6 : observation de la structure des marges conjuguées en fonction des vitesses de l'ouverture du rift (d'après Brune et al., 2014). a) modélisation pour une vitesse de 4 mm/an. b) modélisation pour une vitesse de 8 mm/an. c) modélisation pour une vitesse de 10 mm/an. La croûte continentale supérieure est représentée en gris, tandis que la croûte inférieure est représentée en rose. Le manteau lithosphérique est représenté en vert foncé et le manteau asthénosphérique en vert clair. La migration du rift associée au développement séquentiel de faille est délimitée par le domaine bleu. La zone initialement affectée par le rifting est délimitée par le domaine noir.*

### *1.2.3 Notion d'héritage pour la formation des marges hyper-amincies*

L'héritage est une notion très importante pour comprendre les processus tectoniques qui guident la formation des orogènes et de l'amincissement crustal. L'héritage est généralement associé à la réutilisation d'accident et de structures préexistantes, mais il peut être également lié à l'évolution de la croûte, modifiée par la succession des cycles orogéniques. L'héritage dans les zones de rift et de marges passives est généralement attribué à la thermicité de la croûte, sa composition et sa structure (Manatschal et al., 2015). L'héritage structural dans la croûte continentale ne semble pas contrôler la position de la rupture continentale, cependant l'architecture de la zone d'amincissement est influencée par la rhéologie et la composition de la croûte continentale, modifiée par les cycles orogéniques précédents (Manatschal et al., 2015). En effet, lors du rifting, l'amincissement des marges peut être contrôlé par l'architecture de la croûte, notamment sur la distribution relative des niveaux ductiles et cassants (Mohn et al., 2012). La distribution des niveaux ductiles dans la croûte est un paramètre important, qui contrôle la localisation de la déformation durant le début de la phase du rifting (Manatschal et

al., 2015). L'héritage thermique et notamment l'état thermique de la lithosphère est un paramètre important, qui contrôle l'évolution du rift et le développement de l'architecture des marges (Buck, 1991 ; Manatschal et al., 2015).

Associé à l'héritage, les dépôts salifères ainsi que la tectonique salifère associée, semblent jouer un rôle prépondérant, sur l'évolution des marges et la construction des bassins sédimentaires. Il existe une forte interaction entre les séquences salifères anté-, syn- ou post-rift et les systèmes extensifs sous-jacents (e.g. Duval et al., 1992; Rowan et al., 1999; Marton et al., 2000 ; Rowan, 2014). Les Pyrénées présentent une épaisse série de séquences salifères anté-rift (e.g. Mathieu, 1986, Canérot, 1989 ; Biteau et al., 2006). Cette zone constitue donc un exemple particulier, pour l'étude des interactions sel/rifting. En effet, ces séquences salifères jouent un rôle important dans l'évolution de l'architecture de la zone hyper-amincie (Jammes et al., 2010b ; Lagabrielle et al., 2010). Les évaporites anté-rift constituent une zone de faiblesse, associée à de la déformation ductile, à l'image des relations entre la croûte et le manteau (Manatschal et al., 2015). En effet, ce niveau d'évaporites permet la localisation de la déformation et joue le rôle de niveau de décollement (Jammes et al., 2010b). Les interactions entre ces séquences salifères, le système de détachement et les décollements sont à l'origine de nombreuses discordances angulaires et la juxtaposition des sédiments anté- et syn-rift avec le manteau sous-continental exhumé par un découplage complet de part et d'autre du niveau d'évaporites (Jammes et al., 2010b). Les niveaux d'évaporites jouent un rôle à chaque étape de l'évolution du rifting (Figure 7). Durant la phase initiale de rifting, les évaporites anté-rift permettent le découplage complet entre les unités, situées au-dessus (sub-sel) et en-dessous (supra-sel), limitant le développement des failles de détachement, dans les unités sub-sel (Jammes et al., 2010b ; Rowan, 2014) (Figure 7). Le découplage entraine des modes de déformations différents entre les unités supra-sel et sub-sel (Jammes et al., 2010b). Dans les dernières phases de l'extension, quand les niveaux d'évaporites ont été amincis et qu'ils ont migré, le couplage entre les unités supra- et sub-sel est alors effectif localement et les failles de détachement peuvent entrainer l'exhumation de la croûte accompagnée des unités supra-sel (Manatschal et al., 2015) (Figure 7).

Par conséquent, les niveaux d'évaporites anté-rift témoignent de l'importance de l'héritage, notamment de la présence de niveaux ductiles qui permettent le découplage et la localisation de la déformation durant les processus d'amincissement de la lithosphère.

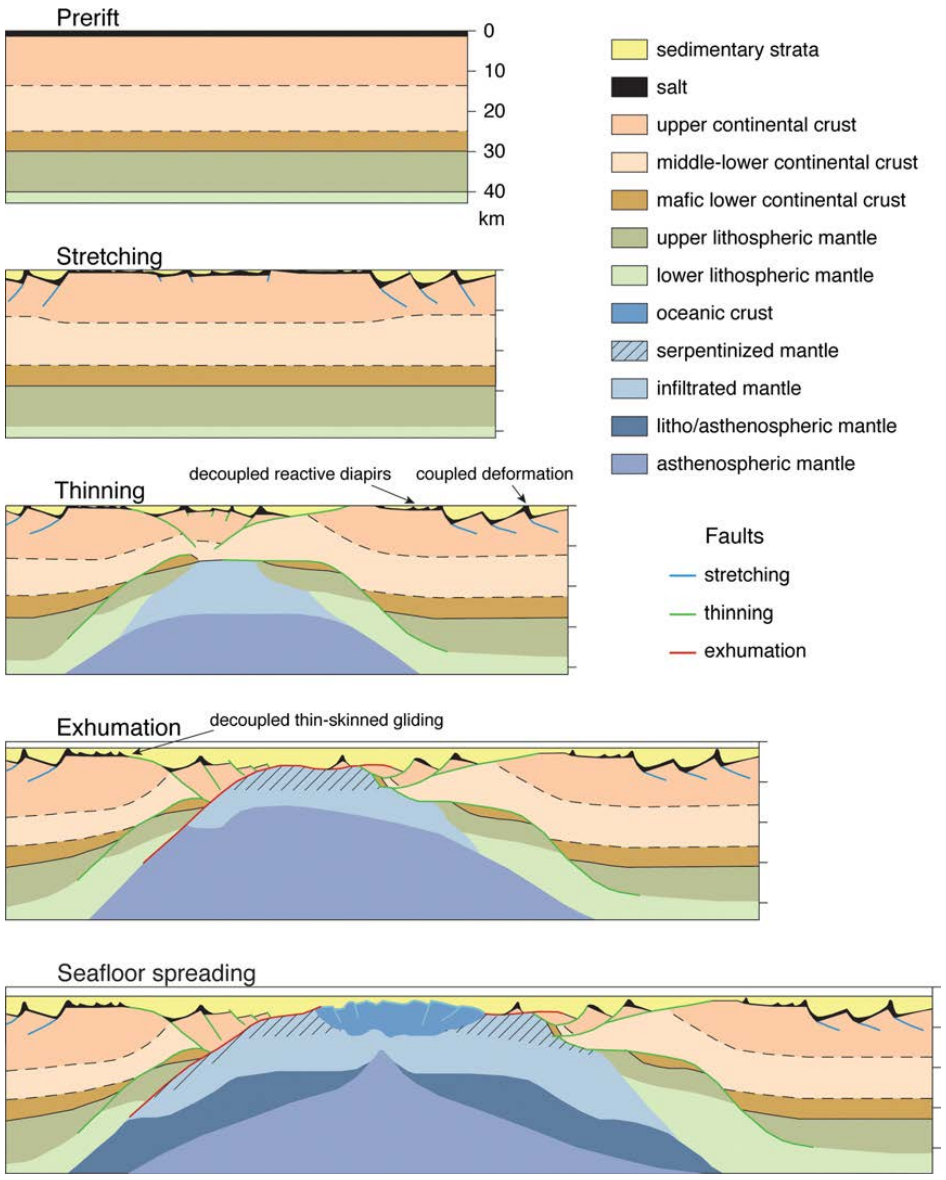


*Figure 7 : modèle impliquant la répartition des niveaux d'évaporite et leur interactions avec les structures extensives développées, durant les différentes étapes de rifting, d'après Rowan, 2014 (modèle d'amincissement provenant de Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009).*

## 2. Marges chaudes et marges froides

La distinction classique entre marges non-volcaniques et marges volcaniques ne permet pas cependant de comprendre complètement les différents mécanismes de déformation observés. Il apparaît aujourd'hui tout aussi pertinent, voire plus pertinent, d'opposer les marges chaudes aux marges froides (Clerc et al., 2017). Cette classification ne peut pas être superposée à la distinction entre marges volcaniques et marges non-volcaniques car certaines marges non-volcaniques se comportent comme des marges volcaniques pendant le rifting. On constate en effet, sur les profils sismiques disponibles aujourd'hui, une dichotomie entre, d'une part, des marges dont le comportement est proche de celui de la marge de Galice avec un comportement majoritairement cassant et, d'autre part, des marges où le comportement ductile de la croûte inférieure contrôle la déformation de la croûte supérieure. Dans cette deuxième catégorie, on peut ranger les marges volcaniques telles que celles de l'Uruguay (Clerc et al., 2015) ou celle de Namibie (McDermott et al., 2015), mais aussi des marges non-volcaniques telles que la marge de l'Angola (Clerc et al., 2017) ou encore la marge du Golfe du Lion (Jolivet et al., 2015). Une des caractéristiques principales de ces marges chaudes est le pendage vers le continent des failles normales de la croûte supérieure, opposé au pendage plus classique vers l'océan des marges froides. Une autre caractéristique des marges chaudes est le boudinage intense de la croûte comme l'illustrent la marge du Gabon (Clerc et al., 2017) ou les marges de la Mer de Barents ou encore de la Mer de Chine Méridionale (Gernigon et al., 2014 ; Savva et al., 2014 ; Clerc et al., 2017).

L'importance prise par la déformation ductile lors du rifting dans le cas des marges chaudes est une conséquence d'un géotherme chaud, qui peut être associé à un magmatisme intense (point chaud) dans le cas des marges volcaniques ou à une couverture sédimentaire très épaisse dans le cas des marges non-volcaniques.

Cette distinction entre marges chaudes et marges froides est pertinente dans le cadre pyrénéen car le comportement ductile rapporté par Clerc et Lagabrielle (2014) et Clerc et al. (2016) lors du rifting Crétacé inférieur, par exemple, semble plus caractéristique des marges chaudes que des marges de type Galice, le magmatisme étant peu présent à cette époque dans les Pyrénées.

### 3. Inversion tectonique et notions d'héritage

Selon le cycle de Wilson, la majorité des chaines de collision sont issues de l'inversion de domaines plus ou moins amincis et d'anciennes marges (actives ou passives) associées à des bassins sédimentaires. Le concept d'inversion est né des études pétrolières des bassins sédimentaires extensifs en Mer du Nord (Voigt, 1962 ; Heybroek, 1974 ; Ziegler, 1975, 1978). L'inversion tectonique correspond donc à la réactivation en compression de bassins extensifs et leur intégration au sein des prismes orogéniques. Par conséquent, ce phénomène d'inversion est étroitement lié à l'héritage structural. En effet, de nombreuses interrogations portent sur la réutilisation ou non des structures préexistantes formées lors de la phase de rifting, ainsi que sur la composition rhéologique de la lithosphère. Ce concept d'inversion a été à plusieurs reprises schématisé (e.g. Bally, 1984 ; Gibbs, 1987 ; Hayward et Graham, 1989), avec notamment la réutilisation des failles normales, en failles inverses permettant l'inversion des bassins. Ces schémas ne concernent que des structures uniques et idéalisées. Mais la réalité de l'architecture et des structures des marges passives est plus complexe, d'autant plus si cette extension est associée à de la tectonique salifère. Il est donc très difficile de définir des modèles-types pour définir l'inversion structurale. Chaque orogène est un exemple unique d'inversion et les mécanismes associés ne résultent pas toujours de l'héritage structural. Il est par exemple étonnant que les structures créées lors du rifting de l'Océan Alpin reconnues dans les Grisons (Nappes de l'Err et de Platta) ou l'Engadine (Nappe de Tasna) (e.g. Florineth et Froitzheim, 1994 ; Froitzheim et Rubatto; 1998 ; Manatschal et al., 2000 ; Masini et al., 2011, 2012) soient aussi bien préservées dans la pile de nappes des Alpes. Le rôle prédominant de cet héritage structural, telles les réactivations compressives de structures extensives préexistantes, dans la couverture sédimentaire ou dans le socle, au sein des chaînes de collision, est mis en avant par de nombreuses études (e.g., Oural (Brown et al., 1999); Atlas (Soulaimani et al, 2014); Andes (Winslow, 1981; Kley et al., 1999; Cristallini and Ramos, 2000; Branellec et al., 2016); Alpes (Roure et al., 1990; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2014); Zagros (Jackson, 1980; Berberian, 1995); Rockies (Dechesne and Mountjoy, 1992;); Taiwan (Letouzey, 1990; Mitra et Mount, 1998; Mouthereau et al., 2002; Mouthereau et Lacombe, 2006). Les processus d'extension et de collision ont été étudiés avec de nombreux modèles thermo-mécaniques, mais ces modèles prennent rarement en compte les effets de l'héritage structural.

### 3.1 Modélisation numérique de l'inversion

Un modèle thermo-mécanique centré sur les différents styles tectoniques observés dans les chaînes de collision, a été proposé par Jammes et Huismans (2012) (Figure 8 et 9). Ce modèle étudie le rôle de la rhéologie de la lithosphère et de l'héritage structural issu du rifting qui précède généralement la collision, afin de comparer les résultats obtenus pour trois types d'orogène (Zagros, Alpes et Pyrénées), le but étant de comprendre les structures et mécanismes de déformation à l'origine de ces chaines de collision. Afin de construire un modèle en deux étapes, les auteurs ont utilisé une approche dite « en accordéon » qui permet la modélisation de la phase de rifting et de l'amincissement de la lithosphère suivi par la collision. De nombreuses configurations ont été réalisées, afin de déterminer l'impact de la rhéologie et de l'héritage pour les trois types de chaines de collision étudiées.

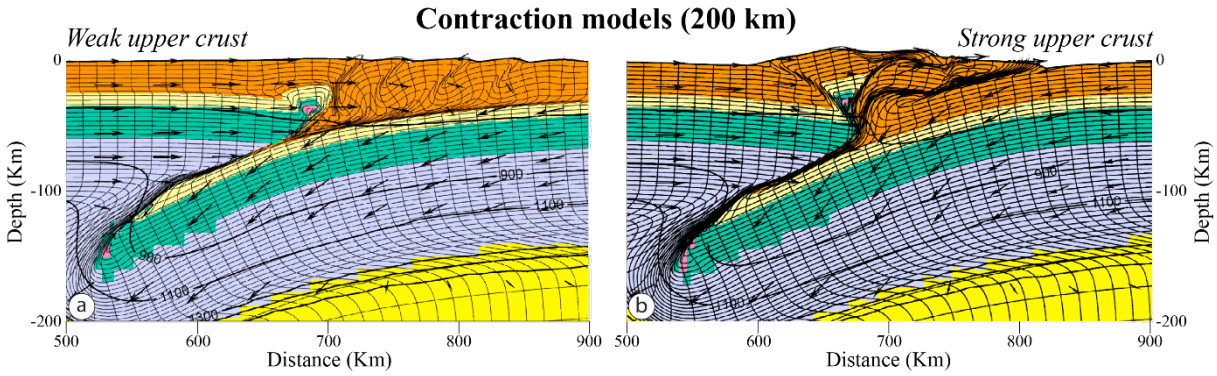


*Figure 8 : Modèles thermo-mécaniques résultant de la compression seule, avec une convergence de 200 km et des contraintes rhéologiques différentes, d'après Jammes et Huismans (2012). a) ce modèle présente une croûte supérieure mécaniquement plus faible. L'accommodation de la déformation est distribuée sur une large distance. b) ce modèle présente une croûte supérieure mécaniquement plus résistante. L'accommodation de la déformation est localisée, le long de grands accidents crustaux, délimitant des nappes de socle.*

Les principales conclusions de ces modèles suggèrent, que la rhéologie de la croûte supérieure contrôle la formation et l'étendue du prisme orogénique, ainsi que le style tectonique (thin-skin ou thick-skin). L'accommodation de la déformation dans une croûte supérieure mécaniquement faible, est distribuée sur une large zone, tandis que pour une croûte supérieure mécaniquement plus forte, la déformation sera localisée le long de grandes failles délimitant des grandes nappes de socle (Jammes et Huismans, 2012) (Figure 8). Donc, pour un même taux de convergence, la distribution de la déformation et la hauteur de la chaîne changent drastiquement. L'héritage structural, mis en avant dans les modèles en accordéon, permet une formation plus rapide du prisme orogénique et facilite le développement et la propagation de la déformation vers les zones externes des chaînes de collision (Figure 9).

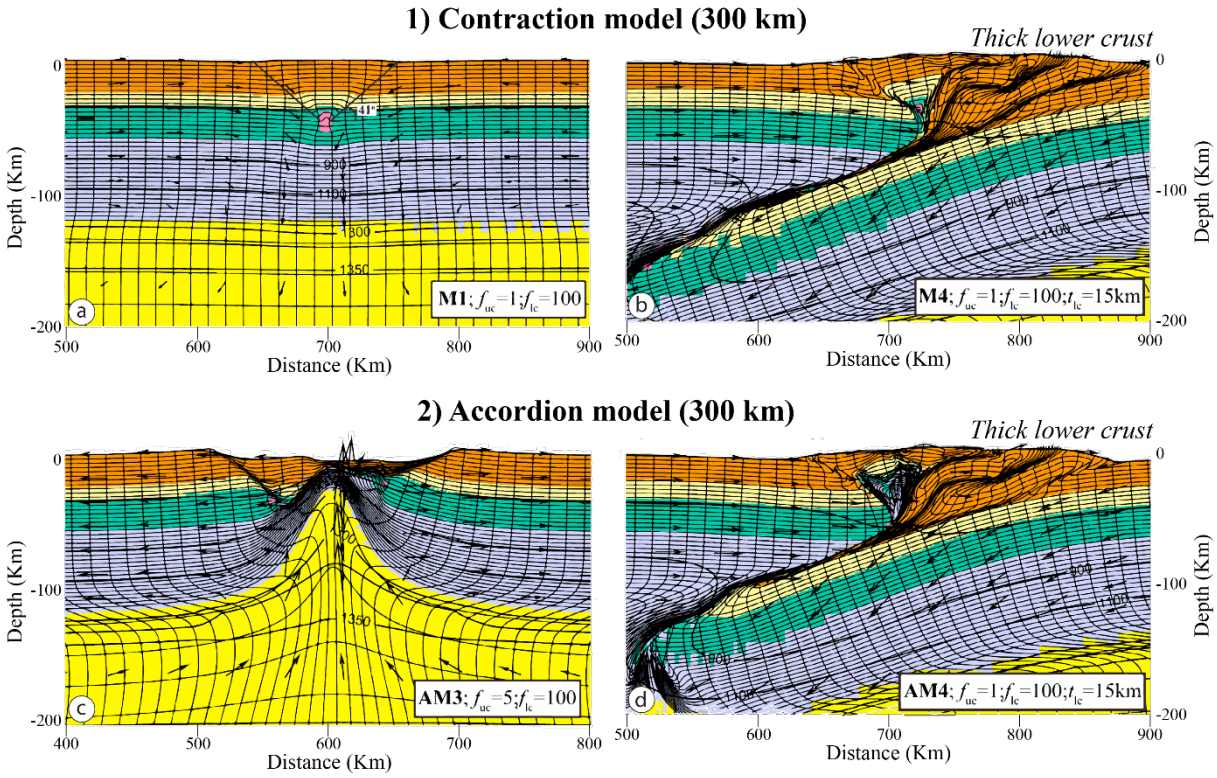


*Figure 9 : modèles thermo-mécaniques impliquant l'impact de l'héritage extensif avec deux configurations (1) compression seule et (2) en accordéon d'après Jammes et Huismans (2012). a) configuration initiale du modèle (1) avec une lithosphère peu déformée qui est affectée par deux cisaillements symétriques connectés en profondeur dans la partie supérieure du manteau lithosphérique. b) état final du modèle (1) avec une convergence de 300 km. La déformation se propage dans la croûte supérieure de la plaque subduite. c) état initial du modèle (2) montrant un amincissement de la lithosphère avec un étirement de 100 km. d) état final du modèle (2) avec une convergence de 300 km. L'accommodation de la déformation est associée au développement de nappes de socle, qui se développent plus rapidement que pour le modèle (1). Dans ce modèle l'héritage structural permet l'incorporation de matériel profond, dans les niveaux superficiels du prisme orogénique.*

Il favorise également la mise en place de croûte inférieure et de manteau lithosphérique dans des niveaux superficiels du prisme orogénique (Figure 9). Dans les Pyrénées, ces roches profondes, mises en place dans le prisme orogénique, se marquent par des anomalies du champ de pesanteur importantes (Torné *et al.*, 1989 ; De Cabissole, 1990 ; Bayer *et al.*, 1996 ; Casas *et al.*,1997 ; Vacher et Souriau, 2001 ; Pedreira *et al.*, 2007).

Ces modèles thermo-mécaniques associent extension et convergence, mais les quantités d'extension des phases initiales sont limitées et correspondent à des rifts dont les marges sont peu amincies. Ces modèles ne prennent donc pas en compte l'inversion de marges passives hyper-amincies, comme généralement décrites dans la chaîne pyrénéenne. De plus, comme décrit précédemment, cette chaine est associée à d'épaisses séries évaporitiques anté-rift. Le rôle de ces niveaux lors de la compression est probablement très important, car elles constituent un niveau mécaniquement plus faible et marque l'interface entre le socle et les bassins sédimentaires affectés par des détachements. Les structures salifères formées lors de la phase de rifting, joue également un rôle dans l'héritage structural. En effet, en régime compressif, l'écrasement préférentiel des diapirs et des rides de sel exerce un contrôle important sur la déformation et le style structural du prisme orogénique (e.g. Letouzey et al., 1995; Vendeville and Nilsen, 1995; Rowan and Vendeville, 2006; Dooley et al., 2009; Jahani et al., 2009; Callot et al., 2012 ; Kergaravat et al., 2017). La présence de niveaux de décollement associés au sel influence et contrôle la géométrie de bassins extensifs hérités, ainsi que les failles associées, pendant l'extension et la compression (Macedo and Marshak, 1999 ; Stewart and Clark, 1999 ; Withjack and Callaway, 2000 ; Duffy et al., 2013 ; Carola et al., 2015) Les contraintes liées à l'héritage structural semblent donc nombreuses, lors de la formation d'une chaîne de collision et impliquent de nombreux processus, que nous allons essayer d'éclairer par ce travail de thèse.

## 3.2 Exemple naturels d'inversion de marges amincies

Il existe de nombreux exemples naturels d'inversion de domaines extensifs mis en place dans différents prismes orogéniques. Nous nous focaliserons sur trois exemples naturels de chaîne de collision dont les âges de formation sont proches de celui des Pyrénées. En effet Mouthereau et al. (2013) ont montré que la formation des orogènes était liée à l'âge et à la rhéologie des lithosphères impliquées. Les exemples utilisés porteront sur des contextes géologiques opposés, afin d'observer les effets des structures héritées dans la majeure partie des contextes de convergence liés à la formation du prisme orogénique. Ces exemples porteront sur la collision en contexte de subduction (Andes), la collision continentale (Alpes) et la collision intraplaque (Atlas).

### *3.2.1 Les Andes centrales*

Les Andes forment une chaîne de montagne de plus de 7000 km de long. La formation de cette cordillère est liée à la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Sud-Amérique. La segmentation structurale de la Plaque Sud-Amérique, au niveau des Andes, coïncide avec la segmentation de la plaque en subduction de Nazca, qui influe sur l'angle du plan de subduction, où les portions sont parfois horizontales ou montrent au contraire un fort plongement (Barazangi and Isacks, 1976; Pilger, 1981). La géométrie et l'angle de la plaque subduite contrôlent le mode de déformation dans la plaque supérieure. En règle générale, la déformation de type thick-skin est engendrée par une subduction subhorizontale (Jordan et al., 1983). La segmentation des Andes résulte également de l'héritage stratigraphique et des hétérogénéités structurales de la marge Sud-Amérique (Allmendinger et al., 1983; Kley et al.,1999; Mpodozis and Ramos, 1989). La partie centrale des Andes est marquée par un système de chevauchements de type thick-skin, notamment dans les systèmes de Santa Barbara et de Sierras de Pampeanas, dans le NW de l'Argentine (González Bonorino, 1950; Allmendinger et al., 1983; Jordan et al., 1983). Au nord de ces deux systèmes se localise la chaîne Subandine affectée par de nombreux chevauchements et une déformation de type thin-skin au-dessus d'un niveau de détachement régional dans une unité de schistes siluriens (Mingramm et al., 1979 ; Allmendinger et al., 1983; Roeder, 1988 ; Aramayo Flores, 1989 ; Baby et al., 1989, 1992 ; Dunn et al., 1995 ; Uba et al., 2009). En effet, le système de Santa Barbara est situé à l'aplomb d'une portion de la plaque de Nazca montrant un pendage de 25-30°, tandis que sous la chaine Subandine, le plan de subduction de la plaque de Nazca est subhorizontale (Cahill and Isacks, 1992). De nombreux auteurs ont montré que les chevauchements présents dans le système de Santa Barbara

correspondent à des failles normales héritées du rifting Crétacé (Bianucci et al., 1982 ; Grier et al., 1991 ; Kress, 1995 ; Cristallini et al., 1997 ; Kley et Monaldi, 2002) (Figure 10). Cette zone est également affectée par de nouveaux systèmes de chevauchement (Kley et Monaldi, 2002 ; Iaffa et al., 2011). L'interaction entre les failles normales héritées réactivées et la nouvelle génération de chevauchements génère une architecture complexe et une interférence de plis (Iaffa et al., 2011) (Figure 10). Certaines failles normales n'ont pas été réactivées, car elles montraient une orientation défavorable pour la réactivation, qui était oblique par rapport aux axes de raccourcissement (Iaffa et al., 2011).

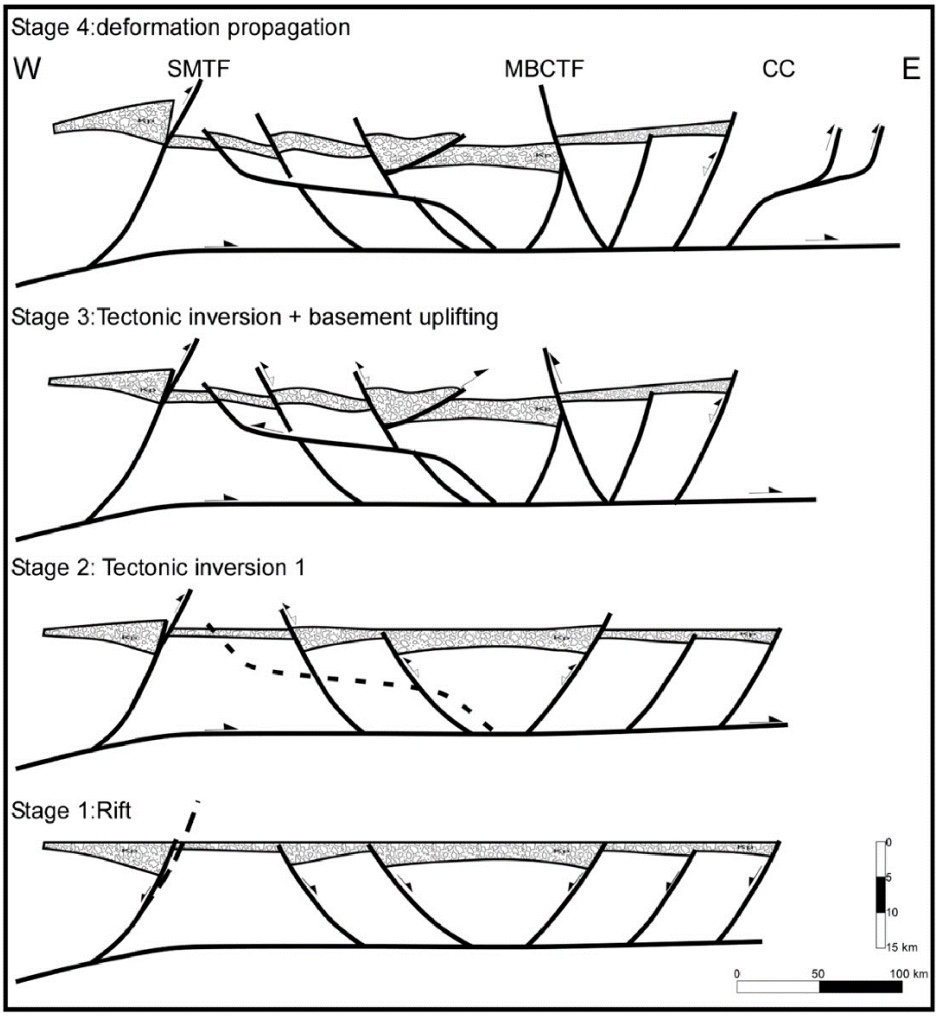


*Figure 10 : Modèle d'évolution des structures au sud du système de Santa Barbara (Bassin de Metàn), d'après Iaffa et al. (2011). Les failles actives marquées par des déplacements, sont indiquées par des flèches. Le système est marqué par une réactivation des failles normales et par la formation de nouveaux chevauchements qui recoupent la structure, entrainant une complexité importante de l'architecture du bassin.*

### *3.2.2 Les Alpes occidentales*

Les Alpes constituent une chaîne de collision qui résulte de la fermeture de la branche Ligurienne de l'Océan Téthys et de la collision de l'Apulie et de l'Europe (Lemoine et al., 1986 ; Von Raumer et al., 1999 ; Guillot et al., 2009). Dans le cas très classique de la transition océan-continent observé au sein de la nappe de Tasna, dans la région des Grisons et de l'Engiadine (e.g. Florineth et Froitzheim, 1994 ; Froitzheim et Rubatto, 1998 ; Hölker et al., 2002 ; Manatschal, 2004 ; Manatschal et al., 2006 ; Manatschal et Müntener, 2009), les différents domaines de la marge correspondent à des nappes différentes. Les nappes de la Bernina et de Err représentent différentes parties de la marge distale et la nappe de Platta ou celle de Tasna, représentent la transition continent-océan et l'exhumation du manteau. Les structures individuelles telles que les failles normales et les détachements ne sont pas souvent réactivés. Par contre les Massifs Cristallins Externes montrent une influence forte de la structure syn-rift sur la localisation de la déformation dans le prisme orogénique.

La zone externe des Alpes occidentales, représentée par les Massifs Cristallins Externes, correspond en effet à la marge proximale inversée de l'Europe, durant la phase de rifting (Lias-Dogger). La croûte était alors étirée et affectée par de nombreuses failles normales, délimitant de nombreux hémi-grabens remplis de séries sédimentaires marneuses syn-rift du Lias et du Dogger (Barféty et al., 1979; Lemoine et al., 1981, 1986; Lemoine and Tricart, 1986; De Graciansky et al., 1989) (Figure 11). La collision a commencé autour de 30-35 Ma avec le raccourcissement de la marge proximale et pour finir l'exhumation des unités internes (e.g., Rolland et al., 2008; Simon-Labric et al., 2009; Van Der Beek et al., 2010; Sanchez et al., 2011). Le raccourcissement dans la marge proximale est accommodé par le développement de nombreuses zones de cisaillement qui ont déformé le socle, tandis que la couverture sédimentaire jurassique a été plissée de façon dysharmonique à l'aplomb de ces zones de cisaillement (Bellahsen et al., 2012 ; Boutoux et al., 2014 ; Bellanger et al., 2014) (Figure 11).

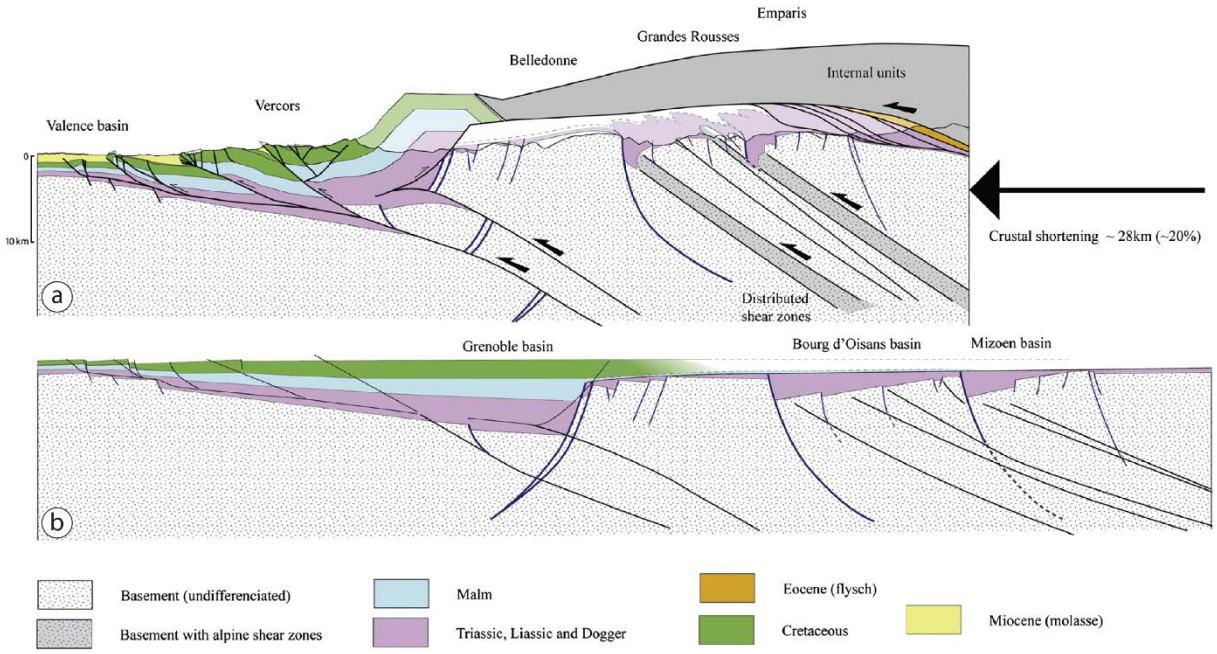


*Figure 11 : configuration de la zone externe des Alpes occidentales, du Bassin de Valence jusqu'au chevauchement frontal Pennique, d'après Bellahsen et al., 2012. a) coupe équilibrée de la zone externe. b) coupe restaurée durant la phase de rifing jurassique. Les structures extensives ne sont pas reprises lors de la convergence. Le raccourcissement est accommodé par la formation de zones de cisaillement et le plissement dysharmonique de la couverture sédimentaire.*

Lors de l'inversion, les failles normales préexistantes n'ont pas rejouées et le raccourcissement a été accommodé par la formation de nombreux cisaillements dans le socle qui apparait plissé (Bellahsen et al., 2012 ; Bellanger et al., 2014) (Figure 11). De plus, le couplage entre le socle et la couverture est assez fort, en l'absence d'un niveau de décollement significatif (Boutoux et al., 2014). Dans cet exemple, l'héritage lié à l'extension ne consiste pas en une réactivation des failles normales mais en une localisation de la déformation par les bassins syn-rift, mécaniquement plus faibles. La couverture joue le rôle d'une couche mécaniquement plus faible et modifie également la rhéologie du socle sous-jacent lors de l'enfouissement sous les unités internes, entrainant la localisation de la déformation sur de nouvelles zones de faiblesse et non sur les failles héritées (Bellahsen et al., 2012).

### 3.2.3 Le Haut-Atlas

Comme les Pyrénées, l'Atlas est considéré comme une chaine intracontinentale asymétrique formée durant le Cénozoïque en réponse de la convergence entre les plaques Eurasie et Afrique. L'Atlas est divisé en plusieurs domaines, avec du nord au sud : le Moyen Atlas, le Haut Atlas et l'Anti-Atlas, dont la déformation est essentiellement liée à l'orogenèse Panafricaine et Hercynienne (Burkhard et al., 2006). Dans cette section, nous nous intéressons seulement aux déformations observées dans le Haut Atlas. La chaîne de l'Atlas s'est formée par l'inversion tectonique d'un système de rift mésozoïque avorté, en lien avec l'ouverture de l'Atlantique et de la Téthys, durant le Trias et le Jurassique (Choubert and Faure-Muret, 1962; Mattauer et al., 1977; Frizon de Lamotte et al., 2000; Gomez et al., 2000; Piqué et al., 2002; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004). Cette phase de rifting débute durant le Trias supérieur et se termine durant le Jurassique moyen (Bathonien) (Du Dresnay, 1971 ; Warme, 1988 ; Jacobshagen et al., 1988), ou bien durant le Crétacé selon certains auteurs (Beauchamp et al., 1996 ; Gomez et al., 2000). Une autre hypothèse distingue deux évènements de rifting au Trias supérieur (Carnien) et au Jurassique Inférieur (Toarcien) avec l'intercalation d'une phase de subsidence thermique, impliquant la mise en place d'une plate-forme carbonatée au Lias supérieur (El Hammichi et al., 2002). Les structures formées par le développement du rift Atlasique sont fortement liées à l'héritage structural Varisque (Laville et Piqué, 1991), ainsi qu'à l'héritage de la composition et de la rhéologie de la croûte Varisque (Domènech et al., 2016). À l'échelle de l'Atlas, la phase de compression majeure est enregistrée durant l'Eocène (El Ghali et al., 2003; Sebei et al., 2007; Abidi et al., 2017). Dans le Haut Atlas, l'inversion du rift se fait principalement durant le Cénozoïque (Mattauer et al., 1977; Frizon de Lamotte et al., 2000; Piqué et al., 2002; Teixell et al., 2003; Tesón et al., 2010 ; Domènech et al., 2016). Il existe cependant des évidences en faveur d'un début de déformation compressive et de plissement associés à des discordances angulaires et progressives, dès la fin du Crétacé, début Eocène (Laville et al., 1977; Froitzheim et al., 1988; Herbig, 1988; Tesón, 2009; Michard et al., 2011 ; Domènech et al., 2016). L'inversion du rift dans le Haut Atlas est caractérisée par une déformation de type thick-skin avec la réactivation de nombreuses failles normales et l'activation de nouvelles structures compressives (Froitzheim et al., 1988; Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003 ; Missenard et al., 2007; Domènech et al., 2015 ; Domènech et al., 2016) (Figure 12). Dans la partie occidentale du Haut Atlas, la réactivation des failles normales est mineure en comparaison relative avec le Haut Atlas central (Domènech et al.,

2015). Dans cet exemple la déformation est peu importante et le raccourcissement observé est très faible de l'ordre de 21% (Domènech et al., 2016) (Figure 12).

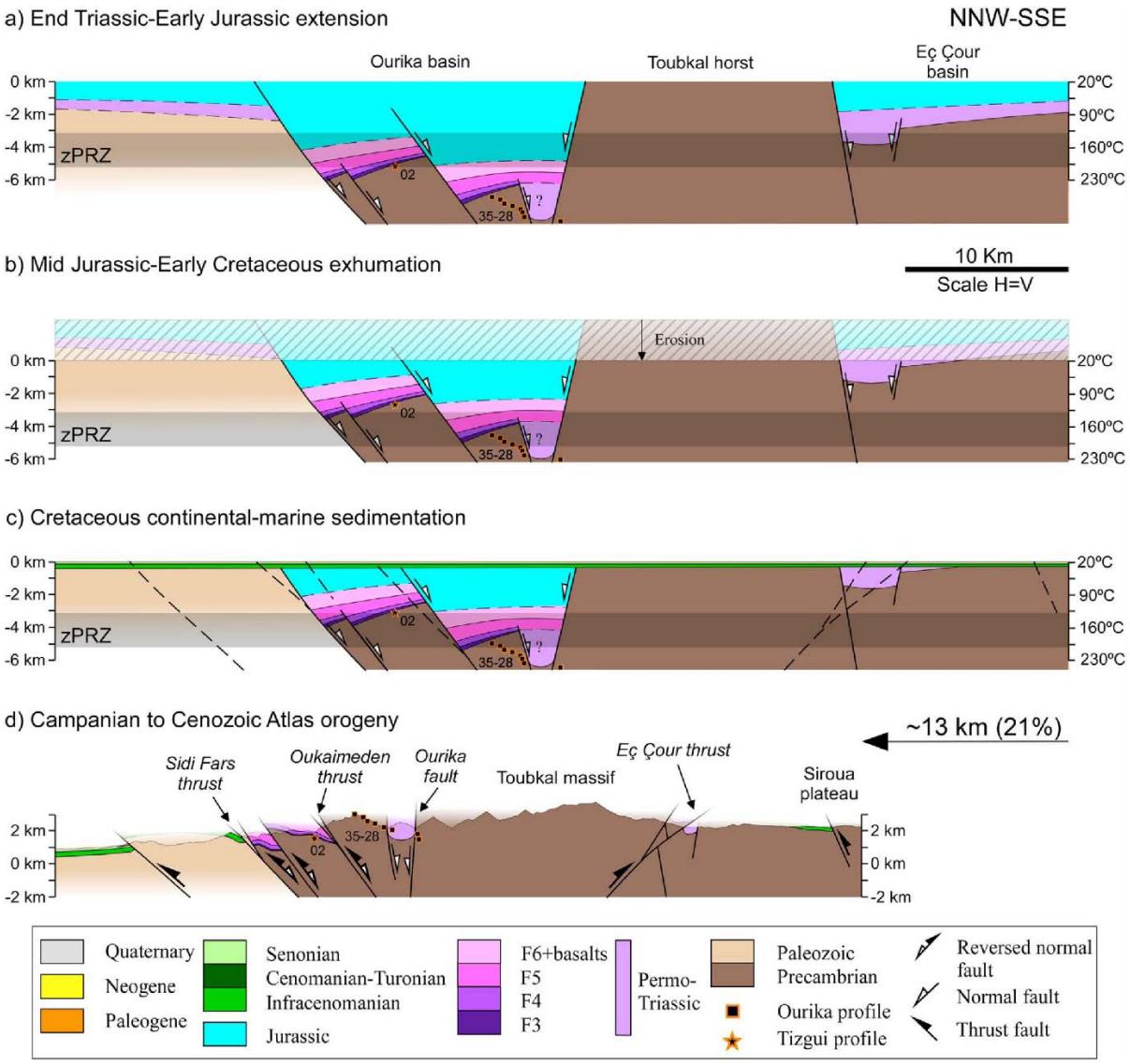


*Figure 12 : modèle d'évolution géodynamique de la partie occidentale du Haut Atlas, d'après Domènech et al. (2016). a) état post-rift durant la fin du Trias, début Eocène. b) exhumation durant la fin du Crétacé et Jurassique moyen. c) sédimentation continentale et marine durant le Crétacé. d) état final du Haut Atlas occidental après la compression du Campanien au Cénozoïque.*

La chaîne intracontinentale du Haut Atlas, correspond donc uniquement à la fermeture d'un rift étendu formant des horsts et des grabens, impliquant une déformation importante du socle et un léger plissement de la couverture. Contrairement aux Alpes ce domaine n'a pas été enfoui, ce qui limite le rôle de la couche sédimentaire sur la rhéologie du socle, permettant la réactivation de failles normales à fort pendage.

Ces trois exemples naturels permettent de mettre en évidence l'importance de l'héritage rhéologique, thermique et structural de la croûte, voire de l'ensemble de la lithosphère. Cependant, dans ces exemples, les structures et l'architecture des marges liées au rifting précédant la collision sont peu développées et forment généralement une succession de grabens ou hémi-grabens et horsts. Les travaux récents sur le rifting pyrénéen ont montré que les marges passives et la lithosphère étaient affectées par un amincissement extrême. À l'heure actuelle, l'inversion de marges passives hyper-amincies n'est pas documentée. Une partie de ce travail de thèse va donc porter sur l'acquisition de nouvelles données permettant de comprendre l'inversion et l'héritage structural, ainsi que l'intégration de marges hyper-amincies dans le prisme orogénique des Pyrénées.

## 4. Référence bibliographique de l'introduction

Abidi, O., Inoubli, M.H., Sebei, K., Amiri, A., Boussiga, H., Nasr, I.H., Salem, A.B., Elabed, M., 2017. Geodynamic Evolution of Northeastern Tunisia During the Maastrichtian–Paleocene Time: Insights from Integrated Seismic Stratigraphic Analysis. Surv. Geophys. 38, 617–649. doi:10.1007/s10712-016-9404-0

Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M., Isacks, B.L., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. Tectonics 2, 1–16. doi:10.1029/TC002i001p00001

Andersen, T.B., Corfu, F., Labrousse, L., Osmundsen, P.T., 2012. Evidence for hyper - extension in the Pre-Caledonian continental margin of Baltica. Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 2036.

Aramayo Flores, R.F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del Norte Argentino, Bol. Inf. Pet., 17, 2 – 16.

Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M., Julivert, M., 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. J. Afr. Earth Sci., Key Points on African Geology 39, 319–327. doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036

Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae Geologicae Helvetiae, 14, 145–191.

Baby, P., Herail, G., Lopez, J.M., Lopez, O., Oller, J., Pareja, J., Sempere, T., Tufino, D., 1989. Structure de la Zone Subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. CR Acad Sci Paris Sér II 309, 1717–1722.

Baby, P., Hérail, G., Salinas, R., Sempere, T., 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: Example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone. Tectonics 11, 523–536. doi:10.1029/91TC03090

Bally, A.W., 1984. Tectogenese et sismique reflexion. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXVI, 279–285. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXVI.2.279

Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4, 686–692. doi:10.1130/0091-7613(1976)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2

Barféty, J.C., Montjuvent, G., Pêcher, A., Carme, F., 1988. Geological map and explanatory text of the sheet no 821 "La Mure", scale: 1:50000, ed. BRGM.

Bayer, B., De Cabissole, B., Casas, B., Corpel, J., Debeglia, N., 1996. Anomalie de Bouguer des Pyrénées. Dans Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, éditeurs Barnolas A. & Chiron J.C., BRGM-ITGE, Orléans, 1, 38-41.

Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., 1996. Intracontinental rifting and inversion: Missour Basin and Atlas Mountains, Morocco.

Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps; implications for crustal rheology. Tectonophysics 560–561, 62–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022

Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. Tectonics 33, 84–111. doi:10.1002/2013TC003294

Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241, 193–224. doi:10.1016/0040-1951(94)00185-C

Bernoulli, D., 1964. Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Beiträge zur Geologishen Karte der Schweiz, 118, 1–134.

Bertrand, M., 1884. Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bulletin de la Société Géologique de France, 12, 318–330.

Bianucci, H.A., Homovc, J.F., Acevedo, O.M., 1982. Inversión tectónica y plegamientos resultantes en la comarca Puesto Guardian-Dos Puntitas, Dpto. Orán, Provincia de Salta, paper presented at 1. Congreso Nacional de Hidrocarburos, Inst. Argent. del Pet. y del Gas, Buenos Aires.

Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. Pet. Geosci. 12, 247–273. doi:10.1144/1354-079305-674

Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J., Torrent, G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. Earth Planet. Sci. Lett. 48, 23–34. doi:10.1016/0012-821X(80)90166-1

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., 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. doi:10.1016/0040-1951(87)90352-0

Boutoux, A., Bellahsen, N., Lacombe, O., Verlaguet, A., Mouthereau, F., 2014. Inversion of pre-orogenic extensional basins in the external Western Alps: Structure, microstructures and restoration. J. Struct. Geol. 60, 13–29. doi:10.1016/j.jsg.2013.12.014

Brown, D., Alvarez-Marron, J., Perez-Estaun, A., Puchkov, V., Ayala, C., 1999. Basement influence on foreland thrust and fold belt development; an example from the Southern Urals. Tectonophysics 308, 459–472.

Brun, J.P., Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. Earth Planet. Sci. Lett. 142, 161–173. doi:10.1016/0012-821X(96)00080-5

Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., Sobolev, S.V., 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. Nat. Commun. 5, ncomms5014. doi:10.1038/ncomms5014

Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. J. Geophys. Res. Solid Earth 96, 20161–20178. doi:10.1029/91JB01485

Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaimani, A., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. Comptes Rendus Geosci., Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb 338, 11–24. doi:10.1016/j.crte.2005.11.012

Cahill, T., Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. J. Geophys. Res. Solid Earth 97, 17503–17529. doi:10.1029/92JB00493

Callot, J.-P., Trocmé, V., Letouzey, J., Albouy, E., Jahani, S., Sherkati, S., 2012. Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 363, 545–561. doi:10.1144/SP363.27

Canérot, J., 1989. Early Cretaceous rifting and salt tectonics on the Iberian margin of the Western Pyrenees (France). Structural consequences. ResearchGate 13, 87–99.

Carola, E., Muñoz, J.A., Roca, E., 2015. The transition from thick-skinned to thin-skinned tectonics in the Basque-Cantabrian Pyrenees: the Burgalesa Platform and surroundings. Int. J. Earth Sci. 104, 2215–2239. doi:10.1007/s00531-015-1177-z

Casas, A., Kearey, P., Rivero, L., Adam, C.R., 1997. Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 150, 65–78. doi:10.1016/S0012-821X(97)00087-3

Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L.L., Erratt, D., 2015. Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: a mapping approach. J. Geol. Soc. 172, 711–720. doi:10.1144/jgs2014-139

Choubert, G., Faure-Muret, A., 1962. Évolution du Domaine Atlasique Marocain depuis les temps paléozoïques, in Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, Memoire hors série, Soc. géol. France 1, Paris, 447–527.

Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics 33, 2013TC003471. doi:10.1002/2013TC003471

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Ringenbach, J.-C., Vauchez, A., Nalpas, T., Bousquet, R., Ballard, J.-F., Lahfid, A., Fourcade, S., 2016. Basement – Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. Tectonophysics 686, 82–97. doi:10.1016/j.tecto.2016.07.022

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., de Saint Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 183, 443–459.

Clerc, C., Lahfid, A., Monie, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6, 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015

Clerc, C., Ringenbach, J.-C., Jolivet, L., Ballard, J.-F., 2017. Rifted margins: Ductile deformation, boudinage, continentward-dipping normal faults and the role of the weak lower crust. Gondwana Res. doi:10.1016/j.gr.2017.04.030

Cloetingh, S., Van Wees, J., Beek, P., Spadini, G., 1995. Role of pre-rift rheology in kinematics of extensional basin formation: constraints from thermomechanical models of Mediterranean and intracratonic basins. Mar. Pet. Geol. - MAR Pet. GEOL 12. doi:10.1016/0264-8172(95)98848-Y

Contrucci, I., Luis, M., Moulin, M., Geli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Daniel, A., Olivet, J.-L., Réhault, J.-P., Sibuet, J.-C., 2004. Deep structure of the West African

Continental Margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data. Geophys. J. Int. - GEOPHYS J INT 158, 529–553. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02303.x

Cristallini, E., Cominguez, A.H., Ramos, V.A., 1997. Deep structure of the Metan-Guachipas region: tectonic inversion in Northwestern Argentina. J. South Am. Earth Sci. 10, 403–421. doi:10.1016/S0895-9811(97)00026-6

Cristallini, E.O., Ramos, V.A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). Tectonophysics 317, 205–235. doi:10.1016/S0040-1951(99)00276-0

Davis, G.H., Hardy, J.J., 1981. The Eagle Pass detachment, southeastern Arizona: Product of mid-Miocene listric (?) normal faulting in the southern Basin and Range. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 749. doi:10.1130/0016-7606(1981)92<749:TEPDSA>2.0.CO;2

De Cabissole, B., 1990. Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS [WWW Document]. URL http://lara.inist.fr/handle/2332/2007 (accessed 5.1.17).

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. doi:10.1038/275706a0

De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M., Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 44, 87–104. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.06

Dechesne, R.G., Mountjoy, E.W., 1992. multiple thrust detachment at deep levels of the southern Canadian Rocky Mountain Main Range, Alberta and British Columbia: in Structural Geology of Fold and Thrust Belts, edited by S. Mitra and G. W. Fisher, pp. 225 – 238, John Hopkins Univ. Press, Baltimore, Md.

Domènech, M., Teixell, A., Babault, J., Arboleya, M.-L., 2015. The inverted Triassic rift of the Marrakech High Atlas: A reappraisal of basin geometries and faulting histories. Tectonophysics, Special issue on Iberia geodynamics: An integrative approach from the Topo-Iberia framework 663, 177–191. doi:10.1016/j.tecto.2015.03.017

Domènech, M., Teixell, A., Stockli, D.F., 2016. Magnitude of rift-related burial and orogenic contraction in the Marrakech High Atlas revealed by zircon (U-Th)/He thermochronology and thermal modeling. Tectonics 35, 2016TC004283. doi:10.1002/2016TC004283

Dooley, T.P., Jackson, M.P.A., Hudec, M.R., 2009. Inflation and deflation of deeply buried salt stocks during lateral shortening. J. Struct. Geol. 31, 582–600. doi:10.1016/j.jsg.2009.03.013

Driscoll, N., D. Karner, G., 1998. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 103, 4975–4991. doi:10.1029/97JB03295

Du Dresnay, R., 1971. Extension et developpement des phenomenes recifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulierement au Lias moyen. Bull. Société Géologique Fr. S7–XIII, 46–56. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XIII.1-2.46

Duffy, O.B., Gawthorpe, R.L., Docherty, M., Brocklehurst, S.H., 2013. Mobile evaporite controls on the structural style and evolution of rift basins: Danish Central Graben, North Sea. Basin Res. 25, 310–330. doi:10.1111/bre.12000

Dunn, F., Hartshorn, K.G., Hartshorn, P.W., 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-Andean thrust belt of southern Bolivia, in Petroleum Basins of South America, edited by A. J. Tankard, R. Sua´rez Soruco, and H. J. Welsink, AAPG Mem., 62, 523 – 543.

Duval, B., Cramez, C., Jackson, M.P.A., 1992. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. Mar. Pet. Geol. 9, 389–404. doi:10.1016/0264-8172(92)90050-O

El Ghali, A., Bobier, C., Ayed, N.B., 2003. Significance of the E-W fault system in the geodynamic evolution of the Tunisian Alpine Chain foreland. Example of the Sbiba-Cherichira fault system in Central Tunisia. Bull. Société Géologique Fr. 174, 373–381. doi:10.2113/174.4.373

El Hammichi, F., Elmi, S., Faure-Muret, A., Benshilil, K., 2002. Une plate-forme en distension, témoin de phases pré-accrétion téthysienne en Afrique du Nord pendant le Toarcien–Aalénien (synclinal Iguer Awragh–Afennourir, Moyen Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus Geosci. 334, 1003–1010. doi:10.1016/S1631-0713(02)01841-2

Florineth, D., Froitzheim, N., 1994. Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland) : evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. doi:10.5169/seals-56358

Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, Cambridge. doi:10.1017/CBO9780511777806.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics 19, 740–761. doi:10.1029/2000TC900003

Froitzheim, N., Rubatto, D., 1998. Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland). Terra Nova 10, 171–176. doi:10.1046/j.1365-3121.1998.00187.x

Froitzheim, N., Stets, J., Wurster, P., 1988. Aspects of Western High Atlas tectonics, in: In: Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 219–244. doi:10.1007/BFb0011595

Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins. Comptes Rendus Geosci. 337, 1395–1408. doi:10.1016/j.crte.2005.10.006

Gernigon, L., Brönner, M., Roberts, D., Olesen, O., Nasuti, A., Yamasaki, T., 2014. Crustal and basin evolution of the southwestern Barents Sea: From Caledonian orogeny to continental breakup. Tectonics 33, 2013TC003439. doi:10.1002/2013TC003439

Gibbs, A., 1987. Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 28, 19–33. doi:10.1144/GSL.SP.1987.028.01.03

Gillard, M., Autin, J., Manatschal, G., 2016. Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma. Mar. Pet. Geol. 76, 51–67. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.05.013

Gillard, M., Autin, J., Manatschal, G., Sauter, D., Munschy, M., Schaming, M., 2015. Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations. Tectonics 34, 2015TC003850. doi:10.1002/2015TC003850

Glennie, K.W., Boegner, P.L.E., 1981. Sole pit inversion tectonics. Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe, Illing, L. V. and Hobson, G. D., London, 110-120.

Gomez, F., Beauchamp, W., Barazangi, M., 2000. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. Geology 28, 775–778. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<775:ROTAMN>2.0.CO;2

González Bonorino, F., 1950. Geologic cross-section of the cordillera de los Andes at about Parallel 33 S.L. (Argentina y Chile). Geological Society of America Bulletin 61, 17-86.

Grier, M.E., Salfity, J.A., Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. J. South Am. Earth Sci. 4, 351–372. doi:10.1016/0895-9811(91)90007-8

Guillot, S., Paola, S. di, Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M.I., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. Bull. Société Géologique Fr. 180, 483–500. doi:10.2113/gssgfbull.180.6.483

Hall, C.A., Bennett, V.C., 1979. Significance of lherzolite at the Etang de Lherz, central Pyrenees, southern France. Earth Planet. Sci. Lett. 45, 349–354. doi:10.1016/0012-821X(79)90135-3

Hamilton, W., 1982. Structural evolution of the Big Maria Mountains, northeastern Riverside County, southeastern California. In: Mesozoic-Cenozoic Tectonic Evolution of the Colorado River Region, California, Arizona and Nevada (edited by Frost, E. G. & Martin, D. L.). Cordilleran Publishers, San Diego, Caifornia, 1-28.

Hayward, A.B., Graham, R.H., 1989. Some geometrical characteristics of inversion. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 44, 17–39. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.03

Herbig, H.-G., 1988. Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary, in: In: Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 321–337. doi:10.1007/BFb0011599

Hess, H.H., 1962. History of ocean basins. In: Engel, E.A.J., James, H.L. & Leonard, B.F. (eds) Petrologic Studies. A Volume in Honor of A.F. Buddington. Geological Society of America, New York, 599–620.

Heybroek, P., 1974. Explanation to tectonic maps of the Netherlands. Geol. En Mijnb. 53, 43–50.

Hölker, A., Manatschal, G., K Holliger, Bernoulli, D., 2002. Seismic structure and response of ocean-continent transition zones: A comparison of an ancient Tethyan and a present-day Iberian site. Mar. Geophys. Res. 23, 319–334.

Huismans, R., Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. Nature 473, 74–78. doi:10.1038/nature09988

Huismans, R.S., Beaumont, C., 2014. Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension. Earth Planet. Sci. Lett. 407, 148–162. doi:10.1016/j.epsl.2014.09.032

Iaffa, D.N., Sàbat, F., Muñoz, J.A., Mon, R., Gutierrez, A.A., 2011. The role of inherited structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in NW Argentina. J. Struct. Geol. 33, 1816–1828. doi:10.1016/j.jsg.2011.09.005

Jackson, J.A., 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature 283, 343–346. doi:10.1038/283343a0

Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W., Zylka, R., 1988. Structure and post-Palaeozoic evolution of the central High Atlas, in: In: Jacobshagen, V. (Ed.) The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 245–271. doi:10.1007/BFb0011596

Jahani, S., Callot, J.-P., Letouzey, J., Lamotte, D.F. de, 2009. The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting. Tectonics 28. doi:10.1029/2008TC002418

Jammes, S., Huismans, R.S., 2012. Structural styles of mountain building: Controls of lithospheric rheologic stratification and extensional inheritance. J. Geophys. Res. Solid Earth 117, B10403. doi:10.1029/2012JB009376

Jammes, S., Lavier, L., Manatschal, G., 2010a. Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. Geochem. Geophys. Geosystems, 2010a 11, Q10016. doi:10.1029/2010GC003218

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., 2010b. Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The example of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). AAPG Bull., 2010b 94, 957–975. doi:10.1306/12090909116

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. Tectonics 28, TC4012. doi:10.1029/2008TC002406

Jammes, S., Tiberi, C., Manatschal, G., 2010c. 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. Tectonophysics, 2010c 489, 210–226. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.023

Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J., Leroy, S., 2015. Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin. Tectonics 34, 2014TC003570. doi:10.1002/2014TC003570

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. GSA Bull. 94, 341–361. doi:10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2

Karner, G.D., Driscoll, N.W., 2000. Style, timing and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modelling. In: Continental Tectonics (Ed. by N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure) Geol. Soc. London Spec. Publ., 164, 271–311.

Kergaravat, C., Ribes, C., Callot, J.-P., Ringenbach, J.-C., 2017. Tectono-stratigraphic evolution of salt-controlled minibasins in a fold and thrust belt, the Oligo-Miocene central Sivas Basin. J. Struct. Geol. 102, 75–97. doi:10.1016/j.jsg.2017.07.007

Kley, J., Monaldi, C.R., 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. Tectonics 21, 1061. doi:10.1029/2002TC902003

Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. Tectonophysics 301, 75–94. doi:10.1016/S0040-1951(98)90223-2

Kress, P.R., 1995. Tectonic inversion of the Subandean Foreland - a combined geophysical and geological approach 23.

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. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2016. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 290–300. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29, TC4012. doi:10.1029/2009TC002588

Lavier, L., Manatschal, G., 2006. A Mechanism to Thin the Continental Lithosphere at Magma-Poor Margins. Nature 440, 324–8. doi:10.1038/nature04608

Laville, E., Lesage, J.-L., Seguret, M., 1977. Geometrie, cinematique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain; apercu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. Bull. Société Géologique Fr. S7–XIX, 527–539. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.527

Laville, E., Pique, A., 1991. La Distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au debut du Mesozoique; le rejeu des structures hercyniennes. Bull. Société Géologique Fr. 162, 1161–1171.

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. Journal of Geophysical Research, 73, 3661–3697.

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. Mar. Pet. Geol. 3, 179–199. doi:10.1016/0264-8172(86)90044-9

Lemoine, M., Gidon, M., Barféty, J.C., 1981. Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. C.R. Acad. Sci. Paris 292, 917e920.

Lemoine, M., Tricart, P., 1986. Les Schistes Lustrés piémontais des Alpes Occidentales: Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. Eclogae Geol. Helv. 79 (2), 271-294.

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. Geology 15, 622–625. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2

Letouzey, J., 1990. Fault reactivation, inversion and foldthrust belt, in Petroleum and tectonics in Mobile Belts, edited by J. Letouzey. Tech. Paris 101–128.

Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., Chermette, J., 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (Eds.), Salt Tectonics, a Global Perspective: AAPG Memoir 65, pp. 41-60.

Lister, G.S., Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. J. Struct. Geol. 11, 65–94. doi:10.1016/0191-8141(89)90036-9

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Lowry, A.R., Pérez-Gussinyé, M., 2011. The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation. Nature 471, 353–357. doi:10.1038/nature09912

Lundin, E.R., Doré, A.G., 2011. Hyperextension, serpentinization, and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation. Geology 39, 347–350. doi:10.1130/G31499.1

Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. GSA Bull. 111, 1808–1822. doi:10.1130/0016-7606(1999)111<1808:COTGOF>2.3.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. Int. J. Earth Sci. 93, 432–466. doi:10.1007/s00531-004-0394-7

Manatschal, G., Engström, A., Desmurs, L., Schaltegger, U., Cosca, M., Müntener, O., Bernoulli, D., 2006. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the Tasna Ocean–Continent Transition. J. Struct. Geol. 28, 1849–1869. doi:10.1016/j.jsg.2006.07.014

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. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 187, 405–428. doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.20

Manatschal, G., Lavier, L., Chenin, P., 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. Gondwana Res. 27, 140–164. doi:10.1016/j.gr.2014.08.006

Manatschal, G., Marquer, D., Früh-Green, G.L., 2000. Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eastern Alps, southeast Switzerland). GSA Bull. 112, 21–33. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<21:CFFAMT>2.0.CO;2

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, Tethyan tectonics of the Mediterranean region: some recent advances 473, 4–19. doi:10.1016/j.tecto.2008.07.021

Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., Lagabrielle, Y., 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex? Lithos, Alpine Ophiolites and Modern Analogues 124, 169–184. doi:10.1016/j.lithos.2010.10.017

Marton, L.G., Tari, G.C., Lehmann, C.T., 2000. Evolution of the Angolan passive margin, west Africa, with emphasis on post-salt structural styles, in W. U. Morhriak and M. Talwani, eds., Atlantic rifts and continental margins: Washington, American Geophysical Union, p. 129– 149.

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Ghienne, J.-F., Lafont, F., 2011. The tectono-sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland. Basin Res. 23, 652–677. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00509.x

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2012. Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system: The example of the Err detachment (central Alps, SE Switzerland). GSA Bull. 124, 1535–1551. doi:10.1130/B30557.1

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin; the example of the Arzacq-Mauleon rift system (western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. Geol. Rundsch. 103, 1569–1596. doi:10.1007/s00531-014-1023-8

Mathieu, C., 1986. Histoire géologique du sous-bassin de Parentis, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, 33–47.

Mattauer, M., Tapponnier, P., Proust, F., 1977. Sur les mecanismes de formation des chaines intracontinentales; l'exemple des chaines atlasiques du Maroc. Bull. Société Géologique Fr. S7–XIX, 521–526. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.521

McDermott, K., Gillbard, E., Clarke, N., 2015. From Basalt to Skeletons – the 200 million-year history of the Namibian margin uncovered by new seismic data. First Break 33, 77–85.

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25–32. doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7

McKenzie, D.P., Parker, R.L., 1967. The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. Nature 216, 1276–1280. doi:10.1038/2161276a0

Michard, A., 1976. Eléments de Géologie Marocaine. Notes Mém Serv Géol Maroc 252 1–408.

Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A., Cazau, L., 1979. Sierras subandinas. In: Turner, J.C.M. (Ed.), Academia Nacional de Ciencias I. Geologia Regional Argentina, pp. 95-138.

Missenard, Y., Taki, Z., Frizon de Lamotte, D., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P., Sébrier, M., 2007. Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The role of heritage and mechanical stratigraphy. J. Afr. Earth Sci. 48, 247–266. doi:10.1016/j.jafrearsci.2007.03.007

Mitra, S., Mount, V.S., 1998. Foreland Basement-Involved Structures. AAPG Bull. 82, 70–109.

Mohn, G., Manatschal, G., Müntener, O., Beltrando, M., Masini, E., 2010. Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. Int. J. Earth Sci. 99, 75–101. doi:10.1007/s00531-010-0566-6

Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O., Guennoc, P., 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. In: Montardet, L. & Roberts, D.G. et al. (eds) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48. US Government Printing Office, Washington, DC, 1025–1060.

Morgan, W.J., 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. J. Geophys. Res. 73, 1959–1982. doi:10.1029/JB073i006p01959

Mouthereau, F., Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Variations along the strike of the Taiwan thrust belt: Basement control on structural style, wedge geometry, and kinematics. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 358, 31–54. doi:10.1130/0-8137-2358-2.31

Mouthereau, F., Lacombe, O., 2006. Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the western foreland of Taiwan. J. Struct. Geol. 28, 1977–1993. doi:10.1016/j.jsg.2006.08.007

Mouthereau, F., Watts, A.B., Burov, E., 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. Nat. Geosci. 6, 785–789. doi:10.1038/ngeo1902

Mpodozis, C., Ramos, A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Earth Sci. Ser., vol. 11, edited by G. E. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet and J. A. Reinemund, pp. 59 – 90, Circum-Pac. Counc. for Energy and Miner. Resour., Houston, Tex.

Nirrengarten, M., 2016. Modes de déformation et implications cinématiques des marges hyper-étirées: Les exemples du sud de l'Atlantique Nord. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Osmundsen, P.T., Ebbing, J., 2008. Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins. Tectonics 27, TC6016. doi:10.1029/2007TC002242

Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., 2011. Crustal taper and topography at passive continental margins. Terra Nova 23, 349–361. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01014.x

Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Diaz, J., 2003. Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). J. Geophys. Res. 108. doi:10.1029/2001JB001667

Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Torné, M., 2007. Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. J. Geophys. Res. Solid Earth 112, B12405. doi:10.1029/2007JB005021

Pérez-Gussinyé, M., 2013. A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia – Newfoundland conjugate margins. In: Conjugate Divergent Margins (Ed. by W.U. Mohriak, A. Danforth, P.J. Post, D.E. Brown, G.C. Tari, M. Nemčok & S.T. Sinha) Geol. Soc. London Spec. Publ., 369, 403–427.

Pérez-Gussinyé, M., Reston, T.J., 2001. Rheological evolution during extension at passive non-volcanic margins: onset of serpentinization and development of detachments leading to continental break-up. Journal of Geophysical Research, 106, 3961–3975.

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2010. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? Pet. Geosci. 16, 189–197. doi:10.1144/1354-079309-903

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. Int. J. Earth Sci. 98, 1581–1597. doi:10.1007/s00531-008-0337-9

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. doi:10.1029/2006TC001970

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Osmundsen, P.T., 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. Mar. Pet. Geol. 43, 21–47. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002

Péron-Pinvidic, G., Osmundsen, P.T., 2016. Architecture of the distal and outer domains of the Mid-Norwegian rifted margin: Insights from the Rån-Gjallar ridges system. Mar. Pet. Geol. 77, 280–299. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.06.014

Péron-Pinvidic, G., Osmundsen, P.T., Ebbing, J., 2016. Mismatch of geophysical datasets in distal rifted margin studies. Terra Nova 28, 340–347. doi:10.1111/ter.12226

Pilger, R.H., 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. GSA Bull. 92, 448–456. doi:10.1130/0016-7606(1981)92<448:PRARAL>2.0.CO;2

Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., Ait Ouali, R., 2002. The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. Geodin. Acta 15, 185–208. doi:10.1016/S0985-3111(02)01088-4

Rehrig, W.A., Reynolds, S.J., 1980. Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. Mere Geol Soc Am 153, 131–158. doi:10.1130/MEM153-p131

Reston, T.J., 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. Tectonophysics, Role of magmatism in continental lithosphere extension continental lithosphere extension 468, 6–27. doi:10.1016/j.tecto.2008.09.002

Reston, T.J., 2007. The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere: the example of the West Iberian margin. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 282, 77–110. doi:10.1144/SP282.5

Reston, T.J., 1988. Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. Tectonics 7, 929–945. doi:10.1029/TC007i005p00929

Reston, T.J., Manatschal, G., 2011. Rifted Margins: Building blocks of later collision. In: BROWN, D. & RYAN, P. D. (eds) Arc-Continent Collision, Frontiers in Earth Sciences, Springer- Verlag, Berlin, 3–21.

Reston, T.J., McDermott, K.G., 2011. Successive detachment faults and mantle unroofing at magma-poor rifted margins. Geology 39, 1071–1074. doi:10.1130/G32428.1

Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. Tectonics 30, TC2001. doi:10.1029/2010TC002735

Roeder, D., 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). Tectonics 7, 23–39. doi:10.1029/TC007i001p00023

Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S.F., Corsini, M., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., Boullier, A.M., 2008. 40Ar/39Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 299, 293–315. doi:10.1144/SP299.18

Roure, F., Howell, D.G., Guellec, S., Casero, P., 1990. Shallow structures induced by deep-seated thrusting, in Petroleum and Tectonics in Mobile Belts, edited by J. Letouzey Technip, Paris, 15–30.

Rowan, M.G., 2014. Passive-margin salt basins; hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics. Basin Res. 26, 154–182. doi:10.1111/bre.12043

Rowan, M.G., Jackson, M.P.A., Trudgill, B.D., 1999. Salt-Related Fault Families and Fault Welds in the Northern Gulf of Mexico. AAPG Bull. 83, 1454–1484.

Rowan, M.G., Vendeville, B.C., 2006. Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. Mar. Pet. Geol. 23, 871–891. doi:10.1016/j.marpetgeo.2006.08.003

Sage, F., Basile, C., Mascle, J., Pontoise, B., Whitmarsh, R.B., 2000. Crustal structure of the continent-ocean transition of the Cote d'Ivoire–Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. Geophysical Journal International, 143, 662–678.

Sanchez, G., Rolland, Y., Schneider, J., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Verati, C., Lardeaux, J.-M., Marquer, D., 2011. Dating low-temperature deformation by 40Ar/39Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). Lithos 125, 521–536. doi:10.1016/j.lithos.2011.03.009

Savva, D., Pubellier, M., Franke, D., Chamot-Rooke, N., Meresse, F., Steuer, S., Auxietre, J.L., 2014. Different expressions of rifting on the South China Sea margins. Mar. Pet. Geol., Evolution, Structure, and Sedimentary Record of the South China Sea and Adjacent Basins 58, 579–598. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.05.023

Sebei, K., Inoubli, M.H., Boussiga, H., Tlig, S., Alouani, R., Boujamaoui, M., 2007. Seismic stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk el Menzel region, NE Tunisia. J. Afr. Earth Sci. 47, 9–29. doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.09.002

Sibuet, J.-C., Srivastava, S., Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. J. Geophys. Res. 112.

Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. 40Ar/39Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). Terra Nova 21, 127–136. doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x

Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E.C., 2014. Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). J. Afr. Earth Sci., Geological Evolution of the Ediacaran and Cambrian in the High Atlas and Anti-Atlas Ranges, Morocco 98, 94–112. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.04.025

Staub, R., 1917. Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beiträge zur Geologishen Karte der Schweiz, 46, 165–198.

Stewart, S.A., Clark, J.A., 1999. Impact of salt on the structure of the Central North Sea hydrocarbon fairways. Geol. Soc. Lond. Pet. Geol. Conf. Ser. 5, 179–200. doi:10.1144/0050179

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. Geochem. Geophys. Geosystems 14, 2575–2597. doi:10.1002/ggge.20135

Sykes, L.R., 1978. Intraplate Seismicity, Reactivation of Preexisting Zones of Weakness Alkaline Magmatism, and Other Tectonism Postdating Continental Fragmentation. Rev. Geophys. Space Phys. 16. doi:10.1029/RG016i004p00621

Teixell, A., Arboleya, M.-L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). Tectonics 22, 1051. doi:10.1029/2002TC001460

Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. Comptes Rendus - Géoscience 348, 257–267. doi:10.1016/j.crte.2015.10.010

Teson, E., 2009. Estructura y cronología de la deformación en el borde Sur del Alto Atlas de Marruecos a partir del registro tectono-sedimentario de la cuenca de antepaís de Ouarzazate (Thesis). Univ. Autònoma de Barcelona, Barcelona, Spain.

Tesón, E., Pueyo, E.L., Teixell, A., Barnolas, A., Agustí, J., Furió, M., 2010. Magnetostratigraphy of the Ouarzazate Basin: Implications for the timing of deformation and mountain building in the High Atlas Mountains of Morocco. Geodin. Acta 23, 151–165. doi:10.3166/ga.23.151-165

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. J. Geol. Soc. 160, 99–116. doi:10.1144/0016-764901-103

Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., Rivero, A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. Tectonophysics 165, 105–116. doi:10.1016/0040-1951(89)90039-5

Trümpy, R., 1984. Des géosynclinaux aux océans perdus. Bulletin de la Société Géologique de France, 7, 201–206.

Tugend, J., 2013. Role of hyperextension for the formation of rift systems and its implication for reactivation processes and orogen formation : the example of the Bay of Biscay and Pyrenees (phdthesis). Université de Strasbourg.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., 2015. Characterizing and identifying structural domains at rifted continental margins: application to the Bay of Biscay margins and its Western Pyrenean fossil remnants. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 413, 171–203. doi:10.1144/SP413.3

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems; insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. Tectonics 33, 1239–1276. doi:10.1002/2014TC003529

Uba, C.E., Kley, J., Strecker, M.R., Schmitt, A.K., 2009. Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. Earth Planet. Sci. Lett. 281, 134–146. doi:10.1016/j.epsl.2009.02.010

Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Sutra, E., 2010. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. Pet. Geosci. 16, 207–215. doi:10.1144/1354-079309-904

Vacher, P., Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. Geophys. J. Int. 145, 460–470. doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01393.x

van der Beek, P.A., Valla, P.G., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K.J., Labrin, E., 2010. Inversion of thermochronological age–elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — II: Application to the French Western Alps. Earth Planet. Sci. Lett. 296, 9–22. doi:10.1016/j.epsl.2010.04.032

Vendeville, B., Nilsen, K., 1995. Episodic growth of salt diapirs driven by horizontal shortening, Salt, Sediment, and Hydrocarbons. In: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Gulf Coast Section, 16th Annual Research Conference Program and Extended Abstracts, pp. 285-295.

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

Vine, F.J., Matthews, D.H., 1963. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges. Nature 199, 947–949. doi:10.1038/199947a0

Voigt, W.A., 1962. Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen senke und angrenzender Gebiete. Z Dtsch Geol Ges 114, 378–418.

Von Raumer, J., Abrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Ménot, R.P., Schaltegger, U., 1999. The Paleozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen 79, 5–22.

Warme, J.E., 1988. Jurassic carbonate facies of the Central and Eastern High Atlas rift, Morocco, in: In: Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Verlag, Berlin, pp. 169–199. doi:10.1007/BFb0011593

Wegener, A., 1912. Die Entstehung der Kontinente. Geol. Rundsch. 3, 276–292. doi:10.1007/BF02202896

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci. 22, 108–125. doi:10.1139/e85-009

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648. doi:10.1038/291645a0

Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., Minshull, T.A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. Nature 413, 150–154. doi:10.1038/35093085

Wilson, J.T., 1966. Did the Atlantic Close and then Re-Open? Nature 211, 676–681. doi:10.1038/211676a0

Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America, in Thrust and Nappe Tectonics, edited by K. McClay and J. N. Price. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 9, 513–528. doi:10.1144/GSL.SP.1981.009.01.46

Withjack, M., Callaway, S., 2000. Active Normal Faulting Beneath a Salt Layer: An Experimental Study of Deformation Patterns in the Cover Sequence 1. AAPG Bull. 84. doi:10.1306/C9EBCE73-1735-11D7-8645000102C1865D

Ziegler, P.A., 1978. North-Western Europe: Tectonics and Basin Development. Geol Mijnb. 57.

Ziegler, P.A., 1975. Geologic Evolution of North Sea and Its Tectonic Framework. AAPG Bull. 59, 1073-1097.

# CHAPITRE I
# Contexte géologique des Pyrénées

Les Pyrénées constituent une chaîne intracontinentale marquant la frontière naturelle entre la péninsule ibérique et le reste du continent européen. Cette chaîne de direction générale E-W représente l'extrémité occidentale du domaine orogénique Alpes-Himalaya et s'étend sur plus de 1000 km des Asturies à l'ouest jusqu'aux Alpes à l'est, tandis que son extension N-S est d'environ 150 km (Figure I-1).

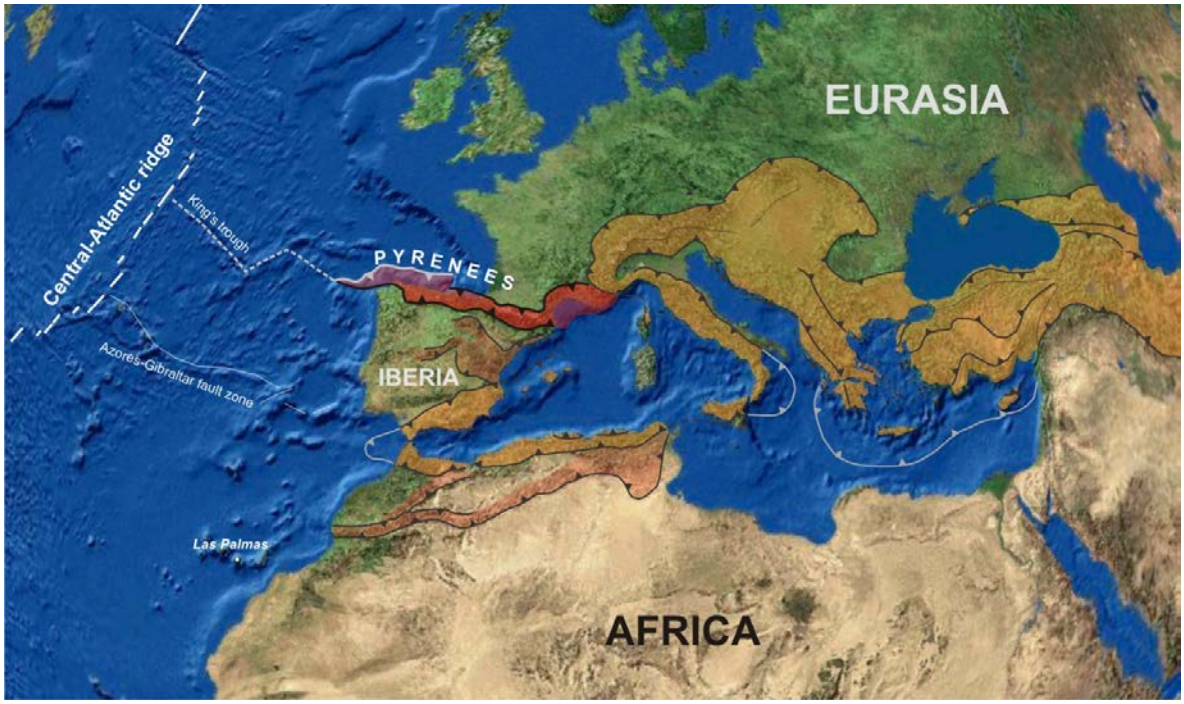


*Figure I-1 : les Pyrénées dans le contexte général de la chaîne alpine d'Europe occidentale*

## I.1 Les principaux traits structuraux de la chaîne

L'ensemble des Pyrénées est généralement divisé en cinq domaines structuraux bien distincts d'orientation N110°, parallèles à l'axe d'allongement de la chaîne (Figure I-2) (Castéras, 1933 ; Bertrand, 1940 ; Mattauer, 1968 ; Choukroune & Séguret, 1973 ; Castéras, 1974, Mattauer & Henry, 1974 ; Mirouse, 1980 ; Boillot, 1984), avec du nord au sud : le Bassin Aquitain, la Zone Nord Pyrénéenne, la Zone Axiale, la Zone Sud Pyrénéenne et le Bassin de l'Ebre.

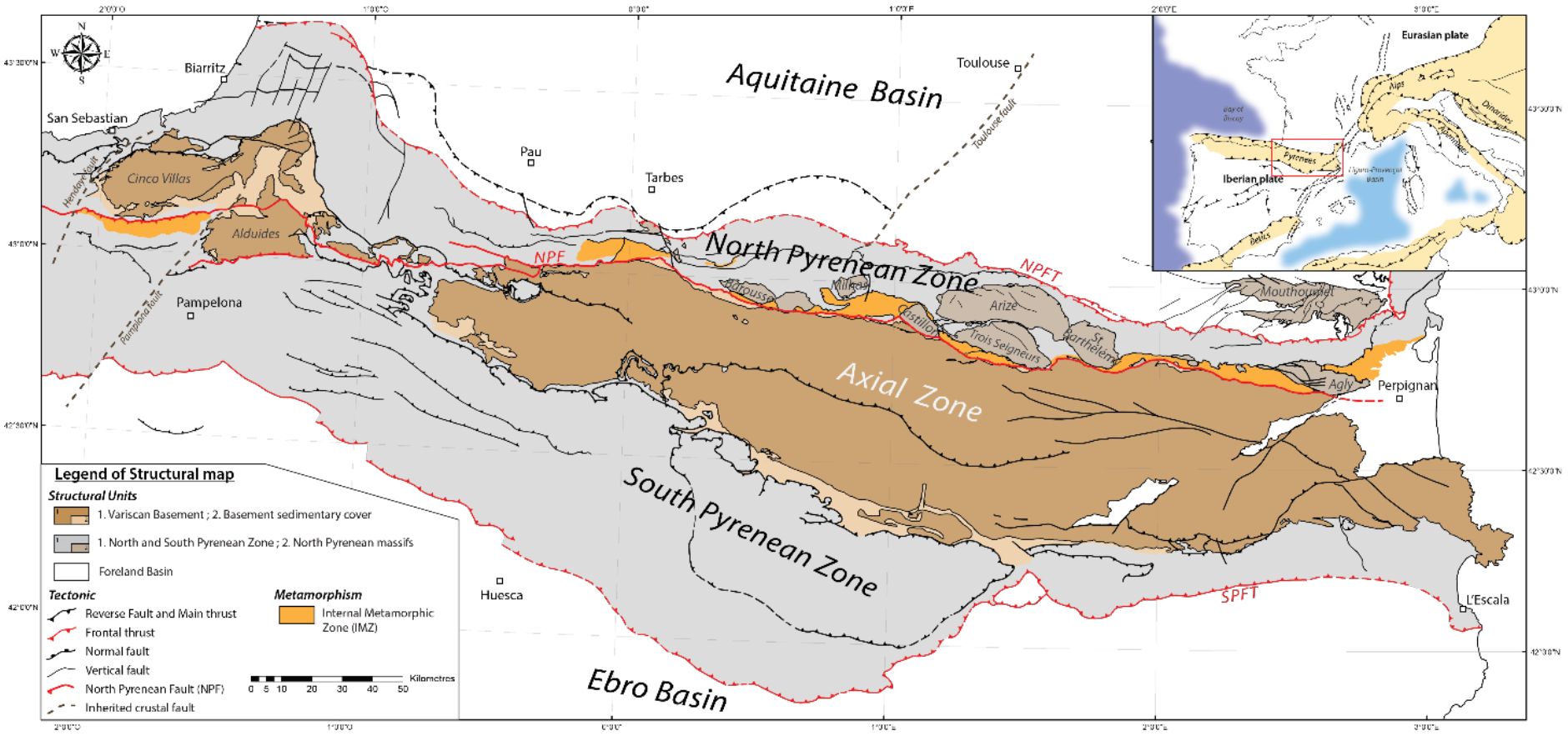


*Figure I-2 : Schéma de la chaîne Pyrénéenne présentant les cinq principaux domaines structuraux et les accidents tectoniques majeurs qui les délimitent. (CNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, FNP : Faille Nord-Pyrénéenne, FSP : Faille Sud Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen)*

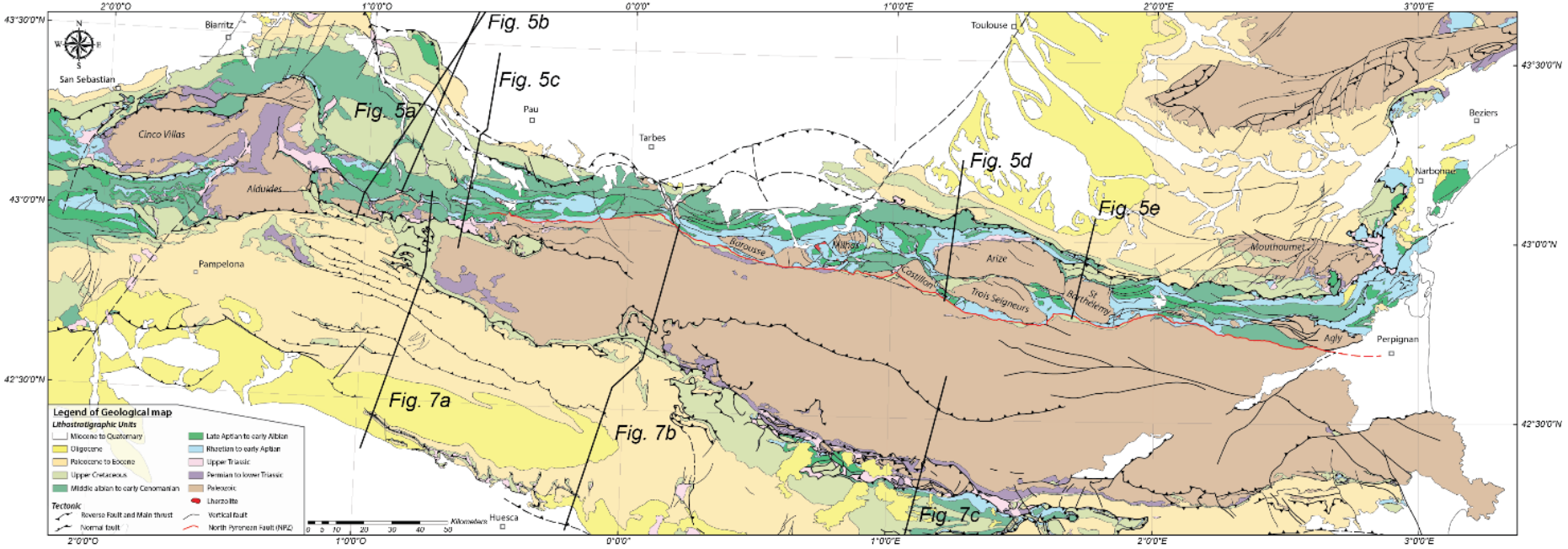


*Figure I-3 : Carte géologique simplifiée de la chaîne pyrénéenne et des principales failles réalisée à partir des cartes au 50 000ème et 1 000 000ème du BRGM et de l'IGME. Les traits noirs représentent les coupes géologiques dans la ZNP et la ZSP (Figures I-6 et I-7).*

### I.1.1 Le Bassin Aquitain

Le Bassin Aquitain constitue l'avant-pays septentrional de la chaîne et est composé majoritairement de sédiments mésozoïques et cénozoïques (Figure I-3). Il correspond à un bassin flexural (retro-wedge) formé en réponse au développement (Crétacé sup à Eocène) du prisme orogénique pyrénéen (Desegaulx et al., 1990 ; Desegaulx et Brunet, 1990 ; Brunet, 1991 ; Serrano et al., 2001), intensément exploré pour la recherche d'hydrocarbures (Figure I-4). Ce bassin d'avant-pays est limité au sud par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP), Il est divisé en deux sous-ensembles séparés par la flexure anticlinale nord-aquitaine qui suit la direction NW-SE d'Arcachon à Carcassonne. Au nord de cette séparation, le bassin d'Aquitaine forme une plate-forme continentale stable et peu subsidente, dont l'évolution a été contrôlée par les grands accidents tectoniques hérités du socle Varisque (Villien & Matheron 1989), tels que la Flexure Celte-Aquitaine et la Faille de Toulouse. Dans sa partie sud, il a enregistré une forte subsidence associée à une épaisse série de flysch, correspondant à des sédiments clastiques turbiditiques sur une épaisseur de plus de 5km, notamment dans les sous-bassins localisés au sud de la Flexure Celtaquitaine (Bourrouilh et al., 1995 ; Ford et al., 2016) (Figure I-4). Dans la partie sud, les bassins de Parentis et de l'Adour forment des zones de subsidence très profondes, dont l'épaisseur de la série sédimentaire formée depuis le Trias peut dépasser 11 km. L'ensemble des bassins qui composent cet avant-pays (Parentis, Arzacq, Tarbes, Mirande et Comminges) sont légèrement déformés à partir de l'Eocène (Biteau et al., 2006) par un système de chevauchements et de plis associés (Zone sous-Pyrénéenne), telles que les structures du Plantaurel, du Mas-d'Azil et de Lavelanet. Le gradient de déformation augmente à proximité du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) mais les structures associées restent mineures en comparaison de celles observées dans la Zone Nord-Pyrénéenne (Baby et al., 1988 ; Deramond et al., 1993).

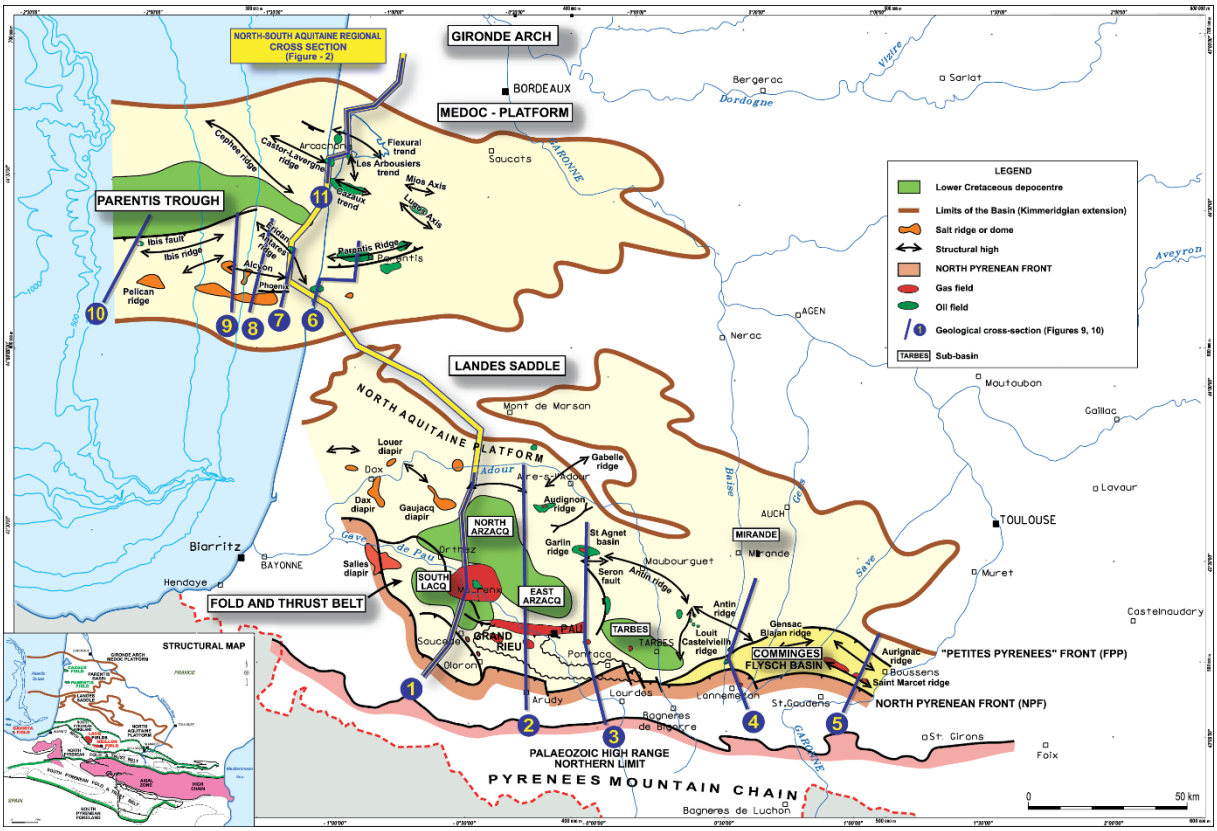


*Figure I-4 : Carte des principaux domaines structuraux, des occurrences d'hydrocarbures et du contexte du système pétrolifère, d'après Biteau et al. (2006).*

### I.1.2 La Zone Nord-Pyrénéenne

La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) est une bande large d'une vingtaine de kilomètres (localement jusqu'à 40 km) composée de terrains mésozoïques plissés qui sont limités par des accidents tectoniques majeurs orientés E-W. Le premier, situé au nord, fait chevaucher l'ensemble des terrains sur le Bassin Aquitain par le biais du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP). Le second sépare ces terrains de la Zone Axiale au sud, par le biais de la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP), considérée comme une discontinuité majeure entre la Plaque Ibérie et la Plaque Eurasie et admise comme toujours active depuis la fin du cycle hercynien (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976, 1976b; Choukroune and Mattauer, 1978; Choukroune and ECORS Team, 1989). Il s'agit d'un accident vertical E-W, bien individualisé entre le méridien de Perpignan et celui de Lourdes. Sa trace se perd dans la partie occidentale de la chaîne, mais se prolongerait à l'ouest par la faille de Leitza souvent considérée comme la continuité de la FNP dans le bassin Basco-Cantabrique (Boillot et al, 1973; Choukroune, 1976a; Rat et al, 1983; Floquet and Mathey, 1984; Rat, 1988; Martinez Torres, 1989; Mendia and Ibarguchi, 1991; Combes et al., 1998; Mathey et al., 1999; Peybernès et al., 2003 ; Larrasoaña et al., 2003b). Le rejet vertical cumulé de cette faille crustale a été estimé à plus de 10 km (Choukroune, 1976a).

La série mésozoïque nord-pyrénéenne est constituée de deux mégaséquences bien distinctes, une séquence anté-rift et une séquence syn-rift : la première correspond à une série de plateforme carbonatée d'âge Jurassique à Aptien et la seconde correspond à un épais dépôt pélito-gréseux d'âge Albien à Crétacé Supérieur dénommé à tort "Flyschs noirs" ou "Flyschs ardoisiers"(le terme de flysch étant réservé à des dépôts d'avant pays, ce qui n'est pas le cas ici). Ces sédiments sont en effet associés au remplissage de bassins fortement subsidents attribués au rifting nord-pyrénéen, alignés depuis le bassin Basque-Cantabre à l'ouest, jusqu'aux côtes de la Méditerranée à l'est (Debroas and Souquet, 1976, Debroas 1978, 1990; Peybernès et Souquet, 1984 ; Souquet et al., 1985) (Figure I-5). Ce remplissage d'âge Albien moyen à Cénomanien supérieur est constitué de trois mégaséquences turbiditiques, chacune composée de conglomérats, grès, siltites et/ou marnes pour une épaisseur moyenne de 4 km, (e.g. Debroas et Souquet, 1976 ; Debroas, 1990).

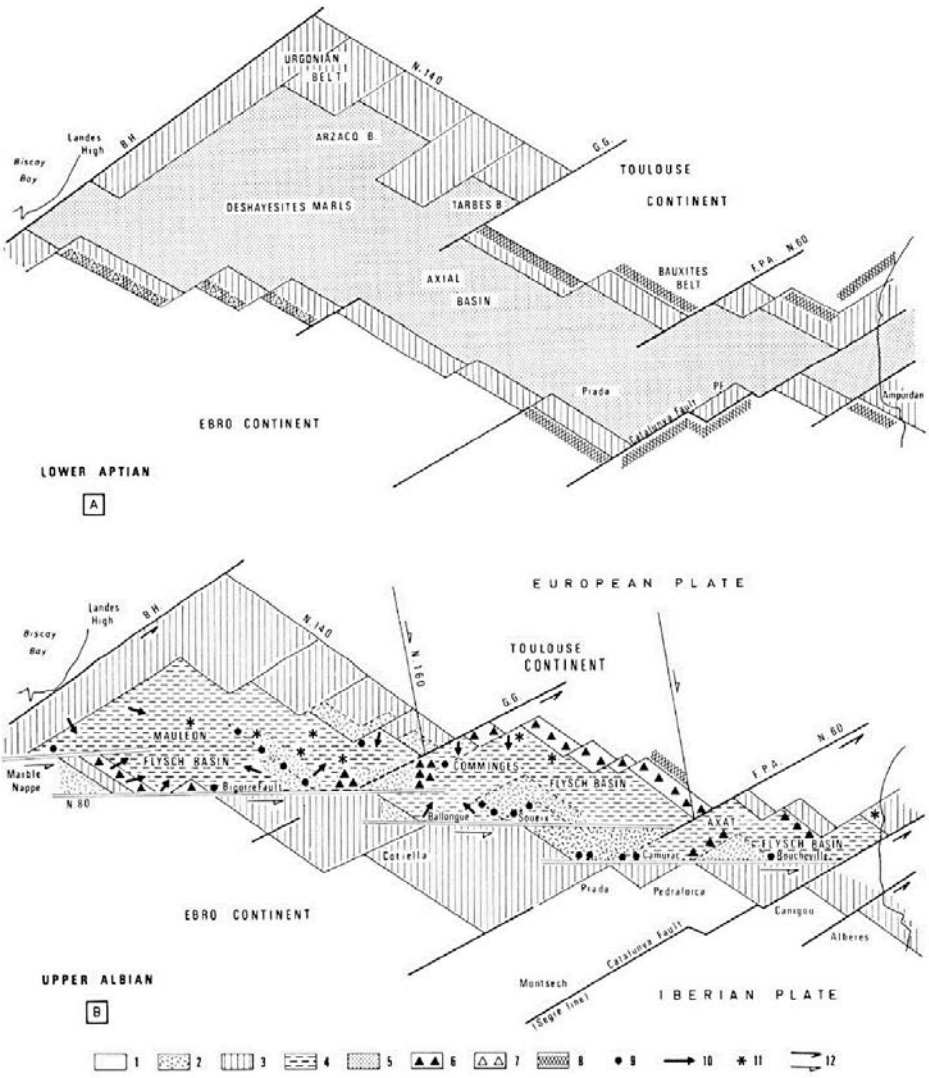


*Figure I-5 : Schéma hypothétique de la distribution des flysch albo-cénomaniens au sein du sillon est-ouest délimité par des failles NE-SW, inversé durant la collision pyrénéenne (d'après Peybernès et Souquet, 1984).*

La ZNP est aussi caractérisée par l'occurrence de pointements de socle hercynien (Figure I-3) apparaissant à la faveur des structures E-W sous formes de hauts fonds en bordure des bassins de « flyschs noirs ». Il s'agit des Massifs Nord-Pyrénéens dont les plus importants sont les Massifs de la Barousse, de Milhas, du Castillon, de l'Arize, des Trois-Seigneurs, du Saint Barthélémy et de l'Agly. Ces massifs conservent encore une couverture sédimentaire mésozoïque plus ou moins complète (du Trias au Crétacé Supérieur) (Figure I-6). Au sud de ces Massifs Nord-Pyrénéens, la ZNP est jalonnée par un cordon de marbre qui résulte d'un métamorphisme HT-BP daté du Crétacé supérieur (Golberg, 1987) et qui affecte la couverture mésozoïque (du Trias au Crétacé inférieur). Ces marbres définissent une sous-unité de la ZNP appelée Zone Interne Métamorphique (ZIM), dont cette dernière fait l'objet de notre présent travail. Cette zone forme une bande cartographique extrêmement étroite (de 500m à 10km) (Casteras, 1933 ; Ravier 1959 ; Choukroune, 1974 ; Martinez-Torres, 1989) globalement orientée est-ouest. La ZIM peut se suivre de façon quasi-continue du massif de l'Agly à l'Est jusqu'aux environs de Lourdes où elle disparaît à l'Ouest sous le chevauchement du Massif de la Barousse, puis des Chaînons Béarnais. Cette zone métamorphique est limitée au Sud par la faille Nord-Pyrénéenne at au Nord par une autre faille majeure dénommée « Faille bordière méridionale » (Wallez, 1984). Absente dans la région du Béarn et du Pays Basque, la ZIM réapparaît avec ses mêmes caractères dans les Pyrénées navarraises, dans l'unité de la Nappe des Marbres.

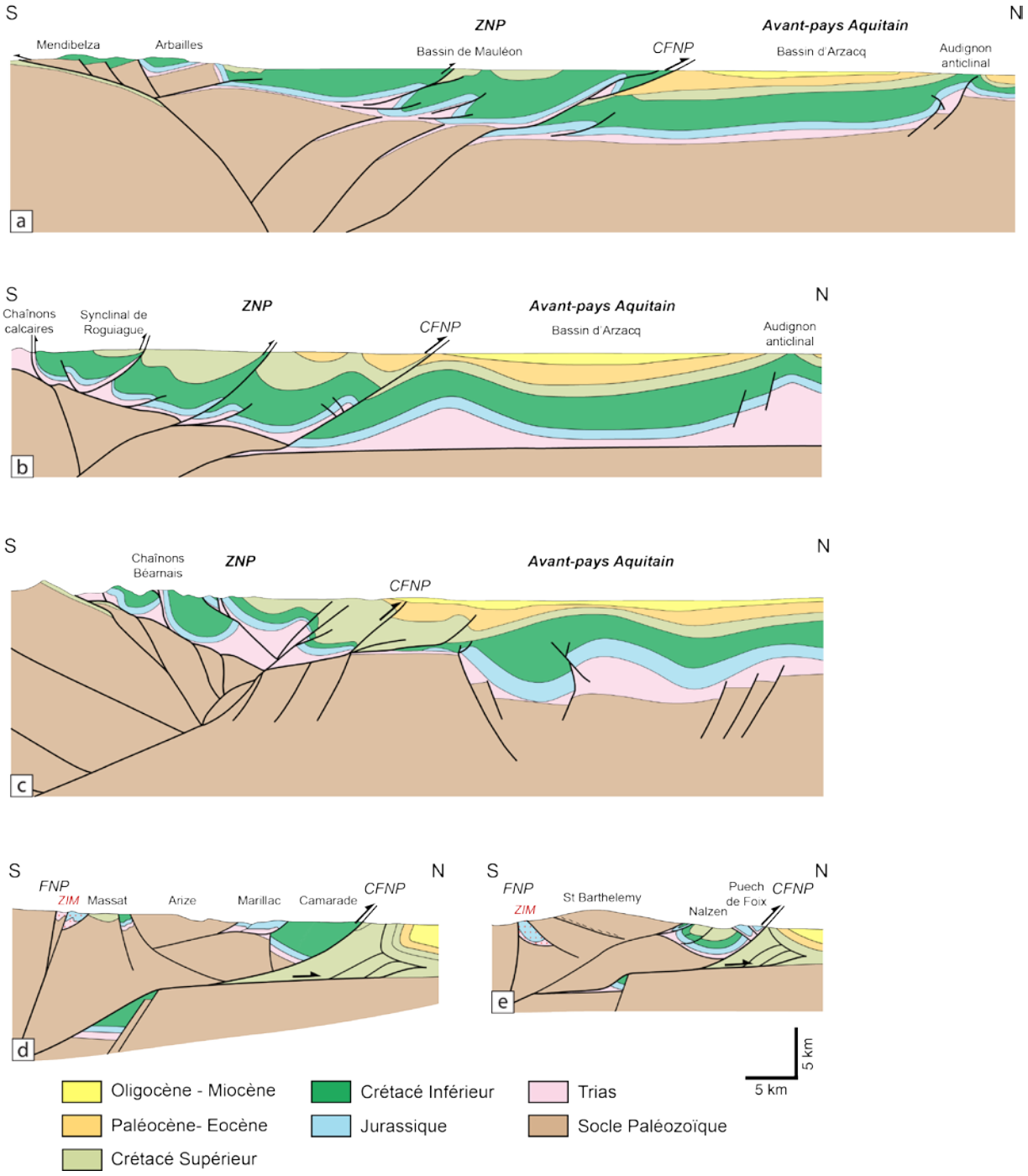


*Figure I-6: Coupes géologiques à travers la ZNP modifiées d'après : a) Jammes et al. (2010a) ; b) Teixell, (1998) ; c) Teixell et al. (2016) et d, e) Baby (1988), dans Mouthereau et al. (2014). La localisation des coupes sont représentées sur la Figure I-3.*

### I.1.3 La Zone Axiale

La Zone Axiale (ZA) ou Haute Chaîne Primaire constitue grossièrement un axe de symétrie de la chaîne pyrénéenne et forme son épine dorsale. Elle est principalement composée de séries sédimentaires souvent complètes depuis la fin de l'Ediacarien jusqu'au Carbonifère supérieur et d'importants plutons d'âge Ordovicien, témoins d'une phase tectonique dite « Sarde » encore mal comprise (massifs granitiques et orthogneissiques; Barbey et al., 2001; Cocherie et al., 2005; Denèle et al., 2009). Pendant le cycle Varisque, au Carbonifère supérieur jusqu'au début du Permien, ces unités ont subi une déformation dans un contexte de métamorphisme de type HT-BP qui se termine par la mise en place syntectonique de nombreux plutons de granitoïdes (Denèle et al., 2012). Ces roches structurées durant le cycle Varisque sont reprises ensuite lors de l'extension mésozoïque puis de l'orogénèse pyrénéenne (Mattauer, 1964; Mattauer and Seguret, 1966; Debat, 1969) durant laquelle elles sont impliquées dans des chevauchements majeurs (e.g. Lakhora, Gavarnie-Nogueres, Orri et Rialp) à vergence sud (Eocène à Oligocène) pour former un prisme crustal. Vers l'ouest et notamment dans le Béarn, la ZA est ennoyée sous les sédiments mésozoïques dont les séries montrent une continuité avec la ZNP. L'observation d'un degré métamorphique croissant d'ouest en est, dans les unités paléozoïques (Barnolas and Chiron, 1996), est compatible avec l'ennoiement de ces structures sous la couverture Mésozoïque vers l'Ouest. Des bassins permiens témoignent des dernières extensions tardi-hercyniennes, également associées à un volcanisme important (e.g. Mirouse 1966 ; Gisbert 1981 ; Gisbert 1983 ; Bixel 1984 ; Valero 1986). La moitié occidentale de la ZA est caractérisée par le dépôt de plateforme des calcaires des Canyons d'âge Crétacé supérieur (Cénomanien à Coniacien) directement sur les terrains paléozoïques. Dans les Pyrénées orientales cette transgression est plus tardive et date du Santonien. Il faut cependant noter qu'à proximité de la FNP, la ZA montre parfois des reliques préservées de couverture, dont les âges vont du Trias à l'Aptien (exemple du Pays de Sault), où des flyschs cénomano-turoniens reposent stratigraphiquement sur les terrains paléozoïques.

### I.1.4 La Zone Sud Pyrénéenne

Limitée au nord par la Zone Axiale, les unités de la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) reposent vers le sud sur le bassin de l'Ebre par l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (Séguret, 1972 ; Vergés et Muñoz, 1990) (Figure I-2 et 3). Elle est principalement composée de terrains mésozoïques carbonatés surmontés par des sédiments clastiques syn- à post-orogéniques tertiaires. Les derniers dépôts sédimentaires sont des molasses oligo-

miocènes. La ZSP correspond au bassin flexural d'avant-pays sud-pyrénéen (pro-wedge) accrété au prisme orogénique, affecté par la tectonique tertiaire correspondant à la compression pyrénéenne. La ZSP montre un empilement de nappes de couverture à vergence sud, découplées et décollées sur les évaporites du Trias supérieur (Keuper). Ces nappes s'enracinent sous la Zone Axiale au nord dans les rampes crustales qui découpent les unités de socle citées précédemment (Muñoz, 1992 ; Teixell, 1998 ; Jolivet et al., 2007 ; Huyghe et al., 2009 ; Fillon et Van der Beek, 2012 ; Fillon et al., 2013 ;Teixell et al., 2016) (Figure I-7). Cette migration vers le sud des nappes de couverture est accompagnée de la formation de bassins syn-tectoniques de types « piggy-back » dès la fin du Crétacé Supérieur ce qui montre le caractère clairement allochtone de ce domaine (Muñoz et al., 1986 ; Teixell, 1996 ; Hogan et Burbank, 1996 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Jolivet et al., 2007 ; Huyghe et al., 2009 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011 ; Labaume et al., 2016) (Figure I-8).

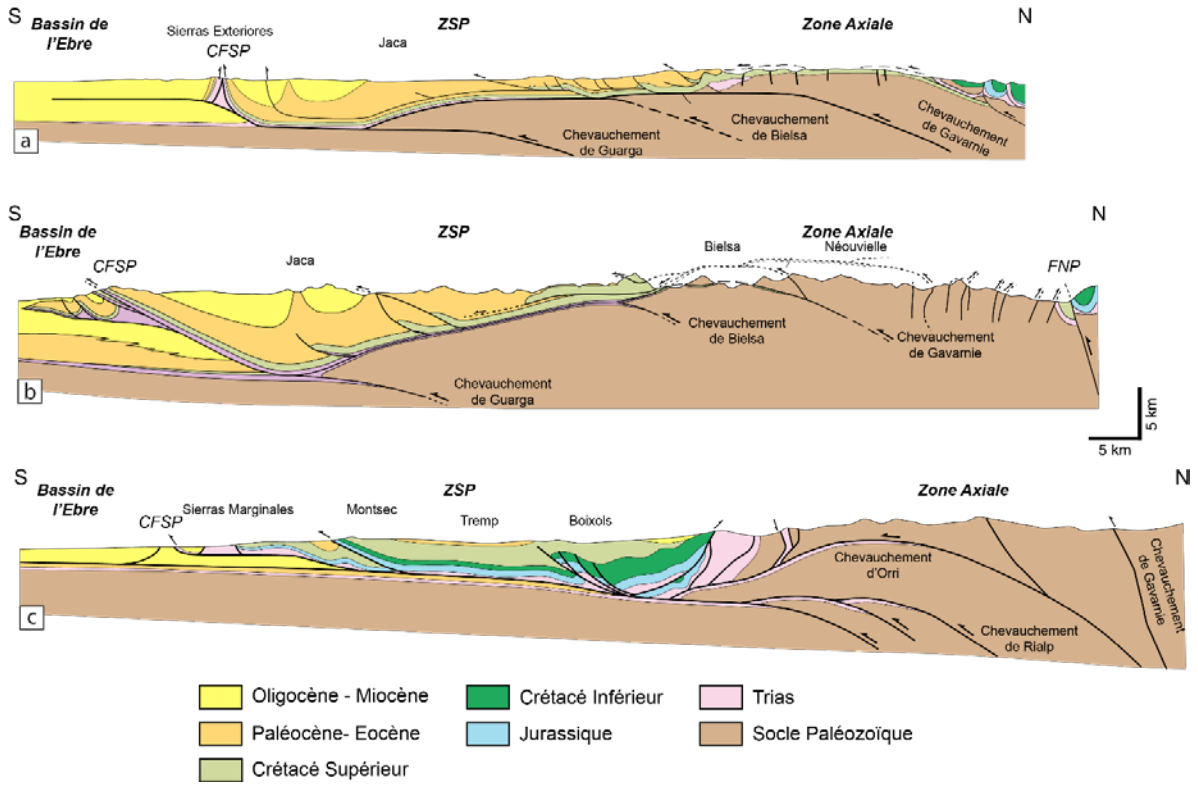


*Figure I-7 : Coupes géologiques à travers la ZSP modifiées d'après : a) Teixell, (1996) ; b) Jolivet et al. (2007) et c) Muñoz (1992). La localisation des coupes sont représentées sur la Figure I-3.*

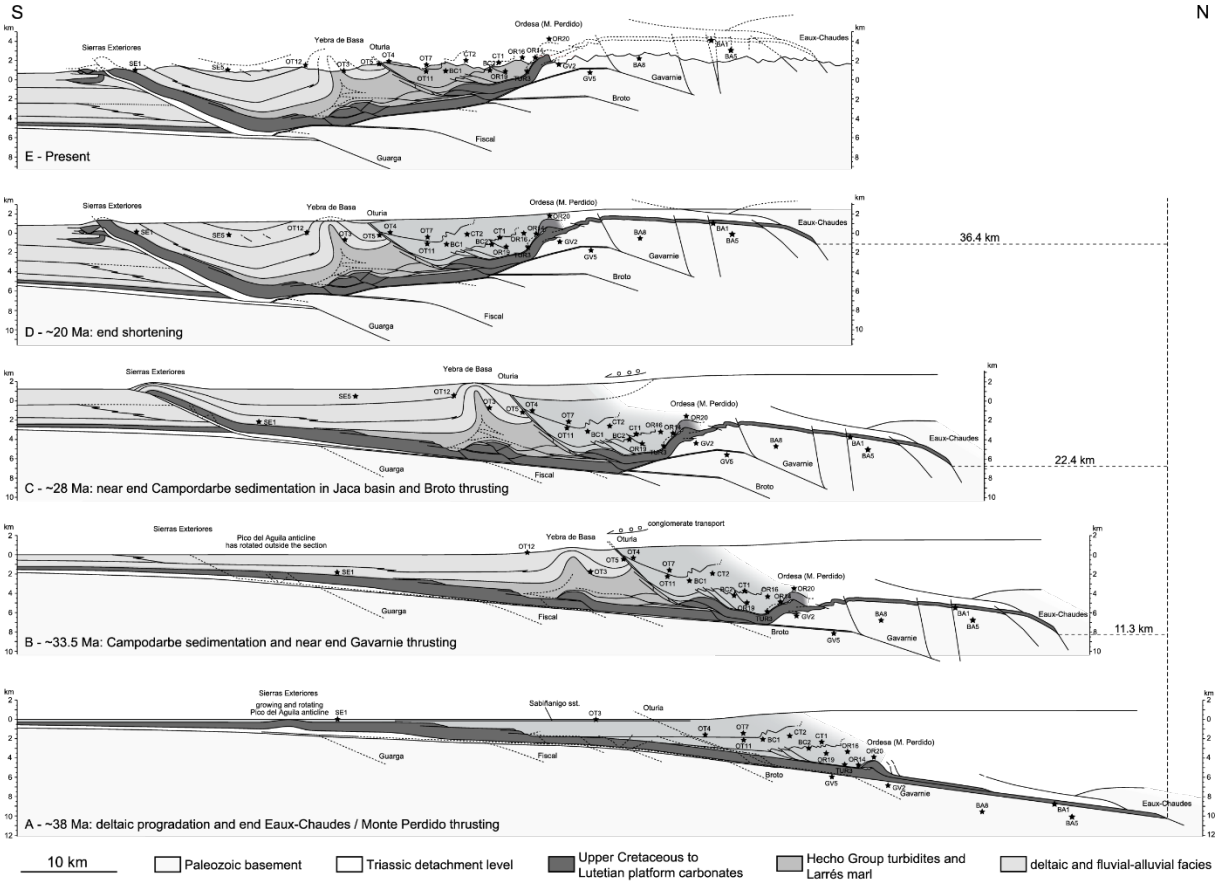


*Figure I-8 : Modèle d'évolution tectonique des parties est du Bassin de Jaca et sud de la ZA, illustrant la séquence de chevauchement de type piggy-back (d'après Labaume et al., 2016).*

### I.1.5 Le bassin de l'Ebre

Le bassin de l'Ebre forme le bassin d'avant pays sud-pyrénéen (Figure I-2) qui est limité au nord par le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen, au sud-ouest par la Chaîne Ibérique et au sud-est par la Chaîne Côtière Catalane. Il est constitué par de puissantes formations sédimentaires du Paleogène au Néogène, recouvertes par des dépôts quaternaires (Figure I-3). Le dépôt des abondantes formations turbiditiques tertiaires est asymétrique. Elles se déposent en onlap sur la marge sud alors que dans sa partie nord du bassin, le long du CFSP, les accumulations sédimentaires peuvent atteindre jusqu'à 5 km d'épaisseur et sont le résultat de la flexure de la lithosphère liée à la formation et la surrection de la chaîne pyrénéenne (Brunet, 1986 ; Desegaulx et al., 1990). La sédimentation du Bassin de l'Ebre est marquée par un une transition d'un environnement sédimentaire marin à un environnement purement continental, en réponse à la perte de toute connexion avec l'Océan Atlantique, faisant de l'Ebre un bassin endoréique à partir de la fin Eocène ~36 Ma (Riba et al., 1983 ; Vergès et al., 1998 ; Costa et al., 2010).

## I.2 Structure générale de la chaîne

Les Pyrénées correspondent à une chaîne de collision intracontinentale montrant une double vergence, formée durant la subduction de la marge ibérique (ou du moins la croûte inférieure) sous la plaque européenne (Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Vergés et al., 2002; Teixell, 1998; Beaumont et al., 2000; Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016). La cartographie des ensembles lithologiques est bien contrainte, cependant d'un point de vue structural et en particulier la nature des contacts entre unités des données de surface, donnent lieu à de nombreux modèles dont les hypothèses sont divergentes. De plus de nombreuses questions subsistent encore sur la structure profonde actuelle de la chaîne (Figure I-9). Une autre des grandes questions sur l'évolution des Pyrénées, concerne la période d'extension pré-orogénique (architecture des marges et quantité d'extension), ainsi que les modalités et les quantités de raccourcissement au sein de la chaîne (*cf. partie I.3.2.4*).

### I.2.1 Les premières données sur la structure profonde la chaîne, programme ECORS

Les premières contributions sur la structure générale de la chaîne étaient basées sur des données de surface et de subsurface, qui mettaient en évidence sa structure globale en éventail ainsi que la compartimentation est-ouest des grands domaines structuraux (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976a; Choukroune et Mattauer, 1978). De plus, les Pyrénées sont généralement décrites comme une chaîne présentant une asymétrie, dont la structure générale est présentée comme non-cylindrique et contrôlée par des accidents majeurs anciens montrant de faibles pendages (Williams et Fischer, 1984 ; Déramond et al., 1985 ; Séguret et Daignières, 1986).

#### *I.2.1.1 Le profil ECORS*

Les données sur la structure profonde de la chaîne ont été obtenues dans le cadre du projet ECORS, dont les objectifs principaux étaient de reconnaitre le prolongement en profondeur des structures reconnues en surface, afin d'établir un modèle géodynamique sur le secteur des Pyrénées (ECORS Pyrenees Team, 1988). Les premières études de la sismique réfraction ont permis d'estimer la profondeur du Moho entre 35 et 52 km pour la plaque ibérique et entre 30 et 35 km pour la plaque européenne (Daignières et al., 1982). L'étude de la structure profonde des Pyrénées s'est donc établie sur deux profils, le profil *ECORS* dans la partie centrale de la chaîne et le profil *ECORS-Arzacq* dans la partie occidentale de la chaîne (Figure I-9 et 10). A la suite de la réalisation de ces profils, de nombreuses études utilisant l'ensemble des données sismiques ont portées sur la structure profonde de la chaîne afin de bien contraindre

l'architecture et la déformation à l'origine de la formation des Pyrénées (e.g. Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Daignières et al., 1989 ; Roure et al., 1989 ; Choukroune et al., 1990a, 1990b ; Davy et al., 1990 ; Déramond et al., 1990 ; Deselgaux, 1990 ; Mattauer, 1990 ; Poupinet et al., 1992 ; Daignières et al., 1989, 1994 ; Grandjean, 1994 ; Vergès et al., 1995, 2002; Brunet, 1997 ; Teixell, 1996, 1998; Beaumont et al., 2000 ; Mouthereau et al., 2014 ; Teixell et al., 2016 ; Ford et al., 2016). Dans un premier temps, l'interprétation des données du profil permettent de reconnaître plusieurs caractéristiques essentielles, notamment la limite de la croûte inférieure litée, la limite supérieure du socle varisque, la présence de nombreuses structures imbriquées dans le socle et la présence hypothétique de demi-graben dans la ZNP (Choukroune et the ECORS Team, 1989 ; Choukroune et al., 1990a) (Figure I-9a). Il existe deux interprétations principales du profil ECORS dans la partie centrale des Pyrénées (Figure I-9). La première hypothèse suppose que la croûte inférieure de la marge ibérique est empilée et imbriquée sous la ZA, formant une racine crustale importante (Roure et al., 1989) (Figure I-9b). Dans ce modèle, le décalage net du Moho sous la FNP qui passe de 50 km sous la ZA à ~30 km sous la ZNP (Daignières et al., 1982, 1989) est considéré comme un argument pour définir cette faille comme un accident majeur marquant la limite subverticale transformante des deux plaques durant le Crétacé. La seconde hypothèse implique une subduction de la croûte inférieure de la plaque ibérique sous la plaque européenne avec une déformation imbriquée et la formation d'un prisme orogénique à partir de la marge ibérique (Muñoz, 1992 ; Beaumont et al., 2000) (Figure I-9c).

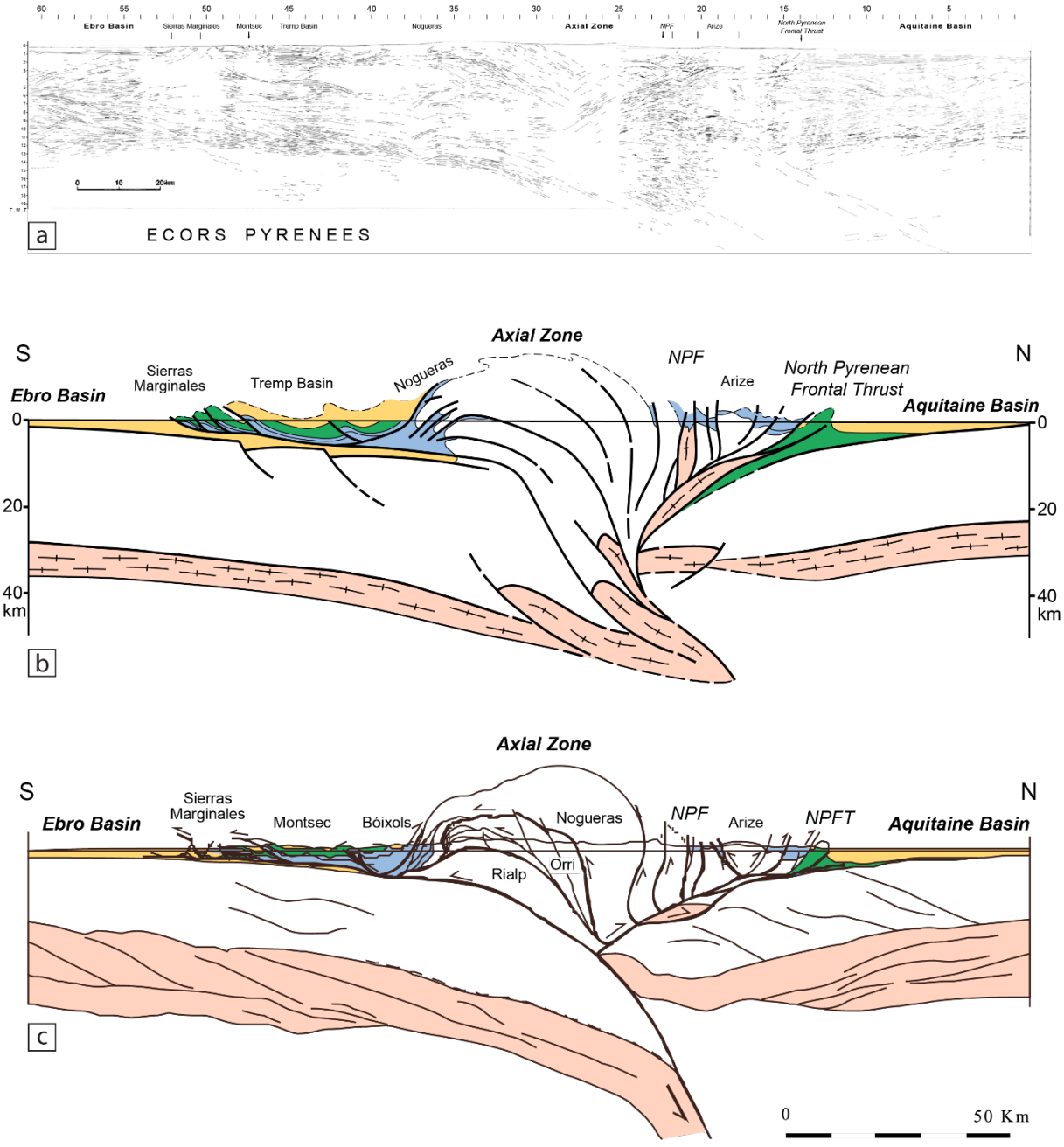


*Figure I-9 : Structure profonde de la chaîne le long du profil ECORS. a) Interprétation des réflecteurs des données sismiques non migrées sous la forme d'un « line drawing » d'après Choukroune et the ECORS Team (1989) ; b) Interprétation du profil ECORS d'après Roure et al. (1989) dans Roure et Choukroune et al. (1998) ; c) Interprétation du profil ECORS d'après Muñoz, 1992 et Beaumont et al. (2000), dans Erdos et al. (2014).*

### I.2.1.1 Le profil ECORS-Arzacq

L'interprétation du profil ECORS-Arzacq situé dans la partie occidentale de la chaîne réalisé entre la frontière franco-espagnole et le Bassin Aquitain, permet de mettre en évidence sa structure profonde et interne (Daignières et al., 1994). L'examen du profil révèle que les unités de socle de Mendibelza et des Arbailles attribuées à la croûte ibérique, correspondent à des blocs basculés formés durant l'épisode de rifting, chevauchant vers le sud (chevauchement de Lakhoura) la couverture crétacé supérieur de la ZA (Figure I-10a).

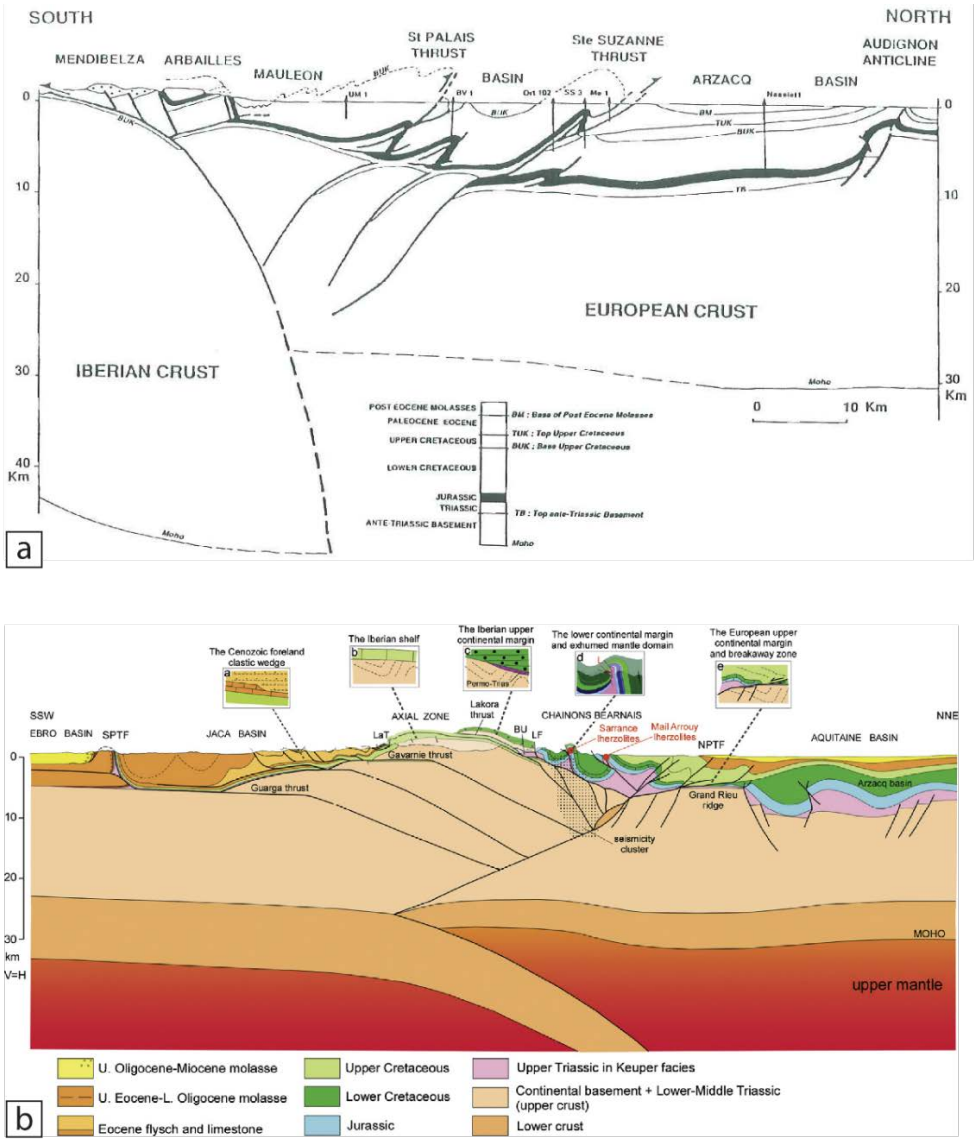


*Figure I-10 : Représentation du profil ECORS-Arzacq. a) Interprétation du profil ECORS à partir des données sismiques d'après Daignières et al. (1994). b) Coupe à l'échelle lithosphérique localisée à l'est du profil ECORS-Arzacq dans la partie terminale occidentale de la ZA, d'après Teixell et al. (2016).*

Le Bassin de Mauléon localisé dans la ZNP, constitué de sédiments carbonatés anté-rift et du « flysch » Crétacé, syn-rift est marqué par une fracturation importante et le développement de nombreux chevauchements à vergence nord (e.g. chevauchements de Saint-Palais et de Sainte-Suzanne) localisés dans le niveau de décollement du Trias Supérieur. Ces chevauchements montrent une vergence opposée au chevauchement majeur de Lakhoura, qui présente quant à lui une vergence sud (Daignières et al., 1994; Grandjean, 1994) (Figure I-10a). Le Bassin d'Arzacq situé au nord du chevauchement de Sainte-Suzanne montre une série sédimentaire épaisse de 10 km au niveau de son dépôt-centre et présente de nombreuses structures halocinétiques, comme par exemple l'anticlinal d'Audignon sur la marge sud-aquitaine (Figure I-6ab et 10a). L'étude du profil permet de mettre en évidence que, sous le Massif de Mendibelza, le Moho de la croûte ibérique plonge vers le nord, tandis que le Moho de la croûte européenne est relativement plat sur l'ensemble du profil avec une profondeur avoisinant les 30 km (Daignières et al., 1994; Grandjean, 1994) (Figure I-10a). Cette observation a été ensuite réinterprétée comme une indentation de la croûte ibérique par la croûte européenne, formant un double biseau à l'aplomb de la ZA par découplage de la croûte ibérique inférieure et supérieure (Teixell, 1998 ; Teixell et al., 2016) (Figure I-10b).

### I.2.2 Précision de la structure profonde la chaîne, projets IBERRARAY et PYROPE

Ajoutée aux données apportées par les profils ECORS dans les Pyrénées, l'utilisation de données provenant d'outils géophysiques comme l'ensemble des études de gravimétrie (Torné et al., 1989 ; De Cabissole, 1990 ; Bayer et al., 1996 ; Casas et al.,1997 ; Vacher et Souriau, 2001 ; Pedreira et al., 2007), et plus récemment les données provenant des études de tomographie sismique (Souriau et Granet, 1995 ; Sibuet et al., 2004 ; Souriau et al., 2008 ; Chevrot et al., 2014, 2015 ; Macquet et al., 2014 ; Wang et al., 2016) ont permis d'imager plus précisément les structures profondes de la chaîne, en précisant notamment la profondeur du Moho, et de confirmer la structure en indentation des deux croûtes dans la partie occidentale de la chaîne. La majeure partie de ces données ont été obtenues grâce à deux projets concentrés sur des études sismiques précises, correspondant au programme IBERARRAY, dont les stations sont réparties sur l'ensemble de l'Espagne et une partie de la France, et au projet ANR PYROPE qui se focalise sur les tracés des deux profils ECORS (Figure I-11).

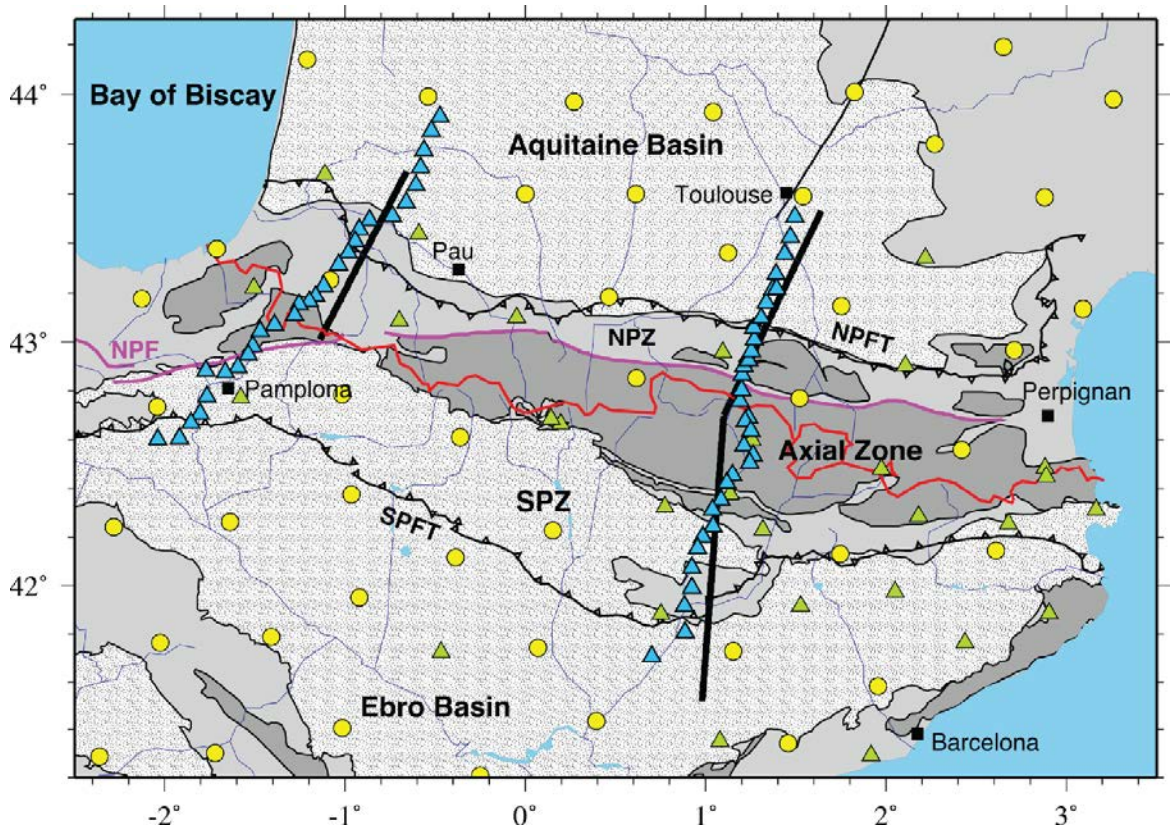


*Figure I-11 : Carte de la répartition des stations sismiques utilisées pour les projets IBERRARAY et PYROPE dans la région des Pyrénées. Les stations ont été déployées le long de deux transects denses (triangles bleus), complémentés par des stations permanentes (triangles verts) et des stations temporaires liées aux deux grands projets (cercles jaunes), d'après Chevrot et al. (2015).*

Ces données sismiques ont permis de mettre en évidence la profondeur de l'interface entre le socle et les formations sédimentaires (Figure I-12a). Cette carte reflète très bien la géométrie des bassins sédimentaires d'avant-pays Aquitain et de l'Ebre, mais sous-estime l'épaisseur du remplissage sédimentaire (Macquet et al., 2014). Ces données permettent également de mieux contraindre la profondeur du Moho dans l'ensemble du domaine pyrénéen (Figure I-12b), qui est généralement plus importante sous la ZA, correspondant à la plaque ibérique (40 à 50 km), que sous la ZNP correspondant à la plaque européenne (~32 km) (Daignères et al., 1982 ; Véra et al., 2004 ; Jammes et al., 2010b ; Chevrot et al., 2014 ; Macquet et al., 2014 ; Chevrot et al., 2015).

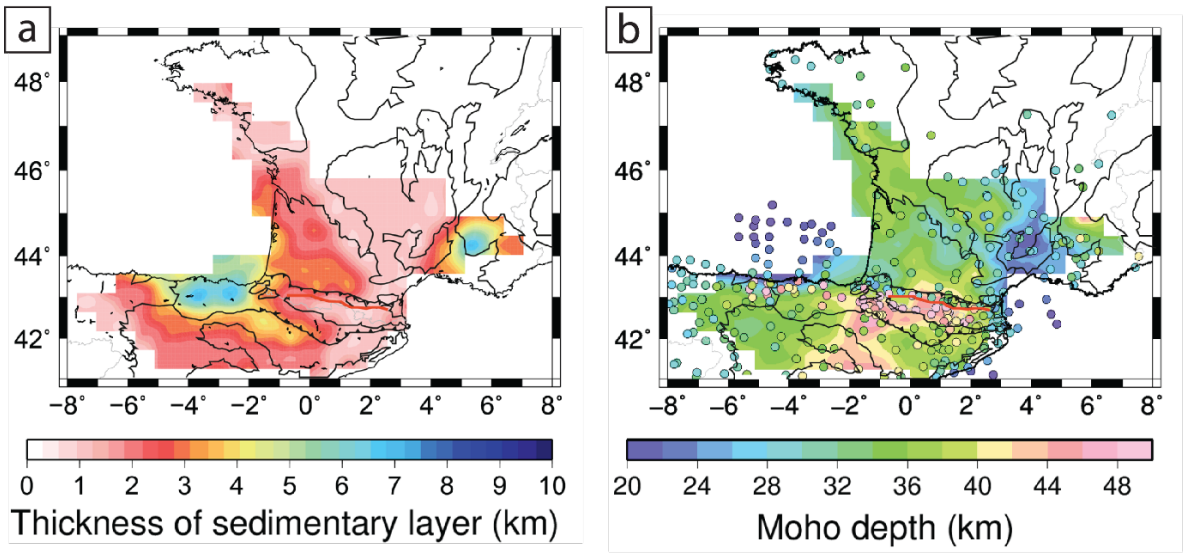


*Figure I-12 : Données de géophysique profonde dans la région de la chaîne pyrénéenne. a) Carte des épaisseurs des couches sédimentaires d'après Macquet et al. (2014) ; b) Carte de la profondeur du Moho d'après Macquet et al. (2014). Les cercles correspondent aux valeurs estimées par Chevrot et al. (2014).*

L'étude des anomalies du champ de gravité permet de mettre en évidence deux zones particulières au sein du domaine pyrénéen et correspondant à des anomalies positives, tandis que la ZA est marquée par la présence d'une anomalie négative liée à l'épaississement crustal (Figure I-13). Ces deux anomalies positives se localisent au sein de la ZNP : la première (la plus importante), se situe dans la partie occidentale de la chaîne à l'aplomb du massif de Labourd et la seconde se retrouve dans la partie centrale de la chaîne à l'aplomb de Saint-Gaudens (Figure I-13). Ces anomalies sont attribuées à la présence de matériel dense situé à faible profondeur (Daignières et al. 1989), dont la nature et la géométrie reste incertaine (Torné et al. 1989; Casas et al. 1997; Vacher & Souriau 2001). Certains auteurs attribuent ces anomalies à la présence de lambeaux de croûte inférieure (Grandjean, 1994 ; Vacher & Souriau 2001 ; Pedreira et al., 2007 ; Jammes et al., 2010b), voire de manteau lithosphérique (Casas et al., 1997 ; Wang et al., 2016) dans les niveaux superficiels de la chaîne suite à leur incorporation dans le prisme orogénique lors de sa formation (Bayer et al., 1996 ; Casas et al., 1997 ).

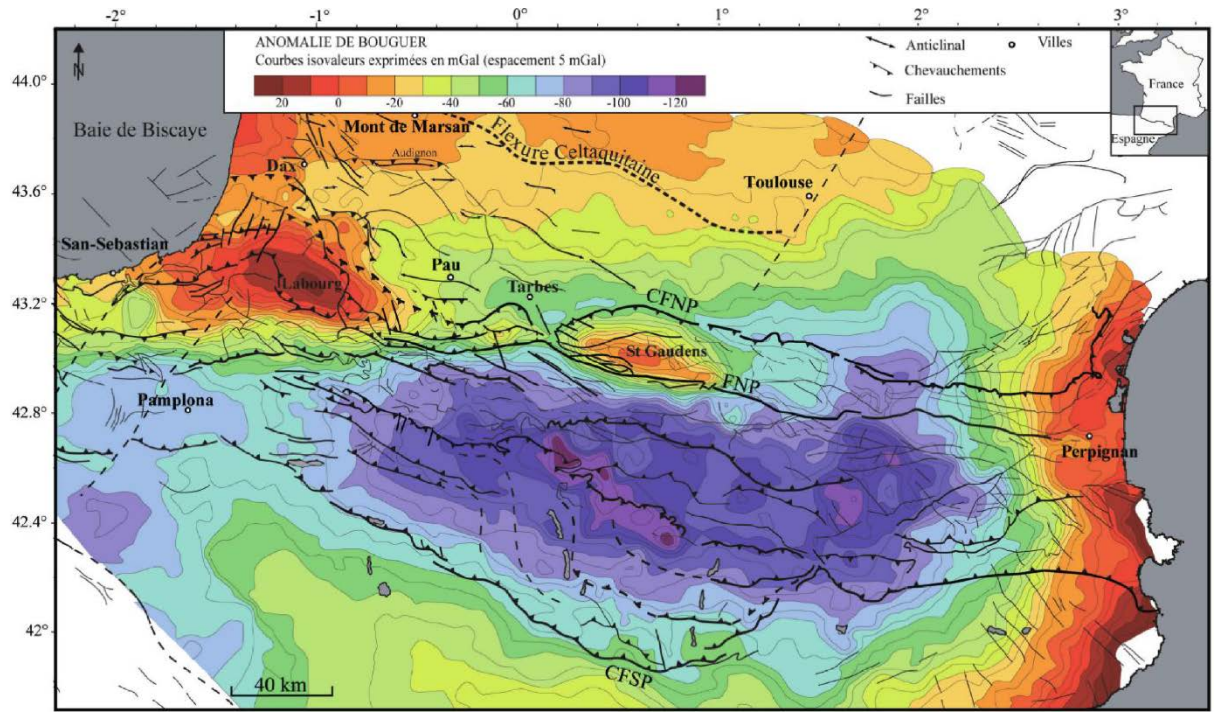


*Figure I-13 : Carte de l'anomalie de Bouguer représentant la répartition des anomalies gravitaires dans le domaine pyrénéen, d'après Lacan (2008), modifiée d'après Bayer et al. (1996) et Casas et al. (1997). Deux anomalies gravitaires positives sont présentes au sein de la ZNP. La première se localise dans la partie occidentale de la chaîne sous le massif du Labourd, et la seconde dans la partie centrale de la chaîne au niveau de Saint-Gaudens. Ces anomalies sont interprétées comme des traces de la présence de matériel dense à faible profondeur correspondant à du manteau.*

Les études récentes de tomographie sismique (Chevrot et al., 2014, 2015) ont permis d'apporter des précisions supplémentaires sur la structure de l'orogène ainsi qu'à des profondeurs plus importantes (Figure I-14). En effet, ces études révèlent clairement la position du Moho de la plaque ibérique clairement visible à une profondeur de 32 km sous la ZSP qui plonge progressivement à 45 km sous la ZA et se suit jusqu'à 60 km de profondeur à l'aplomb de la ZNP. La profondeur du Moho de la plaque européenne reste constante à ~30 km, pour le transect central des Pyrénées (Figure I-14a). Pour le transect occidental, la profondeur du Moho de la plaque européenne est également stable entre 25 et 35 km et le Moho de la plaque ibérique plonge plus rapidement et se suit également jusqu'à 60 km de profondeur (Figure I-14b). La différence avec le transect central réside dans la présence d'une interface avec un saut de vitesse négatif observé entre 10 et 20 km (Chevrot et al., 2015) (Figure I-14b). De plus, la structure en « crocodile » de la croûte ibérique indentée par la croûte européenne avancée par Teixell (1998) est clairement mise en évidence par les images tomographiques (Figure I-14b).

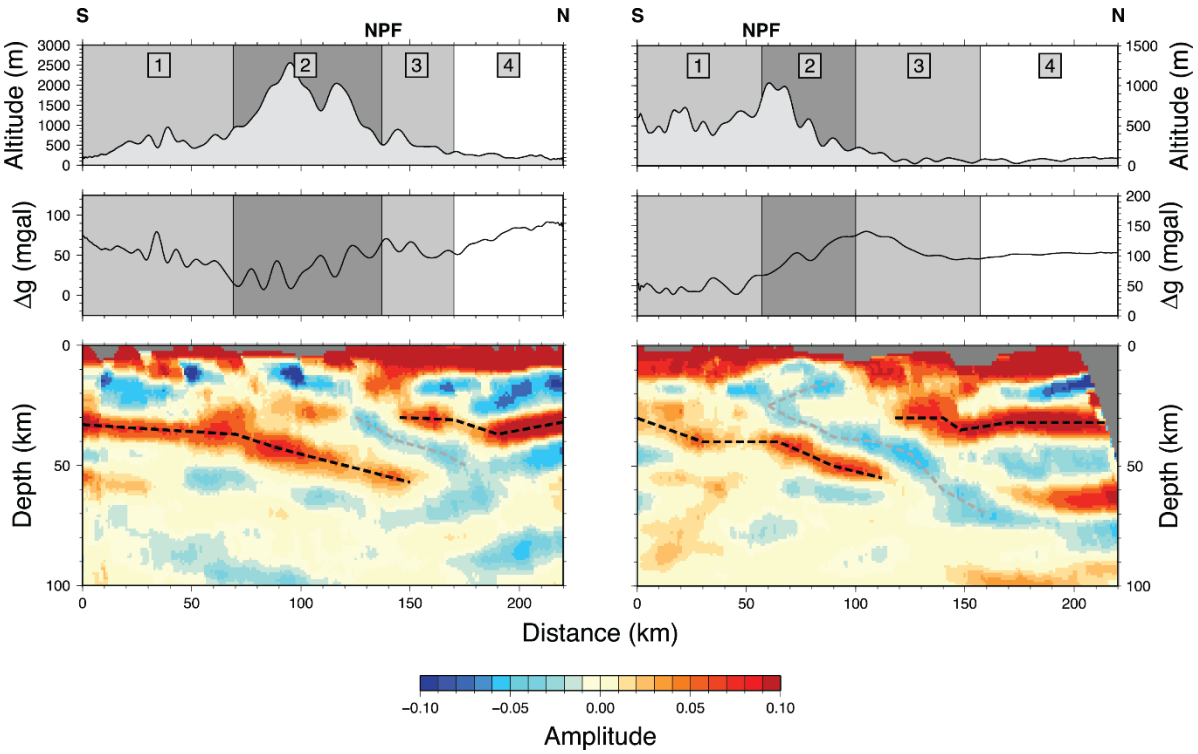


*Figure I-14 : représentation de la topographie, de l'anomalie de Bouguer et de la tomographie le long deux transects parallèles aux profils ECORS réalisées dans les Pyrénées, d'après Chevrot et al. (2015). a) Transect situé le long du profil ECORS. b) Transect situé le long du profil ECORS-Arzacq. Les lignes noires en pointillé correspondent au Moho et les lignes grises en pointillées correspondent au toit de la plaque Ibérique en subduction. 1 : ZSP ; 2 : ZA ; 3 : ZNP ; 4 : Bassin Aquitain*

Plus récemment, l'interprétation des données tomographiques associées à l'anomalie de Bouguer positive de Labourd et aux vitesses des ondes P et S, ont permis d'établir une nouvelle interprétation du profil ECORS-Arzacq (Wang et al., 2016) (Figure I-15). En considérant l'hyper-amincissement des marges lors de l'épisode de rifting dans le Bassin de Mauléon (Tugend et al., 2014), le modèle tomographique ainsi que la forte anomalie gravitaire positive suggèrent qu'il s'agit de manteau subcontinental européen, hérité de l'amincissement crustal (Wang et al., 2016) (Figure I-15). Ce coin de manteau génère une charge importante et cause la flexure de la plaque ibérique sous-jacente qui forme une racine crustale (Wang et al., 2016).

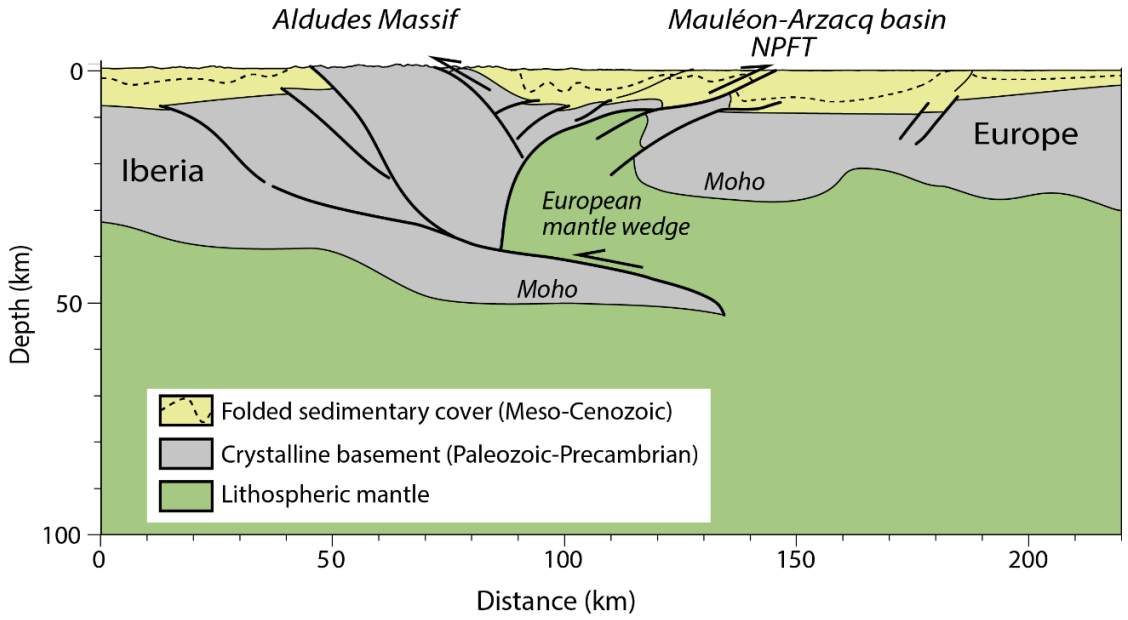


*Figure I-15 : Coupe géologique schématique à l'échelle lithosphérique interprétée grâce à la tomographie d'après Wang et al. (2016), montre clairement une partie du manteau localisé à 10 km de profondeur sous le Bassin du Mauléon.*

Les études récentes de tomographie sismique permettent donc de mettre en évidence, i) que la chaîne pyrénéenne n'est pas cylindrique au vu des anomalies de vitesse discontinues sous la chaîne (Chevrot et al., 2014), ii) que les anomalies gravitaires positives correspondent à du manteau lithosphérique localisé à faible profondeur et hérité de l'hyper-extension Crétacé (Wang et al., 2016) et iii) qu'il n'existe aucune structure claire et cohérente observée l'aplomb des Pyrénées sous 200 km de profondeur, ainsi qu'aucune anomalie profonde de haute vitesse prononcée dans le manteau supérieur écartant donc l'hypothèse de la présence d'un slab de lithosphère océanique détaché sous la plaque européenne (Chevrot et al., 2014). De plus, de nouvelles données tomographiques à plus grande échelle ne montrent aucune zone pouvant correspondre à un slab détaché rejetant ainsi l'hypothèse qu'une subduction ait pu avoir lieu dans les Pyrénées au cours de l'Aptien (Barnett-Moore et al., 2016a). La tomographie met seulement en évidence la subduction ou un sous-charriage crustal de la plaque ibérique amincie (marge passive distale selon Teixell et al., 2016) sous la plaque européenne (Chevrot et al., 2014, 2015).

## I.3 Histoire tectonique la Zone Nord Pyrénéenne et problématique

Cette partie à pour but de résumer l'histoire tectonique de la chaîne pyrénéenne, et notamment le rôle et l'impact de la succession des cycles tectonique sur son évolution. Le socle de cette chaîne étant composées de séries paléozoïques, nous décrirons brièvement l'orogenèse varisque et notamment son évolution post-orogénique, qui implique probablement un héritage structural important pour le développement du rifting crétacé qui à précé la formation de la chaîne pyrénéenne. Nous décrirons en détail, les différents modèles liés aux mouvements de la plaque Ibérique et les modalités d'extension lors du rifting. Cet ammincissement crustal est également la conséquence d'un flux de chaleur important, entrainant le développement de magmatisme alcalin, de métamorphisme HT-BP dans les bassins crétacés et d'un métasomatisme dans le socle varisque de la chaîne. Par la suite nous décrirons son évolution lors de la collision contientale, ainsi que son évolution post-collisionelle. Pour terminer ce chapitre, nous discuterons également des problèmes liés à la Faille Nord-Pyrénéenne, considérée comme un accident majeur, et de son rôle dans l'évolution structurale de la chaîne. L'ensemble de ces descriptions relatives à la chaîne pyrénéenne nous permettra d'établir la problématique et les objectifs de ce travail de thèse.

### I.3.1 Héritage pré-rift

La structuration actuelle de la chaîne pyrénéenne résulte de la succession de différents cycles tectoniques, notamment l'orogenèse Varisque suivie de l'extension tardi-Varisque et le rifting triasique, qui semblent avoir un impact important sur le fonctionnement du rifting crétacé qui a précédé l'orogenèse pyrénéenne.

#### *I.3.1.1 L'orogenèse Varisque*

Le socle de la chaîne pyrénéenne est composé d'unités paléozoiques, déformées lors du cycle Varisque. L'orogenèse Varisque résulte de la collision de deux plaques majeures, la Laurussia et le Gondwana, suite à la fermeture progressive par subduction de domaines océaniques, tel que les océans Rhéic et Galice-Massif Central séparés par des micro-continents, dont Avalonia et Armorica (Figure I-16) (Matte 1991, 2001 ; Ballèvre et al., 2009). Le domaine actuel des Pyrénées appartenait aux domaines externes sud de la chaîne varisque (Figure I-17) (Matte 1991). L'épisode compressif survient au Carbonifère, plus précisément au Viséen terminal dans la partie orientale de la chaîne (Bessière and Schulze, 1984 ; Bessière, 1987) et au Namuro-Westphalien dans les Pyrénées centrales et occidentales (Mirouse et al., 1983 ;

Delvolvé et al., 1993, 1998). La compression accompagne la formation de bassins flexuraux remplis par les flyschs carbonifères (Figure I-17).

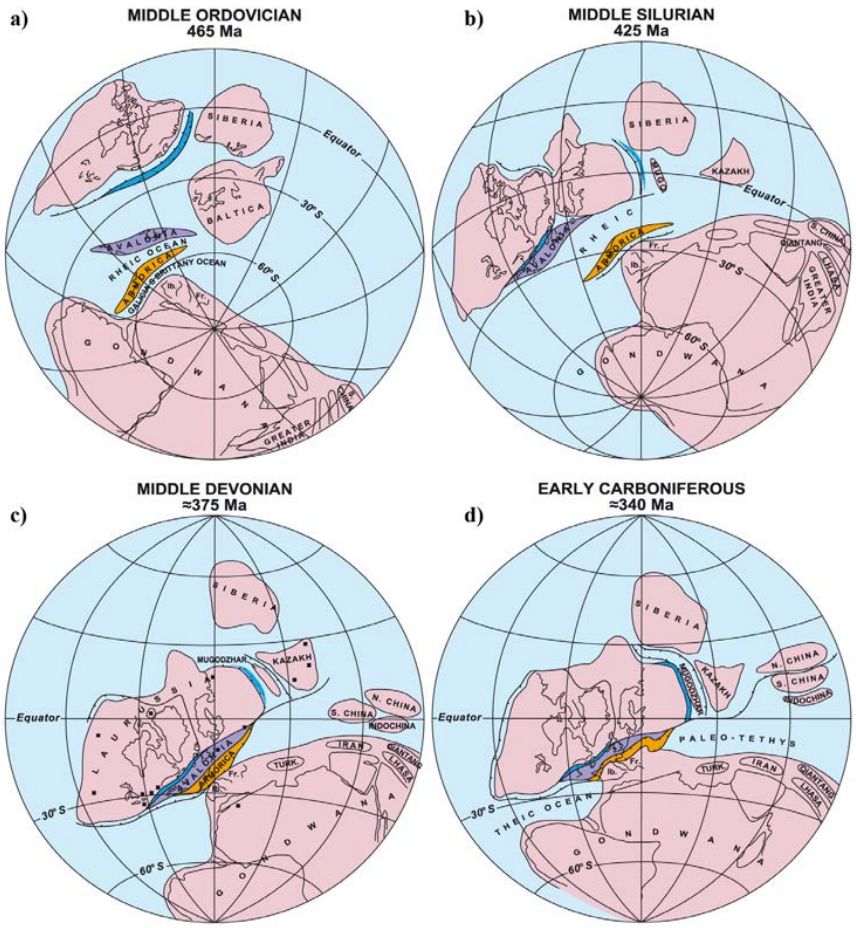


*Figure I-16 : Reconstruction cinématique de l'évolution Paléozoïque de l'Ordovicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieur (340 Ma). En orange : la microplaque continentale Armorica. En violet : la microplaque continentale Avalonia. En bleu : arc insulaire (Matte 2001)*

Selon Autran (1996) la déformation lors du cycle hercynien peut se résumer à quelques traits structuraux principaux:

- Mise en place de nappes et plis couchés précoces associés à une foliation pénétrative dans le Paléozoique inférieur. Le déversement général de ces structures est généralement vers le sud, et vers le sud-ouest dans la partie orientale des Pyrénées (Mattauer et al., 1967).
- La formation de deux types de mégastructures en dôme, dont le premier est caractérisé par une foliation précoce subparallèle à la stratification (dômes à coeur d'orthogneiss de l'Aston, Hospitalet, du Canigou et des Albères), et le second marqué par une foliation

majeure en éventail plan axial des plis de la stratification (pseudo-dômes de Pallaresan de Rabassa et de l'Orri).

- La formation de structures synformes caractérisés par des plis à plans axiaux très inclinés et affectant principalement le Paléozoique supérieur (partie nord centrale et occidentale de la Zone Axiale).

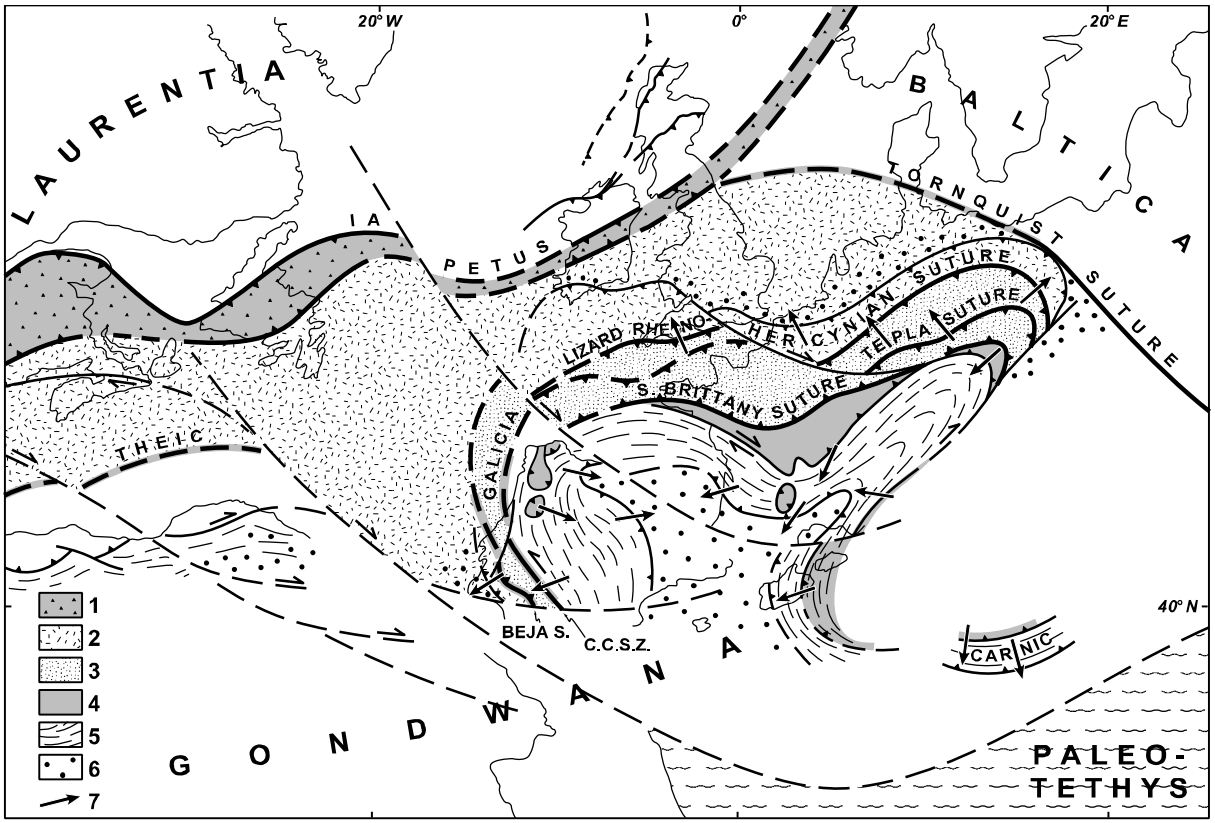


*Figure I-17 : Schéma structural de la chaîne Varisque d'Europe occidentale au Permien (270 Ma). 1, Suture de l'océan Iapetus d'âge Calédonien et l'arc volcanique ordovicien. 2, Avalonia. 3, Armorica. 4, nappes ophiolitiques enracinées dans la suture Galice-Bretagne sud. 5, Nappes schisteuses dans le sud de la chaîne Varisque. 6, Bassins d'avant pays carbonifère (Viséen à Westphalien). 7, Vergence principale des nappes. (d'après Matte, 2001)*

#### *I.3.1.2 L'extension tardi-hercynienne*

L'évolution tardi-varisque ou tardi-hercynienne (entre 310 et 270Ma) est caractérisée par un régime extensif à l'origine de la mise en place de grandes structures crustales telles que des failles de décrochements ou de transfert à partir de la fin du Carbonifère jusqu'au début du Permien (failles de Toulouse, des Cévennes, de Ventaniella, les décrochements corso-sardes ou la faille Biscaye-Pyrénées, plus connu sous le nom de la Faille Nord Pyrénéenne) (Figure I-18) (Arthaud and Matte, 1975, 1977). Deux scénarios sont généralement proposés pour caractériser cet épisode tardi-Varisque : i) un épisode généralisé de fracturation, antérieur au Trias, qui affecte le domaine plissé hercynien et les plateformes adjacentes et qui est indépendant de la tectogenèse Varisque. Ces structures résultent d'une compression N-S à NW-SE (Arthaud and Matte, 1975, 1977) ; ii) une phase extensive ou transtensive post-épaississement liée à l'effondrement gravitaire de la chaîne. Cette extension est parallèle à la chaîne et associée à une tectonique d'expulsion latérale (Burg et al., 1994a, 1994b). Ces deux hypothèses restent débattues, mais la formation de ces grandes structures crustales semble avoir un impact durable sur la lithosphère.

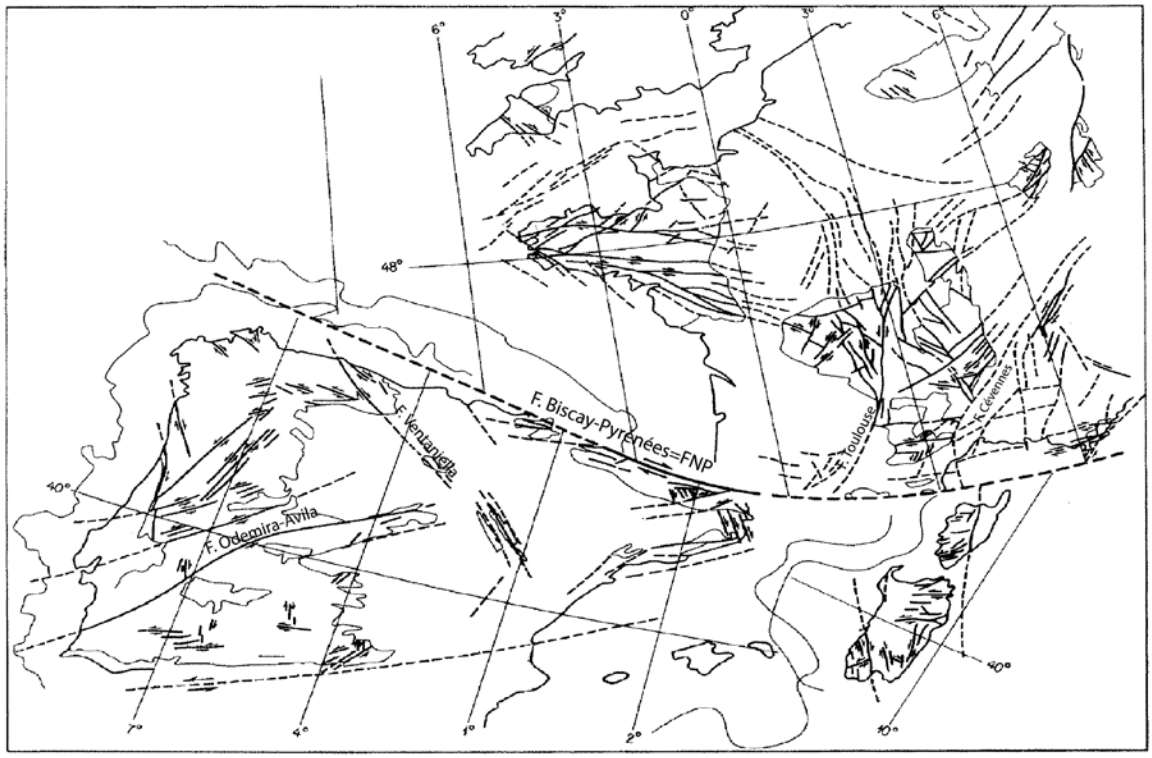


*Figure I-18 : Carte des principaux décrochements tardi-hercyniens reconnus ou supposés en Europe occidentale d'après Arthaud and Matte (1975).*

### *I.3.1.3 La distension triasique*

La phase extensive amorcée au Permien se poursuit durant le Trias avec la mise en place de bassins intra-continentaux délimités par des failles normales orientées NW-SE (Figure I-19 et 20). Ces failles correspondent à un système de horsts et de grabens générés par la formation et l'ouverture générale du rift de Gascogne (Muller et Roger, 1977), qui correspondent à la zone de la Flexure Celtaquitaine (Winnock, 1973) (Figure I-20). Certains de ces systèmes de failles sont probablement issus de la réactivation d'anciennes structures paléozoïques (Curnelle et al. 1982). Cette fracturation donne naissance à de nombreux bassins remplis dans un premier temps par des séries fluviatiles gréso-conglomératiques du Trias inférieur (*Faciès du Bundsandstein* : Curnelle 1983 ; Fréchengues 1993) en discordance sur le substratum hercynien, suivi par les dépôts de calcaires dolomitiques du Trias moyen (*Faciès Muschelkalk*) puis des argiles et marnes à évaporites du Trias supérieur (*Faciès du Keuper*) caractérisant un ennoiement progressif (Figure I-21). Les formations sédimentaires du Keuper sont associées à un magmatisme tholétitique (e.g. Montardet & Winnock 1971 ; Winnock 1971 ; Walgenwitz 1977 ; Montigny et al., 1982 ; Rossi et al. 2003) traduisant l'importance du régime thermique associé à l'amincissement crustal en lien avec le rifting de l'Atlantique central et la mise en

place d'une grande province magmatique (CAMP) (Azambre et al., 1981, 1987 ; Alibert, 1985 ; Rossy, 1988 ; Beziat et al., 1991 ; Demant and Morata, 1996).

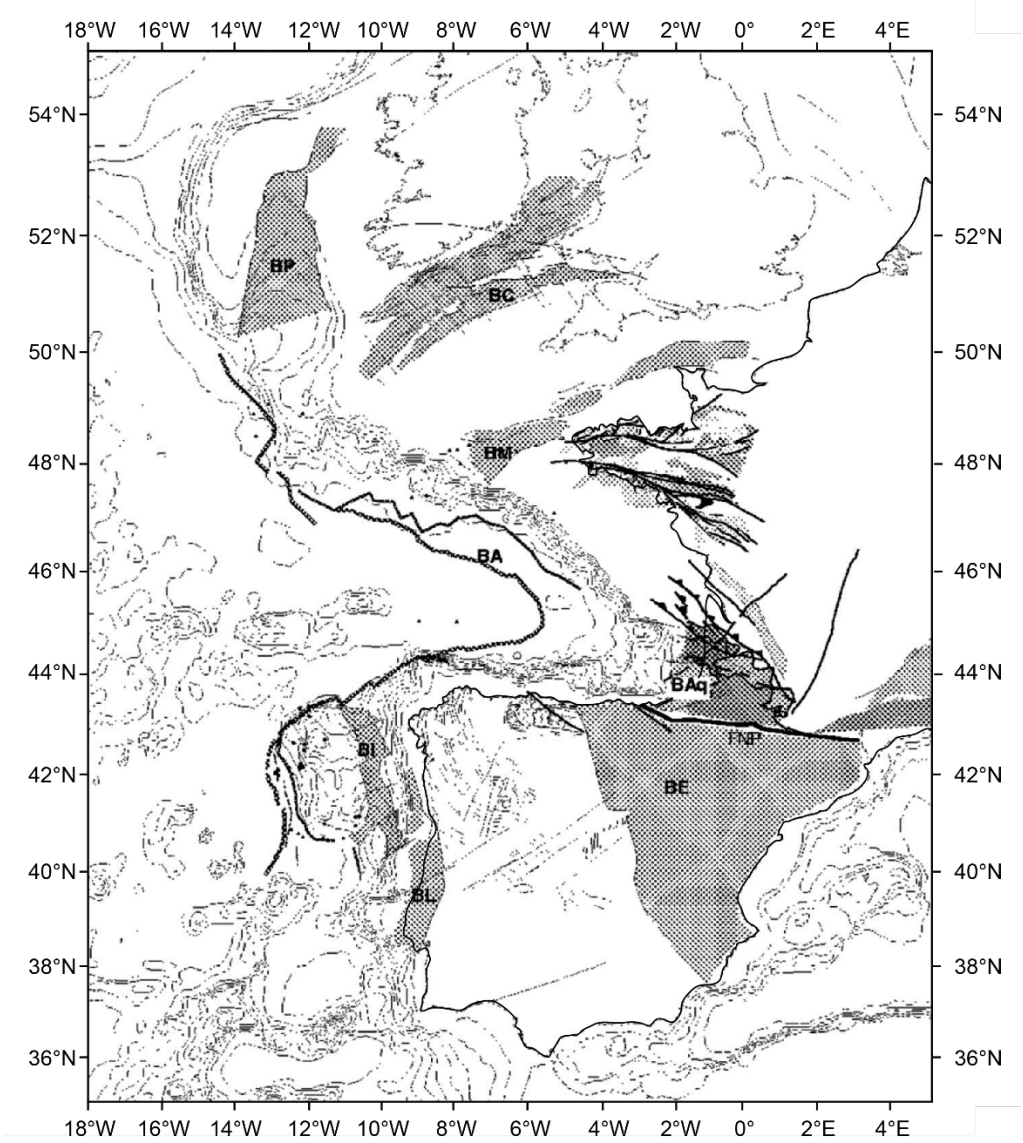


*Figure I-19 : carte de la localisation des bassins triasiques de la partie occidentale de l'Europe. BA : Bassin Armoricain ; BM : Bassin de la Manche ; BC: Bassin Celtique ; BE : Bassin de l'Ebre ; BL : Bassin de Lusitanie ; BI : Bassin Intérieur de Galice ; BAq : Bassin Aquitain (d'après Thinon, 1999).*

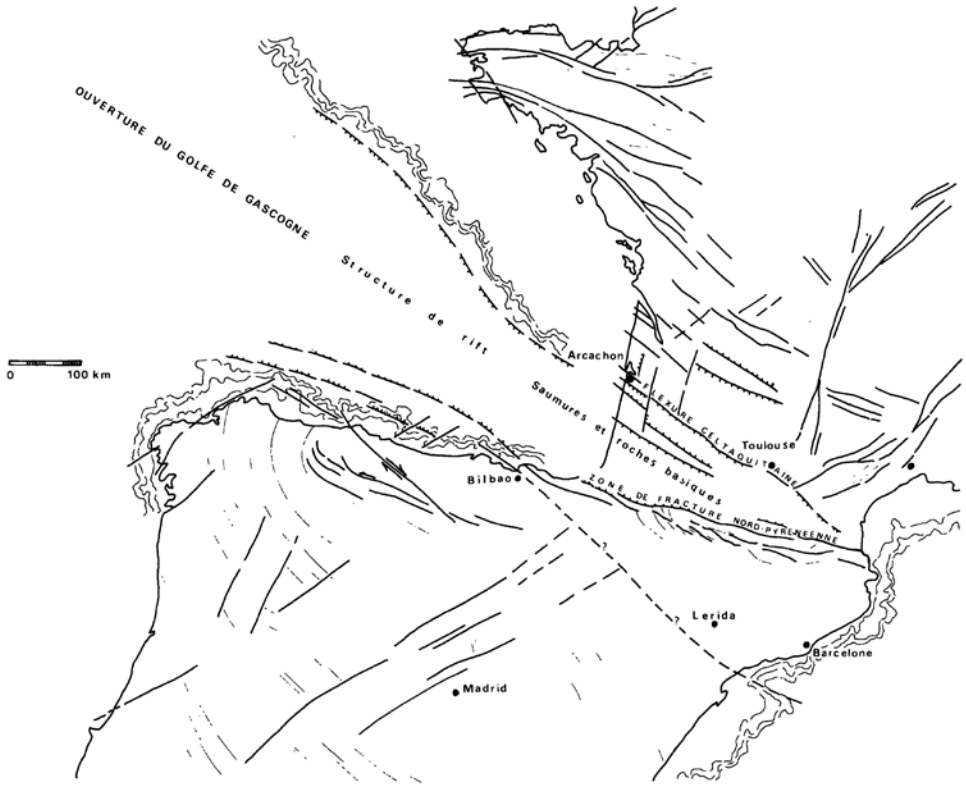


*Figure I-20 : Schéma de la fracturation au Trias supérieur dans la partie occidentale de l'Europe, caractérisé par une tectonique en horsts et grabens en lien avec l'ouverture du Golfe de Gascogne, d'après Muller et Roger, (1977)*

De façon générale, la période du Trias au Jurassique Supérieur est marquée par l'extension et la transtension (Curnelle et al. 1980; Biteau et al. 2006) qui affecte la zone de transition entre les Océans Tethys et Atlantique (Schettino & Turco 2010; Vergés & Fernandez 2012). Cette période est marquée par une transgression marine généralisée à l'origine de la formation d'une plateforme carbonatée dont l'étendue globale reste difficile à établir (Figure I-21). Dans les Pyrénées occidentales, la fin du Jurassique est marquée par une fracturation N 100° à N 120°E et N 20° à N 50°E, donnant naissance à des horsts et des grabens (Muller, 1965; Clin et al., 1967). Cet épisode est notamment responsable de l'érosion du toit du Jurassique.

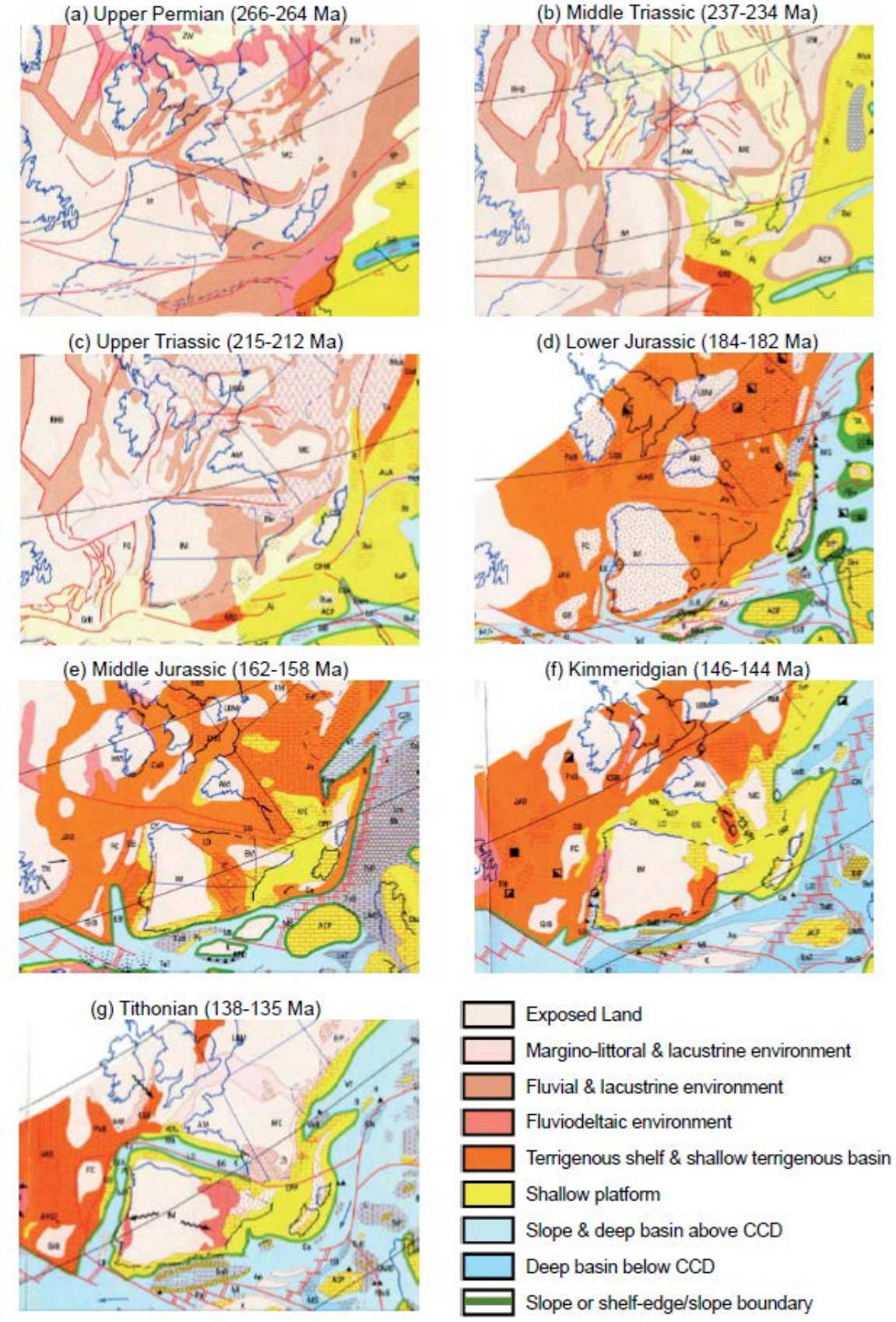


*Figure I-21 : Evolution paléogéographique proposée par Dercourt et al. (1993) pour la période du Permien supérieur au Jurassique supérieur dans Tugend (2013).*

### I.3.2 Evolution mésozoïque : rifting du domaine Pyrénéen et orogenèse

#### *I.3.2.1 Cinématique des plaques Ibérie et Europe*

Les reconstructions paléogéographiques ainsi que l'évolution cinématique des plaques Ibérie/Europe sont encore largement débattues et sujettes à de nombreuses controverses. Ces nombreuses divergences sur le mouvement de la plaque ibérique concernent la quantité de déplacement par rapport à la plaque européenne, la cinématique des évènements, la position des pôles de rotation et l'interprétation des anomalies magnétiques dans l'Océan Atlantique qui mènent à des contextes tectoniques complètement différents selon les interprétations.

Les déplacements de l'Ibérie par rapport à la l'Europe stable furent mis en évidence pour la première fois par l'étude de leurs similitudes géologiques (Argand, 1924). Par la suite l'ouverture du Golfe de Gascogne est mise en relation avec la rotation de l'Ibérie autour d'un pivot situé dans la partie occidentale des Pyrénées (Carey 1958). Depuis, de nombreuses études géologiques et géophysiques se sont intéressées à la cinématique et aux quantités de déplacement de l'Ibérie par rapport aux différentes plaques environnantes. Parmi l'ensemble de ces travaux figure l'étude du paléomagnétisme et l'interprétation des anomalies magnétiques présentes dans les fonds marins du Golfe. L'ensemble de ces travaux n'ont pas permis d'établir un modèle qui établit le lien entre ces deux disciplines en particulier pour les périodes du Jurassique et du Crétacé.

Le paléomagnétisme est une des méthodes utilisées afin de contraindre l'évolution cinématique de la plaque ibérique durant le Mésozoïque. Les premières évidences paléomagnétiques de la rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe fixe sont mises en avant par Van der Voo (1969), qui propose une rotation antihoraire de ~35° entre le Permien et la fin Crétacé en étudiant les roches de l'Ordovicien jusqu'au Crétacé. Les études suivantes se sont intéressées particulièrement à l'ampleur et l'évolution temporelle de la rotation. Il existe plusieurs types de modèles, concernant la rotation de l'Ibérie : i) un modèle de rotation antihoraire en deux phases basé sur l'étude paléomagnétique du Bassin Lusitanien, indiquant une rotation initiale rapide de ~27° durant l'Aptien (~125-110 Ma) suivie par une phase de rotation peu importante et lente de ~14° durant la période Aptien-Campanien (~112-80 Ma) (Galdeano et al., 1989). L'étude des sédiments du Bassin d'Algarve suggère une rapide rotation antihoraire de 22±10° par rapport à l'Europe durant le Barrémien (130-125 Ma) (Moreau et al., 1997); ii) un modèle d'évolution plus complexe impliquant une série de rotations dont la

première est antihoraire de ~40° suivie par une rotation horaire de 70° avant la collision entre l'Ibérie et l'Europe (Storetvedt et al., 1987, 1990) ; iii) plus récemment, un modèle basé sur l'étude du Bassin d'Organyà, propose une seule phase de rotation antihoraire de ~35° durant l'Aptien (~125–113 Ma) (Gong et al., 2008b).

Malgré les nombreuses études disponibles, cette méthode ne permet pas d'établir clairement la cinématique de la plaque ibérique, du fait de la faible intensité des résidus magnétiques et de la remagnétisation possible de certaines roches (Moreau et al., 1992 ; Dinarès-Turell et García-Senz, 2000 ; Gong et al., 2009b). Des travaux récents ont montré les limites des données paléomagnétiques pour la période du Crétacé, au vu du manque d'âges radiométriques précis, le nombre faible de sites et d'échantillons, l'absence de tests de terrain concluants, les corrections de l'inclinaison dans les roches sédimentaires mal définies ainsi que les corrections paléohorizontales inconnues dans les roches magmatiques ignées (Neres et al., 2012).

Comme pour les études du paléomagnétisme, de nombreuses incertitudes se retrouvent dans les études concernant les anomalies magnétiques des fonds océaniques. Parmi tous les modèles de reconstructions cinématiques, trois types de modèles sont généralement proposés et qui diffèrent notamment sur les quantités de déplacement, la position des pôles de rotation et la chronologie de ces différents évènements (Figure I-22).

*Modèle de rift décrochant*

Le premier type de modèle (Figure I-22a) correspond à un rift transtensif faisant intervenir un mouvement extensif décrochant sénestre important accommodé par la FNP durant la période Albien-Cénomanien, basé essentiellement sur les observations géologiques qui interprètent les bassins de la ZNP comme une série de bassins en pull-appart où l'inversion des marges ibérique et européenne intervient dans un contexte de convergence oblique (Le Pichon et al., 1970 ; Mattauer and Séguret, 1971; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Peybernès et Souquet, 1984 ; Savostin et al., 1986 ; Debroas, 1990 ; Olivet, 1996 ; Stampfli et al., 2002 ; Handy et al., 2010). Dans ce modèle, la FNP joue un rôle très important et est considérée comme la limite transformante entre les deux plaques qui localise le déplacement vers l'est de l'Ibérie.

*Modèle d'ouverture en ciseaux*

Le second type de modèle (Figure I-22b et c) correspond à une ouverture en ciseaux impliquant une quantité d'extension importante induisant la formation de croûte océanique appartenant à la Néo-Théthys qui est par la suite passée en subduction sous la plaque européenne pendant l'ouverture du Golfe de Gascogne, impliquant un début de convergence durant l'Albien (Srivastava et al., 1990, 2000; Rosenbaum et al., 2002 ; Sibuet et al., 2004; Vissers and Meijer, 2012a, 2012b, Vissers et al;, 2016). Ces modèles sont en accord avec les données paléomagnétiques offshore, les anomalies magnétiques et la rotation antihoraire de l'Ibérie de ~35°.

Dans ce type de modèle la FNP est active en décrochement seulement lors de la collision à 83 Ma et joue un rôle mineur dans l'accommodation du mouvement décrochant de la convergence. Dans ce contexte de subduction, la ZNP correspond aux marges hyperamincies d'un large bassin océanique (Vissers et al., 2011 ; Vissers et al., 2016) ou à des bassins de type arrière-arc (Sibuet et al., 2004) dont l'ouverture et le gradient géothermique élevé responsable du métamorphisme HT-BP, ainsi que l'épisode magmatique sont lié au détachement du slab (Vissers et al., 2011 ; Vissers et al., 2016).

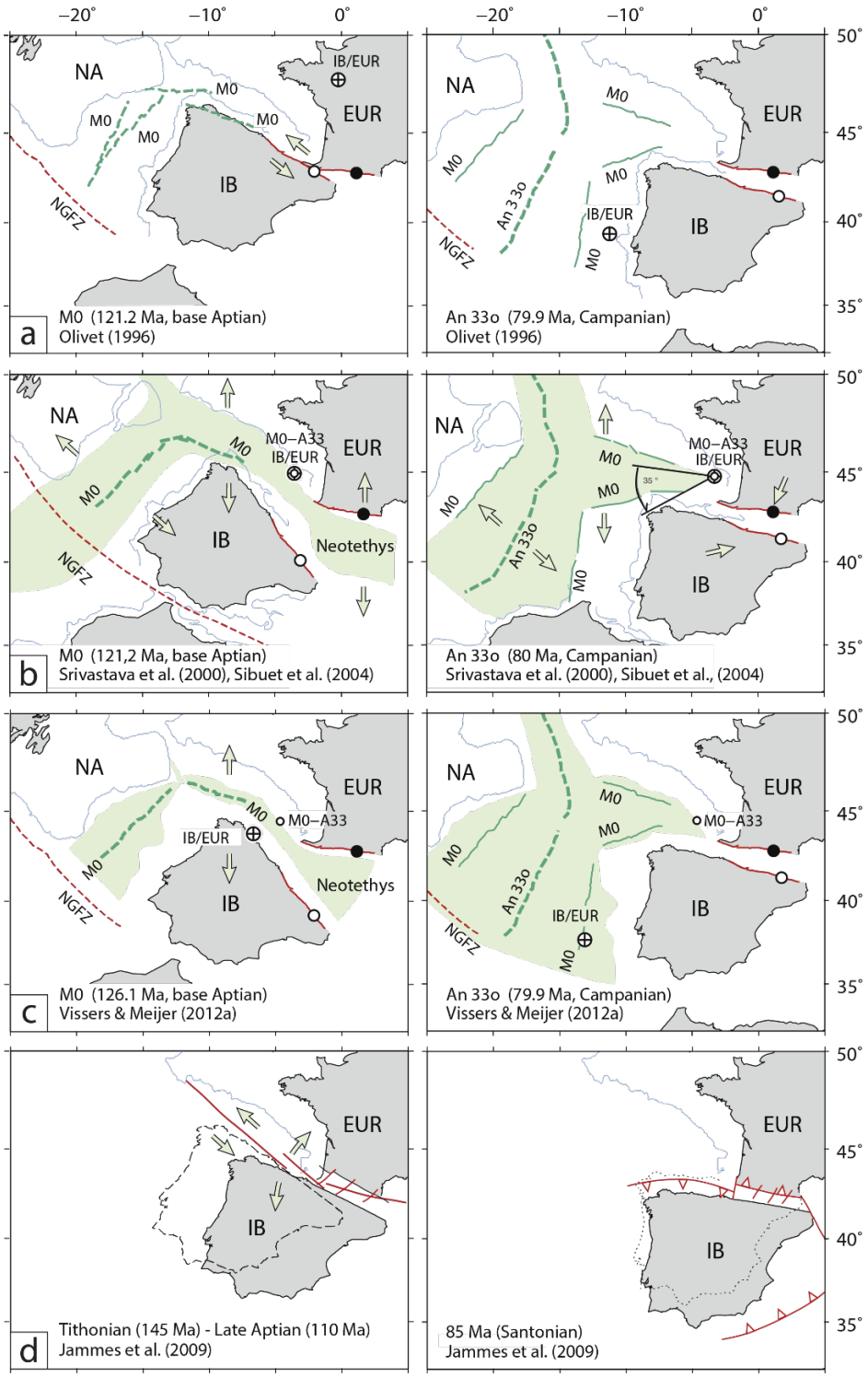


*Figure I-22 : Synthèse des scénarii de la cinématique des plaques Ibérie/Europe et notamment des déplacements de la plaque ibérique durant le Crétacé Inférieur (anomalie M0, ~120 Ma) et durant le début de la convergence fin Crétacé (anomalie A33 à 80 Ma) (modifié d'après Visser et al., 2016) NA : Amérique du Nord ; IB : Ibérie ; EUR : Europe ; NGFZ : Zone de fracture Açores-Gibraltar. a) Modèle de rift transtensif en faveur d'une réactivation dextre et de l'inversion des marges ibériques et européennes pendant la convergence oblique (Olivet, 1996). b) Modèle d'ouverture en ciseaux, impliquant la subduction de croûte océanique sous les Pyrénées (Srivastava et al., 2000 ; Sibuet et al., 2004). c) Modèle d'ouverture en ciseaux, impliquant la subduction de croûte océanique sous les Pyrénées durant l'Aptien et la rupture du slab durant la fin Aptien-début Albien (Vissers and Meijer 2012a). d) Reconstruction cinématique du mouvement Mésozoïque de l'Ibérie impliquant un mouvement transtensif durant la fin Jurassique, suivi par une convergence orthogonale durant le Crétacé supérieur (Jammes et al., 2009).*

*Modèle d'ouverture en transtension*

Le troisième type de modèle (Figure I-22d) est basé sur l'ensemble des données géologiques ainsi que sur le renouveau des connaissances sur l'extension dans les Pyrénées (Jammes et al., 2009, 2010c). Ce modèle est en faveur d'une extension polyphasée, marquée par un mouvement décrochant important de l'ordre de 400 km permettant le déplacement de l'Ibérie durant la fin Jurassique (Tithonian ~147 Ma) (Schettino and Turco, 2010), suivi par l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne à partir de l'Albien permettant la rotation du bloc ibérique et l'exhumation du manteau lors de la rupture de la croûte continentale. Cette zone est segmentée par de nombreuses failles de transfert de direction SSW-NNE qui controlent l'évolution latérale de la zone hyperamincie du rift (Jammes et al., 2009 ; Masini et al., 2014 ; Tugend et al., 2014). Ce modèle implique un raccourcissement frontal ou orthogonal pendant la période de convergence durant le Crétacé Inférieur. En considérant ce modèle, Canérot (2016) propose que l'Ibérie ne constitue pas une plaque isolée mais représente une partie instable de l'Europe et que les Pyrénées sont issues de la collision de deux domaines continentaux amincis, mais continus.

Les différences notables entre ces trois types de modèle peuvent s'expliquer par les nombreuses incertitudes liées à l'identification, à l'interprétation et à la restauration des anomalies magnétiques de la série Crétacé Inférieur (M3-M0, 126 à 118,5 Ma) localisées dans le Golfe de Gascogne et l'Atlantique Nord (Sibuet et al., 2004). Des travaux récents sur l'étude des différents modèles cinématiques de l'évolution mésozoïque de la plaque ibérique ont montré qu'aucun d'entre eux n'était en adéquation avec l'exactitude des données géophysiques et géologiques disponibles (Barnett-Moore et al., 2016 ; Nirrengarten et al., 2017). Les modèles qui utilisent l'anomalie magnétique M0 (Sibuet, 2004; Srivastavaet al., 2000; Vissers and Meijer, 2012a) sont incapables d'expliquer l'extension albienne bien contrainte dans l'ensemble du domaine pyrénéen (Jammes et al., 2009; Lagabrielle and Bodinier, 2008;Vacherat et al., 2016) et indiquent à la place une subduction océanique. La majorité des modèles et des restaurations basées sur les anomalies magnétiques considèrent que les mouvements antérieurs à la rupture continentale sont mineurs. Mais ces considérations sont remises en cause par la présence de domaines de croûte amincie et d'exhumation mantellique qui sont cartographiés dans les marges sur plusieurs kilomètres entre le continent et la présence des premières anomalies magnétiques attribuées à la rupture lithosphérique (Tucholke et al. 2007; Péron-Pinvidic & Manatschal 2009).

L'anomalie J (Figure I-I-23) est considérée depuis les années 70 comme la séquence des anomalies M3 à M1 (Rabinowitz et al., 1978; Srivastava et al., 1990, 2000; Sibuet et al., 2004; Olivet, 1996). Mais cette anomalie magnétique ne semble pas être appropriée dans les reconstructions des déplacements de l'Ibérie. Dans son modèle, Olivet (1996) propose une restauration de la plaque ibérique sans utiliser l'anomalie M0 ou J, semblant déjà avoir compris la faiblesse de l'interprétation de cette anomalie entre l'Ibérie et Terre-Neuve (Figure I-23). Norton et al, (2007) suggèrent que l'anomalie J ne correspondrait pas à une isochrone magnétique enregistrée par les magmas émis au cours de cette période, mais à la transition entre la zone à manteau sous continental exhumé et la croûte océanique. Cette anomalie serait donc diachrone et rajeunirait vers le nord et ne doit pas être utilisée pour les reconstructions cinématiques. De plus, l'anomalie J ne semble pas résulter de la formation du plancher océanique, mais proviendrait de la mise en place de grands volumes de magma provoquée par la rupture de la croûte continentale avant la mise en place de croûte océanique (Bronner et al., 2011).

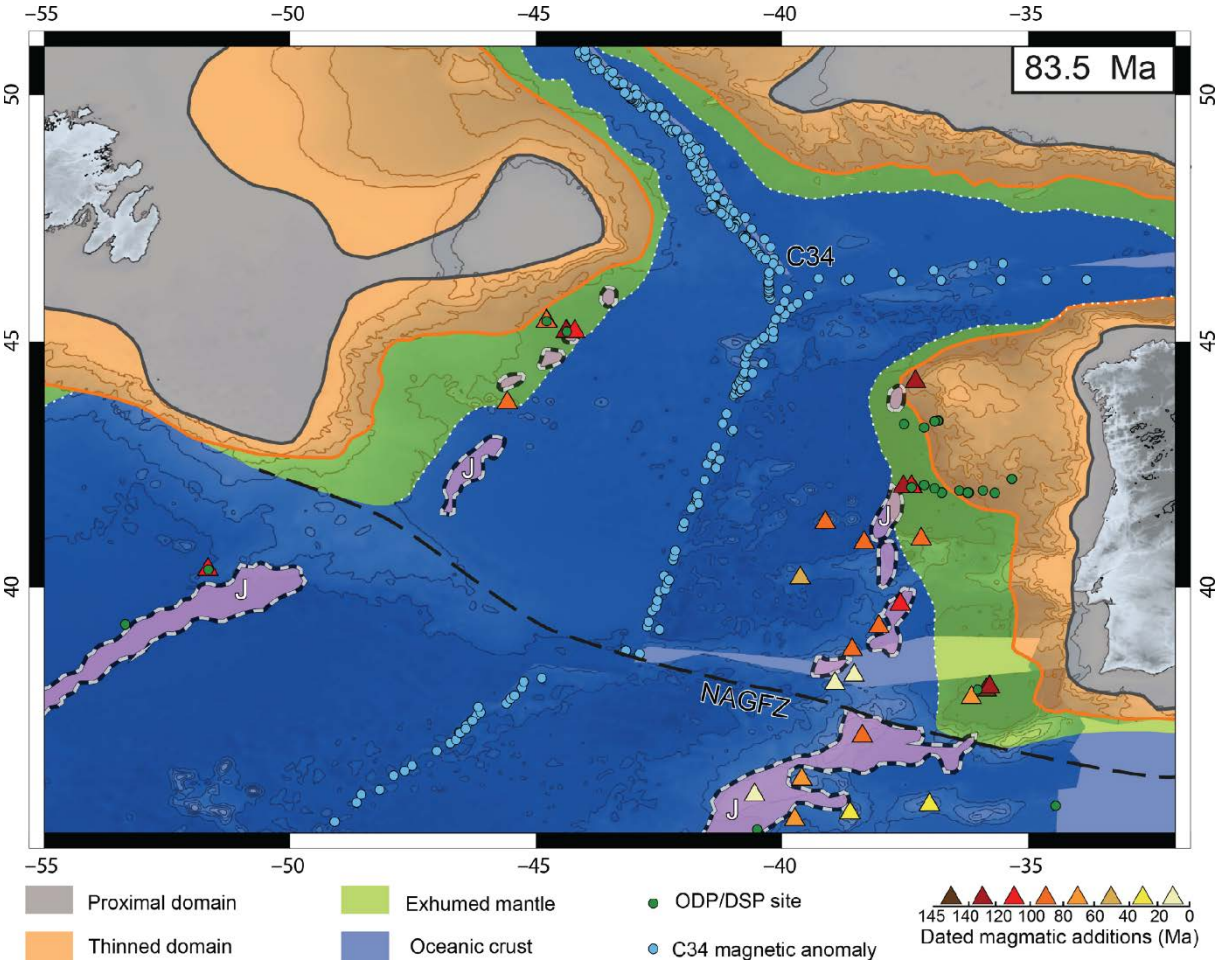


*Figure I-23: Reconstruction des marges ibérique et nord-américaine à l'anomalie C34, qui montre la position de l'anomalie magnétique J représentée en violet, d'après Nirrengarten et al. (2017).*

De récentes études confirment les doutes concernant cette anomalie, qui correspondrait à la mise en place d'un magmatisme synchrone de l'exhumation du manteau (Gillard et al., 2016) ou à la superposition de plusieurs évènements magmatiques de différents âges et qui se mettrait en place pendant et après la rupture de la croûte continentale, dont la symétrie apparente (Figure I-23) pourrait expliquer l'existence de structures héritées qui ont préférentiellement localisé ces pulses magmatiques (Nirrengarten, 2016 ; Nirrengarten et al., 2017). Par conséquent, l'anomalie J qui était considérée comme le début de la série M et correspondant à l'anomalie M0, est complètement remise en question et Nirrengarten (2016) ; Nirrengarten et al. (2017) suggèrent que les reconstructions cinématiques qui utilisent cette anomalie ne sont pas appropriées.

Comme vu précédemment, la période M0-M3 est sujette à de nombreuses controverses, notamment du fait de l'absence de linéations magnétiques claires et que la position des pôles paléomagnétiques de l'Ibérie à 123 et 130 Ma, ne coïncide pas avec la dérive globale apparente des pôles paléomagnétiques des plaques environnantes proposées par Torsvik et al. (2008). Cependant, ces données sont compatibles durant la fin du Jurassique, ce qui permet à Neres et al. (2013) de proposer une reconstruction de la position initiale de l'Ibérie à l'anomalie M22 (150 Ma) avant l'ouverture de l'Atlantique (Figure I-24). Malgré les difficultés d'établir clairement la position de l'Ibérie durant la période du Crétacé Inférieur, son évolution cinématique est bien contrainte pendant le Crétacé Supérieur grâce aux anomalies magnétiques océaniques après l'isochrone C34 (83.5 Ma) (Roest and Srivastava, 1991; Rosenbaum et al., 2002; Vissers and Meijer, 2012b) qui correspond au début de la remontée de l'Afrique vers le nord entrainant la fermeture du domaine pyrénéen (Figure I-22d).

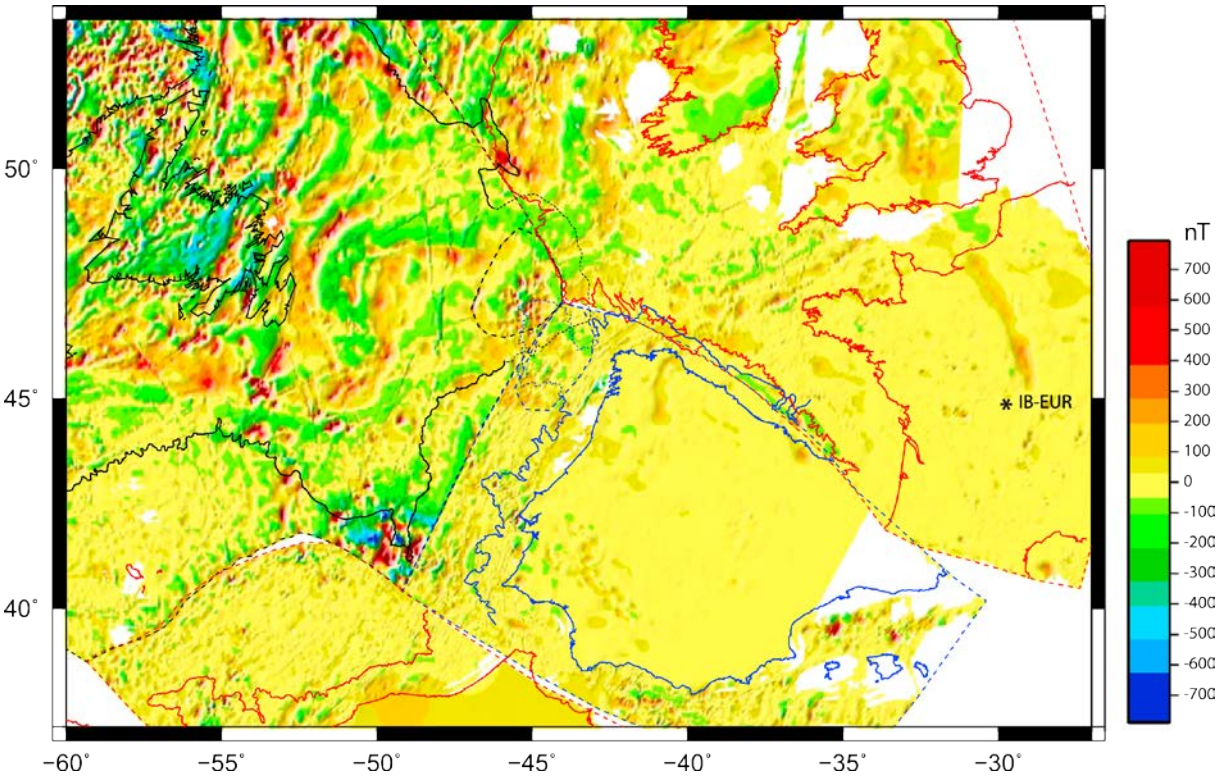


*Figure I-24: Restauration de la position de l'Ibérie par rapport aux plaques environnantes à l'anomalie M22 (150 Ma) d'après Neres et al. (2013).*

### *I.3.2.2 Modalité de l'extension Crétacé*

La structure actuelle des Pyrénées et notamment l'architecture de la ZNP résulte de l'inversion de plusieurs bassins formés le long de la limite entre les plaques ibérique et européenne durant la phase d'amincissement crustal de la fin de l'Aptien à la fin du Santonien (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009, 2010c; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012, 2013; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014; Lagabrielle et al., 2016). Cet épisode de rifting est clairement mis en évidence par la formation de nombreux bassins subsidents remplis par une sédimentation gréso-pélitique correspondant aux Flyschs Noirs ou Flysch ardoisier (Debroas, 1976, 1978, 1987, 1990; Souquet et al., 1985). Cet évènement extensif est aussi lié à la présence de de corps de péridotites (Lherzolite) de quelques mètres à 3 km au sein de la ZNP, correspondant à du manteau subcontinental bien préservé (Fabriès et al., 1991, 1998). Comme le montrent les modèles cinématiques, les interprétations sont variées et il en est de même pour les modalités de l'extension pré-orogénique.

Les premières études concernant la formation des bassins de la ZNP durant la phase d'extension suggéraient que cette zone correspondait à un simple rift (Souquet & Médiavilla, 1976 ; Johnson & Hall, 1989), limitant clairement l'amplitude des mouvements et de la rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Par la suite, les premiers modèles suggèrent que l'ensemble de la ZNP correspond à une zone transformante, associée à la formation de nombreux bassins de type pull-apart (Figure I-25a, b), qui aurait accommodée le mouvement senestre de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne (Le Pichon et al., 1970 ; Choukroune et al., 1973a, 1973b, 1974 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Peybernès et Souquet, 1984 ; Choukroune, 1992).

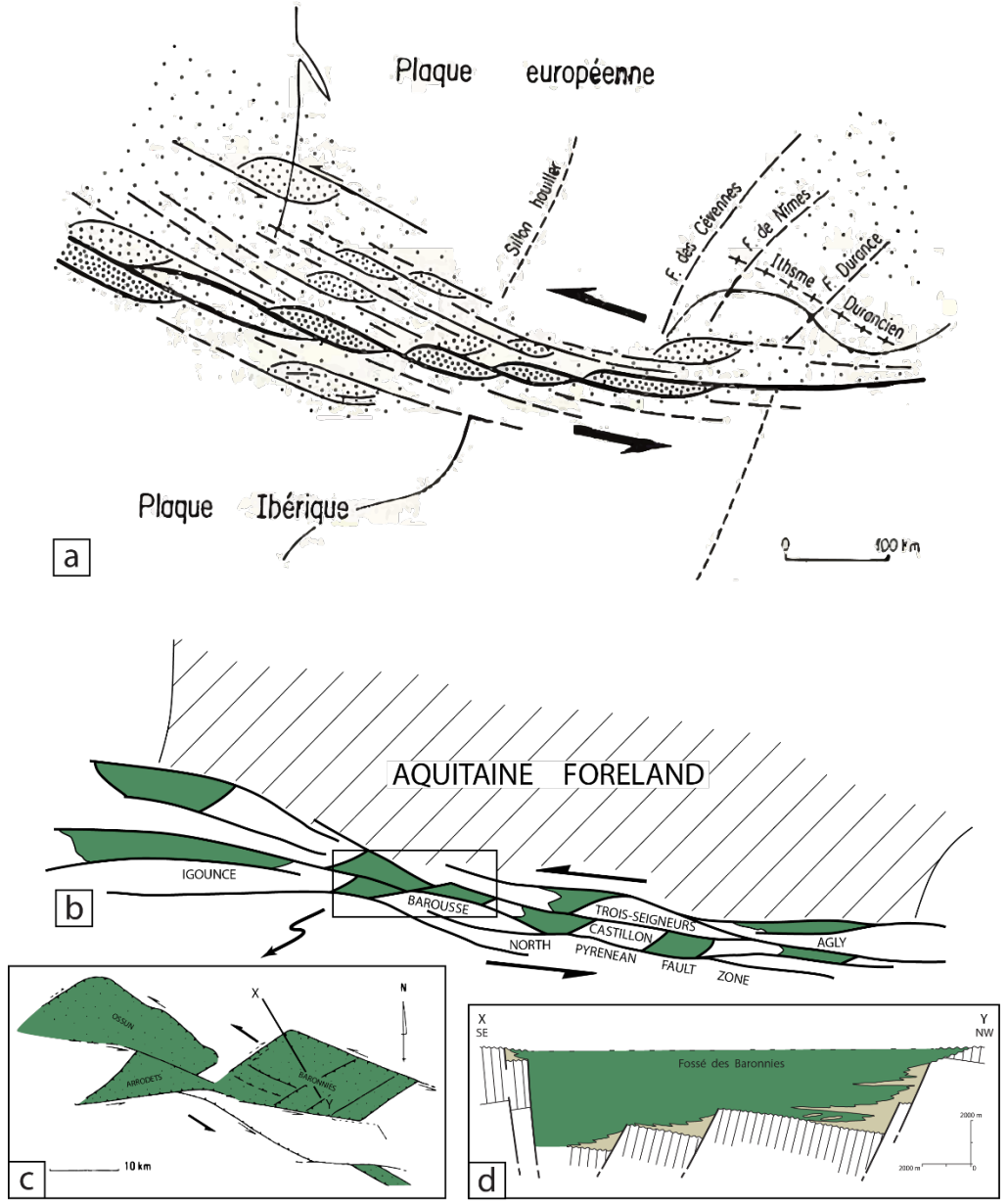


*Figure I-25 : représentation schématique du modèle décrochant dans un rift étroit avec formation de bassin de type pull-appart. a) reconstitution de la zone transformante nord-pyrénéenne et architecture des bassins en pull-appart durant l'Albien, d'après Choukroune et Mattauer (1978). b) bassins de type pull-appart albo-cénomaniens compatible avec un mouvement décrochant senestre et transtensif, d'après Choukroune (1992). c) zoom sur les bassins de type pull-appart albo-cénomaniens dans la partie centrale des Pyrénées, témoins d'un coullissage senestre divergent, modifié d'après Debroas (1990). d) Coupe du Bassin des baronnies montrant le remplissage par les Flysch Noirs albo-cénoaniens, modifié d'après Debroas (1990).*

Ces bassins de type pull-apart sont généralement losangiques et sont limités par des failles à fort pendage (Figure I-25c) et sont remplis par les Flyschs noirs albo-cénomaniens (Figure I-25d) qui correspondent à une sédimentation de type syn-rift (e.g. Debroas, 1990). L'ouverture de ces bassins losangiques se fait selon une direction SE-NW (Figure I-25c) et sont segmentés et relayés par de nombreux accidents NE-SW, dont les plus importants correspondent aux failles de Santander, d'Hendaye, de Pampelune et de Toulouse (Figure I-2)

(Choukroune et Mattauer, 1978 ; Boillot, 1986 ; Bourrouilh et al., 1995 ; Larrasoaña et al., 2003a, b ; Roca et al., 2011). Il est difficile de reconstruire et de reconnaitre actuellement l'emprunte de la forme losangique de ces bassins, imliqué dans l'inversion lors de la collision. De plus, les observations de terrain plus récentes, notamment les corrélations de niveaux stratigraphiques et les reconstructions paléogéographiques des bassins les mieux préservés de la ZNP semblent minimiser la composante décrochante de la FNP (Souquet et Mediavilla, 1976 ; Peybernès, 1976 ; Razin, 1989 ; Claude, 1990 ; Masini et al., 2014).

Le second type de modèle suggère que la ZNP correspondrait à un bassin de marge océanique, dont la croûte océanique ou intermédiaire à été subductée sous l'Ibérie avec un pendage sud (Boillot & Capdevilla, 1977). Plus récemment la ZNP est également considéré comme un bassin de marge océanique, cependant le domaine océanique de la Néotéthys large d'environ 320 km a été subductée sous la plaque Européenne avec un pendage nord (Vissers et Meijer, 2012a) (Figure I-26a). Selon Vissers et Meijer, 2012a et Vissers et al., 2016 (Figure I-26a), les épisodes de métamorphisme HT-BP (*voir partie I.3.2.3*) et de magmatisme alcalin (*voir partie I.3.2.4*) sont alors enregistrés pendant le détachement du slab durant la période albo-cénomanienne, impliquant une remontée de l'asthénosphère sous le bassin qui représente actuellement la ZNP. Cependant, les lherzolites reconnues dans les Pyrénées ne constituent jamais une unité continue et affleurent de façon sporadique sous forme de corps ne dépassant pas 3 km de diamètre et elles ne sont jamais associées à de larges formations de gabbro ou de pillow-lava présentant une affinité de croûte océanique. Dans les modèles se référant à la subduction, la lithosphère océanique à complètement été subduite (e.g. Vissers et Meijer, 2012a et Vissers et al., 2016) Elles ne peuvent donc pas être considérées comme une partie d'une suite ophiolitique représentant une partie de lithosphère océanique (Lagabrielle et Bodinier, 2008).

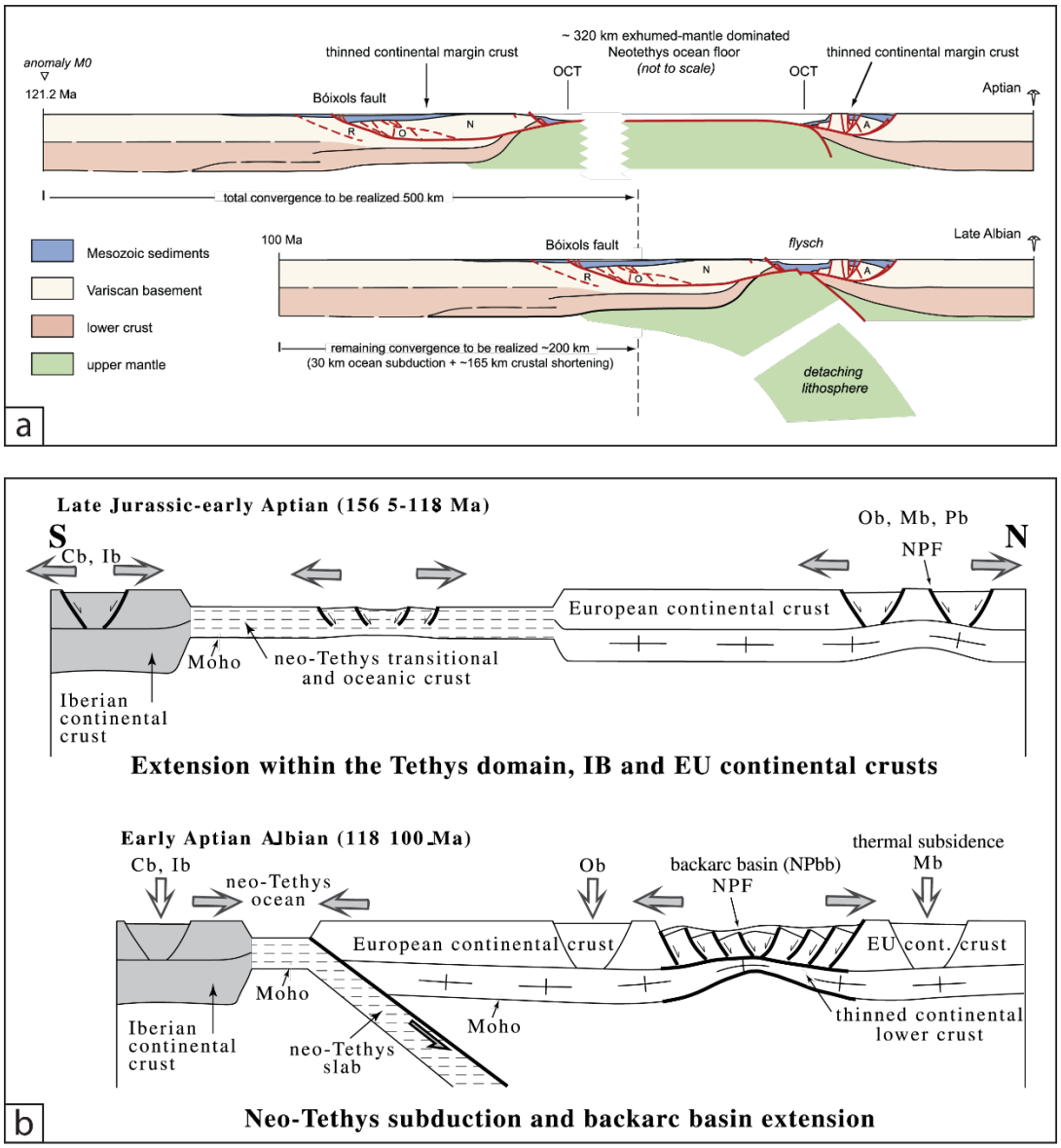


*Figure I-26 : Modèle d'extension faisant intervenir la subduction dans les Pyrénées. a) Formation d'un domaine océanique de ~320 km de large, suivie par la subduction et le détachement du slab sous la ZNP durant l'Albien, d'après Vissers et Meijer (2012a). b) Formation de croûte océanique durant la fin Jurassique-début Aptien, suivi de la subduction durant la période Aptien-Albien où la ZNP correspond à un bassin arrière-arc, d'après Sibuet et al. (2004).*

Selon Sibuet et al. (2004) les Pyrénées sont issues de la subduction de croûte océanique mais localisée au sud de l'emplacement actuel de la Chaîne Ibérique (Figure I-26b). Dans ce contexte, la ZNP actuelle correspondrait à un bassin de type arrière-arc d'une largeur de 150-200 km, durant la période Aptien-Albien (118-100 Ma), dont la croûte supérieure européenne, serait affectée par des déformations fragiles et la croûte inférieure par une déformation ductile (Sibuet et al., 2004) (Figure I-26b). Cet amincissement généralisé dans la partie arrière-arc permet d'expliquer la mise en place de matériel mantéllique et le métamorphisme.

Le renouveau des travaux sur l'épisode extensif précédent la collision dans les Pyrénées a porté sur les processus d'amincissement permettant la remontée de matériel mantellique et d'expliquer la localisation du métamorphisme. L'occurrence de fragments de manteau dans la ZNP est au cœur de nombreux débats et les modèles pour expliquer leur mise en place sont nombreux. Les processus impliqués dans ces modèles divergent, de l'intrusion tectonique dans les sédiments (Minnigh et al., 1980; Vielzeuf and Kornprobst, 1984) à la reprise tectono-sédimentaire dans les bassins de la ZNP (Choukroune, 1973). Les travaux récents de Lagabrielle et Bodinier (2008) sur l'étude détaillée de la lherzolite de Lherz et son environnement bréchique, suggèrent que l'exhumation du manteau est liée à la formation d'un détachement localisé en base de bassin (Figure I-27).

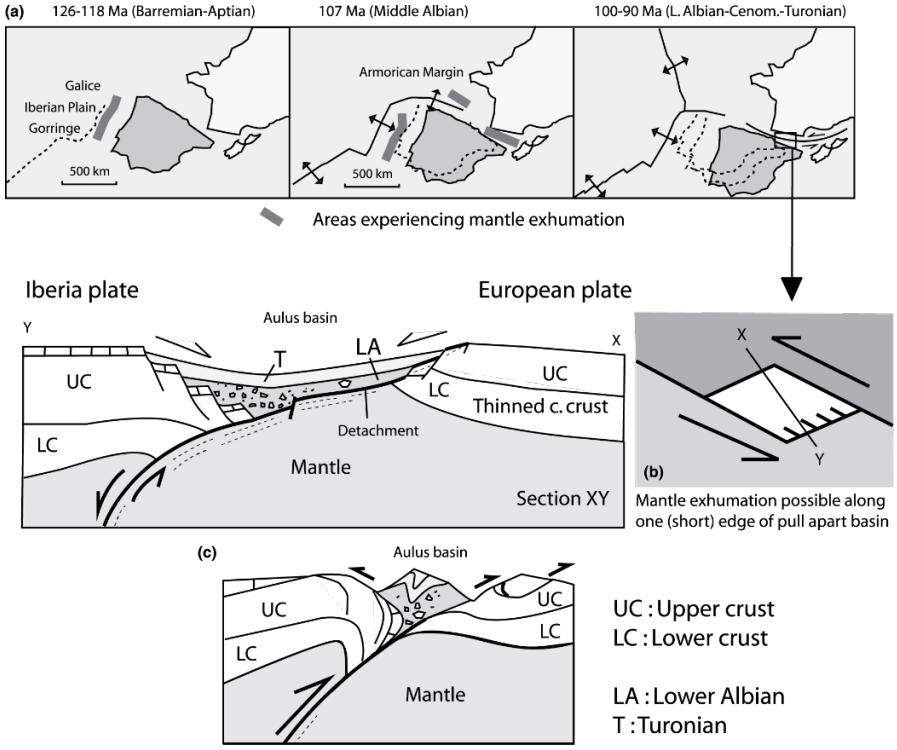


*Figure I-27 : Modèle géodynamique de l'exhumation du manteau dans la chaîne pyrénéenne impliquant l'activité d'un détachement affectant la lithosphère continentale, d'après Lagabrielle et Bodinier, 2008.*

Ce détachement correspond donc à une faille à faible pendage qui affecte la lithosphère et permet la dénudation du manteau et son démantèlement sous forme de brèches dans les bassins sédimentaires. Lors de la compression pyrénéenne, l'inversion de ces bassins se fait par la réactivation du détachement en faille inverse. Ce mécanisme impliquant un détachement ou une faille à faible pendage à l'échelle lithosphérique permettant l'amincissement de la croûte continentale a déjà été discuté par Ducasse (1988) (Figure I-28) qui s'est inspiré des modèles

de cisaillement à jeu normal de la lithosphère formulé par Wernicke (1985). Un modèle avec un détachement avait été proposé également par Roure et al. (1989).

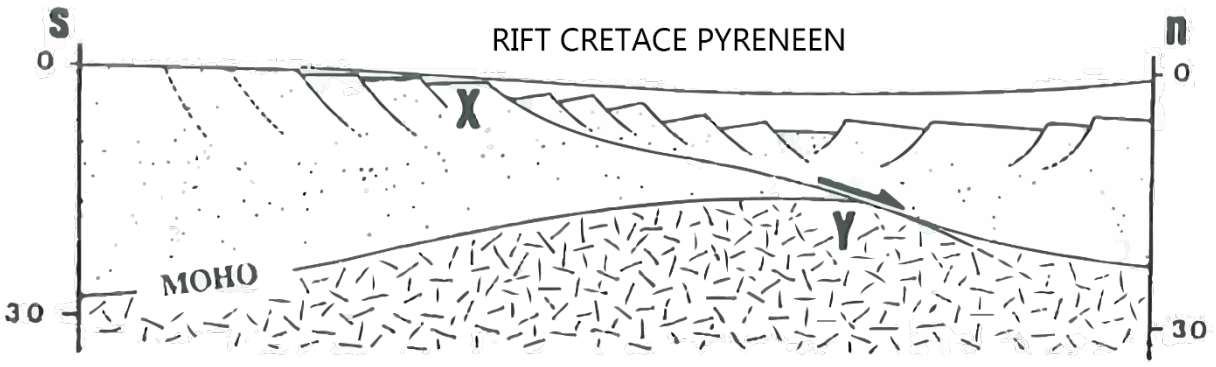


*Figure I-28 : Hypothèse d'un cisaillement à faible pendage à jeu normal impliquant la lithosphère pour expliquer les mécanismes d'amincissement pré-orogénique dans les Pyrénées, d'après Ducasse (1988).*

Par la suite, de nombreuses études se sont intéressées à ce modèle d'extension dans les Pyrénées impliquant un détachement et entrainant un hyper-amincissement de la croûte continentale associé à l'exhumation de manteau sous continental (Hall et Benett, 1979 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009, 2010c ; Lagabrielle et al. 2010 ; Clerc et al., 2012 ; Masini et al., 2014 ; Tugend et al., 2014). De plus, de nombreux auteurs sont en accord avec un modèle de mise en place tectono-sédimentaire de ces roches ultrabasiques ainsi que les brèches associées, exhumées par le jeu d'un détachement durant le rifting crétacé (Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2012; Jammes et al., 2009, 2010b; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Lagabrielle et al., 2010; Mouthereau et al., 2014; Saint Blanquat et al., 2016 ; Lagabrielle et al., 2016). Par conséquent, la ZNP durant la période de rifting albo-cénomanien correspond à une zone hyper-amincie avec l'exhumation du manteau selon un axe globalement est-ouest, d'orientation identique à l'axe d'ouverture du Golfe de Gascogne où s'est mise en place la croûte océanique (e.g. Tugend et al., 2014) (Figure I-29). Cette dernière figure illustre très bien cette zone d'exhumation mais indique aussi clairement que la zone affectée par l'amincissement ne se limite pas seulement à une bande étroite, l'extension (domaine de necking) étant accomodée sur une zone large de plus de 500 km, à l'origine de la formation de nombreux bassins sédimentaire (Parentis, Arzacq-Mauléon, Basco-Cantabre, Organya et Los Cameros) (Jammes et al., 2009, 2010c ; Roca et al., 2011 ; Tugend et al., 2014 ; Clerc et al., 2016).

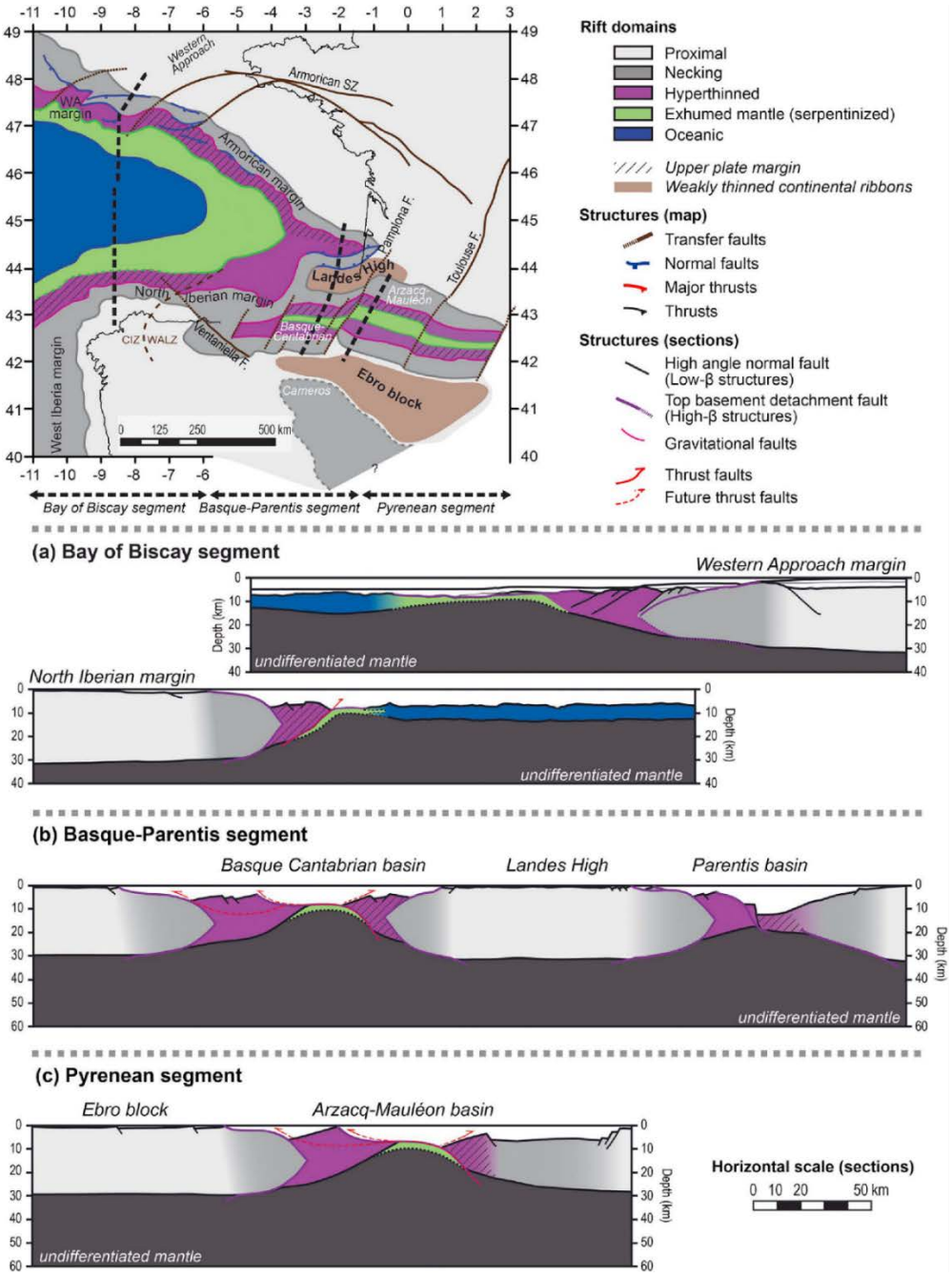


*Figure I-29 : Restauration du système de rift des Pyrénées et du Golfe de Gascogne avant le début de la compression et coupes restaurées dans le Golfe de Gascogne, sur le segment du Bassin Basque et de Parentis et dans les Pyrénées occidentales, d'après Tugend et al. (2014).*

Les domaines d'hyper-amincissement et d'exhumation du manteau semblent être continus sur l'ensemble du segment pyrénéen selon un axe est-ouest (Figure I-29). Récemment Clerc et Lagabrielle (2014) ont proposé, à partir de données de terrain et de thermicité Raman, que l'évolution des marges était liée aux conditions thermiques et notamment à l'importance du gradient géothermique. Selon ces auteurs, les conditions du mode d'amincissement le long de la chaîne sont donc liées au régime thermique qui montre une décroissance des températures d'est en ouest (Figure I-30). En effet, dans la partie occidentale de la chaîne, où les valeurs de

température maximale semblent relativement faibles, l'amincissement du domaine à l'Albien se fait par l'activité de failles fragiles et le développement d'un détachement en base de bassin, tandis que dans la partie orientale des Pyrénées, qui serait marquée par un gradient géothermique plus élevé avec des valeurs de température importantes, l'amincissement du domaine est caractérisé par le boudinage à grande échelle de la croûte qui est affecté par une déformation ductile (Vauchez et al ; 2013 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc et al., 2016) (Figure I-30 et I-31). Le domaine central est, quant à lui, une zone de transition entre le domaine occidental plus « froid » dominé par l'activité de faille et le domaine oriental plus chaud où la croûte est boudinée. Le domaine du rift pyrénéen montre donc une variation importante du mode d'amincissement sur plus de 400 km (Clerc et Lagabrielle, 2014).

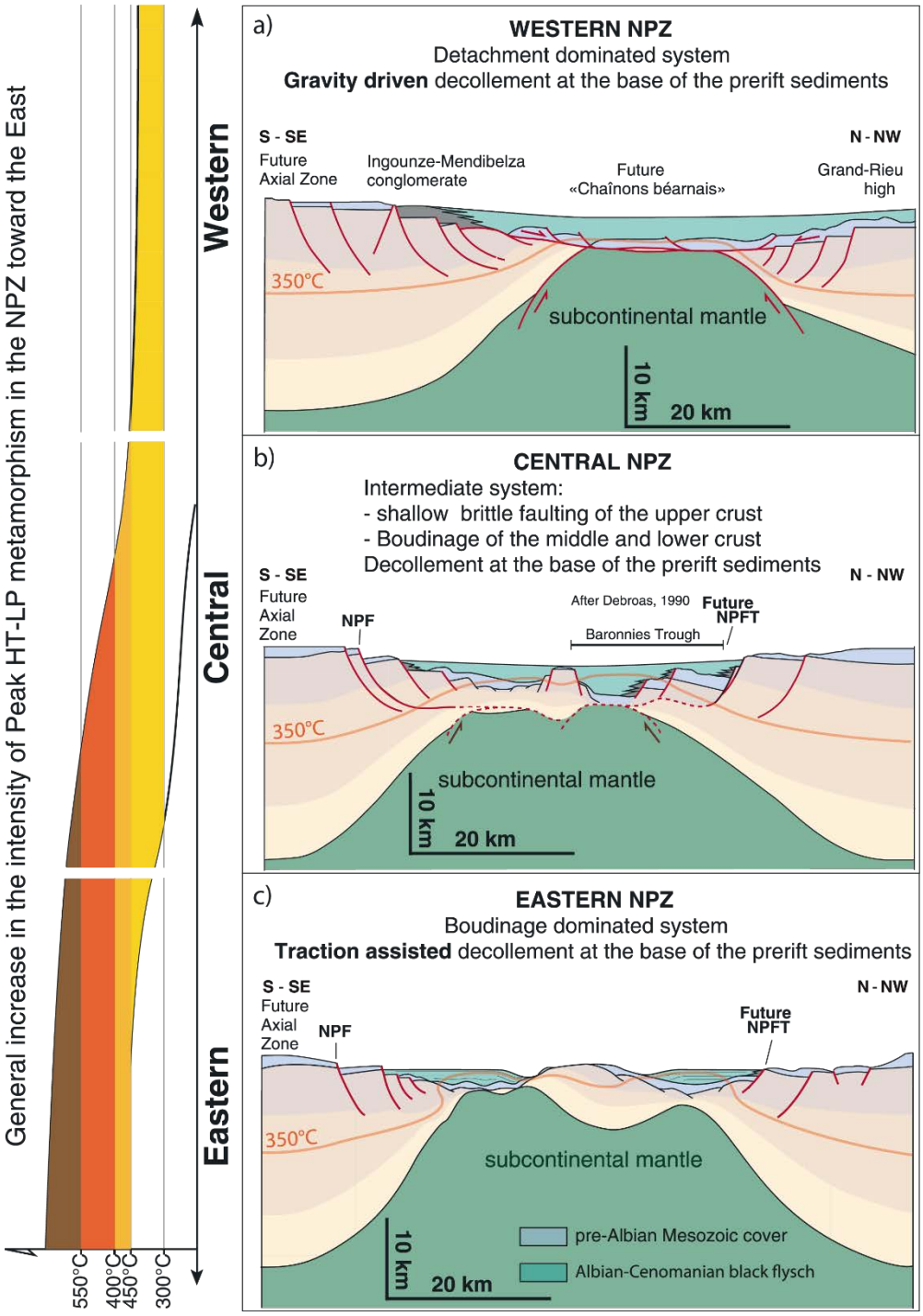


*Figure I-30 : Modèle de l'architecture des paléomarges des bassins pyrénéens crétacés durant le Cénomanien. Ce modèle montre une évolution du mode de déformation de la croûte affectée par des accidents fragiles dans l'ouest et affectée par un boudinage à grande échelle dans l'est. Cette évolution de la déformation est associée à une augmentation de la température du métamorphisme d'ouest en est, d'après Clerc et Lagabrielle (2014).*

Selon Clerc et Lagabrielle (2014) le domaine de rifting oriental est donc marqué par un boudinage de la croûte. Le développement d'une telle architecture est marqué par la transition entre la déformation fragile dans les niveaux supérieurs de la croûte et le passage à la déformation ductile marquée par de larges zones de cisaillement dans la croûte inférieure. Le

modèle de Clerc et al. (2016) suggère une évolution du fragile vers ductile dans les niveaux supérieurs de la croûte par une remontée rapide du manteau sous-continental et un métamorphisme thermique ainsi qu'une déformation pénétrative dans les bassins sédimentaires (Figure I-31). Dans le domaine oriental, les sédiments pré-rift sont complètement découplés du socle paléozoïque (Vauchez et al., 2013 ; Clerc et al., 2016), ce qui permet d'accommoder une déformation importante de la croûte continentale avec boudinage extrême de la croûte et exhumation locale de manteau, des caractéristiques qui sont celles des marges hyper-amincies (Figure I-31). Ces processus d'amincissement tectonique permettent l'exhumation de la couverture sédimentaire pré-rift métamorphique par l'activation de plusieurs détachements à des niveaux différents dans la pile sédimentaire (Lagabrielle et al., 2016 ; Clerc et al., 2016).

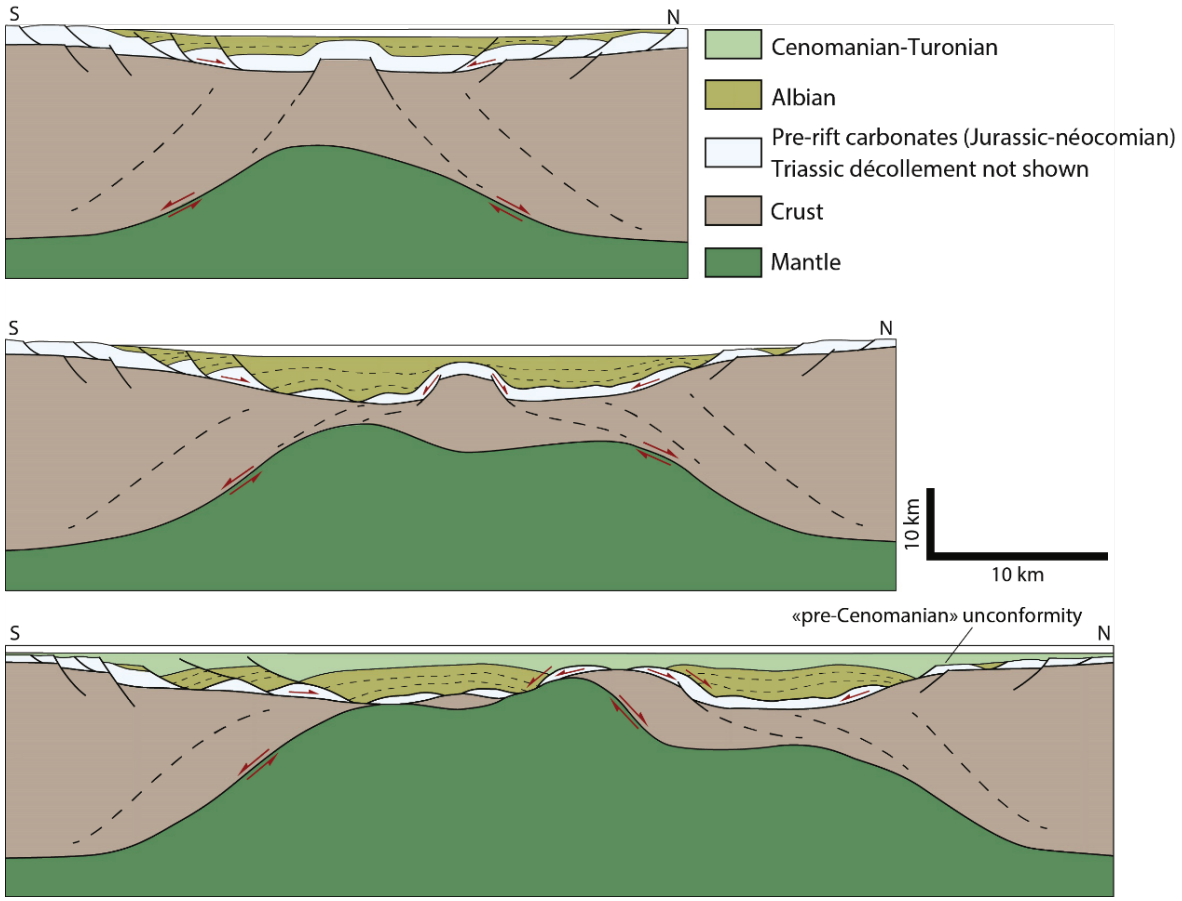


*Figure I-31 : Modèle conceptuel en trois étapes d'amincissement et de l'évolution des marges associé à l'exhumation du manteau et au boudinage à l'échelle crustale dans la partie orientale de la chaîne pyrénéenne durant la période Albien-Aptien, d'après Clerc et al. (2016).*

Dans la partie centrale des Pyrénées, l'amincissement crustal est accommodé par de nombreuses failles normales délimitant des blocs de croûte continentale supérieure raccordés à un détachement localisé en base de bassin qui explique la présence de brèches de lherzolites au sein de calcaires métamorphisés du fossé d'Aulus (Figure I-32) (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2012 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Lagabrielle et al., 2016). L'ouverture des bassins de la partie centrale correspondrait dans un premier temps à une tectonique décrochante qui permet l'amincissement de la croûte, suivi par le développement d'un détachement, permettant l'amincissement extrême et l'exhumation du manteau sous continental mis en contact avec les sédiments pré- et syn-rift (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2012 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Mouthereau et al., 2014 ; Lagabrielle et al., 2016) (Figure I-32).

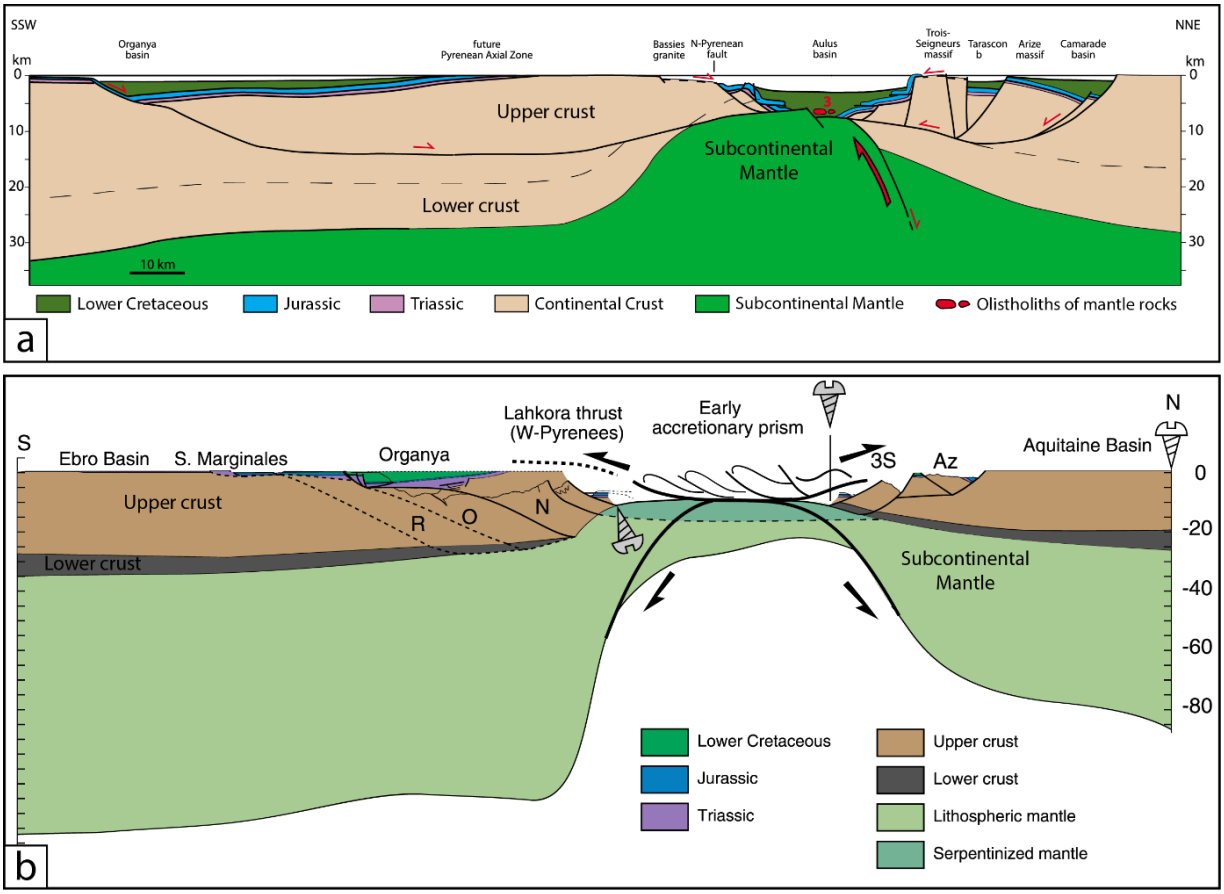


*Figure I-32 : Restaurations du rift montrant l'exhumation du manteau au niveau de la base des bassins sédimentaires de la ZNP durant l'Albien, dans la partie centrale de la chaîne, d'après a) Lagrabrielle et al. (2010) et b) Mouthereau et al. (2014).*

Dans la partie occidentale de la chaîne, l'extension est à l'origine de la formation du Bassin de Mauléon. Cet amincissement extrême de la lithosphère débute par une phase décrochante, suivi d'une phase d'extension nord-sud (Jammes et al., 2009, 2010a, b, c ; Masini et al., 2014 ; Tugend et al., 2014) (Figure I-33). Jammes et al. (2009) suggèrent que l'extension dans la zone du Bassin de Mauléon est accommodée par l'activité d'un détachement à pendage nord, localisé sur la bordure septentrionale des massifs d'Igountze, de Mendibelza et du Labourd-Ursuya correspondant dans ce cas au prolongement de la ZA, qui sont recoupés par la faille de Pampelune (Figure I-33b et c). Dans ce modèle, la majeure partie de l'extension albienne est accommodée par ce détachement, mais également par l'ouverture du Bassin de Parentis localisé plus au nord dans le prolongement oriental du domaine océanique du Golfe de Gascogne.

Masini et al. (2014), suggèrent que l'extension dans le Bassin de Mauléon est contrôlée par le jeu de deux détachements, dont l'activité est diachrone et migre vers le nord. Ces deux détachements délimitent deux sous-bassins dont l'architecture est caractéristique des zones de transition océan-continent : i) le sous-bassin Sud-Mauléon est marqué par de nombreux blocs basculés limités par des failles normales raccordées sur le détachement principal, actives durant la fin Aptien-début Albien et ii) le sous-bassin Nord-Mauléon est marqué par un domaine hyper-aminci ainsi que l'exhumation du manteau (Figure I-33c). Ces observations indiquent que le sous-bassin Sud-Mauléon serait mis en place sur une portion de croûte continentale hyper-amincie tandis que le sous-bassin Nord-Mauléon se serait développé sur une zone où le manteau lithosphérique est totalement exhumé, la croûte ayant complètement disparu (Tugend et al., 2014). Cette dernière hypothèse est aujourd'hui infirmée par l'interprétation des nouvelles données de sismiques passive (Wang et al. 2016). Dans ce secteur, l'amincissement crustal semble asymétrique avec un amincissement progressif de la ZA et un amincissement brutal du bloc de Gran-Rieu (Masini et al., 2014).

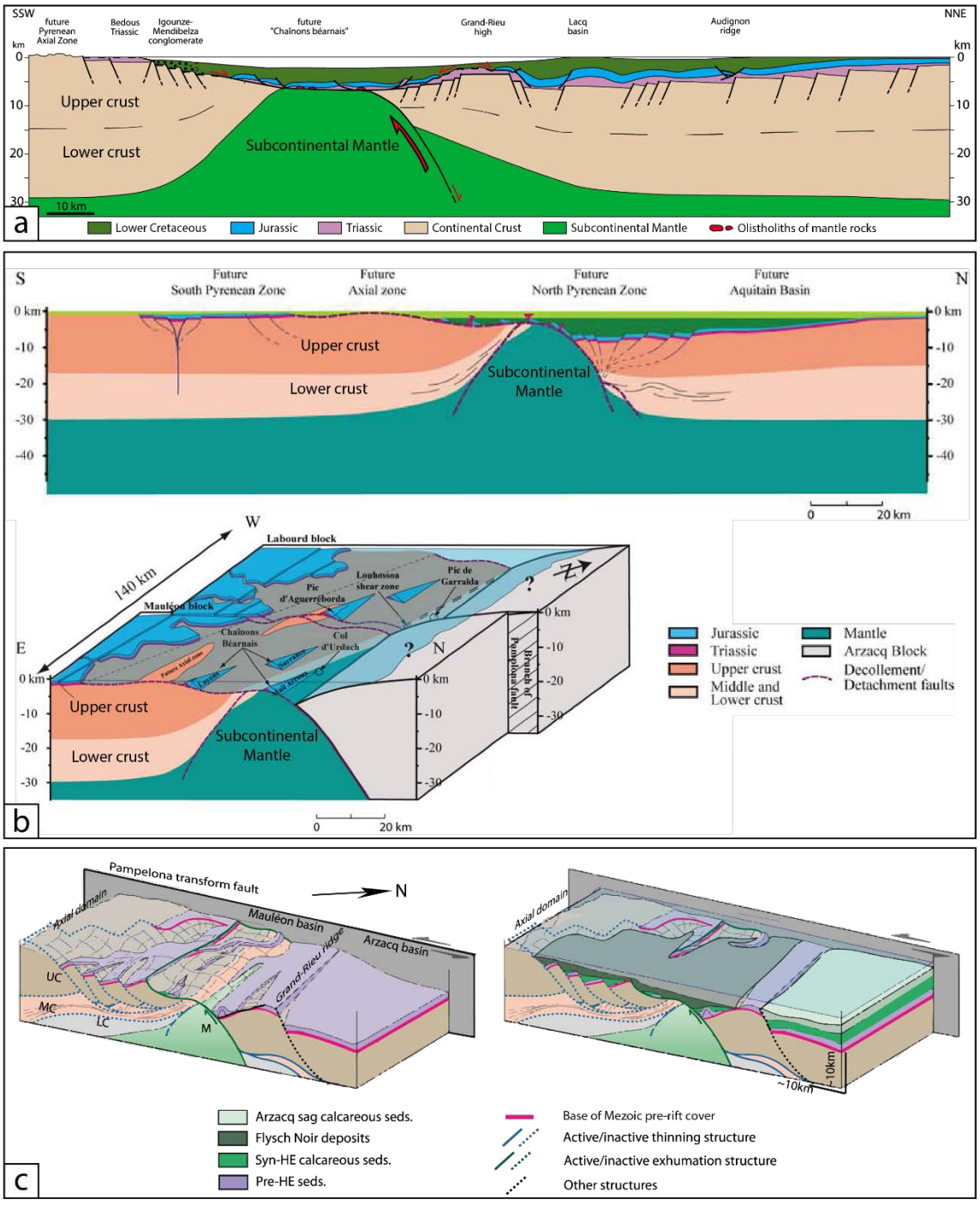


*Figure I-33 : Restaurations de l'architecture du rift crétacé en 2D et 3D dans la partie occidentale de la chaîne, plus précisément dans le Bassin de Mauléon, d'après a) Lagabrielle et al. (2010), b) Jammes et al. (2009) et c) d'après Masini et al. (2014).*

### I.3.2.3 Le métamorphisme HT-BP dans les Pyrénées

Le métamorphisme HT-BP observé dans les métasédiments mésozoïques à dominante carbonatée et gréso-pélitique de la ZNP est généralement attribué à l'évènement de rifting Crétacé (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Golberg, 1987; Golberg and Maluski, 1988; Dauteuil and Ricou, 1989; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc et al., 2015 ; Lagabrielle et al., 2016). Cet évènement thermique montre des températures dépassant généralement les 600°C et des pressions inférieures à 4 kbar (Figure I-9A) (Ravier 1959 ; Choukroune 1970 ; Azambre and Rossy, 1976 ; Bernus-Maury 1984 ; Golberg, 1987 ; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Vauchez et al., 2013 ; Clerc et al., 2015 ; Chelalou et al., 2016). La ZNP est caractérisée par un paléo-gradient géothermique élevé enregistré dans la plupart des sédiments mésozoïques pré et syn-rift, du Trias à la base du Crétacé supérieur (Choukroune, 1974, Clerc et al, 2015) qui forment aujourd'hui le cordon métamorphique de la ZNP, la Zone Interne Métamorphique (ZIM). Les terrains métamorphisés les plus jeunes dans la ZNP sont les flyschs du Santonien et sont seulement affectés par un métamorphisme épizonal (Mattauer, 1964 ; Choukroune, 1972 ; Debroas, 1987). Ces sédiments sont généralement des dépôts de flysch gris.

De nombreux travaux ont été consacrés à l'estimation de l'âge du métamorphisme de type HT-BP dans la ZNP, qui ont fait l'objet de nombreuses controverses. Les premiers travaux menés dans cette zone ont été réalisés par Casteras (1933) et Ravier (1959) qui estimaient que le métamorphisme était d'âge Crétacé Moyen, plus précisément antérieur au Cénomanien daté stratigraphiquement, tandis que pour Mattauer et al (1964), Mattauer (1968), Choukroune (1970, 1972), Meurisse (1975), l'âge de cet évènement était attribué au Crétacé terminal. Une synthèse de ces deux hypothèses a été proposée par Azambre et al (1971) qui estimait qu'un pic de métamorphisme d'âge Crétacé moyen a pu être suivi d'un évènement de type anchi-métamorphique. L'apparition des données géochronologiques obtenues par le biais de différentes méthodes ($^{40}$Ar-$^{39}$Ar, $^{87}$Rb-$^{87}$Sr, $^{40}$K-$^{40}$Ar) révèlent que le métamorphisme est actif de l'Albien au Santonien, exactement dans la fourchette de 110-85 Ma (Figure I-10) (Albarède and Michard-Vitrac, 1978a ; Albarède and Michard-Vitrac, 1978b ; Montigny et al., 1986 ; Golberg et al., 1986 ; Golberg and Maluski, 1988 ; Bandet and Gourinard in Thiébaut et al., 1988 ; Clerc et al., 2015 ; Chelalou et al., 2016). Deux scénarios ont été proposés pour expliquer cette durée :

i) il existe deux évènements thermiques responsables de deux métamorphismes successifs. Le premier de forte intensité à l'Albo-Cénomanien et le second de plus faible intensité tardi-Crétacé (Azambre et Rossy, 1976).

ii) il existe un seul évènement thermique continu durant toute la période albienne à tardi-crétacé, soit durant 50 Ma (Debroas, 1976, 1978).

L'estimation du gradient géothermique associé à cet épisode de métamorphisme est assez imprécise, mais pour expliquer des températures supérieures à 600°C dans les métasédiments, il doit être élevé, supérieur à 80°C/km. Dans la partie occidentale de la chaîne, le gradient est estimé à 80°C/km (Vacherat et al., 2014), tandis que dans la partie orientale, dans le Bassin de Boucheville, le gradient est estimé au minimum à 70°C/km (Chelalou et al., 2016). Clerc et al. (2015) suggèrent que le gradient géothermique était très élevé, supérieur à 100°C/km comme dans l'exemple actuel du lac de Salton sea. L'apport de chaleur par conduction à l'origine du fort gradient géothermique, n'est probablement pas le seul paramètre à l'origine des hautes températures dans les sédiments des bassins nord-pyrénéens. Le métamorphisme HT-BP est dans un premier temps considéré comme isochimique (Ravier, 1959 ; Ravier et Thiebaut, 1982) et ensuite présenté comme associé à des évidences de circulations de fluides dans la pile sédimentaire (Bernus-Maury, 1984 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Clerc et al., 2015 ; Boulvais , 2016). Selon Dauteuil et Ricou (1989) les températures élevées associées au métamorphisme de HT-BP ne peuvent être atteintes avec seulement de la conduction thermique, la propagation de la chaleur serait, selon ces auteurs, la conséquence de circulation fluides ou bien de magmas. La présence de circulation de fluides pourrait être suggérée par les nombreuses occurences de scapolites qui se localisent essentiellement dans les unités du Trias et du Lias, qui sont reconnues comme des séquences méta-évaporitiques (Ravier and Thiebaut, 1982). Des zonations chimiques sont souvent observés dans ces minéraux, résultant des interactions avec des fluides riches en Ca et Na, suggérant des circulations à petite échelle au sein de la pile sédimentaire (Golberg et Leyreloup, 1990). Récemment, Boulvais (2016) indique au contraire que la circulation des fluides est une conséquence et non une cause du métamorphisme et ne peut donc expliquer les températures élevées dans la ZIM. Pour expliquer les hautes températures Clerc et al. (2015) suggèrent que les schistes noirs riches en matière organique qui composent les Flyschs Noirs albo-cénomaniens (Souquet et al., 1985 ; Debroas, 1990) et les flyschs du Crétacé supérieur représentent une couverture suffisamment épaisse pour expliquer l'augmentation des températures en base de bassins dans les sédiments pré-rift. De plus, la présence de nombreux minéraux argileux induisant une haute perméabilité ont pu

permettre de limiter la pénétration d'eau météorique dans le système, limitant le refroidissement par convection (Boulvais, 2016). Les diapirs de roches salifères de par leur forte conductivité ont pu jouer un rôle majeur dans le transfert de chaleur depuis la base des séries vers le haut de la pile sédimentaire (cf. structures en diapirs). L'effet du sel combiné à la couverture thermique représenté par les Flyschs Noirs auraient facilité la diffusion et l'élévation des températures en base des bassins (Clerc et al., 2015). Ces travaux traitent tous de la conductivité et/ou de l'advection thermique par circulation de fluides dans les bassins mais la source de chaleur à l'origine du gradient thermique anormal n'est pas discutée.

Les sédiments métamorphiques de la ZIM montrent une intense déformation ductile pénétrative qui a été attribuée dans un premier temps à l'épisode compressif pyrénéen (Choukroune 1972, 1976a, 1976b) et plus récemment réattribuée pour une part à l'évènement de rifting (Golberg 1987; Golberg and Leyreloup, 1990; Lagabrielle et al., 2010; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015). Cette déformation ductile précoce, associée à ces évènements métamorphiques et extensifs affecte la majeure partie des sédiments métamorphiques de la ZIM. Elle est marquée par des linéations d'étirement visible dans la fabrique des marbres ainsi que par une orientation préférentielle d'une partie des scapolites qui sont tronçonnés (Clerc et al, 2015). Une carte des linéations est présentée dans le *Chapitre III, partie III.2*. Les données structurales notées S0-S1 dans notre présent travail correspondront donc à cette phase de déformation attribuée à la phase d'extension.

Selon une première description des températures réalisées par Clerc et al. (2015) grâce à la méthode RSCM, la répartition du métamorphisme à l'échelle de la chaîne et à l'échelle de la ZNP n'est pas homogène. En effet, les résultats indiquent la présence d'un gradient de températures est-ouest, les plus élevées étant mesurées à l'est dans le Bassin de Boucheville, le Pays de Sault et le Fossé d'Aulus et décroissant vers l'ouest (Ravier, 1959 ; Bernus-Maury, 1984 ; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc et al., 2015) (Figure I-30 et I-34). La plupart des auteurs s'accordent pour dire que le métamorphisme de la ZIM est bien limité au sud par la FNP et au Nord par la Faille Bordière Méridionale (Wallez, 1984) des Massifs Nord Pyrénéens, et qu'au-delà de ces limites, les sédiments mésozoïques présents sur la bordure nord de la ZA, dans le reste de la ZNP et les séries paléozoïques de la ZA ont été peu ou pas affectés par ce métamorphisme d'âge crétacé. Cependant, ces déductions sont basées sur l'analyse d'assemblages minéralogiques dans des lithologies peu propices au développement de minéraux marqueurs du métamorphisme (diopside, de muscovite, phlogopite, trémolite, plagioclase, feldspath potassique et scapolite) (Golberg, 1987 ; Ravier, 1959). La quasi-totalité

des estimations de températures ont été menées jusqu'à présent dans les limites de la ZIM elle-même (Golberg, 1987 ; Clerc, 2012 ; Clerc et al, 2015). En outre, aucune contrainte quantitative n'a été apportée sur le saut de métamorphisme qui existe entre la ZIM et les unités encaissantes.

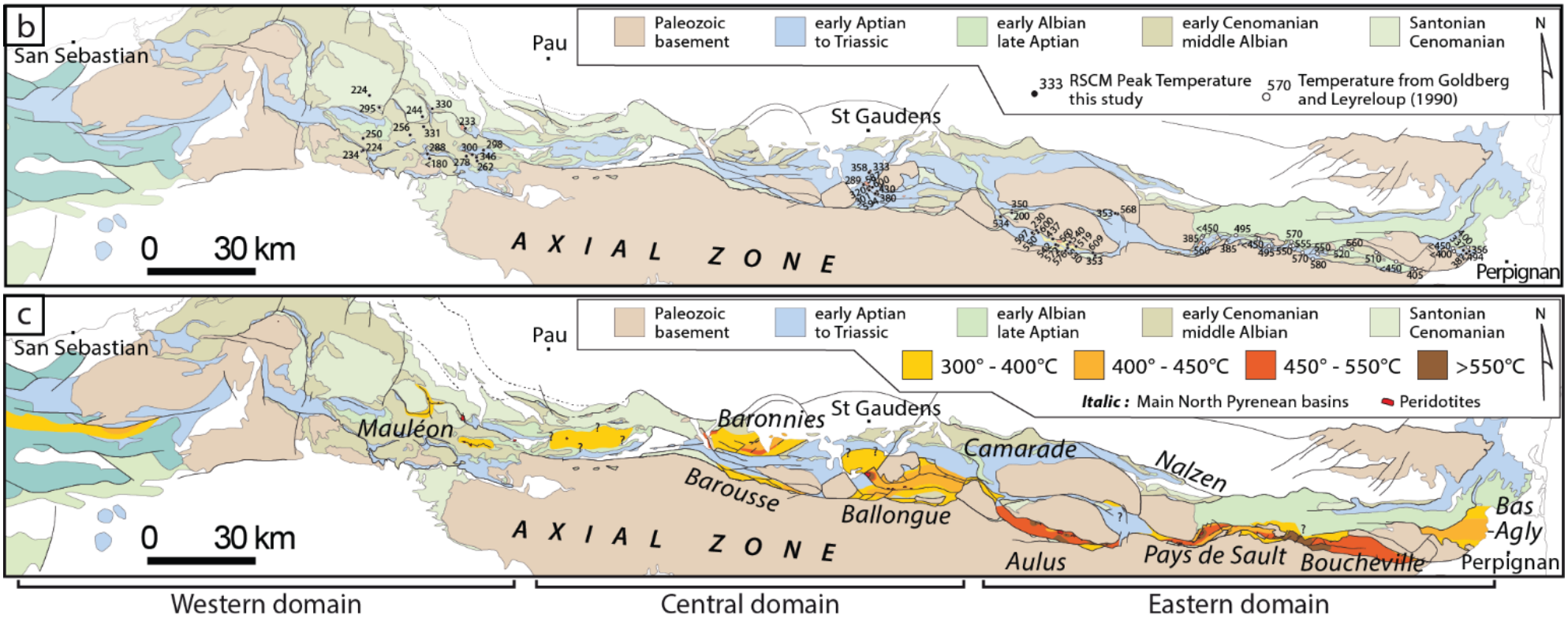


*Figure I-34 : Cartes de la thermicité dans la ZNP d'après Clerc et al. (2015). a) carte des températures du pic de métamorphisme (thermomètre RSCM) et des données compilées de Golberg et Leyreloup, (1990) d'après Clerc et al. (2015). b) Carte des zones d'isométamorphisme compilé avec les données de Choukroune et Séguret, (1973) ; Bernus-Maury, (1984) ; Goujou, (1988) et de Golberg et Leyreloup, (1990) d'après Clerc et al. (2015).*

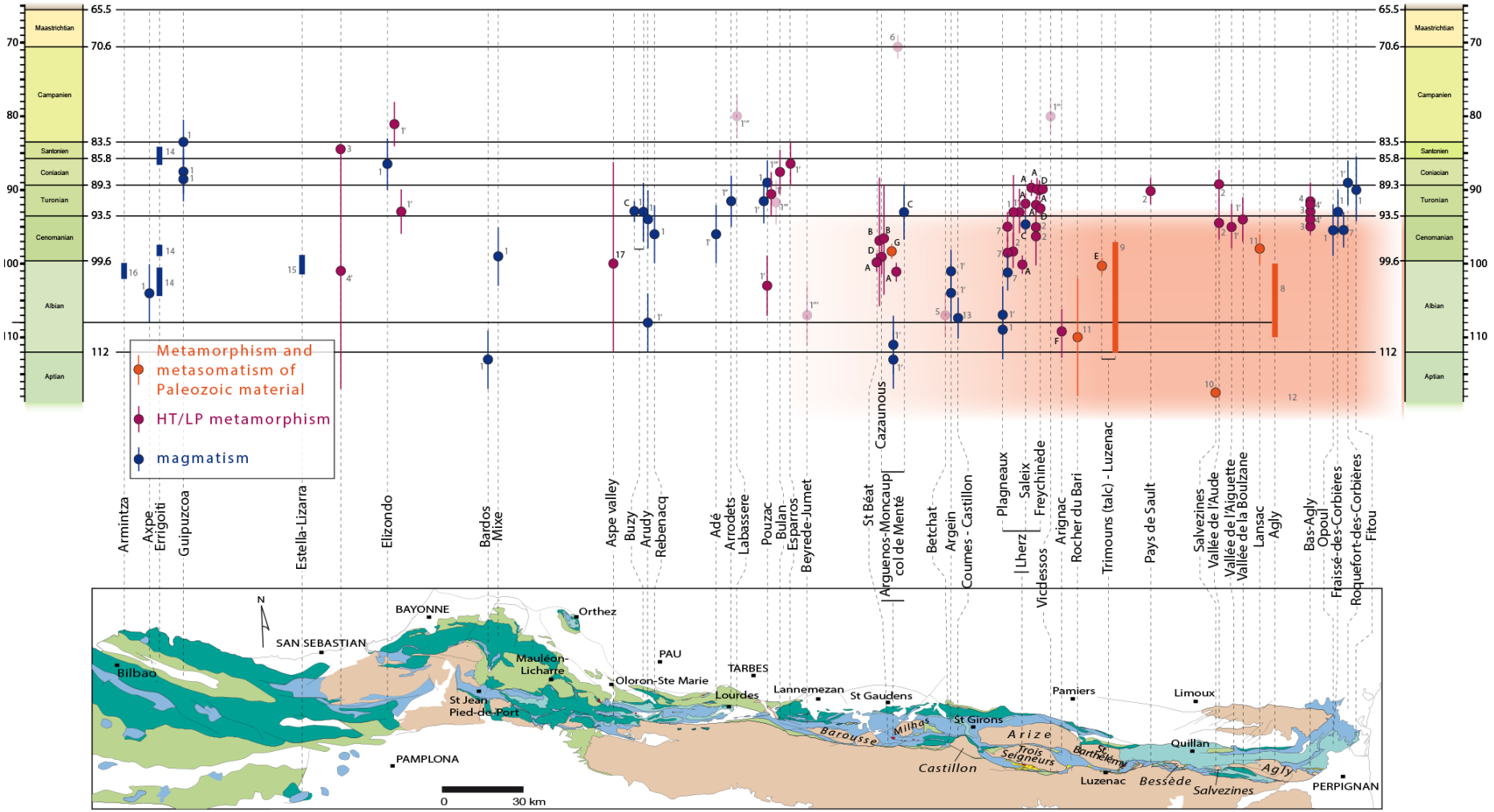


*Figure I-35 : Tableau récapitulatif des âges du métamorphisme, du métasomatisme et du magmatisme associé à l'épisode de rifting crétacé dans les Pyrénées, d'après Clerc et al, 2015*

### I.3.2.4 Le magmatisme alcalin

L'amincissement crustal effectif depuis le Trias et bien développé durant l'épisode du rifting crétacé, à l'origine des hautes températures observées dans la ZNP, s'accompagne de deux événements magmatiques : i) des dolérites tholéiitiques mise en place au Trias, généralement appelées « ophites » (Montigny et al., 1982 ; Azambre et al., 1987) ; ii) une variété de roches magmatiques intrusives et effusives de signature alcaline mise en place durant le Crétacé.

Ces évènements magmatiques sont rattachés à un cortège de roches magmatiques similaires du point de vue de leur âge et de leur origine à celles décrites sur les marges d'Europe occidentale, en particulier au Portugal (Rock, 1982) et aussi le long de la marge orientale du continent Nord-Américain (McHone and Butler, 1984). La répartition de ce magmatisme aurait pour origine la déchirure crustale survenue lors de l'ouverture du domaine océanique de l'Atlantique Nord.

Dans les Pyrénées, ce magmatisme alcalin est interprété comme une conséquence directe de l'amincissement crustal survenu au milieu du Crétacé (Azambre and Rossy, 1976; Le fur-Ballouet, 1985; Azambre et al., 1992; Rossy et al., 1992)

En général, le magmatisme crétacé est daté de manière relative en fonction des corrélations stratigraphiques avec leur encaissant sédimentaire (Figure I-35) (San Miguel de la Cámara, 1952; Rossy, 1988; Castanares et al., 1997, 2001; López-Horgue et al., 1999, 2009). Il existe aussi des datations absolues, avec des âges compris entre 113 et 85 Ma (Albien à Santonien) (Figure I-35) (Golberg et al., 1986; Montigny et al., 1986; Henry et al.,1998). Certains auteurs distinguent une phase précoce d'intrusions magmatiques, suivi d'un paroxysme du Cénomanien au Turonien (Debroas and Azambre, 2012).

Certaines manifestations du magmatisme alcalin crétacé sont reconnues au sein de massifs de péridotite de la ZNP, sous forme de dykes de pyroxénites à amphibole et d'hornblendite considérés comme des conduits de magmas trans-mantelliques alimentant le magmatisme alcalin crétacé (Bodinier et al., 1987; Conquéré 1971; Vétil et al., 1988). De nombreuses péridotites contiennent des intrusions gabbroïques (Clerc et, 2015).

### *I.3.2.5 Le métasomatisme du socle Varisque*

Le métamorphisme crétacé a affecté les bassins mésozoïques de la ZIM, formés à l'aplomb du manteau exhumé lors du rifting. Ce métamorphisme de HT-BP n'est pas seulement enregistré dans ces bassins sédimentaires, car une partie du socle Varisque de la Zone Axiale et des Massifs Nord-Pyrénéens ont été affectés par un métasomatisme Ca-Na important mise en avant par l'albitisation et la déquartzification du matériel paléozoique. Cette activité hydrothermale a généré la présence de nombreux dépôts de talc-chlorite, comme le célèbre exemple de la carrière de talc de Trimouns (Moine et al. 1989; Schärer et al. 1999; Boulvais et al. 2006), de corps d'albitite (Boulvais et al. 2007; Poujol et al. 2010) (Figure I-36) et aussi la présence de serpentinisation et de carbonatation des péridotites à l'origine des ophicalcites des Pyrénées (Clerc et al., 2013 ; Defelipe et al., 2017). Les conditions de l'albitisation sont estimées entre 350 et 450°C et entre 2 et 1,5 kbar (Clavieres, 1990 ; Pascal, 1979). L'ensemble de l'épisode metasomatique montre des températures de formation comprises entre 250°C (Moine et al. 1989; Boulvais et al. 2006) et plus de 500°C (Fallourd et al., 2014).

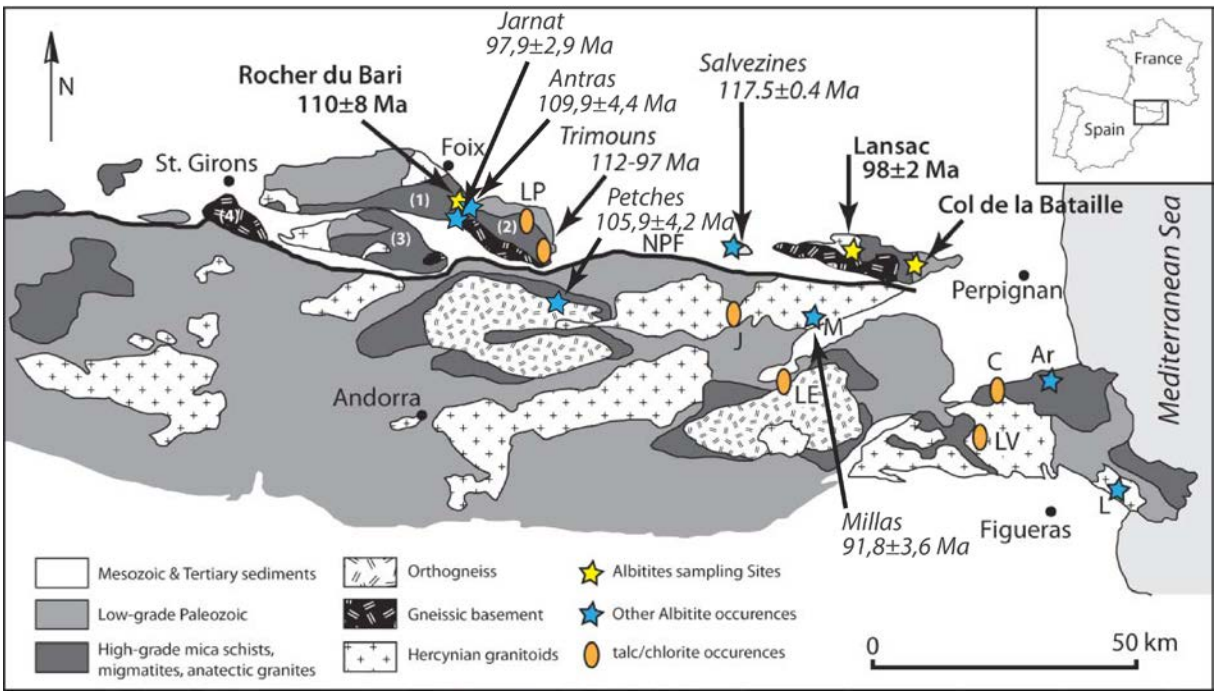


*Figure I-36 : Carte géologique simplifiée de la partie est des Pyrénées qui indique la localisation des occurrences des albitites, des roches albitisées et des minéralisations de talc ainsi que leur datation (Schärer et al., 1999 ; Boulvais et al., 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014) modifiée d'après Poujol et al., 2010.*

Ces phénomènes métasomatiques ont été datés à l'aide de chronomètres radiogéniques, indiquant des âges Aptien à Turonien entre 117 et 92 Ma (Schärer et al. 1999 ; Boulvais et al., 2006, 2007; Poujol et al., 2010; Fallourd et al., 2014). Par exemple, les albitites du massif de

Salvezines ont été datées à 117,5 ± 5 Ma (méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovite ; Boulvais et al., 2007), pour le massif de l'Agly, les albitites de Lansac ont été datées 98 ± 2 Ma (U-Th-Pb sur monazite ; Poujol et al. 2010) (Figure I-36). Le massif de l'Arize montre plusieurs occurrences de corps albibitisés, notamment le Rocher du Bari daté à 110 ± 8 Ma (U-Th-Pb sur monazite ; Poujol et al. 2010) et les albitites de Jarnat et Antras respectivement datées à 97,5 ± 2,9 Ma et 109,9 ± 4,4 Ma (U/Pb sur titanite ; Fallourd et al., 2014) (Figure I-36). Ces âges sont comparables aux âges mesurés pour la talcification du gisement de Trimouns localisé dans le massif du Saint-Barthélémy, de 112 ± 1 Ma et 97 ± 1 Ma (Schärer et al., 1999) (Figure I-36). La Zone Axiale est aussi marquée par ces phénomènes d'albitization avec des occurrences au niveau des granites d'Ax-les-thermes et de Millas datés respectivement à 105,9 ± 4,2 Ma et 91,8 ± 3,6 Ma (U/Pb sur titanite ; Fallourd et al., 2014) (Figure I-36).

Les âges du métasomatisme dans les Massifs Nord-Pyrénéens et la Zone Axiale, indique une réinitialisation des chronomètres radiogéniques durant le Crétacé, notamment dans le massif du Saint-Barthélémy (e.g. Costa and Maluski 1988; St Blanquat et al., 1990; Boutin et al., 2016) qui indique un réchauffement global de la ZNP durant la période de rifting. Un épisode de remagnétisation dans les roches triasiques du massif du Cinco Villas entre 300 et 650°C a été observé et serait à l'origine de circulation fluides importantes durant le milieu du Crétacé (Larrasoaña et al., 2003a). De plus, des âges Crétacé moyen ont été reportés dans des zones mylonitisées du granite de Millas, indiquant une déformation ductile et un flux de chaleur important pendant la phase de rifting (Monié et al., 1994).

Cet évènement métasomatique reconnu dans le socle de la chaîne pyrénéenne est généralement relié à la tectonique extensive associée au déplacement et à la rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe durant la fin du Crétacé, et par conséquent il aurait une origine commune avec le métamorphisme de HT-BP observé dans la ZNP (e.g. Boulvais et al., 2006 ; Boulvais et al., 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014).

La formation de ces gisements de talc et l'occurrence des albitites est à l'origine de nombreuses circulations de fluides (Boulvais et al., 2006) (Figure I-37). Ce modèle de Boulvais et al (2006) explique le métasomastisme par la circulation d'eau de mer dans le système. Ces fluides empruntent des failles à fort pendage (Choukroune and Mattauer, 1978) et circulent à l'échelle de la croûte où les fluides sont réchauffés par le flux de chaleur associé à l'advection du matériel mantellique qui remonte lors de l'épisode de rifting. Lors de leur migration, les fluides minéralisateurs interagissent probablement avec les évaporites du Trias supérieur et les

roches silicatées du socle qui viennent ensuite affecter le socle par l'albitisation ou la talcification (Figure I-37). Cependant, ce phénomène ne semble pas seulement localisé à la zone d'amincissement, mais semble être répandu au sud de la ZNP au sein de la Zone Axiale.

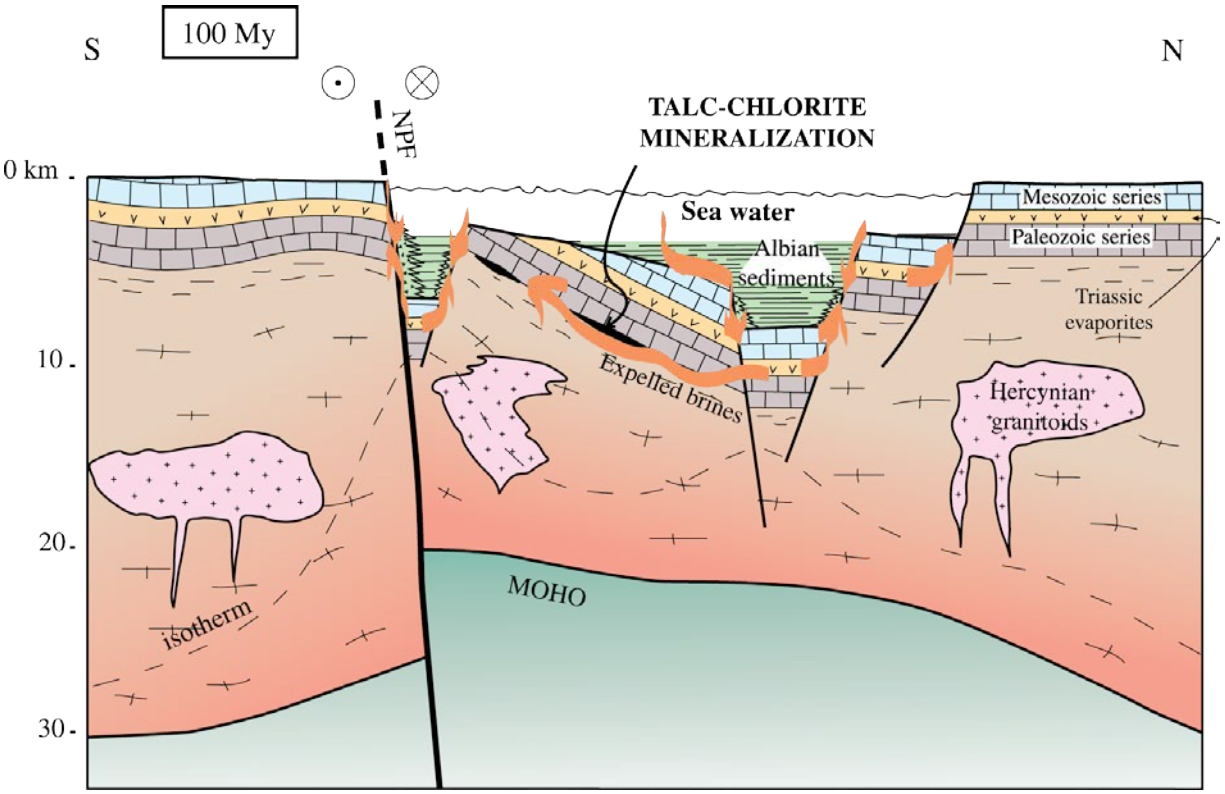


*Figure I-37: Coupe schématique de la ZNP à 100 Ma durant le contexte transtensif albien, montrant un modèle de circulation fluides pour expliquer le métasomatisme et la formation des gisements de talc et des occurrences d'albitites dans le socle Varisque, modifié d'après Boulvais et al., 2006.*

### *I.3.2.5 La phase de compression pyrénéenne*

*Evolution de la compression et formation de la chaîne*

La mise en mouvement de la plaque Afrique vers le nord initie la convergence entre les plaques Ibérie et Eurasie dès le Crétacé supérieur et entraîne la naissance de la chaîne telle que nous la connaissons aujourd'hui (Figure I-38). Il est assez difficile de déterminer le début de l'épisode de raccourcissement sur l'ensemble de la chaîne, cependant il existe des témoins de l'initiation de la déformation compressive, notamment dans le Golfe de Gascogne où est enregistrée une faible réactivation hétérogène de la marge Nord Gascogne durant le Crétacé supérieur (Santonien à Campanien) (Thinon et al. 2001). Le début de la compression est également marqué par l'arrêt de la sédimentation des flyschs dans la ZNP durant la fin du Santonien, correspondant au soulèvement d'anciennes rides continentales cénomano-turoniennes et dans le même temps, aux premiers dépôts de turbidites dans la ZSP (Boillot et

Capdevila, 1977). Dans la ZSP, le début de la compression est enregistré dans les dépôts sédimentaires du Santonien supérieur par le développement d'une nappe de charriage à vergence sud et de chevauchements réactivant d'anciennes failles normales (Garrido-Megias & Rios 1972; García-Senz 2002 ; McClay et al. 2004).

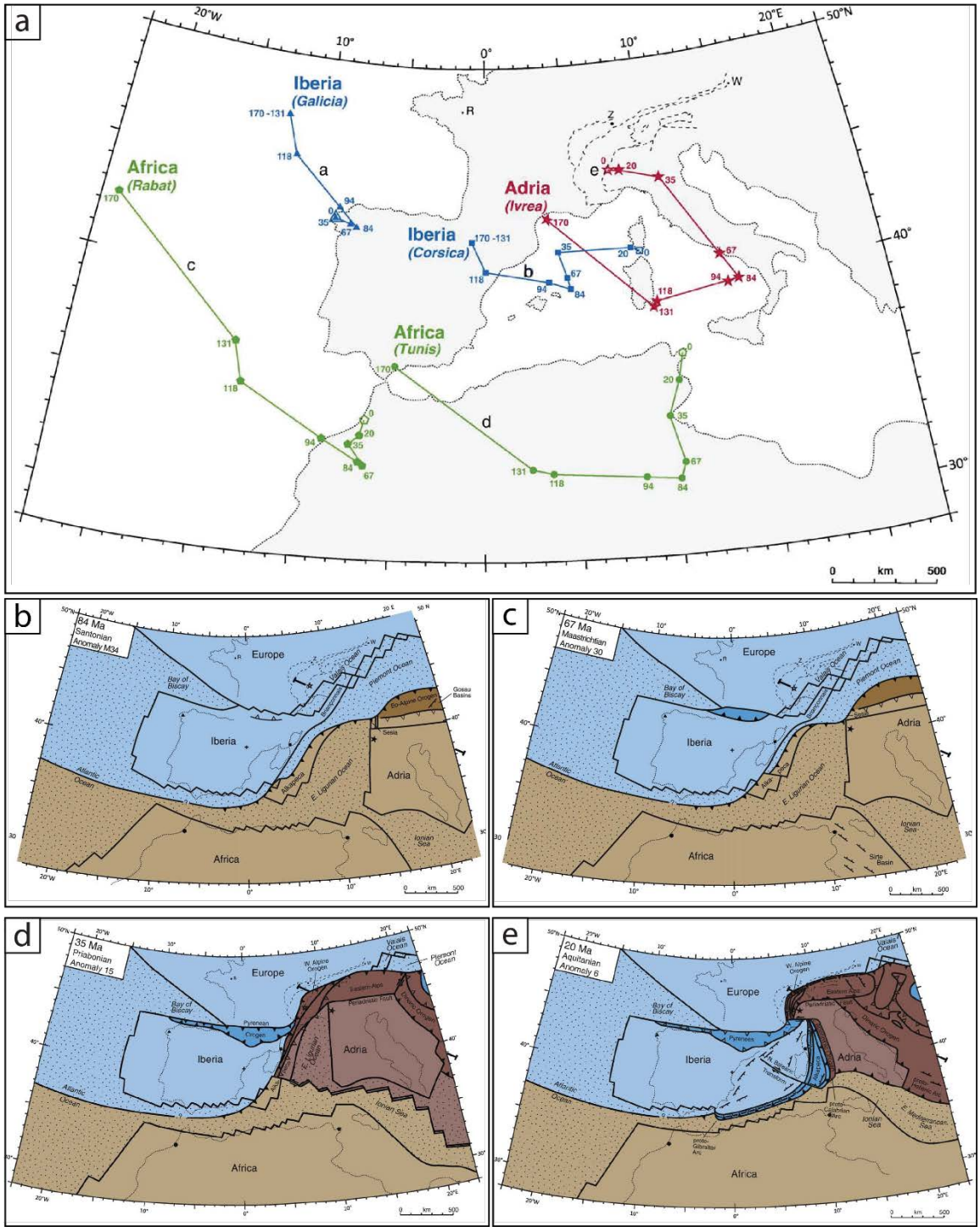


*Figure I-38 : Cinématique des plaques pour l'orogenèse pyrénéenne. a) Trajectoire de déplacement pour 5 points par rapport à l'Europe fixe. (b-e) Restaurations des mouvements cinématiques de l'Ibérie, de la Corse proposées par Handy et al. 2010. b) Au Santonien (84 Ma). c) Au Maastrichien (67 Ma). d) A la fin de l'Eocène (35 Ma). e) Au début du Miocène (20 Ma). (D'après Handy et al., 2010)*

Les reconstructions du mouvement des plaques Ibérie et Europe indiquent un début de convergence à partir de 84 Ma correspondant à la fin du Santonien, notamment grâce à l'identification de l'anomalie 34 dans le Golfe de Gascogne (e.g. Roest and Srivastava, 1991; Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002 ; Handy et al., 2010).

La phase majeure de compression pyrénéenne impliquant un raccourcissement important débute au cours de l'Eocène et se poursuit jusqu'à la fin de l'Oligocène (Muños 2002 ; Vergès et al. 2002). Cette phase majeure est associée au soulèvement généralisé de la chaîne Pyrénéenne et à la formation des bassins d'avant-pays. Le calendrier de cette phase d'exhumation des unités tectoniques composant le socle varisque et associée au soulèvement généralisé de la chaîne, a été déterminée par les datations thermochronologiques basse-température, notamment les traces de fission sur zircons (ZFT ; Garwin, 1985; Yelland, 1991; Sinclair et al., 2005; Maurel et al., 2008 ; Vacherat et al., 2014 ; Vacherat et al., 2016) et apatites (AFT ; Garwin, 1985; Yelland, 1991; Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Maurel et al., 2002, 2004, 2008; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Jolivet et al., 2007 ; Gunnell et al., 2009; Metcalf et al., 2009 ; Meresse, 2010 ; Beamud et al., 2011; Whitchurch et al., 2011 ; Fillon et al., 2013; Rushlow et al., 2013; Mouthereau et al., 2014; Bosch et al., 2016 ; Vacherat et al., 2016) (Figure I-39). Dans un premier temps, ces données montrent clairement que l'exhumation de la chaîne est diachrone. Elle débute dans la partie nord sur le parallèle des Massifs Nord-Pyrénéens et migre ensuite vers le sud depuis le Crétacé supérieur jusqu'au début du Miocène (Figure I-39 et I-40). Les données de trace de fission sur zircons (ZFT) permettent de déterminer le refroidissement des roches et donc potentiellement déterminer le début de l'exhumation avec des températures de fermeture intermédiaire : ~300-200°C (Tagami et al., 1996 ; Tagami, 2005 ; Yamada et al., 1995). Dans le socle pyrénéen, les ZFT indiquent des âges compris entre la fin Crétacé et le début du Miocène qui sont généralement interprétés comme le refroidissement lié à l'exhumation des roches induit par l'érosion résultant de l'élévation générale de la topographie pendant la phase orogénique (Sinclair et al., 2005; Maurel et al., 2008; Metcalf et al., 2009). Les âges ZFT obtenus dans les Massifs Nord Pyrénéens qui représentent les parties les plus septentrionales du socle varisque indiquent un refroidissement et donc un début d'exhumation au Crétacé supérieur (Yelland, 1991 ; Whitchurch et al., 2011) (Figure I-39a). Ces valeurs sont cohérentes avec une partie des âges détritiques obtenus dans les zones centrales et occidentales de la ZSP et de la ZNP (Whitchurch et al., 2011 ; Beamud et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Mouthereau et al., 2014 ; Vacherat et al., 2014 ; Vacherat et al., 2016).

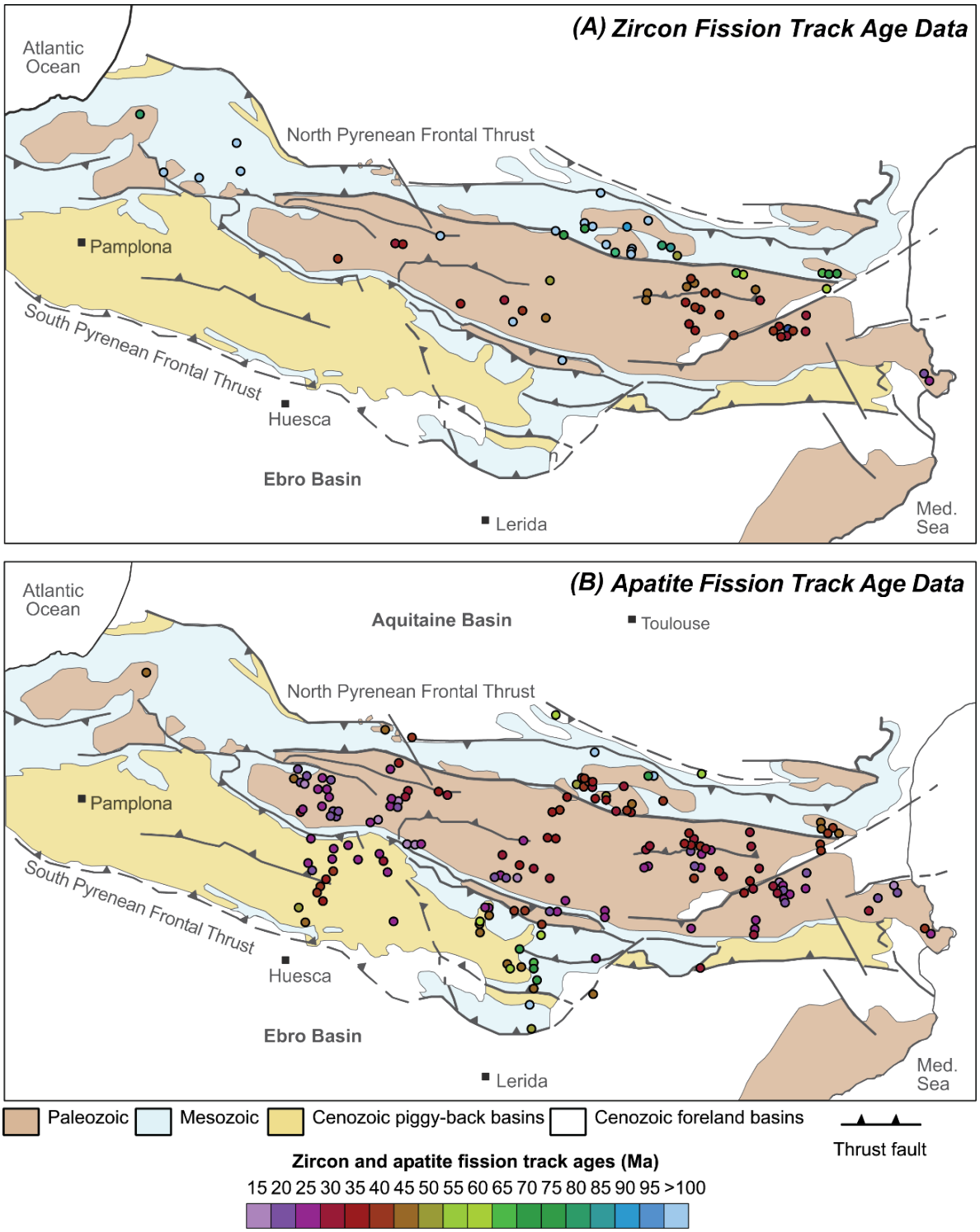


*Figure I-39 : Carte géologique simplifiée et synthèse des données thermochronologiques sur l'ensemble des Pyrénées, modifié d'après Whitchurch et al., 2011. a) Données des âges obtenus par traces de fission sur zircons (Garwin, 1985; Yelland, 1991; Sinclair et al., 2005; Maurel et al., 2008 ; Vacherat et al., 2014 ; Vacherat et al., 2016). c) Données des âges obtenus par traces de fission sur apatites (Garwin, 1985; Yelland, 1991; Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Maurel et al., 2002, 2004, 2008; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Jolivet et al., 2007 ; Gunnell et al., 2009; Metcalf et al., 2009 ; Meresse, 2010 ; Beamud et al., 2011; Whitchurch et al., 2011 ; Fillon et al., 2013; Rushlow et al., 2013; Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., 2014 ; Bosch et al., 2016 ; Vacherat et al., 2016).*

La partie occidentale de la ZA montre globalement des âges de refroidissement généralement plus jeunes, ce qui semble également attester que la chaîne s'exhume de l'est vers l'ouest (Whitchurch et al., 2011) (Figure I-39a). Dans la terminaison orientale de la ZA (Cap de Creus) l'analyse des ZFT indiquent des âges récents fin Oligocène-début Miocène qui sont interprétés comme un refroidissement induit par le développement de failles normales, lié au régime extensif associé à l'ouverture du Golfe du Lion (Maurel et al., 2004, 2008; Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2009) (Figure I-39a). Les âges issus des traces de fission sur apatite sont utilisés afin de déterminer les vitesses d'exhumation et la mise en évidence du niveau d'érosion des roches du socle, en raison de la température de fermeture plus faible : ~110-60°C (Green et al., 1986). La présence de ces apatites dans les bassins sédimentaires environnants permet aussi de dater l'âge de l'érosion de la roche source, de l'enfouissement dans le bassin ou dans certains cas l'exhumation de celui-ci. Les âges AFT dans la ZA sont compris entre 40 et 15 Ma, ce qui correspond à l'intervalle Eocène-Miocène (Figure I-39b). Ces valeurs représentent l'exhumation du socle induit par le refroidissement associé à l'érosion et lié à la formation du prisme orogénique pyrénéen (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Jolivet et al., 2007; Maurel et al., 2008; Metcalf et al., 2009, Vacherat et al., 2016). Comme pour les âges ZFT, les âges AFT miocènes mesurés dans la terminaison orientale de la chaîne correspondent à l'ouverture du Golfe du Lion (Maurel et al., 2004, 2008; Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2009). Ils montrent également un rajeunissement vers le sud à travers l'ensemble de la ZA (Fitzgerald al., 1999; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007 ; Jolivet et al., 2007) (Figure I-39b et 40). Une partie des Massif Nord-Pyrénéens (Ursuya, Lacourt, Arize, Agly and Millas) localisés au nord de la FNP, montre une exhumation durant le début de l'Eocène. Dans les parties septentrionale et centrale de la ZA, les âges AFT montrent une exhumation durant la fin de l'Eocène à l'Oligocène, tandis que sur la bordure sud de la ZA l'exhumation se réalise durant la fin Oligocène jusqu'au Miocène. Le rajeunissement est-ouest mis en évidence par les âges ZFT, est également observable grâce aux âges AFT en oblitérant les âges miocènes plus récents liés à l'ouverture du Golfe du Lion dans la partie orientale (Figure I-39b). La phase majeure de raccourcissement lié à l'exhumation et l'érosion de la chaîne, mis en évidence par les âges AFT et AHe, débute donc aux alentours de 50 Ma (Yelland, 1991; Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Maurel et al., 2007; Gibson et al., 2007; Bosch et al., 2016).

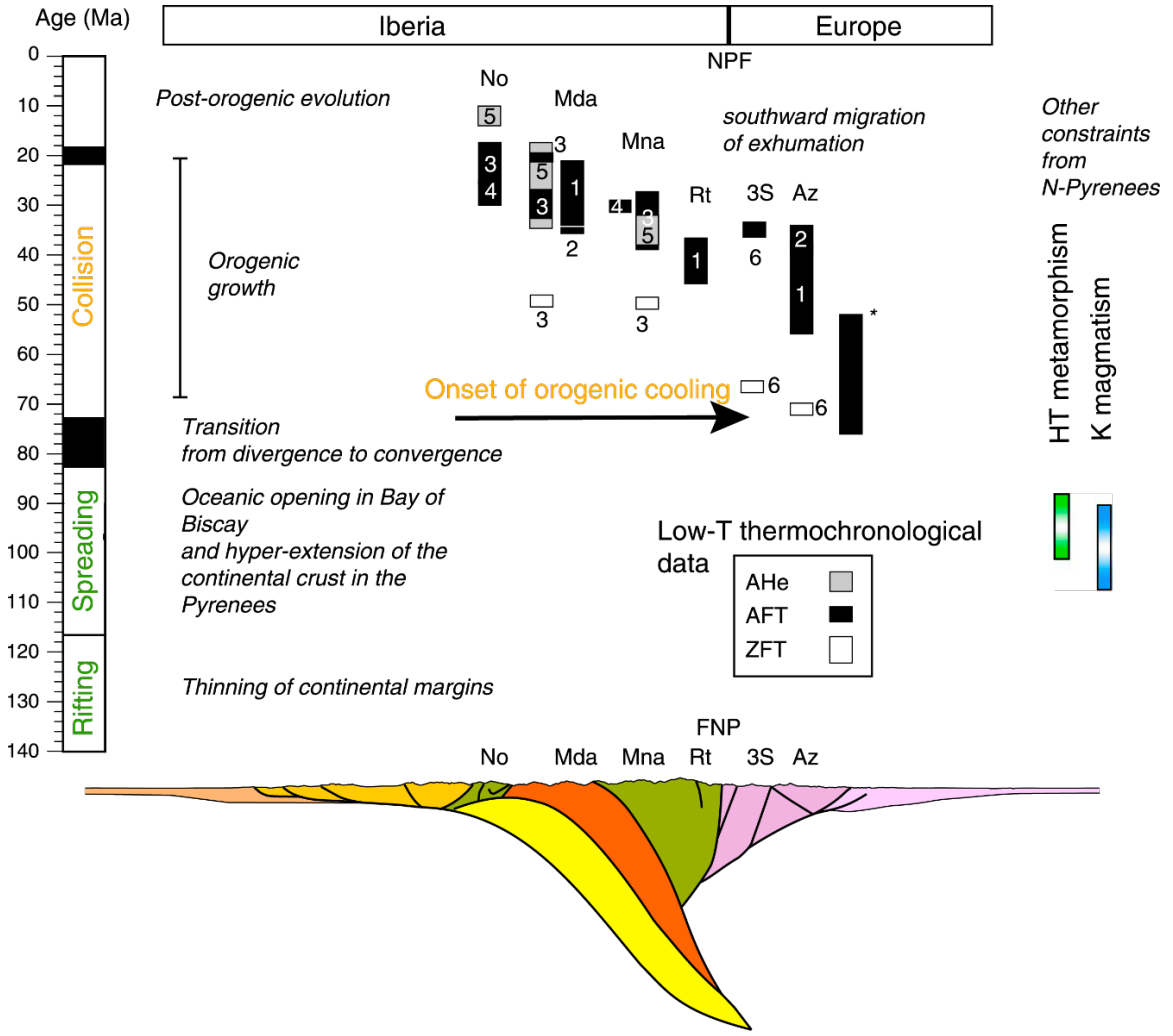


*Figure I-40 : Synthèse des âges thermochronologiques basse-température (AHe, AFT et ZFT), des âges du magmatisme alcalin et du métamorphisme associés aux évènements tectoniques majeurs le long d'une coupe des Pyrénées parallèle au profil ECORS, d'après Mouthereau et al., 2014.*

Des études récentes dans la ZNP indiquent que la phase majeure de compression survient entre 50 et 35 Ma (Vacherat et al., 2014 ; Vacherat et al., 2016), ce qui est cohérent avec les études locales menées dans la ZA qui placent la phase d'exhumation associée à la phase majeure de compression entre 44 et 35 Ma (Fitzgerald et al.,1999).

L'apport des données thermochronologiques permet de mieux aborder la chronologie de l'orogenèse pyrénéenne, soit de la formation de son relief. Cependant il n'est pas exclut, de retrouver une phase de raccourcissement antérieure, sans formation de relief, qui serait une déformation de type thin-skin, donc sans épaississment. L'exhumation du relief semble donc marquée par la présence d'une déformation de type thick-skin. Dans un second temps, les directions associées à la phase de compression majeure (Eocène-début Miocène ; Muñoz 2002, Vergés et al., 2002) correspondant au rapprochement de l'Ibérie vers l'Europe, semblent assez

cohérentes entre les différents modèles proposés. En effet, les directions générales de raccourcissement varient légèrement selon les différents modèles, qu'il s'agissent de modèles de cinématique des plaques ou de modèles géodynamiques : i) NNW-SSE pour Roest & Srivastava 1991; ii) NW–SE pour Rosenbaum et al., 2002 (Figure I-41) ce qui est cohérent avec le modèle précédent ; iii) NW-SE dans la partie occidentale et NNW-SSE dans la partie orientale pour Handy et al 2010 (Figure I-38) ; iv) N-S dans la partie orientale et dans la partie occidentale NNW-SSE pour Olivet, 1996 et Vergés and García-Senz 2001 ; v) NE-SW sur l'ensemble du segment pour Jammes et al., 2009 (Figure I-22d). Cependant, les parts et les quantités respectives de raccourcissement accommodées dans la chaîne à la fin du Crétacé et au cours du Cénozoïque restent mal contraintes. Ainsi, à l'échelle de la chaîne pyrénéenne, l'augmentation de la convergence d'est en ouest serait la conséquence de la transition entre la subduction embryonnaire de la marge ibérique sous la marge européenne et la collision continentale.

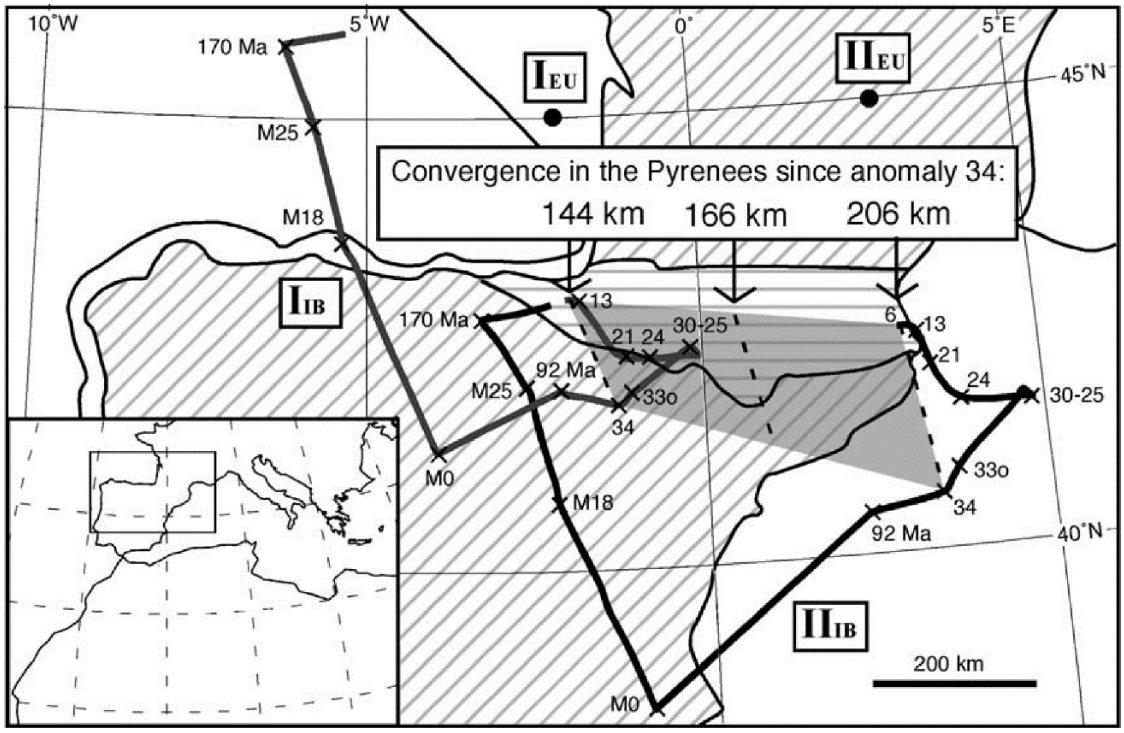


*Figure I-41 : Schéma des déplacements de l'Ibérie. Trajectoire de deux points de l'Ibérie par rapport à deux points fixes d'Europe tracés en fonction du temps depuis 175 Ma. La zone grisée et les lignes en pointillées représentent la quantité de raccourcissement accumulée dans les Pyrénées depuis l'anomalie 34 (d'après Rosenbaum et al., 2002)*

L'estimation des quantités de convergence varie d'est en ouest le long de la chaîne et selon les auteurs. L'étude et la restauration des anomalies magnétiques suggère une évolution d'est en ouest de la quantité de convergence avec des valeurs de 144km dans la partie occidentale, de 166 km dans la partie centrale et de 206 km dans la partie orientale de la chaîne (Rosenbaum et al., 2002) (Figure I-41). La partie occidentale de la chaîne semble être le segment ayant accommodée le moins de convergence. Les modèles cinématiques estiment la quantité de déplacement relatif entre les deux plaques à environ 100 km (Roest & Srivastava 1991 ; Olivet, 1996). Les coupes régionales et les modèles géodynamiques le long du profil ECORS-Arzacq suggèrent des quantités de raccourcissement beaucoup plus modestes, de l'ordre de 40 km (Daignières et al., 1994). Un autre modèle géodynamique d'une coupe proche du profil ECORS-Arzacq, combiné avec des données de surface et subsurface, suggère un raccourcissement de l'ordre de 75-80 km (Teixell, 1998). Ce modèle inspiré du profil sismique montre une déformation importante avec le développement d'un prisme tectonique au sein de la plaque ibérique indenté par la plaque européenne qui semble très peu affectée par la déformation. Les récentes études et le développement des modèles d'hyper-extension associés à l'exhumation de manteau durant le rifting Crétacé ont permis de reconsidérer la quantité de raccourcissement dans la partie occidentale de la chaîne avec une valeur de 114 km (Teixell et al., 2016) (Figure I-42b). Les valeurs de raccourcissement sont donc compatibles avec les modèles cinématiques. La structure en profondeur n'a pas été modifiée avec toujours la présence de cette indentation et la subduction de la croûte inférieure de la plaque ibérique. Dans la partie orientale de la chaîne, les estimations du raccourcissement sont beaucoup moins nombreuses. Selon Rosenbaum et al. (2002) il s'agirait du secteur qui aurait enregistré le plus de déformation avec 206 km de raccourcissement.

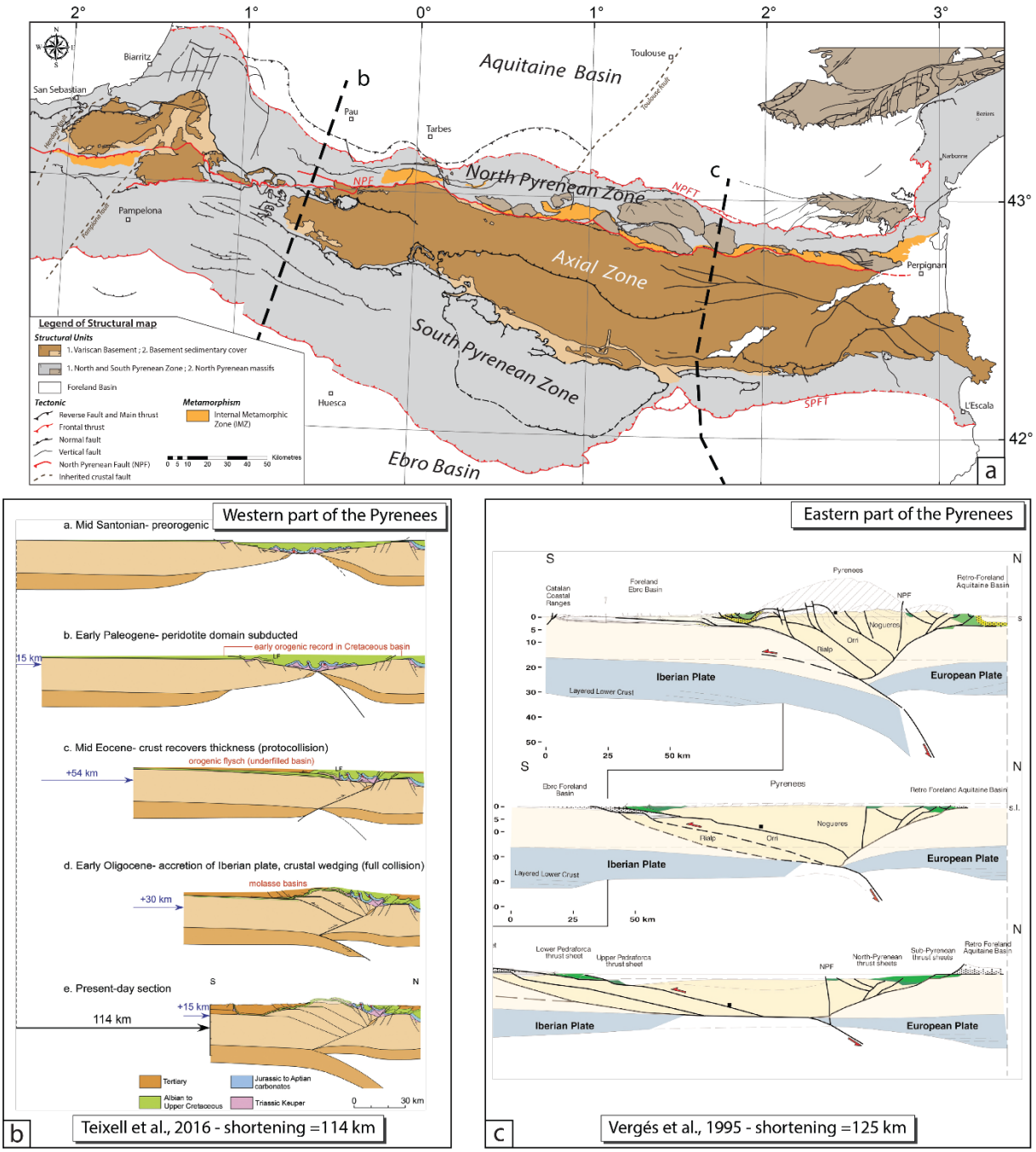


*Figure I-42 : Modèles géodynamiques et évolution de la structure dans les parties occidentale et orientale des Pyrénées. a) Carte des traits structuraux principaux de la chaîne. b) Evolution géodynamique de la partie occidentale de la chaîne impliquant 114 km de raccourcissement (Teixell et al., 2016). c) Evolution géodynamique de la partie orientale de la chaîne impliquant 125 km de raccourcissement, restauration au Lutétien et Cretacé inférieur (Vergés et al., 1995 dans Vergés et al., 2002).*

D'autres modèles cinématiques suggèrent un raccourcissement moins important de l'ordre de 100 km (Roest & Srivastava 1991). Une coupe équilibrée associée à des reconstructions au Lutétien et au Crétacé Inférieur suggèrent un raccourcissement total de 125 km (Vergés et al. 1995, 2002) (Figure I-42c). Ce modèle géodynamique a été équilibré en utilisant la répartition des sédiments de la croûte supérieure et la surface des unités du socle. Ce modèle prend bien en compte les effets de la déformation liée à la "phase majeure" de compression, mais il minimise l'amincissement pré-orogénique associé au rifting. L'épaisseur de la croûte supérieure à 20 km dans la restauration initiale au Crétacé inférieur ne permet pas d'expliquer la répartition du métamorphisme dans la ZIM localisée au nord de la FNP (Figure I-42c). Cette remarque sous-entend que la quantité de raccourcissement a probablement été sous-estimée.

Le profil ECORS (ECORS Pyrenees team, 1988; Choukroune et al. 1989) a permis de comprendre la structure globale et profonde de la chaîne. La majeure partie des modèles géodynamiques les plus récents dans la partie centrale des Pyrénées se localisent le long de ce profil où les estimations du raccourcissement sont généralement évaluées entre 140 et 165 km (Figure I-43). La connaissance apportée par ce profil a permis de faire évoluer les quantités de raccourcissement qui était sous-évaluées auparavant avec des valeurs de raccourcissement autour de 50 km (Mattauer and Henry, 1974). Par la suite des estimations suggèrent alors un raccourcissement de 100 km (Choukroune et al., 1989) à 120 km (Roure et al., 1989) avec l'implication d'un détachement et la dénudation de la croûte lors de la phase pré-orogénique de rifting. Les modèles de cinématique des plaques impliquent un déplacement relatif entre les deux plaques de près de 150 km (Olivet, 1996). Les modèles les plus récents présentent un taux de raccourcissement plus élevé, avec une implication plus importante de la subduction de la marge nord-Ibérique sous la marge européenne. Muñoz (1992) propose donc un raccourcissement minimum de 147 km, dont 112 km accommodés par l'empilement de nombreuses nappes de charriage au sein de la marge Ibérique (Figure I-43c). Une quantité identique de raccourcissement a été proposée sur la base des données thermochronologiques (Fitzgerald et al., 1999). Beaumont et al. (2000) proposent un raccourcissement plus important, de l'ordre de 165 km (Figure I-43d). Cette valeur plus élevée s'explique par le découplage et la subduction plus importante de la croûte inférieure. De plus, la configuration pré-orogénique montre un rift relativement étroit avec un détachement au niveau de la croûte moyenne réactivé durant la compression.

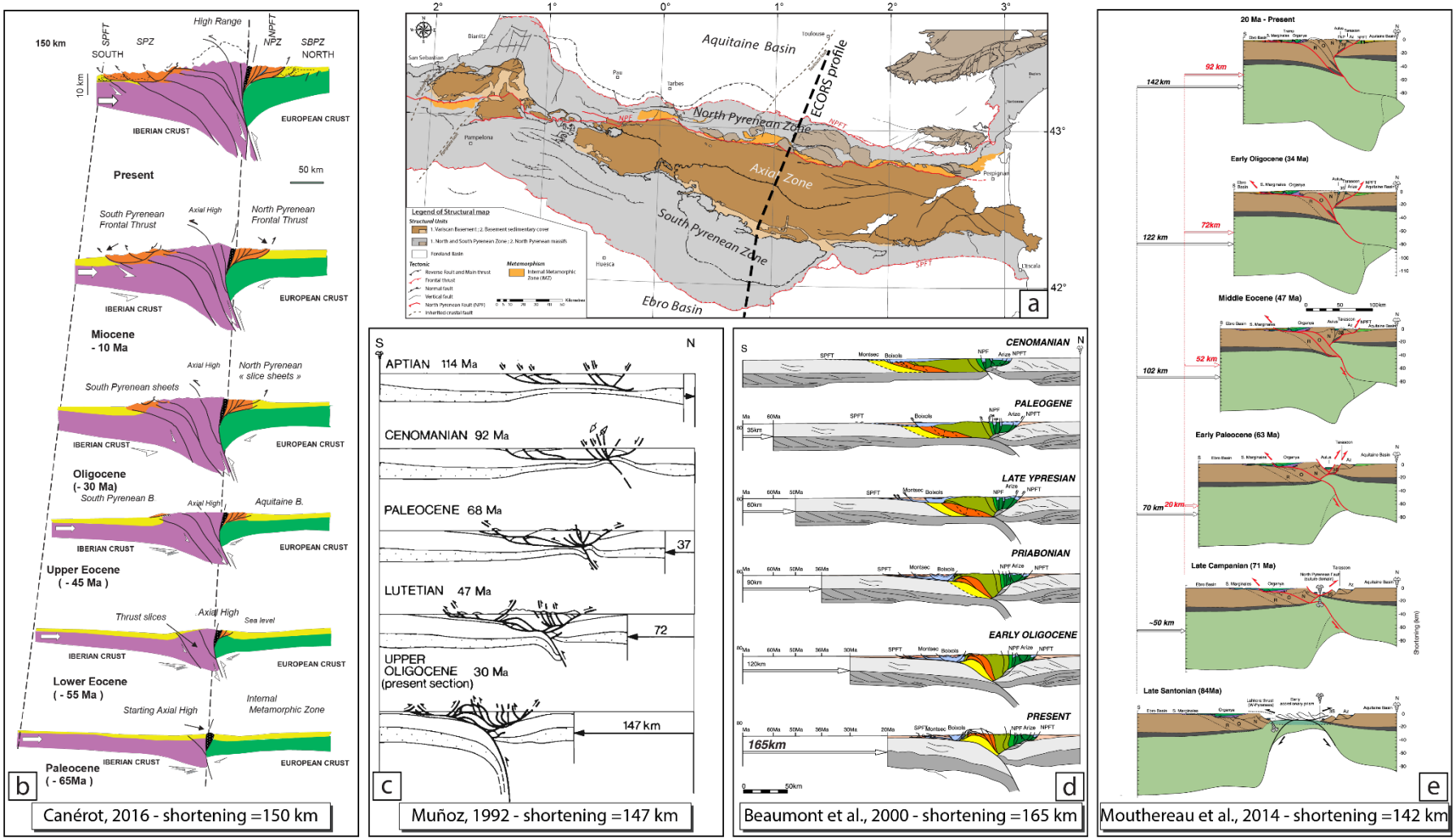


*Figure I-43 : Comparaison des modèles géodynamiques et quantités de raccourcissement dans la partie centrale des Pyrénées, le long du profil ECORS. a) Carte des traits structuraux principaux de la chaîne. b) Modèle d'évolution géodynamique impliquant 150 km de raccourcissement (Canérot, 2016). c) Modèle d'évolution géodynamique impliquant 147 km de raccourcissement (Muñoz, 1992). d) Modèle d'évolution géodynamique impliquant 165 km de raccourcissement (Beaumont et al., 2000 dans Mouthereau et al., 2014). e) Modèle d'évolution géodynamique impliquant 142 km de raccourcissement (Mouthereau et al., 2014)*

Récemment, Canérot (2016) propose un modèle géodynamique qui implique aussi une importante déformation dans la marge ibérique et la ZIM qui est représentée comme un prisme d'accrétion assez tôt dans l'histoire de l'orogenèse pyrénéenne (Figure I-43a). Ceci implique des taux de raccourcissement importants, proches de 150 km à partir du Paléocène. En tenant compte de l'architecture durant la phase d'extension, les valeurs de raccourcissement rejoignent celles estimées par Beaumont et al. (2000).

Un autre modèle récent basé sur les données thermochronologiques, sur les études du profil ECORS (Choukroune and ECORS-Pyrenees Team, 1989; Roure et al., 1989) et les récentes images tomographiques qui révèlent de nouveaux détails à des échelles crustale et lithosphérique (Chevrot et al., 2014, 2015), implique 142 km de raccourcissement en utilisant un modèle d'hyper-amincissement pour l'évènement pré-orogénique de rifting (Mouthereau et al., 2014) (Figure I-43e). L'amplitude de la déformation dans cette zone hyper-amincie, dont la ZIM constitue aujourd'hui les vestiges, reste difficile à contraindre notamment dans les premiers stades de déformation compressive, car l'étude cinématique de la déformation et la structure interne de ces bassins sont mal contraintes, malgré des études récentes (Clerc et al., 2012). Cependant, cette zone semble accommoder une bonne partie de la déformation lors des premiers instants de la compression (Mouthereau et al., 2014 ; Vacherat et al., 2016). La déformation dans la croûte marquée par un style tectonique « thick-skin » semble relativement faible avec un raccourcissement de l'ordre de 90 km (Mouthereau et al., 2014).

Dans l'ensemble des modèles proposés, l'accommodation de la déformation dépasse les 100 km sur l'ensemble du segment, mais le taux de raccourcissement calculé varie d'une étude à l'autre (Figure I-43). La majeure partie de la déformation est enregistrée dans la marge Nord Ibérique dont la croûte inférieure est découplée et subduite sous la plaque européenne. La différence dans la quantité de convergence/raccourcissement dépend fortement de l'organisation pré-orogénique de la chaîne supposée dans les modèles, notamment concernant l'aspect et la dimension de la zone de suture entre les deux marges (rift étroit, zone hyper-amincie, zone transformante ou bien océanisation) (Figure I-44). La valeur du raccourcissement dépend aussi pleinement du style de déformation (thin ou thick-skin) enregistré dans la chaîne et notamment de l'ensemble des structures héritées. Dans le cas d'une marge hyper-amincie (Figure I-44b), les premiers stades de la convergence peuvent être exprimés par l'accrétion continentale de type thin-skin des bassins sédimentaires qui composent la zone. Inversement, la déformation de type thick-skin va refléter le raccourcissement distribué à l'échelle de la croûte en accord avec le style de raccourcissement observé dans les parties externes des chaînes

de collision (e.g. Mouthereau et al., 2013). De plus, la quantité de raccourcissement dépend aussi de la localisation et de la répartition de la déformation interplaque et intraplaque.

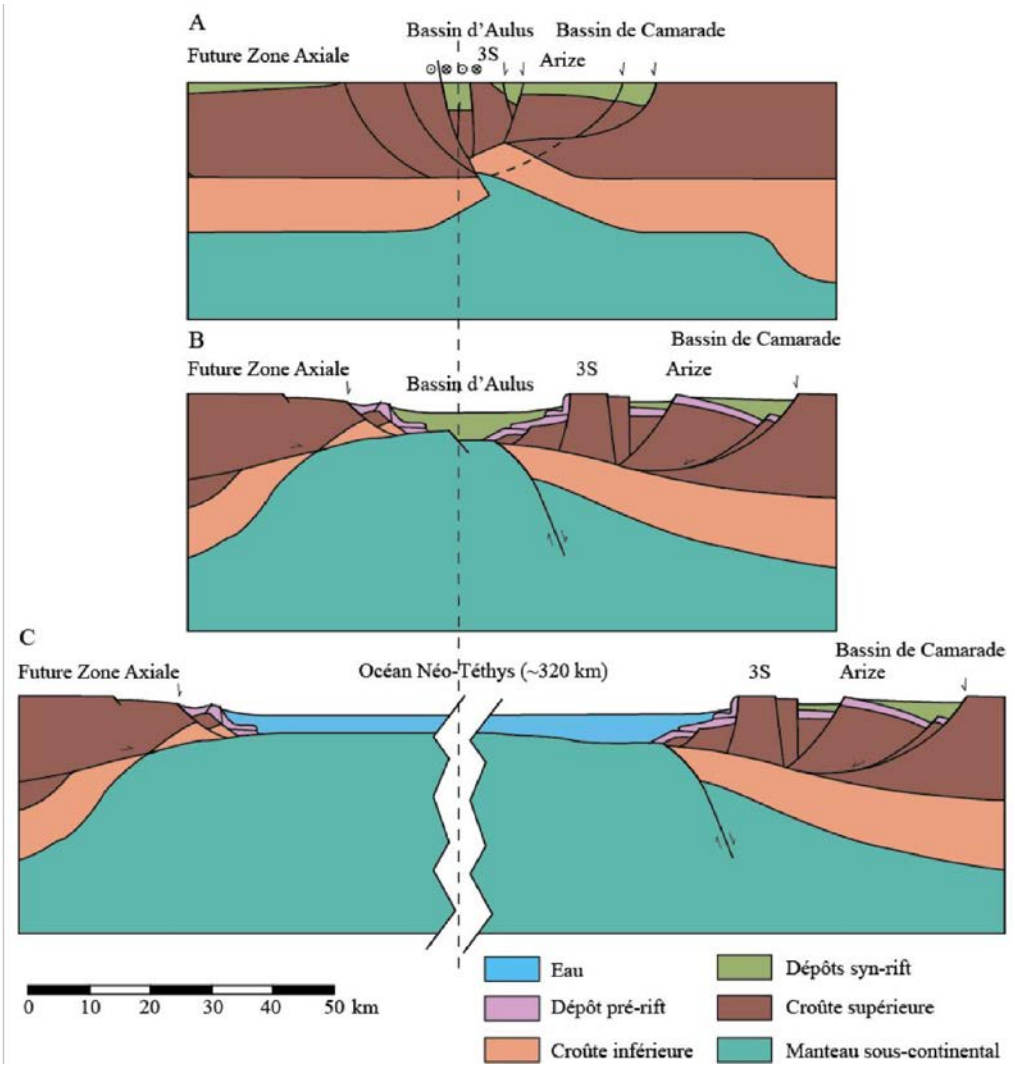


*Figure I-44 : Aspect des marges ibérique et européenne à travers différentes reconstructions pré-orogéniques au Crétacé inférieur, le long du profil ECORS, modifiées d'après (A) Beaumont et al. (2000), (B) Lagabrielle et al. (2010) et (C) Vissers et Meijer (2012a), dans Vacherat, 2014.*

Récemment, Mouthereau et al. (2014) suggèrent que la convergence et la répartition des contraintes entre les plaques Afrique, Ibérie et Europe est accommodée par l'orogène pyrénéen, mais aussi par les déformations intraplaques dans la Chaîne Ibérique en faisant intervenir les deux types de styles tectoniques. Cette déformation intraplaque doit probablement aussi affecter la plaque Europe. En effet, la déformation liée à l'orogenèse pyrénéenne semble se propager vers le nord et notamment dans le Bassin de Paris (Lacombe et al., 1996). Cette déformation pyrénéenne s'exprime également sur la bordure sud du Bassin de Paris marquée par un régime compressif N-S à NNE-SSW (Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Bergerat,

1985 ; Blés et al, 1989). Cette compression fait jouer en décrochement dextre les structures subméridiennes et en failles inverses les accidents E-W du socle sur la bordure nord du Massif Central. Au niveau de la couverture sédimentaire Méso-Cénozoïque, elle induit le développement d'ondulations anticlinales WNW-ESE à E-W (e.g anticlinaux de Châteauroux et Graçay) et probablement de la dépression de la Brenne (Cohen-Julien et al., 1998).

### *I.3.2.6 Evolution post-collisionnelle des Pyrénées*

La période majeure de convergence dans les Pyrénées entre les plaques Ibérie et Europe prend fin durant la transition Oligocène-Miocène (anomalie 6c, Roest et Srivastava, 1991) et coïncide avec l'augmentation de la déformation dans les Betiques (Banks and Warburton, 1991), qui induit des changements géodynamiques au sein et sur la bordure de la plaque Ibérique, correspondant à un transfert de l'activité tectonique (Vergés et al., 2002). Cette période de transition correspond donc aux dernières déformations enregistrées dans la chaîne (Vergès et al., 2002 ; Jolivet et al., 2007 ; Huyghe et al., 2009). Ce changement drastique dans le régime de convergence est aussi marqué par le début d'un régime extensif dans la partie orientale des Pyrénées lié à l'ouverture du Golfe du Lion et de la fosse de Valence (e.g. Roca, 2001) (Figure I-45). Cet épisode extensif montre deux zones de soulèvement consécutives de la fin de l'Oligocène jusqu'à l'Actuel. Le premier soulèvement daté Oligocène-début Miocène, selon les études AFT (Juez-Larré and Andriessen, 2002) dans le segment de la chaîne Côtière Catalane et le sud-est du Bassin de l'Ebre, correspond à l'amincissement concomitant de la croûte continentale et du manteau lithosphérique (e.g. Morgan and Fernàndez, 1992; Lewis et al., 2000; López-Blanco et al., 2000) (zone orange, Figure I-45a). Cette ouverture de la dépression de Valencia est à l'origine d'un système de failles de direction générale NE-SW parallèle au côtes NE de l'Espagne (e.g. Roca et al., 1999; Roca, 2001).

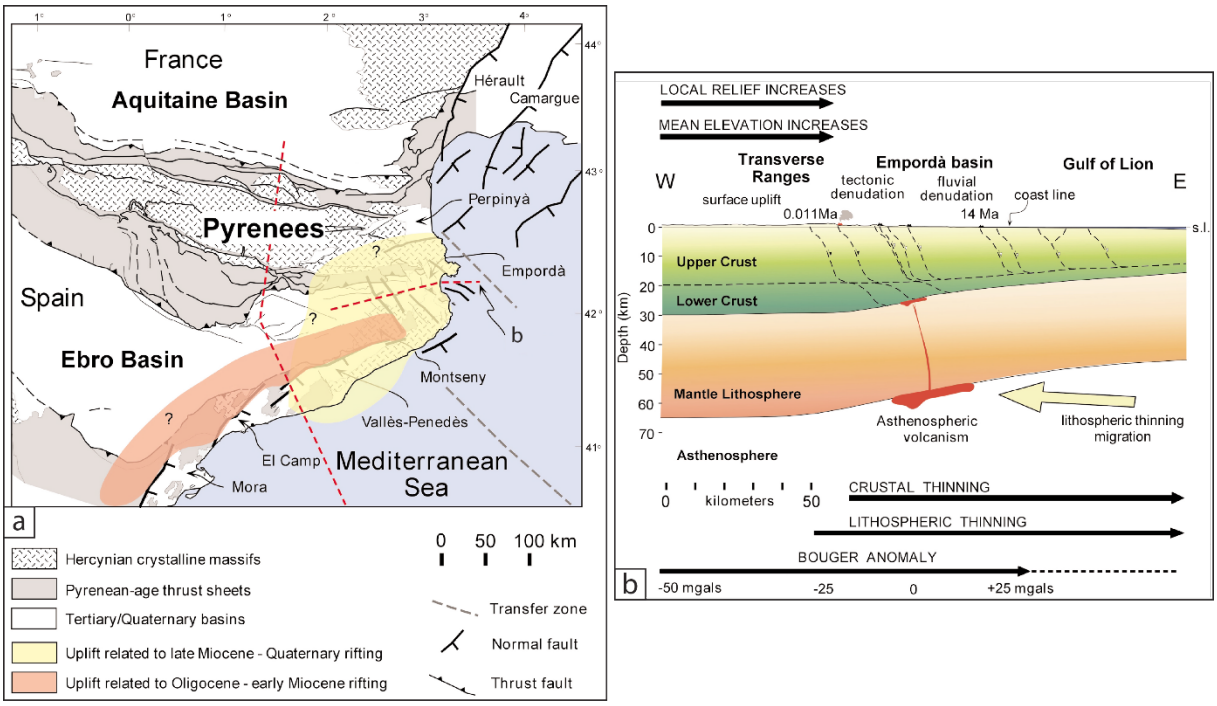


*Figure I-45 : Aspect de l'évènement extensif Miocène dans la partie orientale des Pyrénées. a) Carte de la partie NE de la péninsule ibérique mettant en évidence deux zones de soulèvement lié à l'extension Cénozoïque syn à post-collision (Vergés et al., 2002 et leurs références). b) Coupe lithosphérique E-O qui représente la géométrie actuelle de la terminaison est des Pyrénées (localisée sur la carte).*

Le second épisode de soulèvement correspond au développement d'une série de grabens Néogène à Quaternaire (e.g. Cabrera et al., 1988; Roca, 1996) qui découpent la terminaison orientale de la Chaîne Pyrénéenne (Figure I-45a). Ces grabens sont limités par des failles orientées NW-SE qui recoupent les structures varisques, crétacés et éocènes de la Chaîne Pyrénéenne (Berger et al., 1993). Ce soulèvement relié à la migration générale vers l'ouest de l'activité de failles normales et l'extrusion de roches volcaniques est interprétée comme l'amincissement progressif de la lithosphère dans la même direction (Cabal and Fernàndez, 1995; Lewis et al., 2000) (Figure I-45b).

## I.4 Problèmes liés à la Faille Nord-Pyrénéenne

La Faille Nord-Pyrénéenne (FNP) décrite pour la première fois par De Sitter (1953) correspond à un accident crustal majeur reconnu dans les Pyrénées et jouant un rôle important dans la structuration de la ZNP lors de la phase de compression tertiaire. La FNP marque la limite entre la ZA et la ZNP qui dans sa partie sud correspond à la ZIM marquée par le métamorphisme HT-BP. Elle est généralement interprétée comme une structure majeure entre les plaques ibérique et eurasienne qui joue un rôle dès la fin du cycle Varisque, puis en extension lors du rifting crétacé, et enfin qui a rejoué lors de la compression pyrénéenne. Son âge, son tracé et son rôle dans l'histoire de la chaîne sont encore largement discutés et soulèvent de nombreuses questions.

### I.4.1 Héritage structural de la FNP

La FNP correspond à un accident majeur des Pyrénées, mais son rôle dans la compression cénozoïque est limité si l'on considère l'apport des images récentes de tomographie sismique qui ne mettent pas en avant cette structure majeure, mais une segmentation importante de la chaîne par des accidents obliques hérités de l'orogenèse Varisque, comme par exemple les failles de Pampelune, de Toulouse et de Hendaye (Chevrot et al., 2014, 2015). Cependant, de nombreuses études suggèrent que la FNP possède un héritage varisque important. Cette faille majeure reconnue dans les Pyrénées est considérée comme une discontinuité majeure entre les plaques lithosphériques Ibérie et Europe et active depuis la fin du cycle orogénique varisque (Mattauer, 1968 ; Choukroune, 1976a ; Choukroune and Mattauer, 1978 ; Choukroune and ECORS Team, 1989). Les reconstructions structurales du domaine Varisque en Europe suggèrent que la FNP correspond à un accident majeur longeant la Marge Nord-Ibérique et le sud du domaine aquitain et fait partie d'une série de failles crustales dont les mouvements décrochants dextres accommodent le coulissage de l'Ibérie par rapport à l'Europe (e.g. Arthaud et Matte, 1975 ; Matte, 1986 ; Matte 2001) (Figure I-46a). Récemment, Nirrengarten (2016) suggère que la FNP correspond à un accident crustal majeur qui s'étend du nord-est de l'Ibérie à l'est jusque dans la Mer du Labrador à l'ouest et nommé la zone de faille de Labrador- Biscay (Figure I-46b). Cette zone de faille décrochante dextre est une structure héritée de la phase post-orogénique de la Chaîne Varisque qui a été préférentiellement reprise durant les phases de rifting du Golfe de Gascogne et de la Mer du Labrador durant le Mésozoïque, même si son orientation ne correspond pas avec le principal

régime de contrainte, indiquant que le décrochement a eu lieu avant l'ouverture du Golfe de Gascogne (Lefort, 1973).

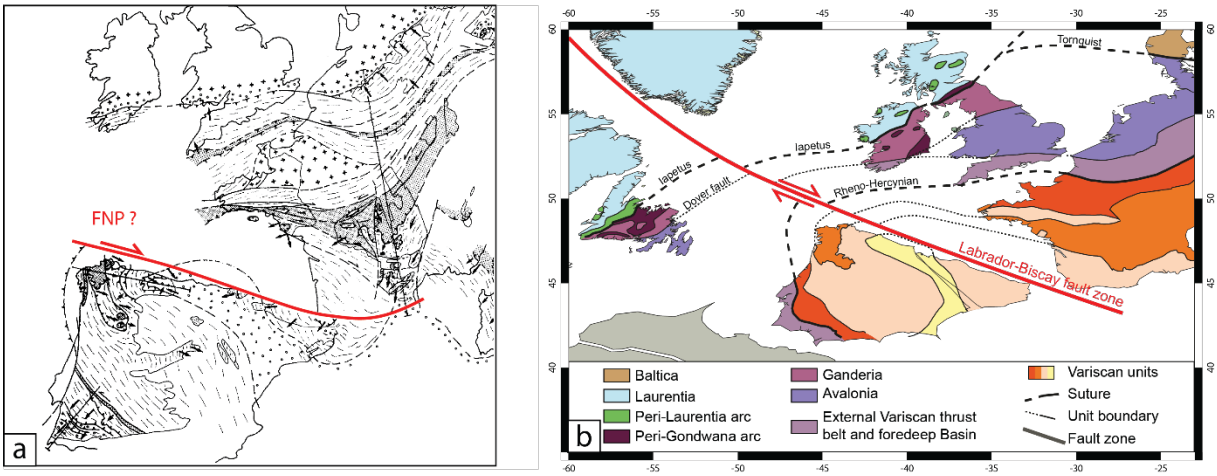


*Figure I-46 : représentation structurale du domaine Varisque et représentation de la FNP en rouge. a) la FNP correspond à un accident tardi-varisque associé au coulissage dextre de l'Ibérie par rapport à l'Europe, d'après Matte (1986). b) la FNP nommée ici la zone de faille de Labrador-Biscay correspond à un accident majeur décrochant dextre qui s'étend des Pyrénées à la Mer du Labrador, d'après Nirrengarten (2016).*

De plus, comme vu dans la partie *I.3.2.1*, les modèles géodynamiques proposés impliquent une faille de décrochement le long de la FNP qui présente une incurvation (Le Pichon et al., 1970 ; Mattauer and Séguret, 1971 ; Choukroune et al., 1973a, 1973b ; Savostin et al., 1986 ; Olivet, 1996 ; Stampfli et al., 2002 ; Handy et al., 2010). Mais ce grand décrochement semble être incompatible avec les contraintes paléogéographiques, particulièrement dans la ZNP (Canérot et al., 2016). Pour pallier ce problème, un des modèles proposés suggère que la ZNP durant le Crétacé correspondait à une zone transformante affectant la partie nord des Pyrénées et la partie sud du Bassin Aquitain (Choukroune et Mattauer, 1978) (Figure I-25). Mais dans ce contexte la FNP ne correspond pas une faille unique mais à un réseau de failles délimitant des bassins de type pull-apart. Les études sismiques et géophysiques, notamment le profil ECORS, indiquent la présence d'une seule faille marquant la limite transformante entre les plaques ibérique et européenne (Daignières et al., 1982, 1989 ; Souriau et Sylvander, 2004). Dans ces études, la FNP n'est pas mise en évidence directement mais par le décalage net du Moho à l'aplomb de la FNP qui passe de 50 km sous la ZA à ~30 km sous la ZNP. Des études de l'anisotropie sismique du manteau lithosphérique (Vauchez et Barruol, 1996 ; Barruol et al., 1998) suggèrent que l'anisotropie figée dans le manteau correspond à une déformation liée à des accidents décrochants durant la fin du cycle orogénique

varisque et que les structures liées à l'orogenèse des Pyrénées se sont développées parallèlement à cette fabrique générale de l'anisotropie.

### I.4.2 Le tracé actuel de la FNP

Le tracé de la FNP est très bien marqué dans la partie orientale de la chaîne et tout le long de la ZA, mis en évidence par la présence de la ZIM. Pour De Sitter (1956), la FNP correspond à une grande faille crustale dont le tracé s'étend des Alpes à l'est, jusque dans l'ouest au niveau des Chaînes Cantabriques et des Asturies. Cependant, pour Casteras (1952, 1974), la FNP est absente dans la partie occidentale des Pyrénées qu'il considère probablement comme une zone de failles en échelon localisées entre la ZNP et la chaîne Cantabrique (Figure I-47). Plus récemment, Canérot et al. (2004) indiquent que dans le secteur situé entre le massif d'Igountze à l'ouest et la terminaison occidentale de la ZA à l'est, la FNP ne correspond pas à un seul segment, mais à une zone de fracturation complexe formée de failles décrochantes qui délimitent plusieurs unités adjacentes montrant des déplacements à vergence sud. Dans la partie occidentale de la chaîne le tracé de la FNP est donc difficile à suivre. Localisé entre les massifs du Cinco Villas et des Alduides, la Faille de Leitza (Lamare, 1936) sépare le domaine métamorphique de la Nappe des Marbres, affecté par le métamorphisme HT-BP, d'une série de flysch Crétacé et du socle indemne du métamorphisme crétacé (Figure I-47). Cette faille est généralement considérée comme le prolongement vers l'ouest de la FNP (Boillot et al, 1973 ; Choukroune, 1976a ; Rat et al, 1983 ; Floquet and Mathey, 1984 ; Rat, 1988 ; Martinez Torres, 1989 ; Mendia and Ibarguchi, 1991 ; Combes et al., 1998 ; Mathey et al., 1999 ; Peybernès et al., 2003 ; Larrasoaña et al., 2003b). L'étude de ce secteur métamorphique fait partie intégrante de ce travail de thèse (*cf. Chapitre III*).

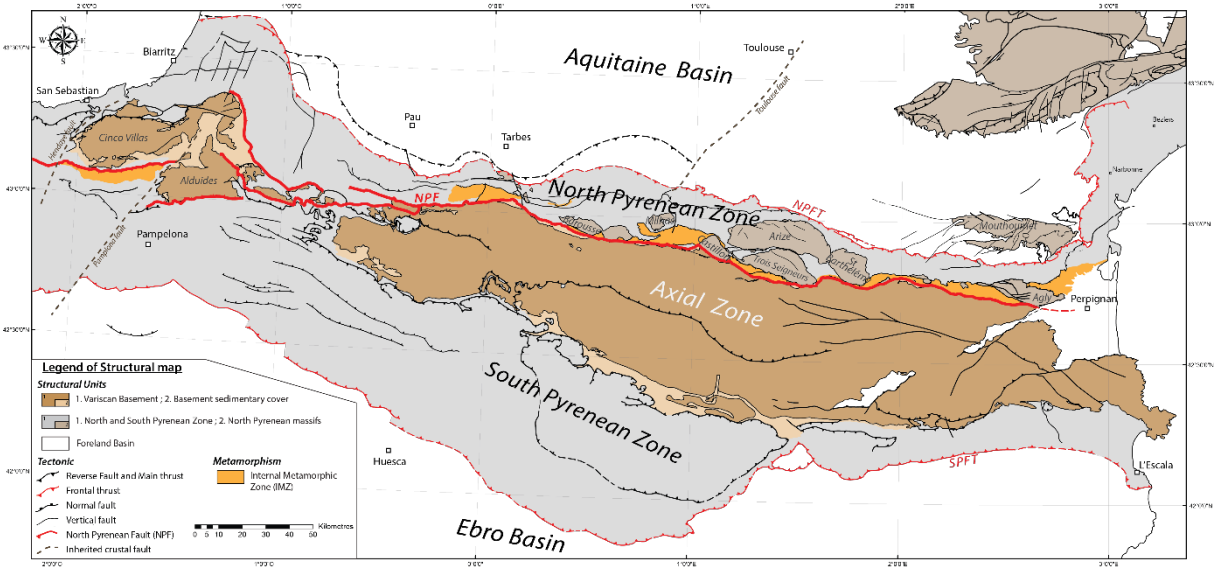


*Figure I-47 : Carte simplifié des Pyrénées. La ZIM, en orange, est séparée de la ZA ainsi que des Massifs Basques (en marron) par la FNP et ses éventuels prolongements (en rouge) dans la partie occidentale.*

La Faille de Leitza semble se limiter à la partie occidentale de la chaîne. Dans sa partie orientale elle est limitée par le Linéament ou Faille de Pampelune (Figure I-47). Cet accident transverse NE-SW correspondant à une faille crutale marquée par la présence de nombreux diapirs de sel qui forment une discontinuité paléogéographique régionalement reconnue (Capote, 1983; Feuillée and Rat, 1971; Rat, 1988; Martinez-Torez, 1989, Turner, 1996, Larrasoaña et al., 2003b). Dans l'hypothèse où la Faille de Leitza correspondrait à l'équivalent latéral de la FNP, le Massif du Cinco Villas correspondrait à un Massif Nord-Pyrénéen, qui appartiendrait donc à la plaque européenne, tandis que le Massif des Alduides correspondrait au prolongement de la ZA et appartiendrait à la plaque ibérique.

Comme vu précédemment dans la partie *I.3.2.2*, l'extension dans le Bassin de Mauléon situé au nord du Massif de Labourd-Ursuya est caractérisé par le développement d'un ou plusieurs détachements permettant l'hyper-amincissement et l'exhumation du manteau (Jammes et al., 2009 ; Masini et al., 2014). Dans cette hypothèse, si ce détachement localisé en bordure du Massif de Labourd-Ursuya est situé au sud de la zone hyper-amincie (Figure I-48), alors les Massifs de Laourd-Ursuay et Basques correspondraient donc au prolongement de la ZA et donc à la plaque ibérique.

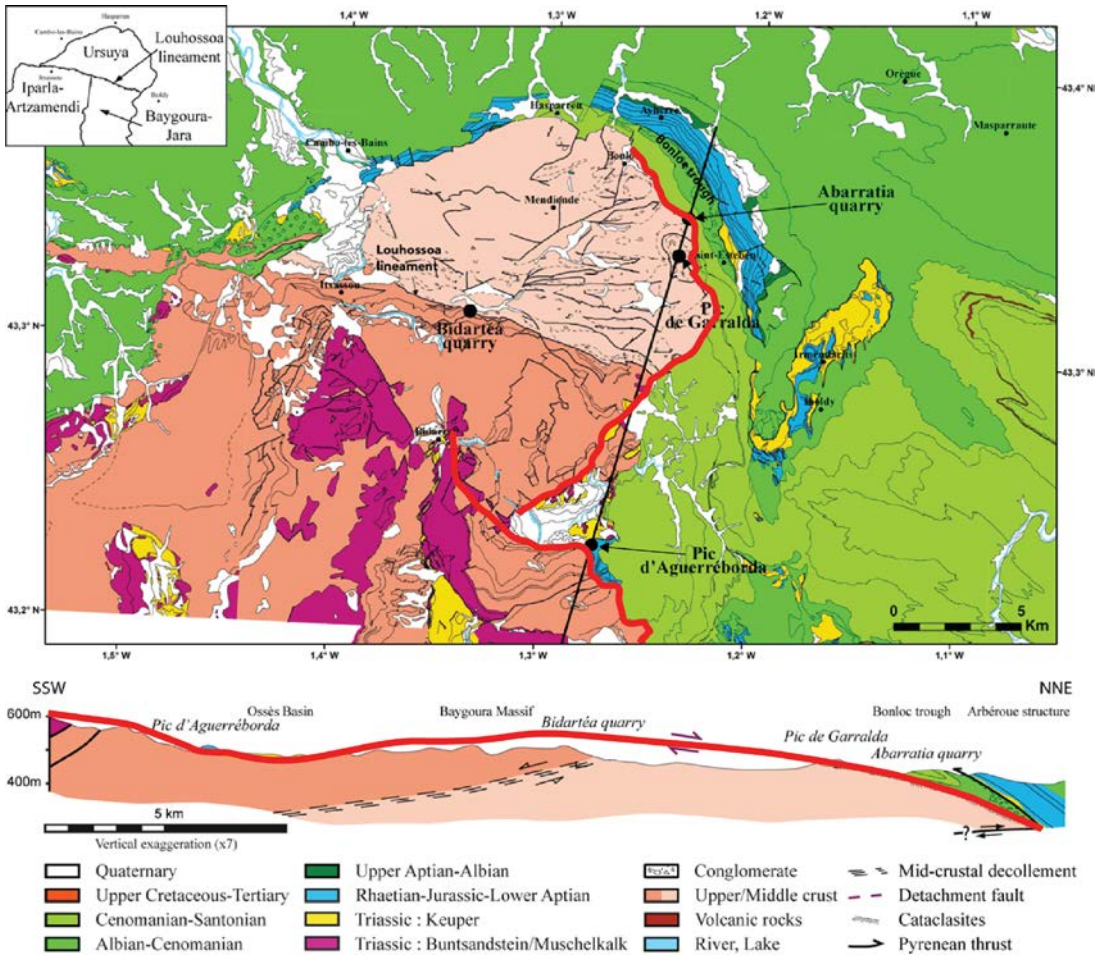


*Figure I-48 : Carte et coupe géologique de la région du Bassin de Mauléon et du massif Labourd-Ursuya, d'après Jammes et al. (2009). Le détachement localisé sur la bordure du massif de Labourd-Ursuya a été indiqué par un tracé rouge.*

Le tracé de la FNP dans la partie occidentale ne correspond donc pas à un tracé unique, comme dans la partie centrale et la partie orientale, mais à une multitude d'accidents dont les directions sont généralement parallèles. Le secteur de Tarascon-sur-Ariège dans la partie centrale de la chaîne correspond également à cette configuration, où la FNP n'est pas continue et montre des relais.

En considérant l'hypothèse que la phase d'extension dans les Pyrénées correspond à un rift transtensif avec une ouverture orthogonale entrainant la formation d'un domaine hyper-aminci et l'exhumation du manteau, la partie occidentale des Pyrénées semble donc correspondre à une zone ou l'extension est relativement plus diffuse avec l'ouverture des Bassins Basque-Cantabre, du Mauléon et de Parentis ainsi que la formation du Golfe de Gascogne (Figure I-29). Ces structures héritées (Roca et al., 2011 ; Jammes et al., 2009 ; Tugend et al., 2014) ont donc probablement favorisé la présence de cette multitude d'accidents et non à un unique tracé correspondant à la FNP lors de la compression pyrénéenne.

### I.4.3 Rôle de la FNP durant l'orogenèse pyrénéenne, est-elle une limite entre deux plaques lithosphériques ?

Deux modèles principaux sont généralement proposés concernant la phase d'extension Crétacé (voir partie *I.3.2.2*), notamment le modèle en décrochement où la FNP est considérée comme un accident crustal hérité de l'Orogène Varisque et jouant le rôle de faille transformante qui acommode le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe (Le Pichon et al., 1970 ; Choukroune et al., 1973a, 1974 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Peybernès et Souquet, 1984 ; Choukroune, 1992). Dans ce modèle, la FNP correspond à la fois à une suture entre les deux plaques lithosphériques et à une faille majeure bordière des bassins en pull appart (Daignères et al., 1982, 1989; Souriau and Sylvander 2004). L'autre modèle plus récent, mis en avant par le renouveau des travaux sur l'extension pré-orogénique, propose que le mouvement entre les plaque Ibérie et Europe est accommodé dans une zone d'extension continentale large et diffuse associée à la formation de bassins transtensifs dont les axes cartographiques sont est-ouest (Jammes et al., 2009, 2010c; Tugend et al., 2014). Dans ces modèles, le rifting crétacé est donc distribué sur une très large zone avec de nombreux bassins séparés par des blocs du socle Varisque et sans attendre d'océanisation s.s. pendant l'extension. Ces bassins sont par la suite inversés durant la compression et correspondent actuellement à la ZNP.

Récemment, Canérot (2016) met en exergue les problèmes liés à la présence de la FNP, l'interprétation des différents modèles et indique que l'Ibérie ne correspond pas à une plaque lithosphérique individualisée mais plutôt à une partie instable de la plaque Europe affectée par un épisode de rifting avorté. L'hypothèse de la FNP présentée comme une faille transformante implique nécessairement que l'Ibérie soit une plaque indépendante. Cependant, pour cet auteur, les arguments paléogéographiques montrent que les bassins mésozoïques ne montrent pas de grands décalages et de déplacements de la distibution des paléoenvironnements, de part et d'autre de la trace de cette structure ce qui ne plaide pas en faveur de l'activité d'une faille transformante majeure. De plus, l'ouverture du Golfe de Gascogne ne semble aucunement liée au jeu d'un décrochement majeur le long de la FNP (Canérot, 2008) dont le tracé reste limité aux parties occidentale et orientale de la chaîne, mais serait accommodé au travers d'une une large zone de déformation entre la partie nord-est du Massif Central et le sud-ouest de la Meseta espagnole (Canérot, 2016). En considérant le modèle du rift transtensif, les Pyrénées correspondent à l'accrétion de deux marges hyper-amincies sans formation de croûte océanique. Dans ce cas, l'Ibérie ne correspond pas une plaque individualisée (jamais séparée de l'Europe par de la croûte océanique), mais correspond à une partie de la plaque européenne dont les

Pyrénées constituent une zone « instable » marquée par un domaine hyper-aminci et du manteau exhumé correspondant donc à un rift large avorté.

## I.5. Problématique et démarche de travail

### I.5.1 Problématique liée au chantier pyrénéen

Eu égard à la présence de la ZIM et de la Faille Nord Pyrénéenne qui la limite au sud, la Zone Nord Pyrénéenne se présente comme une portion de la croûte continentale localisant la déformation durant l'histoire tectonique de l'extension puis de la collision. Elle résulte donc d'une histoire tectonique complexe et présentent de nombreux témoins de phases de déformation superposées. Jusqu'à présent, les reconstructions géodynamiques des mouvements Ibérie/Europe proposées montrent des modèles très contrastés et induisant notamment des directions et quantités d'extension variées entre les marges nord Ibérique et sud Europe. Ces quantités peuvent varier d'une valeur négligeable à plusieurs centaines de km pour les modèles extrêmes impliquant la subduction de croûte océanique. D'autre part, en se plaçant dans le cas du modèle de croûte continentale hyper-amincie au Crétacé, comme décrit ci-dessus, la trace des très larges bassins extensifs albiens, formant un bassin unique au Cénomanien, est bien préservée, malgré un raccourcissement important durant le Cénozoïque. Dans ce contexte, la ZIM constituerait les reliques de bassins métamorphisés par la combinaison de (i) la remontée rapide du manteau sous des détachements et (ii) l'effet de « couverture » thermique lié au dépôt des Flysch Noirs albiens et des flyschs cénomaniens, plus méridionaux, dont la largeur n'excède pas aujourd'hui plus de 5km, ce qui implique des quantités de raccourcissement très élevées où un déplacement important, dans cette partie de la chaîne, dont il ne reste pus que les vestiges. Cependant, les études géophysiques d'imagerie par tomographie sismique des Pyrénées ne semblent pas montrer de trace de subduction océanique à l'aplomb de la chaîne, mais seulement un sous-chariage crustal. Ainsi, la Zone Nord Pyrénéenne constitue une région clé à étudier, pour contraindre les mouvements relatifs entre l'Ibérie et l'Eurasie, ainsi que les modalités de deformation pendant l'inversion des bassins extensifs. Il également important de quantifier les mouvements verticaux différentiels entre les unités héritées des marges des blocs continentaux, à l'intérieur de la chaîne, le long d'accidents majeurs comme la FNP dont le rôle et le tracé pendant l'orogenèse pyrénéenne sont encore largement discutés.

### I.5.2 Objectifs de travail

La question principale de ce travail de thèse porte sur l'interaction de la ZIM avec l'ensemble de la ZNP et de la Chaîne Pyrénéenne :

- Quel est le rôle de la Zone Interne Métamorphique, et en particulier des marbres qui la constituent, dans l'accommodation du raccourcissement crustal des Pyrénées pendant la collision alpine.

D'autres questions découlent de cette grande problématique :

- Quelle est l'extension et la répartition précise du métamorphisme à travers la ZIM ?
- Quelle est l'origine de la répartition des ce métamorphisme ?
- Quelles sont les directions et la quantité d'extension ?
- Comment se comportent les Massifs Nord-Pyrénéens pendant la phase de raccourcissement et quel est leur timing d'exhumation/basculement ?
- Quelles sont les quantités de raccourcissement dans le domaine nord-pyrénéen durant la convergence Ibérie/Europe ?
- Quel est le comportement de la Faille nord-pyrénéenne ?

Pour répondre à ces questions de premier ordre, les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse visent à contraindre le rôle de la Zone Interne Métamorphique, et en particulier des marbres qui la constituent, dans l'accommodation du raccourcissement crustal des Pyrénées pendant la collision Alpine.

L'étude se focalisera ainsi plus particulièrement sur :

- La géométrie d'échelle cartographique des contacts géologiques entre les unités constituant la ZIM et le reste de la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) dans son ensemble,
- L'estimation des températures maximum par spectrométrie Raman du métamorphisme qui a affecté la ZIM durant l'épisode d'extension
- La structure interne des marbres de la ZIM à partir de laquelle l'orientation des axes principaux de la déformation finie pourra être déduite,
- L'analyse des mouvements localisés le long des structures et contacts tectoniques principaux (étude cinématique et thermo-barométrie),
- Le comportement des marbres pendant la compression et leur rôle dans le partitionnement de la déformation,
- L'estimation de la quantité moyenne de déformation accommodée par la ZNP et ses éventuelles variations latérales.

## I.6 Références bibliographiques du chapitre

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978a. Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 327–332.

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978b. Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes 39 Ar- 40 Ar et 87 Rb- 87 Sr. Ses relations avec les péridotites associées. Bull. Société Géologique Fr. S7–XX, 681–687. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.681

Alibert, C., 1985. A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). Earth Planet. Sci. Lett. 73, 81–90. doi:10.1016/0012-821X(85)90036-6

Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie. Conférence faite á Bruxelles, le 10 août 1922. Presented at the Congrès géologique international (XIIIe session)- Belgique 1922, pp. 171–372.

Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. GSA Bull. 88, 1305–1320. doi:10.1130/0016-7606(1977)88<1305:LPSFIS>2.0.CO;2

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics 25, 139–171. doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1

Autran, A., 1966. Le cycle hercynien dans les pyrénées. Réflexions géologiques finales., in: Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées. pp. 679–702.

Azambre, B., Ravier, J., Thiebaut, J., 1971. A propos du phénomène de dipyrisation des roches éruptives d'âge secondaire des Pyrénées. C R Acad Sci Ser 272, 2137–2139.

Azambre, B., Rossy, M., 1976. Le magmatisme alcalin d'age cretace, dans les Pyrenees occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le metamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. Geol. Fr. S7–XVIII, 1725–1728. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725

Azambre, B., Rossy, M., Albarede, 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 dolerites triasiques (ophites) des Pyrenees; donnees nouvelles fournies par les sondages petroliers en Aquitaine. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXIII, 263–269. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXIII.3.263

Azambre, B., Rossy, M., Lago, M., 1987. Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéiitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. Bull. Minéralogie 110, 379–396.

Baby, P. [b1] (analytic), Crouzet, G. (analytic), Specht, M. (analytic), Deramond, J. (analytic), Bilotte, M. (analytic), Debraos, E.J. (analytic), 1988. Rôle des paléostructures Albo-Cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-Pyrénéens (French). Role Albo-Cenomanian Paleostructures Geom. North-Pyrenean Front. Thrusts Engl. 306, 307–313.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l'orogénie 341, 174–201. doi:10.1016/j.crte.2008.11.009

Banks, C.J., Warburton, J., 1991. Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. Tectonophysics, Deformation and Plate Tectonics 191, 275–289. doi:10.1016/0040-1951(91)90062-W

Barbey, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., 2001. The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 129–136. doi:10.1016/S1251-8050(00)01506-8

Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Maus, S., 2016. Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. Tectonics 35, 2015TC004019. doi:10.1002/2015TC004019

Barnolas, A., Chiron, J.-C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1: Introduction. Géophysique. Cycle hercynien, BRGM–ITGE. ed.

Barruol, G., Souriau, A., Vauchez, A., Diaz, J., Gallart Muset, J., Tubia, J., Cuevas, J., 1998. Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting.

Bayer, B., De Cabissole, B., Casas, B., Corpel, J., Debeglia, N., 1996. Anomalie de Bouguer des Pyrénées. Dans Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, éditeurs Barnolas A. & Chiron J.C., BRGM-ITGE, Orléans, 1, 38-41.

Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., Metcalf, J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. Basin Res. 23, 309–331. doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 8121–8145. doi:10.1029/1999JB900390

Berger, G.M., Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marchal, J.-P., Vautrelle C., 1993. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Rivesaltes (1090), 119 pp., BRGM, Orléans.

Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Bernus-Maury, C., 1984. Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées (French). Paris 6.

Bertrand, L., 1940. Sur la structure geologique du versant nord des Pyrenees. Bull. Serv. Carte Geol. Fr. 204.

Bessière, G., 1987. Modèle d'évolution polyorogénique d'un massif hercynien: le Massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

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, 885–871.

Béziat, D., Joron, J.L., Monchoux, P., Treuil, M., Walgenwitz, F., 1991. Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). Chem. Geol. 89, 243–262. doi:10.1016/0009-2541(91)90019-N

Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. Pet. Geosci. 12, 247–273. doi:10.1144/1354-079305-674

Bixel, F., 1984. Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Université Paul Sabatier (Toulouse), Toulouse, France.

Blés, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. Tectonophysics 169, 79–111. doi:10.1016/0040-1951(89)90185-6

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 Miner. 110, 345–358.

Boillot, G., 1986. Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 243–255. doi:10.1016/0040-1951(86)90254-4

Boillot, G., 1984. Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. Geol. Mag. 121, 407–412.

Boillot, G., Capdevila, R., 1977. The Pyrenees: Subduction and collision? Earth Planet. Sci. Lett. 35, 151–160. doi:10.1016/0012-821X(77)90038-3

Boillot, G., Capdevila, R., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M., Lepretre, J.-P., 1973. La zone nord-pyreneenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. Elongation North. Pyrenees Zone Cont. Margin North. Spain Its Struct. Significance 277, 2629–2632.

Bosch, G., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., Monié, P., 2016. Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 246–256. doi:10.1016/j.crte.2016.01.001

Boulvais, P., 2016. Fluid generation in the Boucheville Basin as a consequence of the North Pyrenean metamorphism. Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 301–311. doi:10.1016/j.crte.2015.06.013

Boulvais, P., Parseval, P. de, D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. Mineral. Petrol. 88, 499–526. doi:10.1007/s00710-006-0124-x

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. doi:10.1016/j.lithos.2006.05.001

Bourrouilh, R., Richert, J.-P., Zolnai, G., 1995. The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: Evolution and Hydrocarbons. AAPG Bull. 79, 831–853.

Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J.-F., 2016. Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc–chlorite deposit. Int. J. Earth Sci. 105, 747–770. doi:10.1007/s00531-015-1223-x

Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., Munschy, M., 2011. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. Nat. Geosci. 4, 549–553. doi:10.1038/ngeo1201

Brunet, M.-F., 1997. Subsidence along the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile. Mém. Société Géologique Fr. 171, 167–176.

Brunet, M.-F., 1991. Subsidence et geodynamique du bassin d'aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'atlantique. Paris 6.

Brunet, M.F., 1986. The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 343–354. doi:10.1016/0040-1951(86)90260-X

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994a. Syn- to post-thickening extension : mode and consequences. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 319, 1019–1032.

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994b. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe : Modes and structural consequences, in: Géologie de La France. Presented at the L'extension syn-a-post-épaississement de la chaîne varisque en Europe occidentale : Modalités et conséquences (French), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, pp. 33–51.

Cabal, J., Fernàndez, M., 1995. Heat flow and regional uplift at the north-eastern border of the Ebro basin, NE Spain. Geophys. J. Int. 121, 393–403. doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb05720.x

Cabrera, L., Roca, E., Santanach, P., 1988. Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). J. Geol. Soc. 145, 261–268. doi:10.1144/gsjgs.145.2.0261

Calvet, M., Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 296, 147–166. doi:10.1144/SP296.10

Canérot, J., 2016. The Iberian Plate: myth or reality? Bol. Geológico Min. 127, 563–574.

Canérot, J., 2008. Les Pyrénées: histoire géologique et itinéraires de découvertes, Atlantica-BRGM éditions. ed.

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y., 2004. Nouvelle interprétation structurale de la « faille Nord- Pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. Comptes Rendus Geosci. 336, 135–142. doi:10.1016/j.crte.2003.11.004

Capote, R., 1983. La fracturacion subsecuente a la orogenia hercinica. Geol. Esp., Inst. Geol. Min. España, Madrid Tomo II, 17–25.

Carey, S.W., 1958. A tectonic approach to continental drift, in Symposium on Continental Drift, edited by P. M. S. Blackett et al., pp. 177–355, R. Soc., London.

Casas, A., Kearey, P., Rivero, L., Adam, C.R., 1997. Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 150, 65–78. doi:10.1016/S0012-821X(97)00087-3

Castañares, L.M., Robles, S., Bravo, J.C.V., 1997. Distribucion estratigrafica de los episodios volcanicos submarinos del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia). Geogaceta 22, 43–46.

Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D., Bravo, J.C.V., 2001. The Submarine Volcanic System of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain): Stratigraphic Framework, Facies, and Sequences. J. Sediment. Res. 71, 318–333. doi:10.1306/080700710318

Casteras, M., 1974. Les Pyrénées In: Debelmas J. - Géologie de la France. Doin Éd Paris V. 2, 296–345.

Castéras, M., 1952. Esquisse structurale du versant nord des Pyrénées. C R 19e Sess Congr Géol Int Alger XIV, 165–180.

Castéras, M., 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. Librairie polytechnique, C. Béranger.

Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Poujol, M., Ringenbach, J.C., Ballard, J.F., 2015. Tectonics, tectonophysics: New sedimentological, structural and paleo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.11.008

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., 2015. The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. Geophys. J. Int. 200, 1094–1105. doi:10.1093/gji/ggu400

Chevrot, S., Villasenor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougoulat, G., Delmas, P., Blanquat, M., Diaz, J., Gallart, J., Grimaud, F., Lagabrielle, Y., Manatschal, G., Mocquet, A., Pauchet, H., Paul, A., Pequegnat, C., Quillard, O., Roussel, S., Ruiz, M., Wolyniec, D., 2014. High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 6399–6420. doi:10.1002/2014JB010953

Choukroune, P., 1992. Tectonic Evolution of the Pyrenees. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 20, 143–158. doi:10.1146/annurev.ea.20.050192.001043

Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. Société géologique de France, Paris.

Choukroune, P., 1976. Strain patterns in the Pyrenean Chain. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 283, 271–280.

Choukroune, P., 1974. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale (Thèse de doctorat). Université des sciences et techniques de Montpellier 2, France.

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 Sci Paris 277, 2621–2624.

Choukroune, P., 1972. Relations entre tectonique et metamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyreneenne centrale et orientale. Relatsh. Tecton. Metamorph. Mesoz. Terrains Cent. Orient. North Pyr 14, 3–11.

Choukroune, P., 1970. Contribution a l'etude structurale de la zone metamorphique nord-pyreneenne; tectonique et metamorphisme des formations secondaires de la foret de Boucheville (P.-O.); feuille au 1/50 000 Saint-Paul-de-Fenouillet. Struct. Metamorp 4, 49–63.

Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39.

Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, J.-C., 1973a. Bay of Biscay and Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 18, 109–118. doi:10.1016/0012-821X(73)90041-1

Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrenees: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. Plate Tecton. Pyrenees Action North. Pyrenean Transform Fault Comp. 20, 689–700.

Choukroune, P., Pinet, B., Roure, F., Cazes, M., 1990a. Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrenees and Biscay lines. Bull. Soc. Geol. Fr. 6, 313–320.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., Daignieres, M., Deramond, J., Grasso, J.R., Hirn, A., Marthelot, J.-M., Mattauer, M., Seguret, M., Damotte, B., Cazes, M., Torreilles, G., Villien, A., Mediavilla, F., Vauthier, A., Banda, E., Fontbote, J.M., Gallart, J., Santanach, P., Surinach, E., Barnolas, A., Del Valle, J., Plata, J.L., Berastegui, X., Munoz, J.A., Puigdefabregas, C., Lopez-Arroyo, A., Rivero, M., Arrieta, A., Camara, P., Garrido, A., Martinez, J., 1990b. Main results of the ECORS Pyrenees profile. Tectonophysics 173, 411–423.

Choukroune, P., Séguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées.

Choukroune, P., Seguret, M., Galdeano, A., 1973b. Caracteristiques et evolution structurale des Pyrenees; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques. Bull. Société Géologique Fr. S7–XV, 600–611. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.600

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). Université Bordeaux Montaigne, France.

Clavières, V., 1990. Muscovitisation et feldspathisation hydrothermales dans le massif granitique de Millas (Pyrénées orientales): géométrie, géochimie, modélisation (Thèse de doctorat). Université de Paris VI, Paris, France.

Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de St Blanquat, M., 2013. Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. Int. J. Earth Sci. 103, 141–163. doi:10.1007/s00531-013-0927-z

Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics 33, 2013TC003471. doi:10.1002/2013TC003471

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Ringenbach, J.-C., Vauchez, A., Nalpas, T., Bousquet, R., Ballard, J.-F., Lahfid, A., Fourcade, S., 2016. Basement – Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. Tectonophysics 686, 82–97. doi:10.1016/j.tecto.2016.07.022

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., de Saint Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 183, 443–459.

Clerc, C., Lahfid, A., Monie, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6, 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015

Clin, M., Delfaud, J., Gottis, M., Muller, J., Roger, P., 1967. Contribution à la géologie du massif de la Forêt des Arbailles (Pyrénées occidentales). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 265, pp. 181-183).

Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M., Laumonier, B., 2005. U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). Bull. Société Géologique Fr. 176, 269–282. doi:10.2113/176.3.269

Cohen-Julien, M., Quenardel, J.M., Lerouge, G., Lorenz, J., Macaire, J.J., Freytet, P., Maget, P., Debrand-Passard, S., 1998. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Argenton-sur-Creuse (593), 168 pp., BRGM, Orléans.

Combes, P.-J., Peybernès, B., Leyreloup, A.F., 1998. Altérites et bauxites, témoins des marges européenne et ibérique des Pyrénées occidentales au Jurassique supérieur — Crétacé inférieur, à l'ouest de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques, France). Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 327, 271–278. doi:10.1016/S1251-8050(98)80085-2

Conquéré, F., 1971. La lherzolite à amphibole du gisement de Caussou (Ariège, France). Contrib. Mineral. Petrol. 30, 296–313. doi:10.1007/BF00404725

Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints. Basin Res. 22, 904–917. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x

Costa, S., Maluski, H., 1988. Use of the 40Ar- 39Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthe´le´my massif (Northern Pyrenees, France). Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect. 72, 127–144. doi:10.1016/0168-9622(88)90061-9

Curnelle, R., 1983. Evolution structuro-sedimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Struct.-Sediment. Evol. Triassic Low. Liassic Aquitaine 7, 69–99.

Curnelle, R., Dubois, P., Seguin, J.C., 1980. Le bassin d'Aquitaine: Substratum anté-Tertiaire et bordures mésozoïques. In: Durand-Delga, M. (ed.) La chaîne des Pyrénées et son avant-pays Aquitano-languedocien. Bulletin des Centres de Recherches Exploration–Production Elf-Aquitaine, Mémoire, 3, 47–58.

Curnelle, R., Dubois, P., Seguin, J.C., Whitaker, D., Matthews, D.H., Roberts, D.G., Kent, P., Laughton, A.S., Kholief, M.M., 1982. The Mesozoic-Tertiary Evolution of the Aquitaine Basin. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 63.

Daignieres, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E., Torne, M., 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the Ecors Pyrenees Line. Tectonics 8, 1051–1058. doi:10.1029/TC008i005p01051

Daignieres, M., Gallart, J., Banda, E., Hirn, A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. Earth Planet. Sci. Lett. 57, 88–100. doi:10.1016/0012-821X(82)90175-3

Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., ECORS Team, 1994. The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile, in: Hydrocarbon and Petroleum Geology of France. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 199–208. doi:10.1007/978-3-642-78849-9_15

Dauteuil, O., Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute-temperature a l'origine du metamorphisme cretace nord-pyreneen. Circ. High-Temp. Fluids Orig. North Pyrenean Cretac. Metamorph. 3, 237–250.

Davy, P., Choukroune, P., Suzanne, P., 1990. Hypotheses mecaniques de deformation de la lithosphere appliquees a la formation des Pyrenees. Mech. Hypotheses Lithosphere Deform. Appl. Form. Pyrenees 6, 219–228.

De Cabissole, B., 1990. Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS [WWW Document]. URL http://lara.inist.fr/handle/2332/2007 (accessed 5.1.17).

de Saint Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., 2015. Tectonics, tectonophysics: Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.12.003

de Saint 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, International IGCP Conference Project 233 177, 245–262. doi:10.1016/0040-1951(90)90284-F

De Sitter, L.U., 1956. Structural Geology, McGraw-Hill. ed. New-York.

De Sitter, L.U., 1953. La faille nord-pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute-Garonne. Leid. Geol. Med., XLVIII, 287-291.

Debat, P., 1969. Tectonique tertiaire dans les formations metamorphiques des vallees de Gavarnie et d'Heas (Hautes-Pyrenees). Tert. Tecton. Metamorph. Form. Gavarnie Heas Val. Hautes-Pyrenees 2, 31–33.

Debrand-Passard, S., Gros, Y., 1980. Fracturation de la Champagne berrichonne. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXII, 647–653. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.647

Debroas, E.J., 1990. Le flysch noir albo-cenomanien temoin de la structuration albienne a senonienne de la Zone nord-pyreneenne en Bigorre (Hautes-Pyrenees, France). Bull. Société Géologique Fr. 6, 273–285.

Debroas, E.J., 1987. Le flysch a fucoides d'Uchentein temoin d'un escarpement turono-senonien inferieur de la paleofaille nord-pyreneenne, Pyrenees centrales, France. Fucoidal Flysch Uchentein Indic. Turonian-Low. Senonian Escarpm. Of 3, 77–93.

Debroas, E.J., 1978. Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien superieur au Senonien inferieur (zone interne metamorphique des Pyrenees navarro-languedociennes). Evol. Up. Albian Low. Senonian Slaty Flysch Trench Intern. Metamorp 20, 639–648.

Debroas, E.-J., 1976. Les flyschs crétacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonnais et de la région d'Arbas (Ariège- Haute-Garonne). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Debroas, E.-J., Azambre, B., 2012. Des brèches aux lherzolites : la mise en place des lherzolites dans les fossés du Flysch noir albo-cénomanien de la Ballongue et d'Aulus (Zone nord-pyrénéenne, Ariège). Livret-Guide L'excursion AGSO 9 10 Juin 2012 120 p.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1976. Sédimentogenese et position structurale des flyschs crétaces du versant nord des Pyrénées centrales. Sediment. Genes. Struct. Position Cretac. Flysch North. Slope Cent. Pyrenees 305–320.

DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J.A., Iriarte, E., Mendia, M., 2017. Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (NSpain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone

(Urdach and Lherz). Geochem. Geophys. Geosystems n/a-n/a. doi:10.1002/2016GC006690

Delvolve, J.-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. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 316, 959–966.

Delvolve, J.-J., Vachard, D., Souquet, P., 1998. Stratigraphic record of thrust propagation, carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). Geol. Rundsch. 87, 363–372.

Demant, A., Morata, D., 1996. Les dolerites tholeiitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France); petrologie, geochimie et cadre geodynamique. Bull. Société Géologique Fr. 167, 321–333.

Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., Gleizes, G., 2009. Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. Bull. Société Géologique Fr. 180, 209–216. doi:10.2113/gssgfbull.180.3.209

Denèle, Y., Paquette, J.-L., Olivier, P., Barbey, P., 2012. Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country). Terra Nova 24, 105–113. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01043.x

Déramond, J., Baby, P., Specht, M., Crouzet, G., 1990. Geometrie des chevauchements dans la zone nord-pyreneenne ariegeoise precisee par le profil ECORS. Bull. Société Géologique Fr. VI, 287–294. doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.287

Déramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P., Crouzet, G., 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 301, 1213–1216.

Déramond, J., Souquet, P., Fondecave-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) (English). Geol Soc - Spec Publ 193–219.

Dercourt, J., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., British Petroleum Company, 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps.

Desegaulx, P., Brunet, M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. Bull. Société Géologique Fr. VI, 295–306. doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.295

Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. Tectonophysics, Paleomagnetic Constraints on Crustal Motions 182, 211–225. doi:10.1016/0040-1951(90)90164-4

Dinares-Turell, J., Garcia-Senz, J., 2000. Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. J. Geophys. Res. 105, 19405–19418.

Ducasse, L., 1988. Géotraverse 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 intracontinentale (Thèse de doctorat). Université Aix-Marseille 3, Marseille.

ECORS Pyrenees team, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. Nature 331, 508–511. doi:10.1038/331508a0

Erdős, Z., van der Beek, P., Huismans, R.S., 2014. Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: A case study from the Central Pyrenees. Tectonics 33, 2013TC003481. doi:10.1002/2013TC003481

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. 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. J. Petrol. Special_Volume, 55–76. doi:10.1093/petrology/Special_Volume.2.55

Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., de St Blanquat, M., Remy, P., 2014. In situ LA-ICP-MS U-Pb titanite dating of Na-Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. Int. J. Earth Sci. 103, 667–682. doi:10.1007/s00531-013-0978-1

Feuillée, P., Rat, P., 1971. Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. In : Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Publications Institut français du Pétrole. Colloques et séminaires n° 22, t. 2.

Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2012. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. Basin Res. 24, 401–417. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x

Fillon, C., Gautheron, C., Beek, P. van der, 2013. Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. J. Geol. Soc. 170, 67–77. doi:10.1144/jgs2012-051

Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. Basin Res. 24, 418–436. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. Earth Planet. Sci. Lett. 173, 157–170. doi:10.1016/S0012-821X(99)00225-3

Floquet, M., Mathey, B., 1984. Evolution sedimentologique, paleogeographique et structurale des marges iberique et europeenne dans les regions basco-cantabrique et nord-iberique au Cretace moyen et superieur. Sedimentol. Paleogeographical Struct. Evol. 3, 129–136.

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. J. Geol. Soc. 173, 419–437. doi:10.1144/jgs2015-129

Fréchengues, M., 1993. Stratigraphie séquentielle et micropaléontologie du Trias moyen-supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. Toulouse 3.

Galdeano, A., Moreau, M.G., Pozzi, J.P., Berthou, P.Y., Malod, J.A., 1989. New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. Earth Planet. Sci. Lett. 92, 95–106. doi:10.1016/0012-821X(89)90024-1

García Senz, J., 2002. Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión. Universitat de Barcelona.

Garrido-Megias, A., Rios Aragues, L.M. (super a), 1972. Sintesis geologica del Secundario y Terciario entre los rios Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lerida). Summ. Mesoz. Tert. Geol. Cinca Segre Rivers Souther 83, 1–47.

Garwin, L.J., 1985. Fission track dating and tectonics in the Eastern Pyrenees (Ph.D.). University of Cambridge.

Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. Basin Res. 19, 323–334. doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x

Gisbert, J., 1983. El Permico de los Pirineos espanoles. Dans: Martinez-Diaz - Carbonifero y Permico de Espana. IGME II, 405–420.

Gisbert, J., 1981. Estudio geologicoTpetrologico del EstefanienseTPermico de la Sierra del Cadi (Pirineo de Lerida). Diagenesis y sedimentologia. (Tesis Doct.).

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. doi:10.1016/0040-1951(86)90256-8

Golberg, J.-M., 1987. Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées : relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. Montpellier 2.

Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contrib. Mineral. Petrol. 104, 194–207. doi:10.1007/BF00306443

Golberg, J.M., Maluski, H., 1988. Donnees nouvelles et mise au point sur l'age du metamorphisme pyreneen. New Data Discuss. Age Pyrenean Metamorph. 306, 429–435.

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 Planet. Sci. Lett. 273, 80–93. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016

Gong, Z., van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.J., 2009. Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. Earth Planet. Sci. Lett. 284, 292–301. doi:10.1016/j.epsl.2009.04.039

Goujou, J.C., Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1988. Réactions de décarbonations dans les roches calcareo-pélitiques de la Ballongue (Zone Nord-Pyrénéenne). 1. Formation de biotite et de plagioclase. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Serie II, p.39-44.

Grandjean, G., 1994. Etude des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales.

Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite. Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect., Calibration of the Phanerozoic Time Scale 59, 237–253. doi:10.1016/0168-9622(86)90074-6

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., Zeyen, H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology

in the Eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 278, 208–218. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.004

Hall, C.A., Bennett, V.C., 1979. Significance of lherzolite at the Etang de Lherz, central Pyrenees, southern France. Earth Planet. Sci. Lett. 45, 349–354. doi:10.1016/0012-821X(79)90135-3

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Sci. Rev. 102, 121–158. doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002

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 (super 40) Ar-(super 39) Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). Tectonophysics 296, 103–123.

Hogan, P.J., Burbank, D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. In: Friend, P., Dabrio, C. (Eds.), Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics 6. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 153–160.

Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. Earth Planet. Sci. Lett. 288, 421–433. doi:10.1016/j.epsl.2009.10.002

Jammes, S., Lavier, L., Manatschal, G., 2010a. Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. Geochem. Geophys. Geosystems, 2010a 11, Q10016. doi:10.1029/2010GC003218

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., 2010b. Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The example of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). AAPG Bull., 2010b 94, 957–975. doi:10.1306/12090909116

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. Tectonics 28, TC4012. doi:10.1029/2008TC002406

Jammes, S., Tiberi, C., Manatschal, G., 2010c. 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. Tectonophysics, 2010c 489, 210–226. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.023

Johnson, J.A., Hall, C.A., 1989. The structural and sedimentary evolution of the Cretaceous North Pyrenean Basin, southern France. GSA Bull. 101, 231–247. doi:10.1130/0016-7606(1989)101<0231:TSASEO>2.3.CO;2

Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). Tectonics 26, TC5007. doi:10.1029/2006TC002080

Juez-Larré, J., Andriessen, P.A.M., 2002. Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. Tectonophysics, Low Temperature Thermochronology: From Tectonics to Landscape Evolution 349, 113–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00049-5

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., Lahfid, A., 2016. Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: An example from the south Pyrenean thrust belt. Tectonics 35, 1280.

Lacan, P., 2008. Activité sismotectonique plio-quaternaire de l'ouest des Pyrénées. Pau.

Lacombe, O., Laurent, P., Rocher, M., 1996. Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord-pyrénéen. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 322, 229–235.

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. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2016. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 290–300. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29, TC4012. doi:10.1029/2009TC002588

Lamare, P., 1936. Recherches géologiques dans le Pyrénés basques d'Espagne. Mém. Société Géologique Fr. XII, 465 p.

Larrasoaña, J.C., Parés, J.M., del Valle, J., Millán, H., 2003. Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited: implications for the Iberian–Eurasian Mesozoic plate boundary. Tectonophysics, Paleomagnetism Applied to Tectonics. A tribute to Rob Van der Voo 362, 161–182. doi:10.1016/S0040-1951(02)00636-4

Larrasoana, J.C., Pares, J.M., Millan, H., del Valle, J., Pueyo, E.L., 2003. Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion; the Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). Tectonics 22. doi:10.1029/2002TC001446

Le Fur Balouet, S., 1985. Les séquences paléovolcaniques du domaine pyrénéen depuis le Stéphano-permien jusqu'au Crétacé : essai d'identification basé sur l'étude géochimique des éléments en traces (Thèse de 3e cycle). Université de Paris 6, Paris, France.

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 Académie Sci. Paris 271, 1941–1944.

Lefort, J.-P., 1973. La "zonale" Biscaye-Labrador: mise en évidence de cisaillements dextres antérieurs à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Mar. Geol. 14, 33–38. doi:10.1016/0025-3227(73)90009-1

Lerouge, G., 1984. Contributions à l'étude de la fracturation du NW du Massif Central et du sud du Bassin de Paris (France) = Fracturation studies of northwestern Massif Central and southern Paris Basin, France (Thèse de 3e cycle). Université d'Orléans, Orléans, France.

Lewis, C.J., Vergés, J., Marzo, M., 2000. High mountains in a zone of extended crust: Insights into the Neogene-Quaternary topographic development of northeastern Iberia. Tectonics 19, 86–102. doi:10.1029/1999TC900056

López-Blanco, M., Marzo, M., Burbank, D.W., Vergés, J., Roca, E., Anadón, P., Piña, J., 2000. Tectonic and climatic controls on the development of foreland fan deltas: Montserrat and Sant Llorenç del Munt systems (Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). Sediment. Geol., High-resolution sequence stratigraphy and sedimentology of syntectonic clastic wedges (SE Ebro Basin, NE Spain) 138, 17–39. doi:10.1016/S0037-0738(00)00142-1

Lopez-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. Cretac. Res. 30, 385–400. doi:10.1016/j.cretres.2008.08.001

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-Lizarra (Navarra, central northern Spain) and its regional and interregional correlation. Cretac. Res. 20, 369–402. doi:10.1006/cres.1999.0162

Macquet, M., Paul, A., Pedersen, H.A., Villasenor, A., Chevrot, S., Sylvander, M., Wolyniec, D., 2014. Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions: inversion for a 3-D Vs model in the presence of a very heterogeneous crust. Geophys. J. Int. 199, 402–415. doi:10.1093/gji/ggu270

Martinez Torres, L.M., 1989. El Manto de los Marmoles (Pirineo occidental): geologia estructural y evolucion geodinamica (Thesis). Universidad del Pais Vasco, Leioa.

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin; the example of the Arzacq-Mauleon rift system (western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. Geol. Rundsch. 103, 1569–1596. doi:10.1007/s00531-014-1023-8

Mathey, B., Floquet, M., Miguel Martînez-Torres, L., 1999. The Leiza palaeo-fault: Role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). Paléo-Fail. Leiza Rô Importance Dans Sédimentation Paléogéographie Pyrén. Basqu. Au Crétac. Supér. Esp. Fr. 328, 393–399. doi:10.1016/S1251-8050(99)80105-0

Mattauer, M., 1990. Une autre interpretation du profil ECORS Pyrenees. Bull. Société Géologique Fr. VI, 307–311. doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.307

Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la Chaîne des Pyrenées. Essent. Struct. Traits Pyrenees 10, 3–11.

Mattauer, M., 1964. Sur les schistosites d'age tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrenees. Comptes Rendus Hebd. Seances Acad. Sci. 259, 2891–2894.

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., Henry, J., 1974. Pyrénées. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts — Data for orogenic studies. A.M. Spencer. Earth-Sci. Rev. 11, 181–182.

Mattauer, M., Seguret, M., 1971. Les Relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne », in: Histoire structurale du golfe de Gascogne, Technip, Paris.

Mattauer, M., Seguret, M., 1966. Sur le style des deformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrenees. Style Tert. Deform. Hercynian Axial Zone Pyrenees 1, 10–13.

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. doi:10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x

Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics 196, 309–337. doi:10.1016/0040-1951(91)90328-P

Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics 126, 329–374. doi:10.1016/0040-1951(86)90237-4

Maurel, O., Brunel, M., Monie, P., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). Comptes Rendus Géoscience 334, 941–948.

Maurel, O., Moniè, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., Jolivet, M., 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an 40Ar/39Ar fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. Int. J. Earth Sci. 97, 565–584. doi:10.1007/s00531-007-0179-x

Maurel, O., Respaut, J.-P., Monie, P., Arnaud, N., Brunel, M., 2004. U-Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). Comptes Rendus Géoscience 336, 1091–1098.

McClay, K., Munoz, J.-A., Garcia-Senz, J., 2004. Extensional salt tectonics in a contractional orogen; a newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. Geol. Boulder 32, 737–740. doi:10.1130/G20565.1

McHone, J.G., Butler, J.R., 1984. Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. GSA Bull. 95, 757–765. doi:10.1130/0016-7606(1984)95<757:MIPONE>2.0.CO;2

Mendia, M.S., Gil Ibarguchi, J.I., 1991. High-grade metamorphic rocks and peridotites along the Leiza Fault (Western Pyrenees, Spain). Geol. Rundsch. 80, 93–107.

Meresse, F., 2010. Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental : évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des piémonts des Pyrénées centro-occidentales (phdthesis). Université de Montpellier 2.

Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.-A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. Earth Planet. Sci. Lett. 287, 488–503. doi:10.1016/j.epsl.2009.08.036

Minnigh, L.D., Calsteren, P.W.C. van, Tex, E. den, 1980. Quenching: An additional model for emplacement of the Iherzolite at Lers (French Pyrenees). Geology 8, 18–21. doi:10.1130/0091-7613(1980)8<18:QAAMFE>2.0.CO;2

Mirouse, R., 1980. Les Pyrénées In: Bulletin Centre Recherche Exploitation Production Elf Aquitaine. Mém V3 Chapitre 5 28–29.

Mirouse, R., Clin, M., Lucas, C., Bixel, F., Roger, P., Majesté-Menjoulas, C., 1983. Pyrénées: 500 millions d'années : itinéraires géologiques dans le parc national des Pyrénées. BRGM, Orléans.

Mirouse, R., France, Service de la carte géologique de la France, 1966. Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. Imprimerie nationale, Paris.

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). Econ. Geol. 84, 1398–1416. doi:10.2113/gsecongeo.84.5.1398

Monié, P., Soliva, J., Brunel, M., Maluski, H., 1994. Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrenees, France); age Cretace 40 Ar/ 39 Ar et interpretation tectonique. Bull. Société Géologique Fr. 165, 559–571.

Montardet, L., Winnock, E., 1971. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, in Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, edited by J. Debyser, X. Le Pichon, and L. Montadert, pp. VI.16.1–VI.16.18, Institut Français du Pétrole, Paris.

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, 257–273.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1982. Etude K/Ar du magmatisme basique lie au Trias superieur des Pyrenees; consequences methodologiques et paleogeographiques. KAr Study Basic Magmat. Up. Triassic Pyrenees Methodol. Paleogeographic Consequences 105, 673–680.

Moreau, M.G., Berthou, J.Y., Malod, J.-A., 1997. New paleomagnetic Mesozoic data from the Algarve (Portugal): fast rotation of Iberia between the Hauterivian and the Aptian. Earth Planet. Sci. Lett. 146, 689–701. doi:10.1016/S0012-821X(96)00239-7

Moreau, M.G., Canerot, J., Malod, J.A., 1992. Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain): suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. Bull. Société Géologique Fr. 163, 393–402.

Morgan, P., Fernàndez, M., 1992. Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula, and the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics, Geology and Geophysics of the Valencia through Western Mediterranean 203, 185–201. doi:10.1016/0040-1951(92)90223-S

Morris, Sinclair, Yell, 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. Basin Res. 10, 69–85. doi:10.1046/j.1365-2117.1998.00053.x

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. Tectonics 33, 2014TC003663. doi:10.1002/2014TC003663

Muller, J., 1965. Le revêtement permo-triasique du Jarra et de l'Aradoy en pays de Cize (Pyrénées occidentales françaises). Analyse structurale et cinématique des déformations. (Actes Soc. linn. Bordeaux, t. 102, série B, n° 9, 31 p.).

Muller, J., Roger, P., 1977. L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental): Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. Laboratoire de géologie de l'Université I, Grenoble, France.

Muñoz, J.A., 2002. The Pyrenees. In: GIBBONS, W. & MORENO, M. T. (eds) The geology of Spain. Geological Society, London, p. 370–385.

Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt; ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: MCCLAY, K. R. (ed) Thrust tectonics. Chapman & Hall : London, United Kingdom, pp. 235–246.

Muñoz, J.A., Martinez, A., Verges, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. J. Struct. Geol., International conference on trusting and deformation 8, 399–405. doi:10.1016/0191-8141(86)90058-1

Neres, M., Font, E., Miranda, J.M., Camps, P., Terrinha, P., Mirao, J., 2012. Reconciling Cretaceous paleomagnetic and marine magnetic data for Iberia: New Iberian paleomagnetic poles. J. Geophys. Res. 117, B06102. doi:10.1029/2011JB009067

Neres, M., Miranda, J.M., Font, E., 2013. Testing Iberian kinematics at Jurassic-Cretaceous times. Tectonics 32, 1312–1319. doi:10.1002/tect.20074

Nirrengarten, M., 2016. Modes de déformation et implications cinématiques des marges hyper-étirées: Les exemples du sud de l'Atlantique Nord. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kusznir, N.J., Sauter, D., 2017. Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: implications for plate reconstructions. Terra Nova 29, 20–28. doi:10.1111/ter.12240

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. Eos Trans. Am. Geophys. Union 88, @AbstractT34A-08.

Olivet, J.-L., 1996. La cinematique de la plaque Iberique. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 20, 131–195.

Pascal, M.-L., 1979. Les albitites du Massif de l'Agly (Pyréneées-Orientales) (Thèse de doctorat). Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris, France.

Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Torné, M., 2007. Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. J. Geophys. Res. Solid Earth 112, B12405. doi:10.1029/2007JB005021

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. Int. J. Earth Sci. 98, 1581–1597. doi:10.1007/s00531-008-0337-9

Peybernes, B., 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Univ. Toulouse 3 (Paul Sabatier), Toulouse.

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., 2003. Le front de la « Zone des marbres » (Pyrénées basco-cantabriques, Espagne), un chevauchement fini-crétacé fossilisé par les brèches marines paléocènes ? Front 'Marble Zone' Basqu. Pyrenees Spain Late-Cretac. Overthrust Sealed Mar. Palaeocene Breccias Engl. 335, 335–344. doi:10.1016/S1631-0713(03)00050-6

Peybernès, B., Souquet, P., 1984. Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. Geol. Mag. 121, 397–405. doi:10.1017/S0016756800029927

Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. J. Geol. Soc. 167, 751–767. doi:10.1144/0016-76492009-144

Poupinet, G., Souriau, A., Vadell, M., Njike-Kassala, J.D., 1992. Constraints on the lithospheric structure beneath the North Pyrenean fault from teleseismic observations. Geology 20, 157–160. doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0157:COTLSB>2.3.CO;2

Rabinowitz, P.D., Cande, S.C., Hayes, D.E., 1978. Grand banks and j-anomaly ridge. Science 202, 71–73. doi:10.1126/science.202.4363.71

Rat, P., 1988. The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates, some facts but still many problems. Rev. Soc. Geol. Espana 1, 327–348.

Rat, P., Amiot, M., Feuillée, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A., Salomon, J., 1983. Vue sur le Cretace Basco-cantabrique et Nord-Iberique; Une marge et son arriere-pays, ses environnements sedimentaires. Basque-Cantab. North Iber. Cretac. Margin Back Basin Sediment. Environ. 9.

Ravier, J., 1959. Le metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees. Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser. 38.

Ravier, J., Thiebaut, J., 1982. Lagunar origin of mesozoic marbles and hornfelds at the col-dagnes (ariege), C. R. Acad. Sci. Paris, 294, 127–130.

Riba, O., Reguant, S., Villena, J., 1983. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. Geología de España., Libro Jubilar J.M. Ríos Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (1983), pp. 131–159.

Roca, E., 2001. The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution, in Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F., and Crasquin-Soleau, S., eds., Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires Muséum National d'HistoireNaturelle, 186: Paris, 671–706.

Roca, E., 1996. The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell Intramontane Basins (Eastern Pyrénees), in Friend, P. F., and Dabrio, C. J., eds., Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics: World and Regional Geology: Cambridge, Cambridge University Press, p. 114-119.

Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. Tectonics 30, TC2001. doi:10.1029/2010TC002735

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). Tectonophysics 315, 209–229. doi:10.1016/S0040-1951(99)00289-9

Rock, N.M.S., 1982. The Late Cretaceous Alkaline Igneous Province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. Lithos 15, 111–131. doi:10.1016/0024-4937(82)90004-4

Roest, W.R., Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. Geology 19, 613–616. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPBB>2.3.CO;2

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0

Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., Ternet, Y., 2003. Datation U-Pb sur zircons des dolerites tholeiitiques pyreneennes (ophites) a la limite Trias-Jurassique et relations

avec les tufs volcaniques dits “infra-liasiques” nord-pyreneens. UPb Zircon Dating Pyrenean Tholeiitic Dolerites E 335, 1071–1080. doi:10.1016/j.crte.2003.09.011

Rossy, M., 1988. Contribution à l’étude du magmatisme mésozoique du domaine pyrénéen : I, le Trias dans l’ensemble du domaine, II le Crétacé dans les provinces basques d’Espagne. Université de Franche-comté. UFR des sciences et techniques, Besançon.

Rossy, 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). Chem. Geol. 97, 33–46. doi:10.1016/0009-2541(92)90134-Q

Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology; crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser. 173, 37–52.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics 8, 41–50. doi:10.1029/TC008i001p00041

Rushlow, C.R., Barnes, J.B., Ehlers, T.A., Vergés, J., 2013. Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay. Tectonics 32, 843–860. doi:10.1002/tect.20030

San Miguel de la Cámara, M., 1952. Las eruptiones y las rocas volcanicas de las Vascongadas. Munibe 2–3, 115–130.

Savostin, L.A., Sibuet, J.-C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., Roulet, M.-J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the pamirs since the Triassic. Tectonophysics, Evolution of the Tethys 123, 1–35. doi:10.1016/0040-1951(86)90192-7

Schärer, De Parseval, Polvé, De Saint Blanquat, 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. Terra Nova 11, 30–37. doi:10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x

Schettino, A., Turco, E., 2010. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 89–105. doi:10.1130/B30064.1

Seguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et series decollees de la partie centrale du versant sud des Pyrenees; Caractere synsedimentaire, role de la compression et de la gravite. Tecton. Study Nappes Detached Ser. Cent. Part Of.

Seguret, M., Daignieres, M., 1986. Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 303–318. doi:10.1016/0040-1951(86)90258-1

Serrano, O., Guillocheau, F., Leroy, E., 2001. Évolution du bassin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (bassin de l’Adour) : contraintes stratigraphiques. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 37–44. doi:10.1016/S1251-8050(00)01487-7

Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. J. Geophys. Res. Solid Earth 109, B08104. doi:10.1029/2003JB002514

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. Am. J. Sci. 305, 369–406. doi:10.2475/ajs.305.5.369

Souquet, P., 1985. Le cycle alpin des Pyrenees; analyse d'un bassin complexe ou bassin a histoire polycyclique. Alp. Cycle Pyrenees Complex Basin Polycycl. Hist. 2, 81–86.

Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Dol, J., Thieuloy, J.-P., Bonnemaison, M., Manivit, H., Peybernès, B., 1985. Le Groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomanien) dans les Pyrénées. Bull Cent Rech Exlpo-Prod Elf-Aquitaine Pau 9, 183–252.

Souquet, P., Médiavilla, F., 1976. Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées - C.R. Acad. Sci., Paris, D, 282, p. 2139-2142.

Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M., Debroas, E.-J., 1977. La chaine alpine des Pyrénées. Géologie Alp. 53 193–216.

Souriau, A., Chevrot, S., Olivera, C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. Tectonophysics 460, 206–214. doi:10.1016/j.tecto.2008.08.014

Souriau, A., Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. J. Geophys. Res. 100, 18. doi:10.1029/95JB01053

Souriau, A., Sylvander, M., 2004. Les séismes dans les Pyrénées. Loubatières, Paris 166 p.

Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Tectonophysics 184, 229–260.

Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R., Reid, I.D., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. Earth Planet. Sci. Lett. 182, 61–76.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. J. Virtual Explor. 8, 77–106.

Storetvedt, K.M., Mitchell, J.G., Abranches, M.C., Oftedahl, S., 1990. A new kinematic model for Iberia; further palaeomagnetic and isotopic age evidence. Phys. Earth Planet. Inter. 62, 109–125. doi:10.1016/0031-9201(90)90196-5

Storetvedt, K.M., Mogstad, H., Abranches, M.C., Mitchell, J.G., Serralheiro, A., 1987. Palaeomagnetism and isotopic age data from Upper Cretaceous igneous rocks of W. Portugal; geological correlation and plate tectonic aspects. Geophys. J. Int. 88, 241–263. doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb01378.x

Tagami, T., 2005. Zircon Fission-Track Thermochronology and Applications to Fault Studies. Rev. Mineral. Geochem. 58, 95–122. doi:10.2138/rmg.2005.58.4

Tagami, T., Carter, A., Hurford, A.J., 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature. Chem. Geol. 130, 147–157. doi:10.1016/0009-2541(96)00016-2

Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. Tectonics 17, 395–406. doi:10.1029/98TC00561

Teixell, A., 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. J. Geol. Soc. 153, 301–310. doi:10.1144/gsjgs.153.2.0301

Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. Comptes Rendus - Géoscience 348, 257–267. doi:10.1016/j.crte.2015.10.010

Thiebaut, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Fondecave-Wallez, M.J., 1988. Metamorphisme et halocinese cretaces dans les evaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyreneen (Haute-Garonne et Ariege, France). Cretac. Metamorph. Salt Tecton. Betchat Evaporites North. P 307, 1535–1540.

Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricain (phdthesis). Université de Bretagne occidentale - Brest.

Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P., Olivet, J.-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 561–568. doi:10.1016/S1251-8050(01)01576-2

Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., Rivero, A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. Tectonophysics 165, 105–116. doi:10.1016/0040-1951(89)90039-5

Torsvik, T.H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina, C., 2008. Global plate motion frames: Toward a unified model. Rev. Geophys. 46, RG3004. doi:10.1029/2007RG000227

Tucholke, B.E., Sawyer, D.S., Sibuet, J.-C., 2007. Breakup of the Newfoundland-Iberia rift, In: Karner, G. D., Manatschal, G. & Pinheiro, L. M. (eds) Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup, Geological Society, Special Publication, London, 282, 9–46.

Tugend, J., 2013. Role of hyperextension for the formation of rift systems and its implication for reactivation processes and orogen formation : the example of the Bay of Biscay and Pyrenees (phdthesis). Université de Strasbourg.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems; insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. Tectonics 33, 1239–1276. doi:10.1002/2014TC003529

Turner, J.P., 1996. Switches in subduction direction and the lateral termination of mountain belts; Pyrenees-Cantabrian transition, Spain. J. Geol. Soc. Lond. 153, Part 4, 563–571.

Vacher, P., Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. Geophys. J. Int. 145, 460–470. doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01393.x

Vacherat, A., 2014. Inversion d'une marge hyper-amincie : contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R., Radal, J., 2016. Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees. Tectonics 35, 907.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 408, 296–306. doi:10.1016/j.epsl.2014.10.014

Valero, B.L., 1986. El marco geologico del Estefanienese-Permico del Alto Aragon y el Alto Gallego (Pirineo de Huesca) (Tesis di licenciatura).

van der Voo, R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics 7, 5–56. doi:10.1016/0040-1951(69)90063-8

Vauchez, A., Barruol, G., 1996. Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees: importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere. Phys. Earth Planet. Inter., Dynamics of the Subcontinental Mantle: From Seismic Anisotropy to Mountain Building 95, 127–138. doi:10.1016/0031-9201(95)03125-1

Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., 2013. Pre-orogenic exhumation of the north Pyrenean Agly Massif (eastern Pyrenees, France). Tectonics 32, 95–106. doi:10.1002/tect.20015

Vera, J., 2004. Geologia de España. Sociedad Geologica de España, Instituti Geologicao y Minero de España, 890p.

Vergés, J., Fernàndez, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. Tectonophysics, Orogenic processes and structural heritage in Alpine-type mountain belts 579, 144–172. doi:10.1016/j.tecto.2012.08.032

Verges, J., Fernandez, M., Martinez, A., 2002. The Pyrenean orogen; pre-, syn-, and post-collisional evolution. J. Virtual Explor. 8, 57–76.

Vergés, J., García-Senz, 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift Jaume VERGES (I) & Jesus GARCiA-SENZ(2). ResearchGate 187–212.

Vergés, J., Marzo, M., Santaeulària, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A., Giménez-Montsant, J., 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 134, 107–134. doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.06

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Mar. Pet. Geol., Integrated Basin Studies 12, 903–915. doi:10.1016/0264-8172(95)98854-X

Vergés, J., Munoz, J.A., 1990. Thrust sequence in the southern central Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 6, 265–271.

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., 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

Villien, A., Matheron, P., 1989. Géodynamique de la zone nord pyrénéenne: conséquences sur l'exploration pétrolière. Bulletin Technique Exploration - Production Elf Aquitaine, 131, 3–19.

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012a. Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? Earth-Sci. Rev. 110, 93–110. doi:10.1016/j.earscirev.2011.11.001

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012b. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Sci. Rev. 114, 61–83. doi:10.1016/j.earscirev.2012.05.001

Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Spakman, W., 2016. Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. Gondwana Res. 34, 49–59. doi:10.1016/j.gr.2016.03.006

Walgenwitz, F., 1977. Etude pétrologique des roches intrusives triasiques, des écailles du socle profond et des gites de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre espagnole). (Thesis). Université de Besançon, Besançon.

Wallez, J.-P., 1974. Stratigraphie et structure de la partie méridionale du pays de Sault (Aude) (Thèse de 3e cycle). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Grimaud, F., Benahmed, S., Pauchet, H., Martin, R., 2016. The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves. Geology G37812.1. doi:10.1130/G37812.1

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci. 22, 108–125. doi:10.1139/e85-009

Whitchurch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. Am. J. Sci. 311, 442–482. doi:10.2475/05.2011.03

Williams, G.D., Fischer, M.W., 1984. A balanced section across the Pyrenean Orogenic Belt. Tectonics 3, 773–780. doi:10.1029/TC003i007p00773

Winnock, E., 1973. Exposé succint de l'évolution paléogéographique de l'Aquitaine. (B.S.G.F. (7), t. 25, n° 1, pp. 5 11).

Winnock, E., 1971. Géologie succinte du Bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne), in Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, edited by J. Debyser, X. Le Pichon, and L. Montadert, pp. IV.1.1–IV.1.30, Institut Français du Pétrole, Paris, France.

Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., Ito, H., 1995. Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. Chem. Geol. 122, 249–258. doi:10.1016/0009-2541(95)00006-8

Yelland, A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track studies. Ph.D. thesis, University of London.

# CHAPITRE II

# Etude structurale de la Zone Nord-Pyrénéenne

Ce chapitre est dédié à l'étude structurale de la Zone Interne Métamorphique. Nous nous sommes focalisés sur cette zone très complexe, qui a subi une histoire longue de déformation en plusieurs phases, ainsi que sur l'ensemble des relations structurales avec la ZNP et le socle de la ZA. Les résultats obtenus dans ce chapitre résultent de nombreuses observations de terrain réalisées sur les parties centrale et orientale de la ZIM. Ces observations de terrain ont permis de réaliser des schémas structuraux pour une bonne partie des secteurs étudiés, ainsi que des coupes structurales d'orientation générale N-S et E-W. Ces travaux permettent de contraindre les différentes phases de déformation et de replacer la ZIM dans un contexte structural régional.

## II.1 Présentation du Chantier et démarche de travail

Dans le cadre de ce travail de thèse, nous nous intéressons particulièrement à la déformation au sein de la Zone Interne Métamorphique (ZIM) ainsi qu'aux contacts et relations cartographiques avec le reste de la ZNP. Pour réaliser ce travail, nous avons réalisé une approche d'échelles emboitées, avec dans un premier temps, un aperçu général de l'ensemble du segment de la ZIM d'est en ouest, puis nous avons focalisé notre attention sur des secteurs clés pour la compréhension de l'histoire tectonique, notamment, le Bassin de Sarrancolin, le Fossé d'Aulus, le Bassin de Boucheville et le synclinal du Bas-Agly.

La démarche consiste, dans un premier temps à étudier la déformation qui affecte les sédiments anté- et syn-rift, généralement métamorphiques, qui composent la ZIM. Dans un second temps, cette étude s'est portée sur les relations structurales avec les formations voisines afin de quantifier les mouvements relatifs entre la ZIM, la ZA et le reste de la ZNP. La démarche de terrain consiste à recouper la ZIM par des transects N-S et E-W afin de comprendre la structure et la géométrie de ce segment métamorphique. La localisation des coupes et des différents secteurs étudiés est représentée sur la Figure II-1.

L'interprétation de la déformation au sein des marbres, lithologie dominante de la ZIM, est rendu difficile par l'empreinte du métamorphisme, qui rend difficile la reconnaissance des faciès des dépôts initiaux. L'attribution des âges relatifs des marbres est très complexe et il est donc difficile de suivre des structures cartographiques. Ces marbres sont peu propices à l'étude d'une déformation polyphasée car ils ont tendance à se déformer facilement de façon ductile. De manière générale, ces marbres massifs affleurent sous forme d'un monoclinal, où il est possible d'observer une seule fabrique ductile. Les marbres ont en effet une facilité à pouvoir fluer dans les conditions de base de bassin et il n'est pas évident de savoir si cette fabrique est une fabrique précoce acquise pendant l'extension seulement ou si tout a été transposé pendant l'inversion en compression.

Nous détaillerons la structure observée de la ZIM ainsi que les unités avoisinantes pour six secteurs différents.

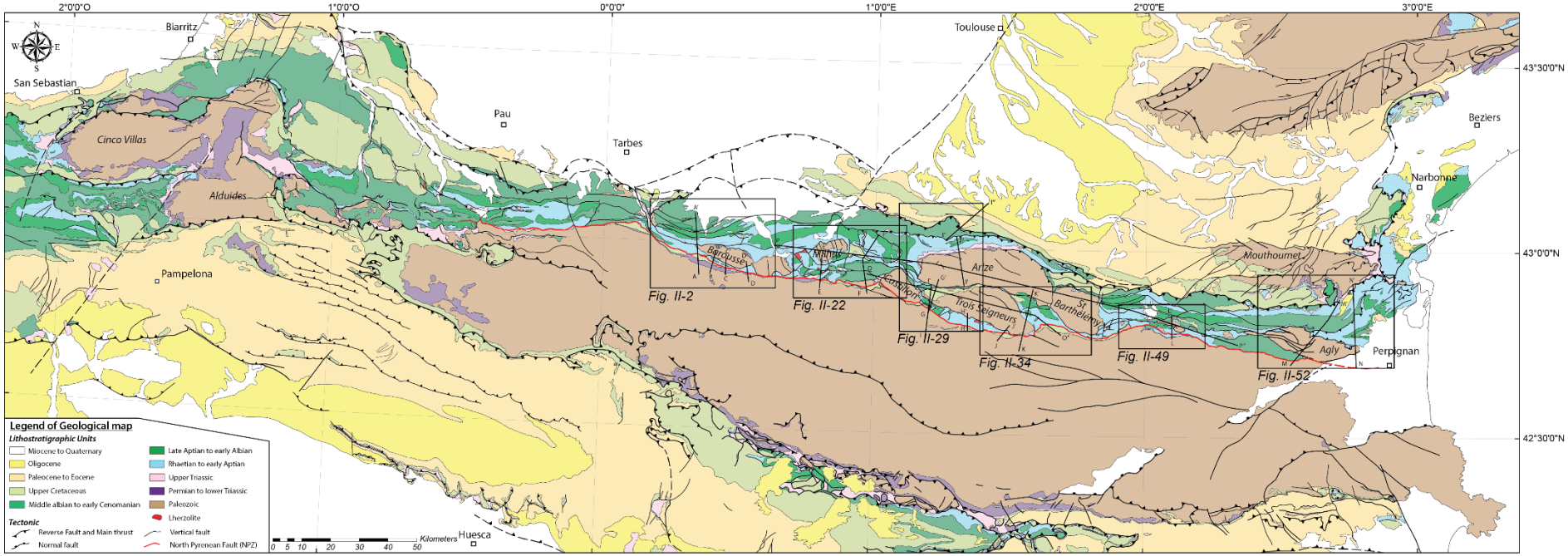


*Figure II-1 : Carte géologique de la chaîne pyrénéenne compilée à l'aide des données de Choukroune and Séguret (1973), Golberg and Leyreloup (1990), Jammes et al. (2009), Clerc et al. (2015) et des cartes géologiques du BRGM au 1 :50 000, 1 : 400 000 et 1 : 1 000 000. Les encarts noirs correspondent aux limites des différents secteurs étudiés dans le reste du chapitre. En trait noir labélisés : localisation des coupes structurales.*

## II.2 Secteur occidental de la ZIM : le Bassin de Sarrancolin et le Fossé des Baronnies

### II.2.1 Description générale de la zone d'étude

Le premier secteur étudié se trouve dans la partie occidentale de la ZIM correspondant au secteur du Bassin de Sarrancolin et du Fossé des Baronnies (*encart Fig II-22* sur la Figure II-1). Généralement, les roches métamorphiques affleurent au sein du Bassin de Sarrancolin et dans la partie sud du Fossé des Baronnies. Ce secteur qui a été le plus étudié dans ce travail de thèse est un secteur clé pour comprendre et décrire la déformation associée au métamorphisme pyrénéen qui est cartographiquement étendu sur ces deux zones. Cette zone d'étude comporte 5 secteurs plus ou moins indépendants, car ils sont délimités par des failles majeures. Ces secteurs correspondent du nord au sud au Fossé des Baronnies, les Chaînons Calcaires, le Massif de la Barousse, la ZIM (Bassin de Sarrancolin) et la Zone Axiale (Figure II-2). Nous décrirons d'abord brièvement les différents aspects géologiques et structuraux décrits dans la littérature pour chacun de ces secteurs.

#### *II.2.1.1 Le Fossé des Baronnies*

Le Fossé des Baronnies constitue le secteur le plus septentrional de notre zone d'étude. Ce bassin est majoritairement composé de « Flysch Noir » albo-cénomanien ou flysch ardoisier (Debroas et Souquet, 1973 ; Debroas *et al.*, 1978). Ce Flysch noir, dont la puissance est importante (de 4000 à 5000 m), est recoupé par le magmatisme alcalin et affecté par le métamorphisme pyrénéen, montrant une évolution progressive de la diagenèse (en surface) à la mésozone (base du bassin) (Sagon et Azambre, 1986 ; Debroas, 1982 ; Debroas, 1990 ; Azambre *et al.*, 1991). La base de ce bassin est composée de carbonates mésozoïques albo-aptiens de faciès urgonien, dont la partie sud correspond aux Chaînons calcaires, formant alors le substratum du Flysch Noir. Ces carbonates se localisent au niveau du col de Coupe et de l'anticlinal d'Espèche situé dans le prolongement de la faille d'Avezac, dans la partie centrale du Fossé des Baronnies (Figure II-2) correspondant aux zones les plus affectées par ce métamorphisme. Les Flysch Noir sont recouvert par des flyschs cénomano-turoniens conservés au sud de la FNP dans les écailles bordières, représentant la couverture mésozoïque de la ZA et sont aussi conservés au nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen (Debroas, 1990). Ce terme d'écaille bordière est un terme utilisé par la communauté scientifique pour définir les sédiments mésozoïques (le plus souvent Crétacé supérieur) pincés entre la ZA et la ZIM.

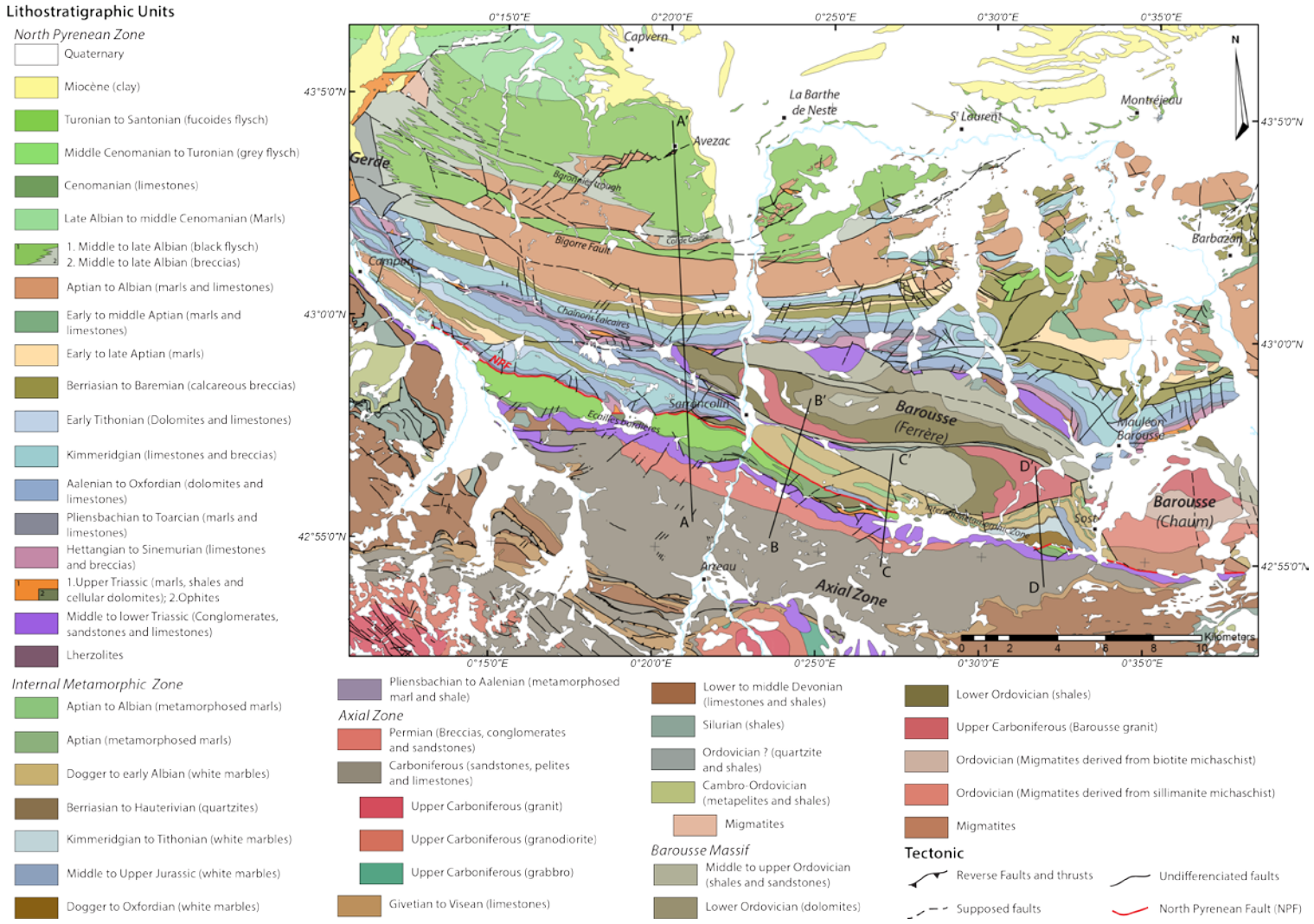


Figure II-2 : Carte géologique simplifiée de la partie centrale de la ZNP, centrée sur le Fossé des Baronnies, le Massif de la Barousse et la ZIM. *Modifié d'après les cartes géologiques au 50 000ème de Bagnères-de-Bigorre (Ternet et al., 1989), Montréjeau (Paris et al., 1975b), Campan (Ternet et al., 1995a) et Arreau (Barrère et al., 1984b). Localisation des coupes correspondant aux figures II-20 et II-21*

Ce terme suggère un lien fort avec la tectonique pyrénéenne, cependant, ces sédiments sont parfois seulement en discordance sur le socle. Nous utiliserons donc ce terme uniquement pour définir cette zone sur l'ensemble de la chaîne, sans impliquer de connotation de genèse.

La structure du Fossé des Baronnies fut l'objet de controverses notamment sur le nombre de phases de déformation ainsi que leur âge respectif. Dans les années 70, il était généralement admis deux phases majeures associées au développement de schistosité (Choukroune, 1969, 1972; Debroas, 1976). La première était considérée comme responsable du développement d'une schistosité de flux contemporaine du métamorphisme et la seconde correspondait à une schistosité de fracture (Choukroune, 1969, 1972, 1976). La divergence des hypothèses concernait l'âge et les effets respectifs de ces deux phases : i) dans la première hypothèse, les premières schistosités affectant les flyschs cénomano-turoniens (couverture du Flysch Noir) correspondaient à la première phase de déformation, alors décrite comme majeure et fini-crétacé, tandis que la seconde phase semblait être associée à des structures mineures localisées (Choukroune, 1969, 1972) ; ii) dans la seconde hypothèse, on considérait la seconde phase de déformation comme la phase majeure au Crétacé supérieur, liée à la structuration du Flysch Noir et à la première schistosité observée dans les flyschs cénomano-turoniens, considérant la première phase de déformation localisée et albo-cénomanienne (Debroas, 1976).

Les derniers travaux sur le Fossé des Baronnies ont permis de mettre en évidence plusieurs phases majeures de la structuration de la ZNP, notamment une phase extensive et trois phases liées à la compression (Azambre *et al.*, 1989 ; Debroas, 1990) : i) une *phase tectonique synsédimentaire* antérieure à la compression (Albien moyen à Cénomanien inférieur), correspondant à l'activité de faille normales contemporaines de la sédimentation du Flysch Noir enregistrant le rifting pyrénéen correspondant à l'ouverture d'un sillon en trois stades et d'un coulissage senestre divergent ; ii) la *première phase* de la compression (Turonien à Coniacien), synmétamorphe, associée au développement d'une schistosité de flux ($S_1$), de plis à plans axiaux déversés vers le sud et remobilisant les failles normales de la phase précédente en failles inverses à vergence sud ; iii) la *seconde phase* de déformation compressive (Santonien à fin Eocène) est à l'origine de la verticalisation des structures et enregistrant la formation du schistosité de fracture ($S_2$) plan axial de plis à l'échelle du bassin généralement E-W et parfois ; iv) Une *troisième phase* préalablement décrite comme très localisée (col de Coupe) et impliquant la formation de plis sans schistosité (Choukroune, 1972, 1976) est également perceptible en de nombreux points dans la partie sud du Fossé des Baronnies où elle correspond

à une schistosité de fracture ($S_3$) notamment dans les marbres du Col de Coupe où nous l'avons identifié comme des cisaillements inverses faiblement pentés.

#### *II.2.1.2 Les Chaînons Calcaires*

La zone des Chaînons Calcaires est localisée directement au sud du Fossé des Baronnies marqué par la Faille de Bigorre. La limite sud des Chaînons Calcaires est beaucoup plus complexe, en effet dans la partie centrale de la zone d'étude, ils sont limités par le Massif de la Barousse, tandis que dans la partie occidentale de la zone d'étude, ils sont limités par la ZA et la FNP (Figure II-2). Ces chaînons correspondent aux reliefs complexes entaillés dans les diverses formations carbonatées, jurassiques et crétacées inférieures (Lias à Aptien). Ces reliefs sont aussi expliqués par la présence d'une série de plis proches de la direction N110°. La direction des niveaux carbonatés affectés par une schistosité longitudinale subverticale s'aligne parallèlement à la FNP et s'échelonnent d'ouest en est le long de la faille de Bigorre avec laquelle le plus oriental d'entre eux, au nord du Massif de la Barousse, devient parallèle (Azambre *et al.*, 1989) (Figure II-2). La disposition de cette unité, qui correspond donc à la couverture mésozoïque non métamorphique du Massif de la Barousse, s'accorde avec un décrochement senestre transpressif sur la faille de Bigorre et le jeu inverse de la FNP, selon Azambre *et al.* (1989).

#### *II.2.1.3 Le Massif Nord-Pyrénéen de la Barousse*

Le Massif de la Barousse constitue le Massif Nord-Pyrénéen le plus occidental de la ZNP. Il est subdivisé en deux parties (Thiébaut, 1957), correspondant au Massif de Chaum (partie orientale) composé de terrains migmatitiques et au Massif de Ferrère (partie occidentale) composé de schistes ordoviciens intrudés par un granite tardi-varisque. Le Massif de la Barousse est donc scindé en deux au niveau de la ville de Mauléon-Barousse, par une zone de failles sénestres d'orientation N60° (Barrère *et al.*, 1984a). L'ensemble du Massif de la Barousse est limité par de grands accidents crustaux d'orientation générale WNW à ESE (Figure I-2). Sur sa limite nord, il est en contact avec les carbonates mésozoïques discordants des Chainons Calcaires et sur sa limite sud il est en contact avec la ZIM représentée par des marbres mésozoïques. La partie occidentale de la Barousse (Ferrère), de forme sigmoïdale, est divisée en trois compartiments limités par des failles subverticales de direction N90° à N110° qui affectent des lambeaux de Trias, indiquant clairement une activité postérieure à l'orogenèse varisque (Barrère *et al.*, 1984a) (Figure I-2). Selon Harris (1974) chaque compartiment

correspond à un pli de grande longueur d'onde. De plus la structure et la disposition des massifs granitiques supposés Carbonifère supérieur à Permien, semble indiquer que ces failles subverticales sont à l'origine d'un mouvement senestre important (Barrère *et al.*, 1984a) (Figure I-2). Cependant l'observation en 3D de ce massif semble minimiser, les plis de grande longueur d'onde et le mouvement senestre. Les effets de topographie amplifient les déplacements des massifs granitiques, qui constituent un laccolithe sous forme de lame. Les relations du Massif de la Barousse avec les séries secondaires post-varisques varient latéralement. En effet, dans la partie orientale du massif (Chaum), la couverture mésozoïque localisée à l'est est solidaire et simplement discordante, tandis que sur sa limite nord le massif est indépendant de la couverture secondaire, dont il est séparé par une faille majeure NE-SW, cachetée sous les sédiments quaternaires. La partie occidentale du massif (Ferrère), limitée de part en part par des failles majeures, semble être expulsée vers le haut en recoupant complètement la couverture secondaire (Barrère *et al.*, 1984a), qui forme des plis dont l'orientation des axes est contrainte par la forme du massif elle-même. Il est important de noter la présence de lambeaux de socle, correspondant au Massif de la Barousse à l'ouest et au sud de la ZIM.

#### *II.2.1.4 La Zone Interne Métamorphique*

Dans ce secteur la ZIM, correspondant au Bassin de Sarrancolin, est étroite, discontinue et se localise entre le Massif de la Barousse au nord et la ZA au sud. Elle est jalonnée et limitée par deux failles majeures, dont la FNP qui marque la limite avec la ZA (Figure II-2). La FNP est bien marquée et rectiligne, tandis que la faille bordière septentrionale, l'accident marquant la limite nord de la ZIM avec le Massif de la Barousse, est plus discontinu, notamment dans la partie orientale de la ZIM. Ces deux accidents qui limitent la ZIM montrent globalement la même orientation proche de N110° et sont connectées ou conjointes au sud de la partie occidentale du Massif de la Barousse (Chaum) et au niveau de Sarrancolin où la ZIM se termine en biseau. À l'ouest de ce biseau la couverture du Massif de la Barousse, correspondant aux Chaînons Calcaires, est directement au contact de la FNP et de la ZA. Les terrains composant la ZIM correspondent à des carbonates du Trias à l'Albien inférieur et au flysch Albien supérieur qui représente le sommet de la pile stratigraphique (Figure II-2). Ces séries sont bien évidement affectées par le métamorphisme pyrénéen de HT-BP (Ravier 1959 ; Choukroune 1970 ; Azambre and Rossy, 1976 ; Bernus-Maury 1984 ; Golberg, 1987 ; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc *et al.*, 2015). Lors de cet épisode de métamorphisme, les calcaires et les dolomies liasiques à albiennes inférieures ont été transformés en marbre à minéraux (scapolite, pyrite notamment) tandis que les marnes et pélites albiennes ont été transformées en

cornéennes à biotite ou à biotite et plagioclases basiques (Barrère *et al.*, 1984a). Ces minéraux néoformés lors du métamorphisme sont généralement disposés à plat dans les plans d'une schistosité de flux et sont parfois déformés, indiquant que le métamorphisme à l'origine de ces minéraux est anté à syn-tectonique (Choukroune 1972, Barrère *et al.*, 1984a). L'observation de baguettes de scapolite recoupant la schistosité de flux, indique également que le métamorphisme est en partie post-tectonique (Choukroune, 1976). L'étude stratigraphique des terrains antécénomaniens métamorphiques au sein de la ZIM est délicate et peu précise dans ce secteur. En effet, la reconnaissance et l'attribution d'un âge pour ces terrains reste compliqué, ils ont donc été identifiés ou datés par comparaison des faciès et des successions lithostratigraphiques avec les séries non métamorphiques observées dans le reste de la ZNP et aussi grâce à la découverte de fossiles localement préservés (Barrère *et al.*, 1984a). Généralement, trois phases de déformation sont décrites dans la ZNP (Choukroune, 1970, 1976, Choukroune *et al.*, 1973). Ce secteur est également décrit comme affecté par trois phases de déformation (Barrère *et al.*, 1984a) : i) La phase 1 est marquée par une schistosité de flux et des plis d'entrainement, et responsable de plis kilométriques à axe subhorizontal orienté WNW-ESE ; ii) La phase 2 est décrite comme associée à une schistosité de fracture subverticale et est à l'origine de plis d'échelle kilométrique, dont les plans axiaux sont verticaux. ; iii) La phase 3 à une schistosité de fracture subhorizontale tardive.

#### *II.2.1.5 La Zone Axiale*

Dans le secteur étudié la ZA est constituée de sédiments paléozoïques allant du Cambro-ordovicien au Carbonifère supérieur, correspondant majoritairement à des schistes avec des alternances de calcaires, de grès et de quartzites. Ces terrains, correspondant à une grande unité structurale, sont plissés intensément mais de manière cylindrique avec des axes globalement E-W et un plongement régulier compris entre 10 et 40° (Barrère *et al.*, 1984a). Dans la partie sud-ouest de la zone d'étude, les terrains dévoniens pélitiques sont structurés en écailles, où ils sont affectés par des plis et des chevauchements déversés ou couchés globalement vers le nord (Ternet *et al.*, 1995b) (Figure II-2). Ces séries sédimentaires sont intrudées par deux complexes granitiques, le massif granitique de Néouvielle dans la partie sud-ouest du secteur et le massif granitique de Bordères-Louron dans la partie sud du secteur (Figure II-2). Proche de la FNP marquant la limite nord de la ZA, les sédiments déformés du Carbonifère sont scellés et recouverts en discordance par les sédiments du Permien et du Trias inférieur, sous forme d'un grand monoclinal penté vers le nord, dont l'épaisseur diminue sensiblement vers l'est (Figure II-2). Ces sédiments sont surmontés en discordance par la couverture mésozoïque qui forme les

écailles bordières (Azambre *et al.*, 1989 ; Barrère *et al.*, 1984a). Dans la zone d'étude, ces écailles pincées sur la bordure septentrionale de la ZA sont formées par un mélange sédiment-ophite du Trias supérieur, puis des calcaires cénomaniens et enfin par des flysch à fucoïdes turono-santoniens. Plus à l'ouest, en dehors de la zone d'étude, ces écailles bordières montrent également des témoins discontinus de Jurassique inférieur et moyen carbonaté. La structure des calcaires cénomaniens et des flyschs à fucoïdes représente un synclinal complexe déversé vers le sud, dont le flanc nord est généralement étiré, voire supprimé, au contact de la FNP et du socle surélevé du massif de la Barousse localisé au sud de la ZIM (Barrère *et al.*, 1984a) (Figure II-2). Ces séries sont généralement affectées par trois phases de déformation (Henry *et al.*, 1971). La première est responsable du développement d'une schistosité verticale globalement orientée N100°, plan axial de plis isoclinaux à fort plongement axial, particulièrement marquée dans les calcaires cénomaniens. La deuxième génère des plis qui replissent la linéation associée à la première phase. La troisième génère des ondulations à axe subhorizontal visibles dans le flysch turono-santonien.

### II.2.2 Relations structurales entre la ZIM, la ZNP et la ZA

#### *II.2.2.1 Structure à l'échelle régionale*

L'ensemble des données récoltées sur le terrain ainsi que les données de la littérature et des cartes géologiques ont permis d'établir un schéma structural pour cette zone d'étude (Figure II-3). A l'échelle régionale, le travail de terrain a permis de mettre en évidence trois phases de déformation. Il est également important de noter la présence du Trias supérieur, composé de dolomies, de cargneules, d'argiles et de marnes bariolées, ainsi que localement de gypse, correspondant au faciès du Keuper (Figure II-3). Ce Trias supérieur affleure généralement sur la bordure du Massif de la Barousse, au cœur de plis antiformes le long de la FNP ou au sein des écailles bordières. Mais ce Trias supérieur se retrouve également au cœur du Flysch Noir, dans la partie orientale du Fossé des Baronnies et aussi sur une surface importante associé au massif de Gerde au niveau de l'extrémité occidentale du Fossé des Baronnies (Figure II-3). Ces sédiments sont généralement cartés comme encadrés par des failles (Azambre *et al.*, 1984 ; Paris *et al.*,1975a) et accompagnés de nombreux lambeaux d'ophite, correspondant parfois à des volumes importants. Ces sédiments qualifiés de dépôts salifères du Trias (Paris *et al.*, 1975a), pourraient correspondre à des diapirs dont l'activité serait précoce dans l'histoire de la chaîne, notamment au vu de leur position cartographique très haute dans la série sédimentaire, au contact du Flysch Noir (ellipses rouges, Figure II-3).

La *première phase de déformation* est à l'origine d'une schistosité de flux ($S_{0-1}$) associée à une déformation ductile importante. Cette phase de déformation affecte l'ensemble du secteur mais particulièrement présente au sein de la ZIM et du Fossé des Baronnies (Figure II-3). Dans ce dernier cette foliation est nommée la schistosité « $S_1$ ». Les écailles bordières constituées des calcaires cénomaniens et des flyschs cénomano-turoniens sont également affectés par cette déformation ductile. À l'échelle régionale, cette déformation montre des plans de foliation généralement subverticaux avec une direction proche de N90° à N120° (Figure II-3). La majeure partie des données de $S_{0-1}$ récoltés dans la ZIM indique clairement le redressement de cette foliation. Cette déformation est également à l'origine de plis synschisteux ductiles, ou la $S_0$ est parfois complètement transposée. La direction des quelques plis mesurés montre une disparité importante. Il est possible de retrouver ces plis au sein de la ZIM et dans le Fossé des Baronnies, notamment au Col de Coupe (Figure II-3). Cette déformation est associée à la présence de linéations d'étirement et de linéations minérales (majoritairement du scapolite) qui sont très souvent absentes ou difficiles à voir au sein des carbonates, majoritaires dans la zone. Au sein de la ZIM, les directions de ces linéations sont dispersées mais se regroupent autour d'une direction générale E-W. Les observations des linéations ne sont pas représentatives à l'échelle de cette unité, car une grande partie de ces mesures ont été réalisée sur un affleurement. Dans les écailles bordières, les linéations sont bien définies selon une direction NW-SE, tandis qu'au niveau du col de Coupe, les linéations d'étirement mesurées indiquent une direction NNW-SSE à N-S (Figure II-3).

La *seconde phase de déformation* est responsable du développement d'une schistosité de fracture $S_2$, plan axial des plis d'échelle régionale. Cette schistosité s'observe sur l'ensemble de la zone, mais reste très discrète dans les Chaînons Calcaires et la ZIM, composés essentiellement de carbonates. En revanche, elle est assez bien exprimée dans le Fossé des Baronnies (Debroas, 1990) et dans les écailles bordières. À noter que cette schistosité affecte également les sédiments terrigènes du Permien et du Trias inférieur de la couverture de la ZA. Nous n'observons cependant aucune évidence de cette schistosité au sein des sédiments carbonifères de la ZA. La direction globale de la schistosité $S_2$ à l'échelle de la zone est constante et bien définie à N110° (Figure II-3). Les plis d'échelle kilométrique associés à cette schistosité, montre des axes dont les directions sont similaires, mais localement perturbés à l'approche de la FNP et du Massif de la Barousse.

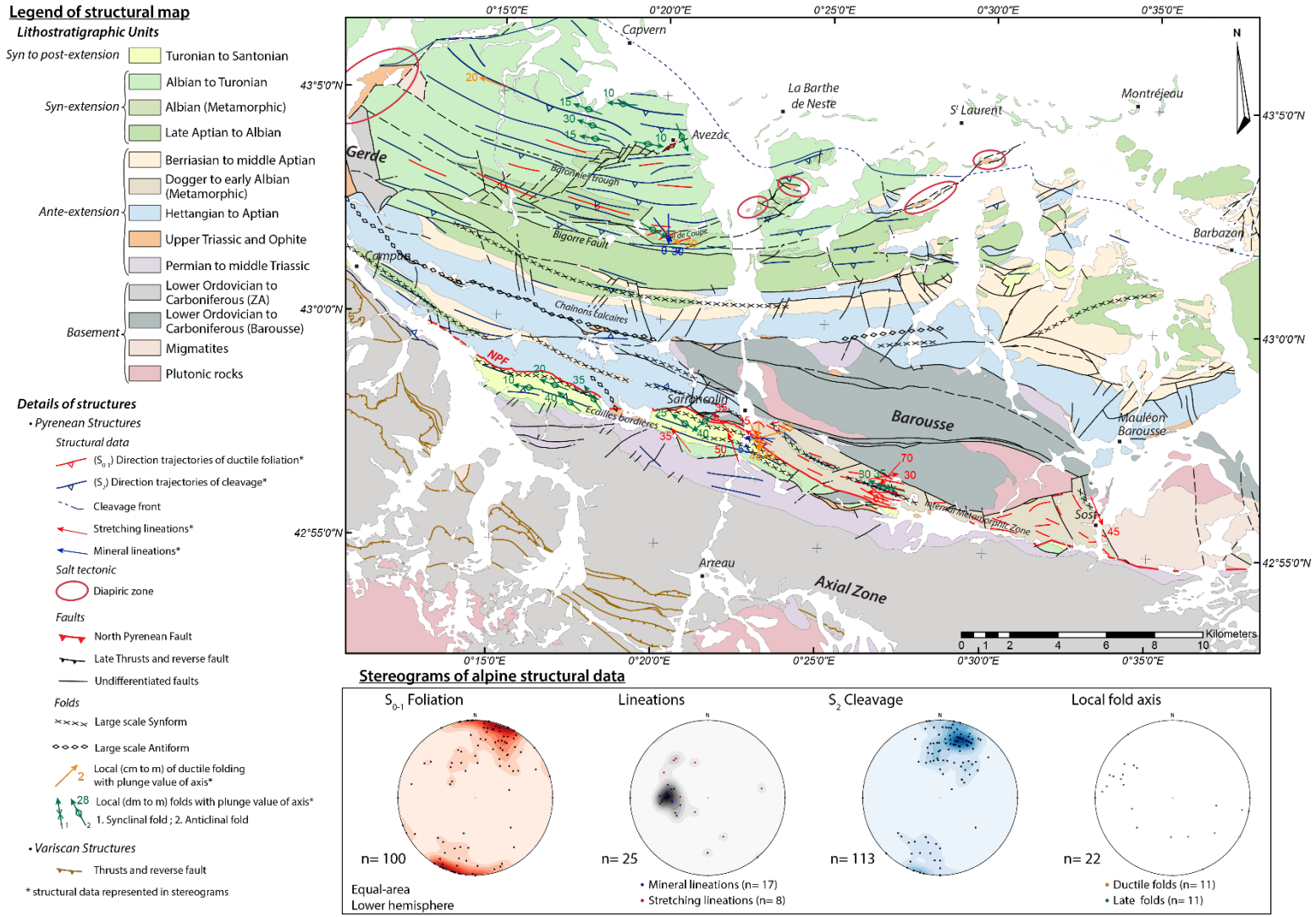


*Figure II-3 : Schéma structural de la partie centrale de la ZNP* centrée sur le Fossé des Baronnies, le Massif de la Barousse et la ZIM. *Réalisé d'après les cartes géologiques de Bagnères-de-Bigorre (Ternet et al., 1989), Montréjeau (Paris et al., 1975b), Campan (Ternet et al., 1995a) et Arreau (Barrère et al., 1984b).*

En effet proche de la FNP, un anticlinal au cœur de Trias supérieur montre clairement un axe perpendiculaire à cette dernière et vient également buter dessus, tandis que les plis situés à la périphérie du Massif de la Barousse, montrent une disposition en échelon, indiquant un contrôle de failles cachées redressées jouant pendant l'extrusion verticale du massif. Associés à cette phase de déformation compressive, il existe de nombreux plis d'échelle métrique syn-schisteux à post-schisteux. Ces plis semblent en parfaite adéquation avec la direction des axes de plis d'échelle régionale ainsi que de la direction globale de la schistosité associée $S_2$. En effet, la direction de la majeure partie de ces plis avoisine les N110°et sont compris dans les plans $S_2$, mais il existe quelques plis dont les directions sont complètement obliques par rapport à l'ensemble des structures (e.g. direction des plans de $S_2$, axe de plis majeurs, failles) et sont localisés proches de la FNP et de la faille d'Avezac (Figure II-3). Le plongement de ces axes est peut-être lié au jeu de la FNP, mais ils peuvent être largement expliqués par la superposition des phases de déformation et la reprise en compression de la foliation $S_{0\text{-}1}$.

La *troisième phase de déformation* connue dans ce secteur est très discrète et localisé. Cette phase de déformation est associée à la présence de plans de cisaillements centimétriques à métriques montrant des pendages relativement faibles vers le sud. Ce type de déformation s'observe au niveau de la partie sud du Fossé des Baronnies et plus particulièrement au niveau du Col de Coupe. Selon Debroas (1990), il s'agirait d'une schistosité $S_3$. Des structures similaires correspondant à une schistosité de fracture subhorizontale tardive ont également été décrites au sein de la ZIM (Barrère *et al.*, 1984a). Il est difficile de trancher en faveur de plans de cisaillement ou d'une schistosité $S_3$ localisé. Il est néanmoins très clair que ces structures sont tardives et recoupent les structures appartenant aux deux premières phases. Compte-tenu de l'aspect local de cette déformation elle n'a pas été implémentée dans le schéma structural mais reste un point clé pour la compréhension de l'évolution de la ZIM et de la ZNP.

Cette dernière phase est donc localisée mais il est difficile de la relier à l'activité des failles observées dans cette zone. En effet, deux générations de faille sont observées dans ce secteur. Le premier type de faille observé concerne des failles actives durant l'orogenèse varisque (en marron sur la Figure II-3), dans la partie sud-ouest de la ZA. Elle correspondent à des chevauchements déversés ou couchés globalement vers le nord affectant les séries dévoniennes pélitiques (Ternet *et al.*, 1995b). Il n'est pas à exclure que ces failles aient pu rejouer lors de l'orogenèse pyrénéenne. Le second type de faille concerne les failles actives durant l'orogenèse pyrénéenne (en noir sur la Figure II-3). L'ensemble de ces failles liées à la compression sont généralement subverticales et montrent une composante de mouvement

vertical associé, pour une bonne partie, à une composante décrochante senestre. C'est également le cas des failles recoupant le Massif de la Barousse qui impliquent des lames de Trias inférieur et qui se prolongent dans la couverture mésozoïque (Figure II-3). La majeure partie de ces failles et notamment la FNP recoupe clairement les structures de la première phase compressive de déformation et permet la juxtaposition de domaines métamorphiques et peu ou non métamorphiques. En effet, comme décrit précédemment, une partie de ces failles semble être à l'origine de l'expulsion vers le haut du Massif de la Barousse (Barrère *et al.*, 1984a). Il n'existe aucune occurrence de lherzolite au sein de la ZIM. La seule occurrence de pointements de lherzolite se localise le long de la faille d'Avezac et est associée aux carbonates aptiens de faciès urgonien. Il est important de noter que les failles d'Avezac et de Bigorre localisées dans la région du Fossé des Baronnies sont considérées comme des failles normales actives durant l'épisode de rifting et réactivées pendant la compression (Azambre *et al.*, 1989 ; Debroas, 1990). Il est difficile d'attribuer précisément ces failles à une phase de déformation précise, mais elles sont clairement attribuées à la compression pyrénéenne, durant laquelle l'activité de ces failles ont permis de structurer cette zone centrale de la ZNP.

### *II.2.2.2 Descriptions des déformations superposées par secteur*

L'étude de terrain a permis d'observer les différentes phases de déformation et les structures auxquelles elles sont associées. L'ensemble de ces structures seront décrites par secteur et les différents affleurements clés détaillés au cours de l'étude sont localisés sur la Figure II-4.

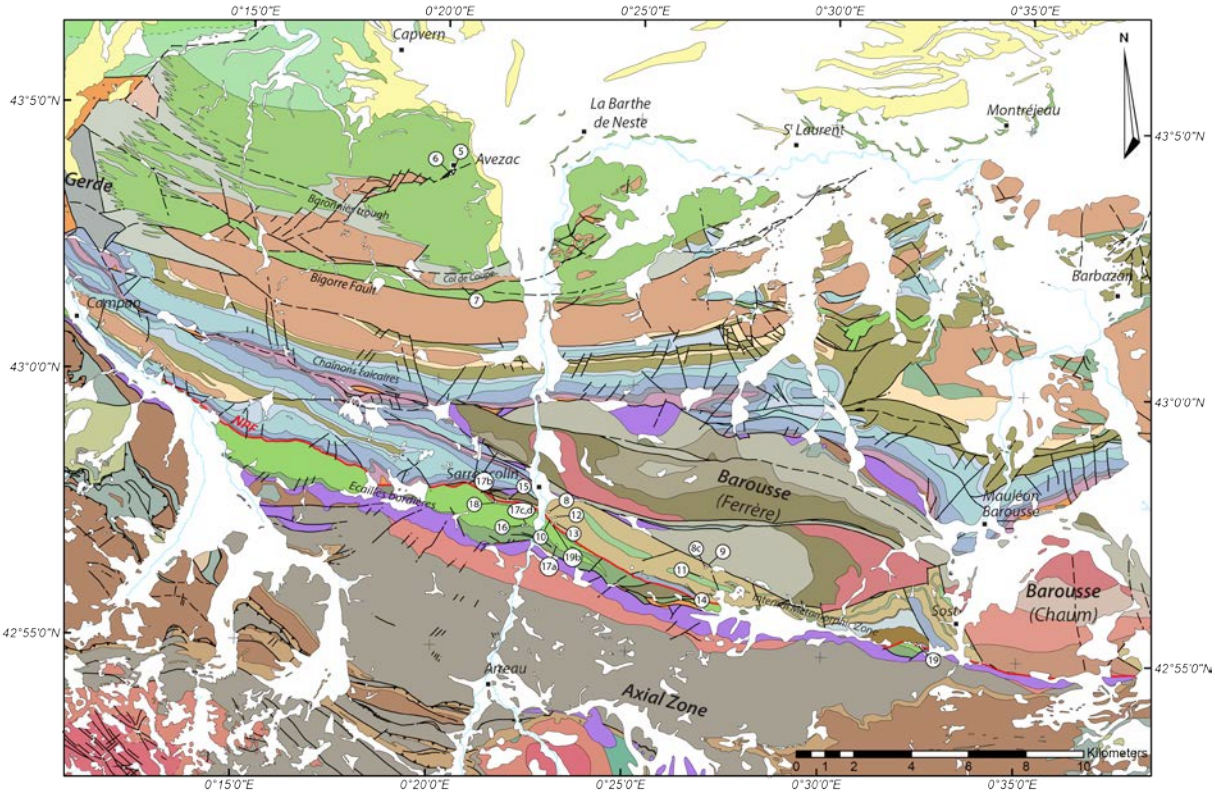


*Figure II-4 : Carte représentant le fond géologique et la localisation de chaque affleurement détaillé. Les numéros affichés correspondent aux numéros des figures détaillant les structures observées sur le terrain.*

*Secteur du Fossé des Baronnies*

Le premier secteur concerné est celui du Fossé des Baronnies qui est affecté par les trois phases de déformation reconnues (e.g. Azambre *et al.*, 1984 ; Debroas, 1990). Les structures observées sur le terrain concordent avec les données de ces auteurs. Néanmoins, la schistosité de flux $S_1$, correspond dans notre étude à la foliation $S_{0\text{-}1}$. Dans leur description concernant cette schistosité, ces auteurs indiquent que la schistosité de flux $S_1$ serait contemporaine d'une déformation compressive. Cette foliation transpose la stratification $S_0$ et est à l'origine de plis à vergence sud. $S_1$ est aussi parfois appelée $S_0$-$S_1$, les deux étant parallèles, mais généralement $S_1$ est décrite comme oblique par rapport à $S_0$, avec un angle très faible (Azambre *et al.*, 1989). Cette déformation ductile importante à l'origine du développement de la schistosité de flux $S_{0\text{-}1}$ se localise dans la partie centrale du Fossé des Baronnies, mais également dans les carbonates

aptiens transformé en marbres par le métamorphisme HT-BP localisé au niveau de l'anticlinal d'Espèche à l'ouest d'Avezac et au niveau du col de Coupe. Effectivement au niveau d'Avezac il est possible d'observer la déformation liée à cette phase de déformation. Au niveau de cette localité, les marbres aptiens sont en contact direct avec un massif de lherzolite ou du nom local, avezacite (Lacroix, 1917) (Figure II-5).

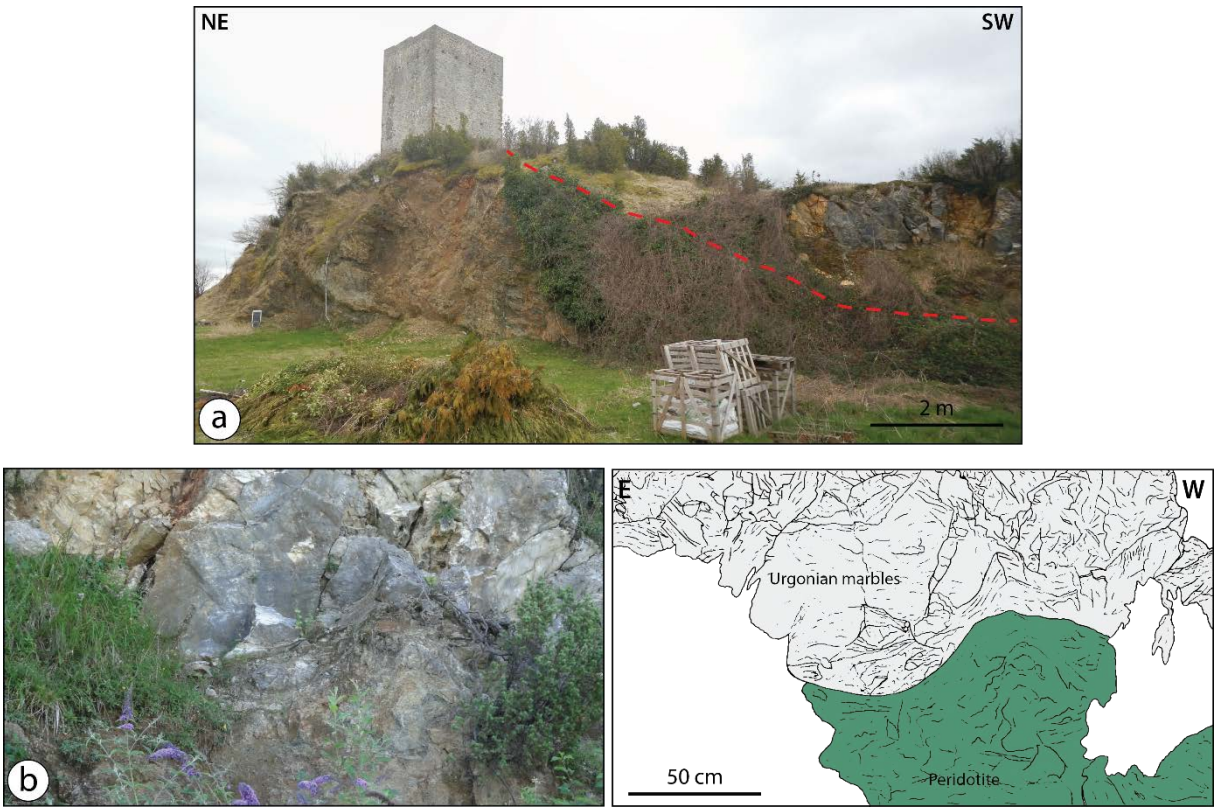


*Figure II-5 : photographies de terrain du massif de lherzolite ou avezacite (Lacroix, 1917) associé aux carbonates aptiens, proche du village d'Avezac (localisation sur la Figure II-4). a) Panorama sur l'ensemble de la lherzolite ainsi que sur le contact avec les marbres aptiens. b) photographie et interprétations du détail du contact entre la lherzolite et les marbres.*

Ce massif péridotitique large d'une centaine de mètres est surmonté par les marbres aptiens, qui sont affectés essentiellement par la déformation ductile $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-6). Ces marbres ne montrent aucune évidence d'une schistosité postérieure ou d'un clivage tardif lié aux deuxième et troisième phases de déformation. Le contact entre les marbres et la lherzolite montre une orientation NE-SW avec un pendage variant entre 40 et 60° vers le S. La foliation $S_{0\text{-}1}$ dans les marbres orientés WSW-ENE montre un pendage de 42° vers le sud, sub-parallèle au contact (Figure II-6a). L'analyse microscopique révèle une déformation non coaxiale, avec la forme sigmoïde des clastes au sein des marbres, indiquant un cisaillement à vergence NW (Figure II-6a, b, c et d). À noter sur cet affleurement, la présence locale de cisaillements antithétiques avec une cinématique top-nord-ouest.

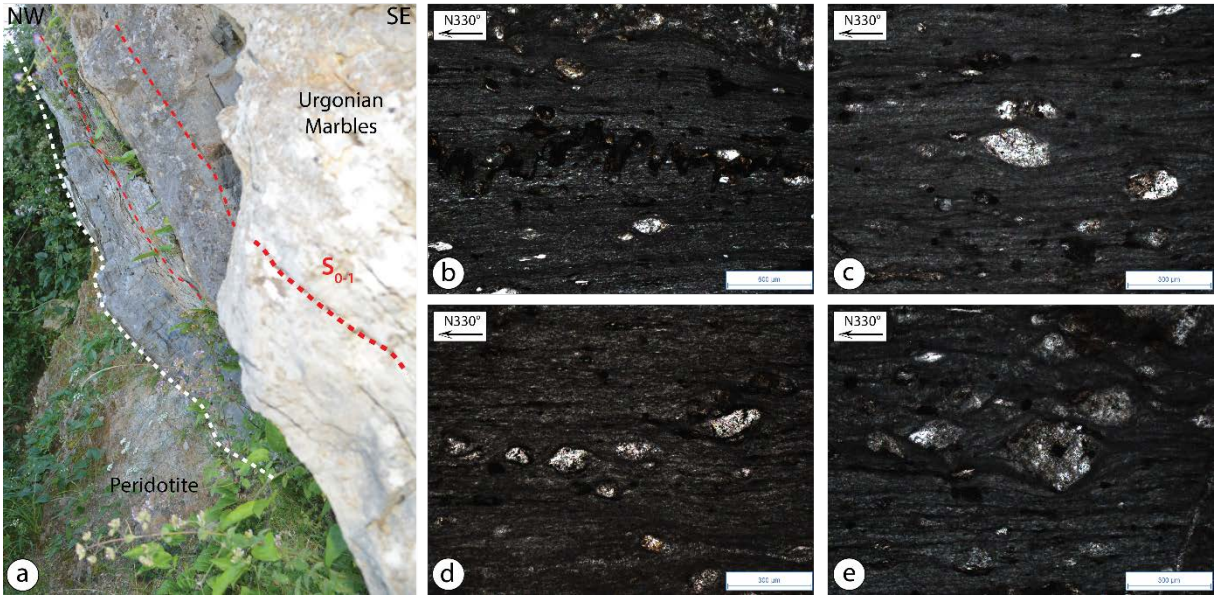


*Figure II-6 : photographies de terrain et de lame mince, de l'aspect des marbres au contact de la lherzolite (localisation sur la Figure II-4). a) détail du contact et aspect de la déformation des marbres (ligne en pointillée blanc : contact ; ligne en pointillée rouge : trace de la $S_{0-1}$). b, c, d et e : photo de lame mince montrant la déformation des marbres situés au contact de la lherzolite. Les clastes sigmoïdes indiquent un cisaillement vers le NW.*

Ce type d'objet indique que ces marbres ont été affectés par une déformation intense, pénétrative, marquée ici par les plans de foliation $S_{0-1}$. Le contact entre les deux formations est franc et ne présente pas de témoins d'une bréchification, même si ce lambeau de péridotite est déformé et serpentinisé. Il est difficile de déterminer si ce contact est marqué par la présence d'une faille, mais il est clair que les marbres sont très déformés et sont en contact tectonique avec ce pointement de lherzolite qui est un des massifs de lherzolite les plus septentrionaux.

L'autre secteur du Fossé des Baronnies où la déformation liée à la première phase de déformation est observable se situe au niveau du Col de Coupe qui correspond à la base du Fossé avec la présence des marbres aptiens. L'affleurement en question permet d'observer des marbres gris blanc affectés par une déformation importante, impliquant le développement de plans de foliation $S_{0-1}$ peu pentés vers le sud, associés à des plis syn-foliaux, correspondant probablement à des plis d'entrainement (Figure II-7a et d). Ces marbres abritent de nombreux minéraux formés pendant l'épisode de métamorphisme HT-BP et notamment des scapolites et des pyrites. Dans la littérature la plupart des occurrences de scapolites sont décrites comme limitées aux unités triasiques et liasiques, reconnues comme des séquences méta-évaporitiques (Ravier and Thiebaut 1982). Récemment Clerc *et al.* (2015) mettent en évidence que les scapolites ne se limitent pas à ces unités. Dans notre exemple du Col de Coupe, les scapolites s'observent en grand nombre dans les carbonates aptiens. Ces scapolites se présentent parfois au sein de masses compactes et ne présente aucune orientation particulière. Cependant, lorsque

ces minéraux se localisent sur les plans de foliation $S_{0\text{-}1}$, ils sont orientés, parfois tronçonnés au même titre que les pyrites, indiquant un fort étirement selon un axe N-S, N140° à N180° (Figure II-7b, c et d). Les différents modes de cristallisation et de répartition des minéraux métamorphiques apportent des informations importantes sur la chronologie du développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$. En effet, en considérant l'exemple des scapolites, une partie de ces minéraux a cristallisé avec des orientations aléatoires, tandis que d'autres se sont formés selon une orientation N-S dans le plan de foliation et une dernière partie de ces minéraux ont été étirés après leur cristallisation, sans ombre de pression laissant place à des recristallisations de calcite par exemple. Il apparaît donc que les scapolites ont cristallisé avant, pendant et après la déformation.

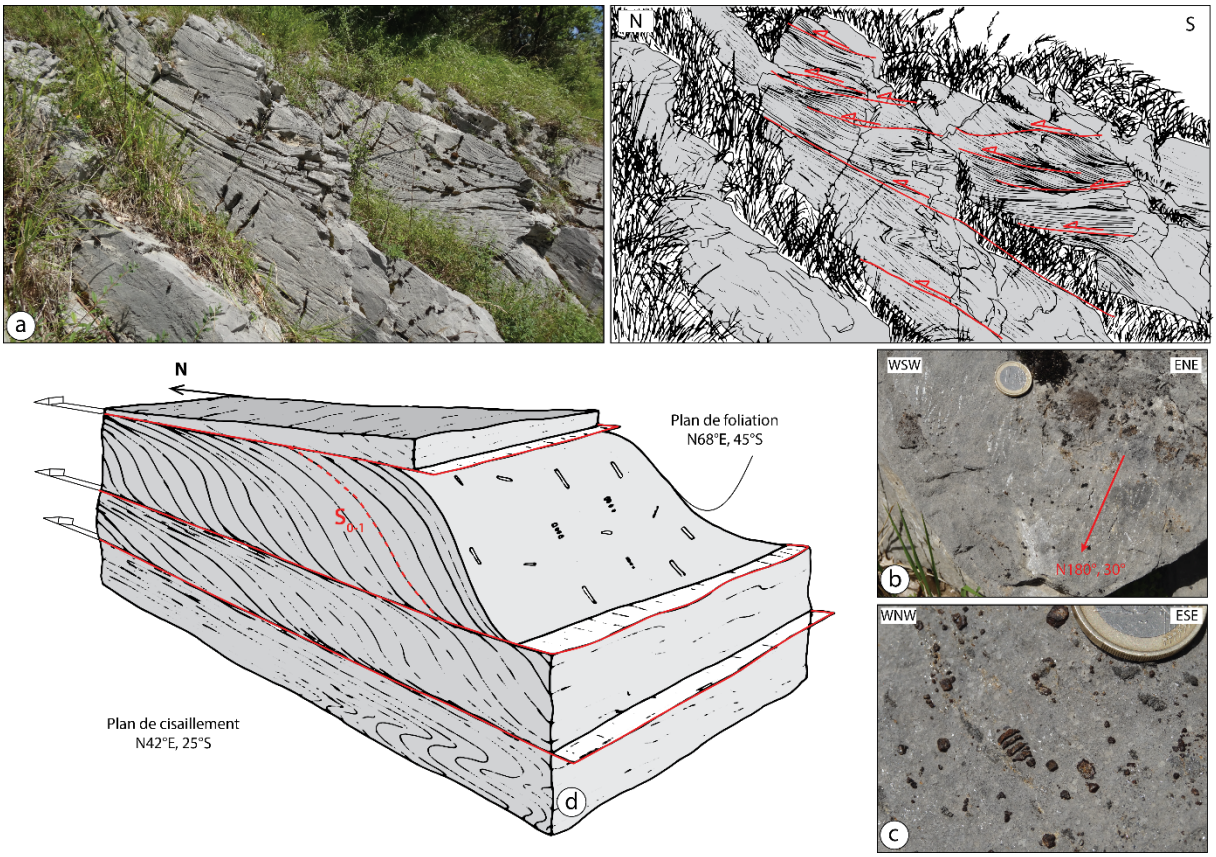


*Figure II-7 : Photographies de la déformation dans les marbres aptiens (faciès urgonien) du Col de coupe (localisation sur la Figure II-4). a) photographie et interprétation de l'aspect de la foliation $S_{0\text{-}1}$ accompagnée de plis syn-foliaux, recoupée par des plans de cisaillement avec une cinématique top-nord. b) Plan de foliation $S_{0\text{-}1}$ avec des scapolites orientés selon un axe N-S. c) pyrites tronçonnées et étirées selon un axe N-S. d) bloc 3D résumant les déformations présentes au niveau du Col de coupe. Trace de la $S_{0\text{-}1}$ représentée par la ligne rouge en pointillée. Trace du plan de cisaillement en trait rouge plein.*

Hormis l'observation de la première phase de déformation, les carbonates du Col de Coupe sont affectés par la présence de nombreux plans de cisaillement montrant une cinématique top-nord (Figure II-7). Ces plans bien marqués sont très peu pentés vers le sud et intersectent les plans de foliation $S_{0\text{-}1}$ qui structurent les marbres présentant un pendage vers le sud plus fort (Figure II-7a et d). Ces plans localisés dans la partie sud du Fossé des Baronnies sont interprétés comme une troisième phase de déformation correspondant à une schistosité $S_3$ (Azambre *et al.*, 1989 ; Debroas, 1990). Il n'y a aucun doute sur l'aspect tardif de ces plans de cisaillement, qui correspondent à la troisième phase déformation qui affecte cette zone d'étude.

*Secteur de la ZIM*

Le Bassin de Sarrancolin correspondant à la ZIM est un secteur clé pour l'étude de la première phase de déformation et le métamorphisme pyrénéen. L'ensemble de cette unité qui se présente sous forme de puissantes séries monoclinales assez massives de carbonates, est affectée par l'intense déformation ductile associée au développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-8). De manière générale, ces marbres sont assez massifs lorsqu'ils affleurent, mais il est possible sur certains affleurements d'observer des structures associées à différentes phases de déformation. Les structures les plus facilement reconnues sont celles attribuées à la première phase de déformation et le développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ marqué par l'alternance de niveaux de marbres blancs et de marbres sombres (Figure II-8a). La déformation ductile liée à cette phase est intense ce qui entraine dans certaines zones une transposition de la stratification par la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-8b) et parfois un boudinage des niveaux de carbonates les plus compétents (Figure II-8c). Dans la partie centrale de la ZIM, au niveau du Cap des Nesté, ce boudinage des niveaux de carbonates s'observe fréquemment avec une orientation est-ouest (Figure II-9). L'ensemble de ces déformations témoigne d'une déformation ductile importante. Localement il est possible d'observer des plis isoclinaux impliquant les plans de la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-8d et e). Il est rare d'observer ce genre de structures dans les carbonates de la ZIM. La forme de ces plis indique une déformation postérieure à la formation de la foliation $S_{0\text{-}1}$. Une série de plis isoclinaux métriques montrant des axes de plis plongeant de 50° vers le sud a été observée dans la partie sud-ouest du bassin de Sarrancolin proche du contact avec la FNP (Figure II-3). Le pli observé sur la Figure II-8d, fait partie de cette série de plis isoclinaux. Le stéréogramme permet d'apprécier l'orientation des flancs du pli représenté par les plans de foliation $S_{0\text{-}1}$ dont l'intersection permet de montrer un axe de fort plongement vers le sud.

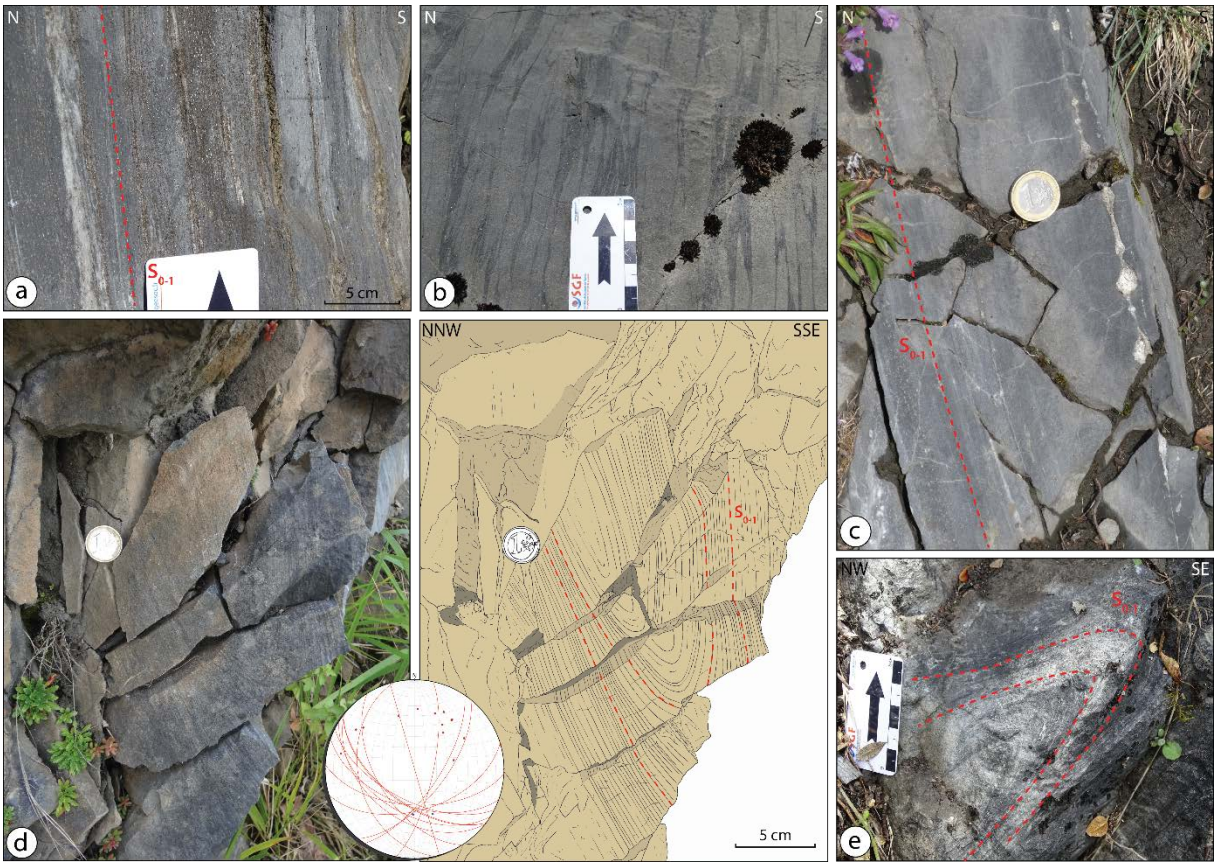


*Figure II-8 : Photographies et interprétations de l'aspect de la foliation $S_{0-1}$ au sein de la ZIM (localisation sur la Figure II-4). a) aspect des marbres du Bassin de Sarrancolin montrant une alternance de lithologie variant ente carbonates blancs et carbonates sombres. b) Déformation importante des marbres où la stratification est complètement transposée par la déformation ductile. c) boudinage centimétrique d'un niveau de marbre blanc. d) et e) plis isoclinaux impliquant la foliation $S_{0-1}$.*

Il est difficile de trancher sur l'origine de ces plis, mais il s'agirait d'un plissement tardif probablement lié à la seconde phase de déformation compressive, notamment du fait du développement de rares plans de schistosité de fracture ($S_2$) correspondant au plan axial de ces plis. Les axes de ces plis plongeant vers le sud ne semblent pas compatibles avec le grand synforme d'orientation WNW-ESE que constitue la ZIM dans ce secteur. Effectivement ces plis sont perpendiculaires à l'ensemble des structures présentent dans l'ensemble de la zone. Ces plis ont probablement été formés par l'influence de l'activité de la FNP toute proche. De plus, à l'approche de la FNP, la schistosité $S_2$, généralement N110° à l'échelle de la zone, est perturbée et change de direction avec des plans orientés N50° (Figure II-3).

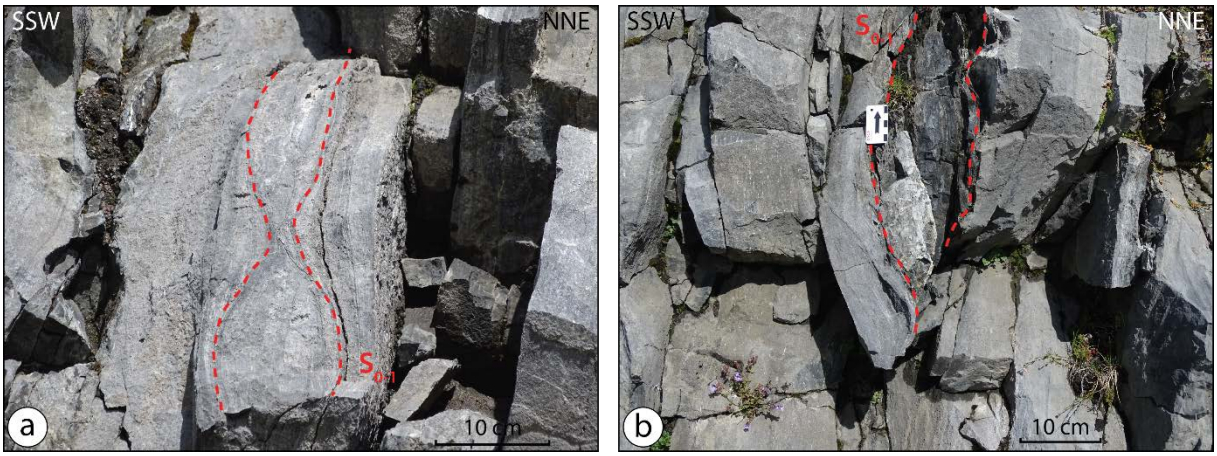


*Figure II-9 : Photographies de la déformation associée à la foliation $S_{0-1}$ (localisation sur la Figure II-4). a) boudinage décimétrique d'un niveau de marbre. b) boudinage décimétrique d'un niveau plus marneux. À noter la présence de nombreux scapolites dans les plans de foliation $S_{0-1}$ de ce marbre daté relativement du Dogger à l'Albien.*

Dans les plans de foliation $S_{0-1}$ proches de la zone affectée par une série de plis isoclinaux, il est possible d'observer des linéations minérales marquées par des scapolites. Ces minéraux, ou parfois leurs fantômes dissous, apparaissent étirés et tronqués selon une direction E-W (Figure II-10a et b). La présence de tels minéraux étirés a été mise en relation avec une déformation importante dans les plans de la foliation $S_{0-1}$ (Choukroune, 1972). Dans ce secteur de la ZIM, ces scapolites de taille impressionnante (de 1 à 8 cm) se sont également formés sur les plans de foliation $S_{0-1}$, mais certains recoupent clairement ces plans. Des trous de forme carrée isolés suggérant la présence de cristaux de scapolite indiquent que ceux-ci traversaient la foliation $S_{0-1}$ (Figure II-10a et b). La plupart des cristaux de scapolite tronqués et étirés ne montre pas de recristallisation au niveau des ombres de pression, tandis que certains présentent des recristallisations de calcite entre les troncatures des cristaux (Figure II-10a, b et d). L'étude de ces scapolites au microscope optique en lumière transmise permet d'apprécier à l'échelle du minéral cette fracturation, mais aussi la présence de scapolites qui n'ont pas cristallisé sur le plan de foliation (Figure II-10c).

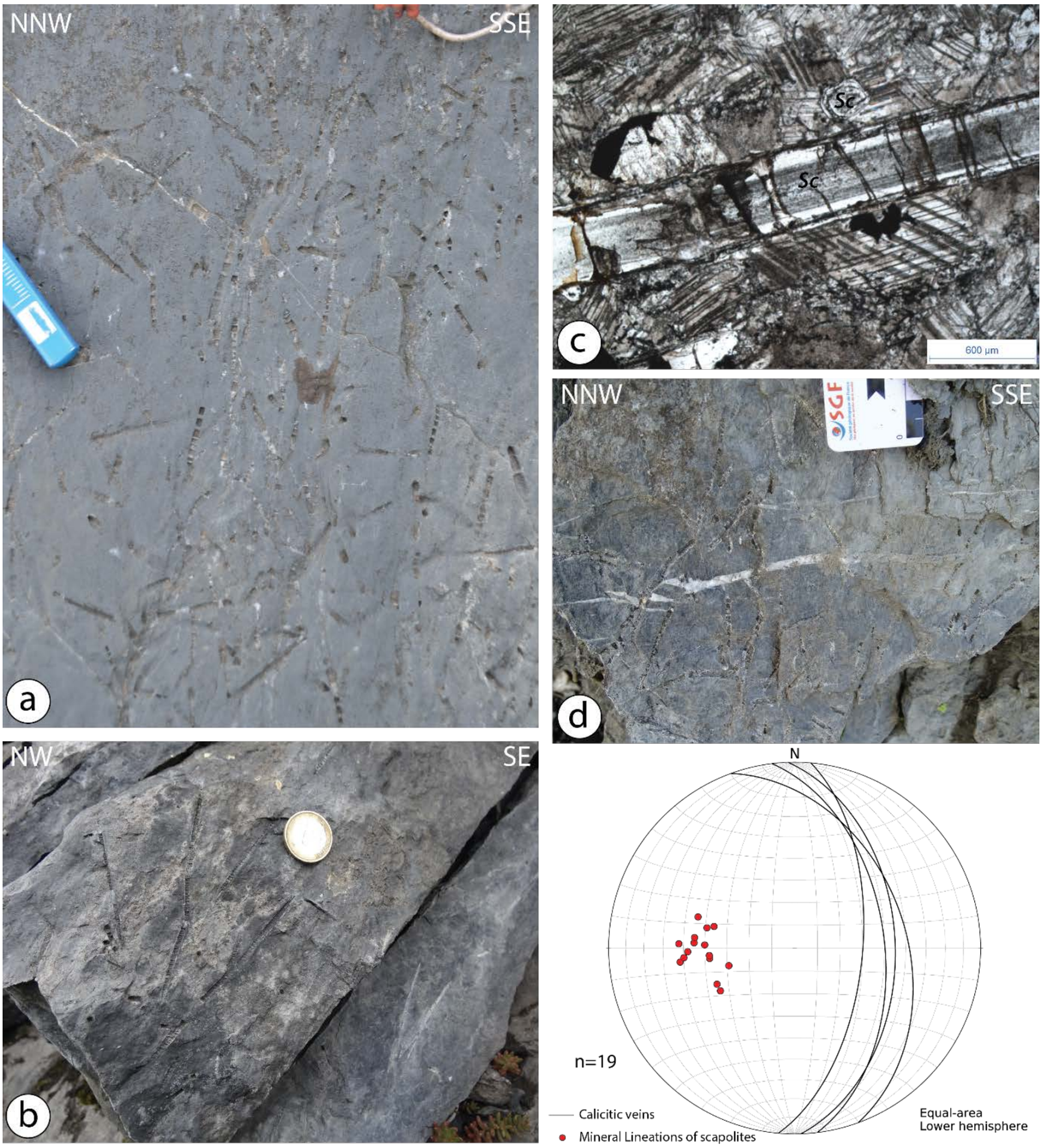


*Figure II-10 : photographies des scapolites présent dans les marbres de la ZIM et mesures structurales des scapolites étirés et de l'orientation de fentes de calcites représentées dans un stéréogramme (localisation sur la Figure II-4). a) vue sur un plan $S_{0\text{-}1}$ avec de nombreux fantômes de scapolites, non-orientés, orientés, tronqués et étirés. b) scapolites de grande tailles tronqués et étirés. c) aspect d'un scapolite tronqué et étiré au microscope optique en lumière transmise. d) vue sur un plan $S_{0\text{-}1}$ avec des fantômes de scapolites, orientés, tronqués et étirés, ainsi que des fentes remplies de calcite orientées perpendiculairement à l'axe d'étirement général des scapolites.*

Dans ce secteur l'étude des linéations d'étirement marqué par les scapolites tronqués et étirés montre une direction E-W, perpendiculaire à l'ouverture de fentes de tension remplies de calcite (Figure II-10). Ces fentes de calcite sont contemporaines de l'étirement des cristaux de scapolite ainsi que de la cristallisation de calcite dans leurs ombres de pression, indiquant un étirement continu d'un milieu où les conditions ont évolué du ductile au cassant. Comme pour

les Baronnies, la formation de ces scapolites est anté- à post-tectonique et la première phase de déformation est donc clairement contemporaine de l'évènement métamorphique.

La ZIM, dans notre zone d'étude correspond à de larges synformes dont les cœurs sont composés de flyschs ardoisiers noirs albiens, équivalent latéral du Flysch Noir remplissant le Fossé des Baronnies. Au sein de la ZIM, il apparait nettement plus métamorphisé et correspond le plus souvent à une roche massive noire, dont le faciès se rapprocherait d'une « cornéenne ». Cette formation des flyschs ardoisiers est donc essentiellement composée de cornéennes noires, associées à des calcarénites en bancs minces et à des conglomérats en couches lenticulaires, renfermant des galets de formations mésozoïques (calcaires, dolomies, marnes) aplatis dans les plans de la foliation $S_{0\text{-}1}$ correspondant ainsi au tecto-faciès habituel des « brèches oeillées » (Barrère *et al.*, 1984a). Il est difficile d'observer le contact entre les marbres blancs du Dogger-Albien et les flyschs ardoisiers albiens, mais celui-ci s'observe particulièrement bien sur un affleurement situé dans le secteur du Cap Nesté, dans la partie centrale de la ZIM (Figure II-11). Cet affleurement permet d'exposer distinctement le contact qui est marqué par de petits plissements centimétriques à décimétriques (Figure II-11a et c). La déformation observée à l'interface des marbres jurassiques et des flyschs noirs est ductile, mais il est clair que la foliation $S_{0\text{-}1}$ est déformée et replissé par un évènement compressif postérieur. L'aspect ductile de ce plissement lié à une phase de compression N-S, suggère que le bassin s'est déformé à chaud juste après la phase majeure de métamorphisme. Ce plissement, dont les axes sont E-W (plongement de l'axe de 35° vers le N285°), est contemporain du développement de la schistosité de fracture présente à l'échelle régionale. Le contact permet d'apprécier les nombreux plis, et il est également possible d'observer des plis isoclinaux avec des axes E-W dans les marbres jurassiques, situés structuralement plus bas, marqués par des niveaux fins de siltite (Figure II-11b). Ces niveaux donnent l'impression d'une schistosité de fracture verticale qui est plan axial des plis dont la géométrie évoque une « feuille de chêne » (Figure II-11b). Les flyschs ardoisiers situés structuralement au-dessus sont également affectés par des plis isoclinaux de taille métrique avec des axes E-W (Figure II-11d), compatibles avec les plis retrouvés à l'interface des deux formations. Les flancs de ces plis correspondent bien à la foliation $S_{0\text{-}1}$ bien marquée dans les flyschs ardoisiers (Figure II-11e).

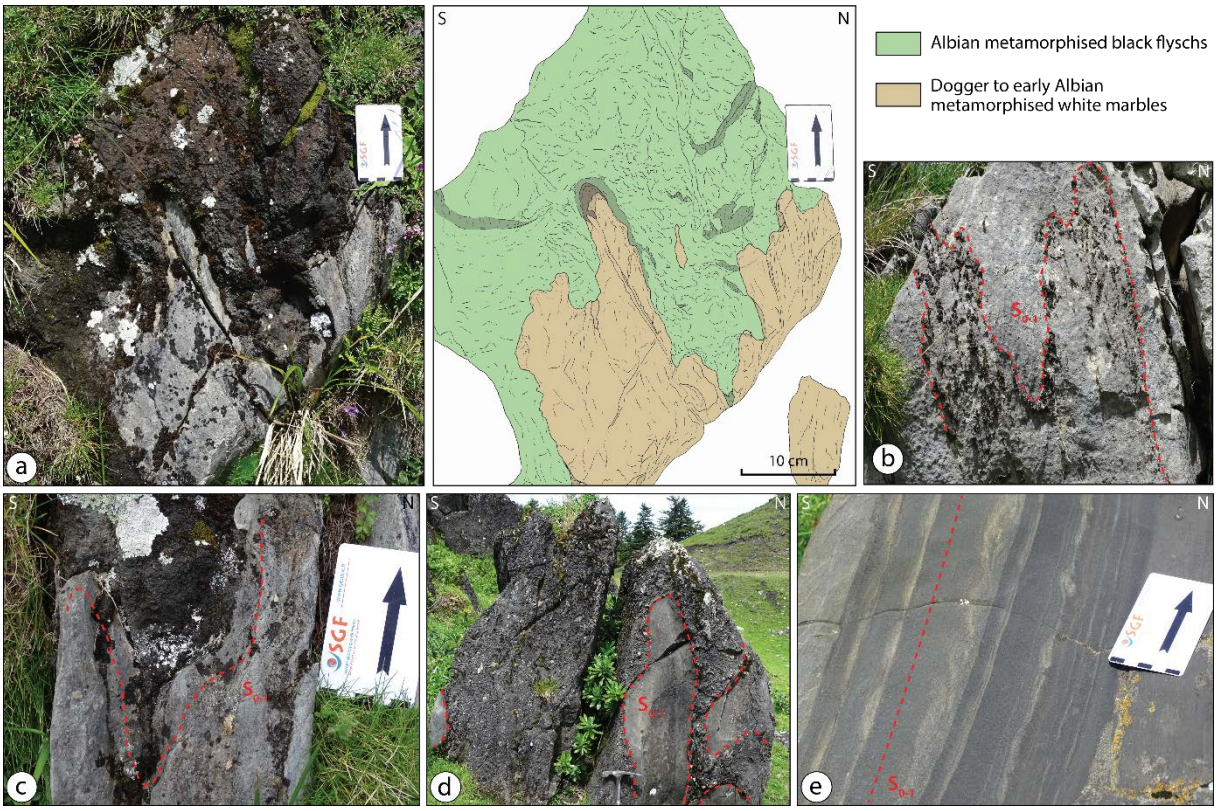


*Figure II-11 : photographies et interprétations du contact entre les marbres jurassiques et les flyschs noirs albiens au sein de la ZIM (localisation sur la Figure II-4). a) aspect du contact plissé ductilement. b) plis isoclinaux dans les marbres blancs soulignés par des niveaux riches en siltite. c) vue rapprochée sur le contact. d) plis isoclinaux métriques dans les flyschs noirs albiens. e) aspect de la déformation liée à la foliaion $S_{0-1}$ dans les flyschs noirs.*

La deuxième phase de déformation est peu marquée dans la ZIM, comparé à la première phase, mais il est possible de l'observer sur certains affleurements. Cette déformation à l'origine du développement d'une schistosité de fracture $S_2$ n'est pas localisée, elle affecte une grande partie de la ZIM, mais de façon discrète. Généralement elle s'exprime dans les marbres de la ZIM comme des plans de fracture recoupant la foliation $S_{0-1}$ bien exprimée dans les marbres (Figure II-12a). Sur cet affleurement, les plans de foliation $S_2$ montrent une orientation proche de N115° et un pendage fort de 80° vers le sud, ce qui correspond à la direction globale de cette schistosité sur l'ensemble de la zone. Au microscope optique en lumière transmise, cette schistosité $S_2$ correspond à de nombreux plans de clivage sombres parallèles recoupant clairement la foliation $S_{0-1}$ représenté par des cristaux de calcite déformés (Figure II-12b et c).Cette schistosité est discrète dans la ZIM, mais il est donc possible de l'observer dans certains secteurs, notamment lorsqu'elle est oblique par rapport à $S_{0-1}$.

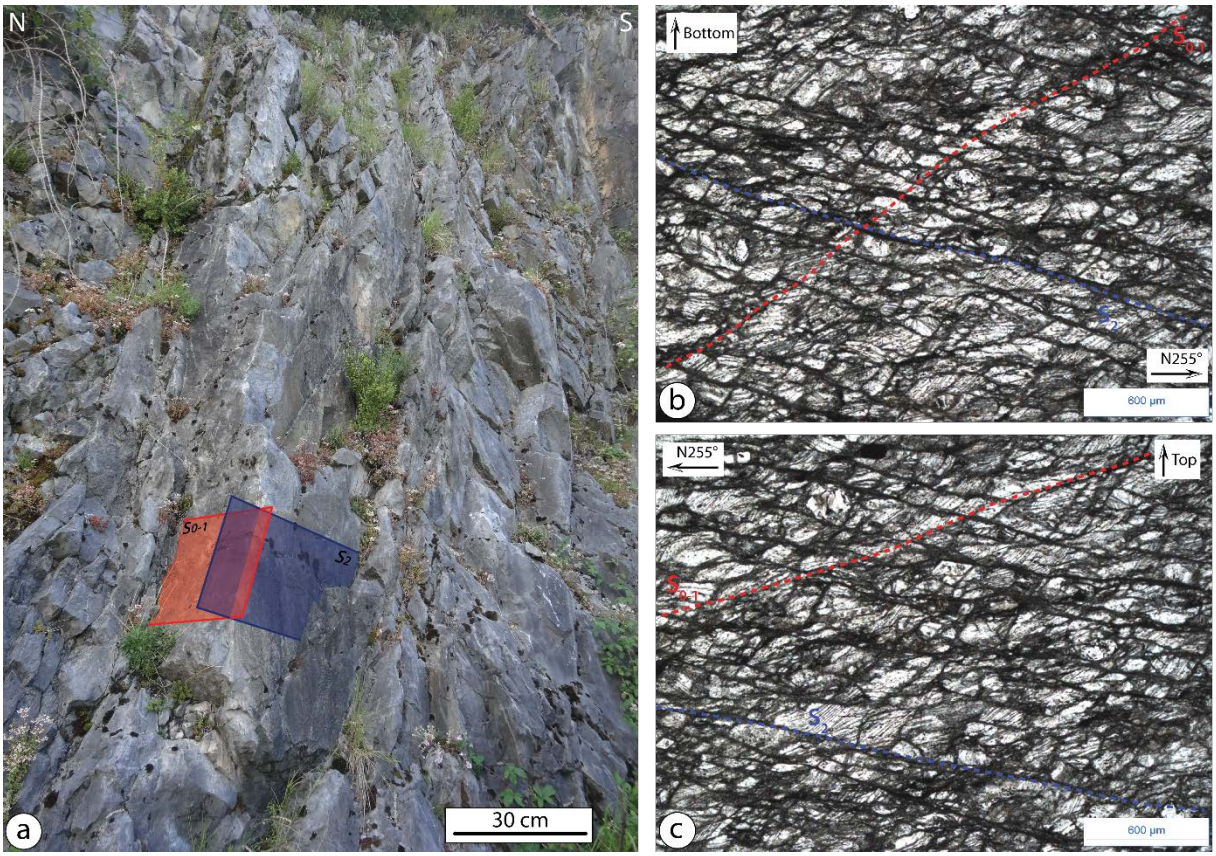


*Figure II-12 : photographies macro- et microscopiques de la relation entre la $S_{0-1}$ e la $S_2$ dans les marbres de la ZIM (localisation sur la Figure II-4). a) photographie d'un affleurement des marbres de la ZIM affecté par les deux premières phases de déformation. b) et c) détails de la structure des marbres au microscope optique en lumière transmise.*

Comme la foliation $S_{0-1}$ apparait souvent verticalisée au sein de la ZIM, il est fort probable que la schistosité $S_2$ de fracture, plus discrète, soit peu perceptible du fait qu'elle montre une orientation et un pendage souvent identique à la foliation $S_{0-1}$ très marquée dans les marbres. Une autre hypothèse suggère que le caractère relativement massif des marbres jurassiques limite le développement de cette schistosité $S_2$, ou encore que les conditions thermiques de cette unité métamorphique, pendant la phase de compression à l'origine de la $S_2$, étaient défavorables à la formation d'une schistosité de fracture. La déformation compressive a alors pu générer le plissement généralisé de la ZIM sans développer une schistosité importante.

Il est important de noter que la ZIM est jalonnée par de nombreux couloirs brèchiques, qui exposent des clastes de marbre folié, indiquant une bréchification post-foliation $S_{0-1}$. Ces brèches sont essentiellement monogéniques, avec probablement des circulations de fluides entrainant un lessivage important. De plus, elles se disposent généralement en couloirs, qui s'observent sur une grande partie de la ZIM, selon une direction variant entre N90° et N115°, ce qui rappelle la direction de la schistosité de fracture $S_2$. Ces couloirs brèchiques

correspondraient à des brèches tectoniques formées par fracturation et éclatement de roches compétentes (marbres notamment) dont les fragments sont cimentés par de la calcite ou par un sédiment interne, lors de la seconde phase de déformation (Barrère *et al.*, 1984a). La seconde phase de déformation exprimée par une schistosité de fracture $S_2$, relativement discrète au sein de la ZIM est donc également exprimé par une bréchification intense des marbres sans déplacement.

Un autre type de brèche particulier a été observé dans la partie occidentale de ce secteur de la ZIM. Comme les autres brèches observées, celle-ci est monogénique et présente essentiellement des clastes de marbres blancs et noirs foliés (Figure II-13a).

*Figure II-13 : photographies d'un exemple de brèche observé au sein de la ZIM (localisation sur la Figure II-4). a) brèche monogénique composée entièrement de marbres. Les clastes présentent une foliation $S_{0\text{-}1}$. b) aspect du contact de la brèche avec les marbres non-bréchifiés. Le contact est souligné par le développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$.*

Cette brèche pourrait être liée à une circulation de fluide responsable d'un lessivage important à l'origine d'un blanchiment des clastes de marbre (Figure II-13a). La particularité de cette brèche réside dans l'aspect et la structure de ses bordures. En effet, le contact de la brèche avec les marbres est franc et celle-ci est emballée par la foliation $S_{0\text{-}1}$ mise en évidence par le rubanement dans les marbres (Figure II-13b). La foliation $S_{0\text{-}1}$ développée au contact drape et limite la zone de brèche. Cette configuration pose des questions sur l'origine et l'âge de la brèche qui semble contemporaine de la phase de déformation à l'origine de $S_{0\text{-}1}$, car les clastes de marbres sont foliés mais la brèche est également emballée par la $S_{0\text{-}1}$.

Une troisième phase de déformation est généralement décrite dans la ZIM. Elle correspond à une schistosité de fracture $S_3$ (Barrère *et al.*, 1984a), dont les caractéristiques sont identiques à celles évoquées précédemment pour le Col de Coupe. Aucune évidence de cette schistosité subhorizontale n'a été observée directement au sein de la ZIM. Cependant, il a été possible

d'observer une déformation tardive associée au développement de plans de cisaillement a vergence nord, recoupant les structures antérieures (Figure II-14). Ces cisaillements de taille métrique recoupent et entrainent la rotation de la foliation $S_{0\text{-}1}$, décalée par le jeu des cisaillements qui montrent un pendage relativement faible vers le sud (Figure II-14). Les effets de ces cisaillements sont relativement localisés, car la rotation de la foliation $S_{0\text{-}1}$, n'a lieu qu'à proximité du cisaillement (Figure II-14). Dans la partie centrale où le cisaillement est scindé en deux, les marbres sont altérés (Figure II-14b). Ce genre de structure tardive peut donc être facilement rattaché à la troisième phase de déformation qui affecte notre zone d'étude.

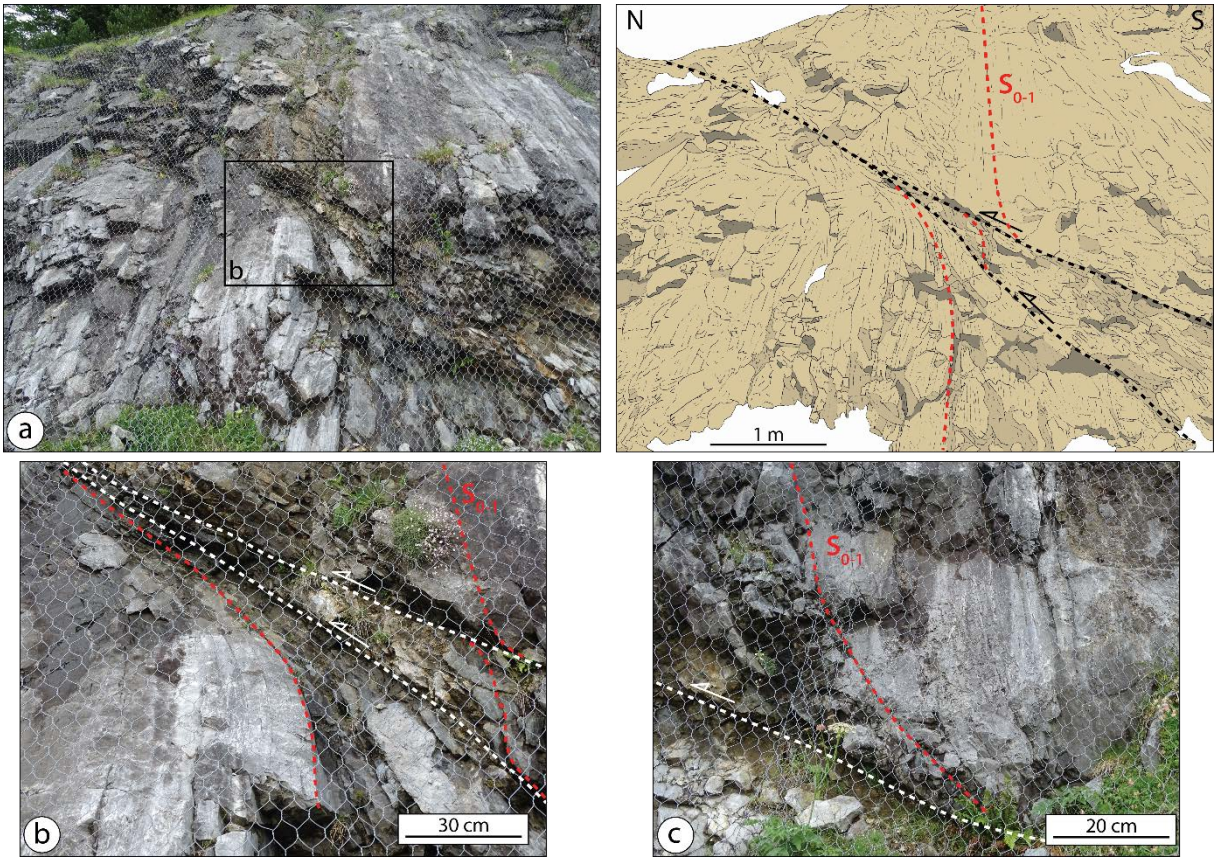


*Figure II-14 : photographies et interprétation d'un cisaillement tardif important au sein de la ZIM (localisation sur la Figure II-4). a) vue générale du cisaillement à vergence nord et interprétation avec la trace du cisaillement et de la $S_{0\text{-}1}$. b) zoom sur la partie centrale de la photo a, montrant la rotation de la foliation $S_{0\text{-}1}$ et la zone d'altération localisée entre les deux cisaillements. c) zoom sur la terminaison sud du cisaillement montrant la rotation de la foliation $S_{0\text{-}1}$ à son approche*

Une particularité de la ZIM dans ce secteur concerne sa terminaison occidentale, formant un biseau, limitée par la FNP au sud et la faille bordière septentrionale au nord correspondant à l'écaille de marbres de Cassay (Lalaurie, 1972, 1976) (Figure II-2 et II-3). Dans cette zone, la ZIM est clairement cartographiquement pincée vers l'ouest où son épaisseur ne dépasse guère une centaine de mètres, jusqu'à ce qu'elle disparaisse complètement mettant directement en

contact le Massif de la Barousse ainsi que sa couverture sédimentaire, avec la ZA, (Figure II-2 et II-3). Proche de cette dernière, les marbres supposés kimméridgiens (Barrère *et al.*, 1984a) montrent une déformation associée à la foliation $S_{0\text{-}1}$ qui est soulignée par l'alternance de niveaux sombres et clairs avec un pendage de 55° vers N8° (Figure II-15). À l'affleurement, le boudinage de certains niveaux et la forme sigmoïdale des clastes indiquent une déformation ductile importante, et de nombreux critères de cisaillement top-sud (Figure II-15a et b). À l'échelle de la lame mince la déformation dans les marbres liée à un cisaillement à vergence sud est aussi claire, marquée par des sigma clastes et des cisaillements antithétiques (boudinage en book shelf) indiquant un cisaillement simple vers la direction N140° (Figure II-15c). Cette intense déformation indique un mouvement chevauchant vers le sud. Ces mouvements de chevauchement sont associés au développement de la foliation ductile pénétrative indiquant une déformation précoce associé a $S_{0\text{-}1}$. Cet affleurement n'est pas affecté par la schistosité $S_2$ et indiquerait une déformation antérieure à la compression. Cependant ces structures ont probablement été redressées et verticalisées par l'extrusion des massif de la Barousse.

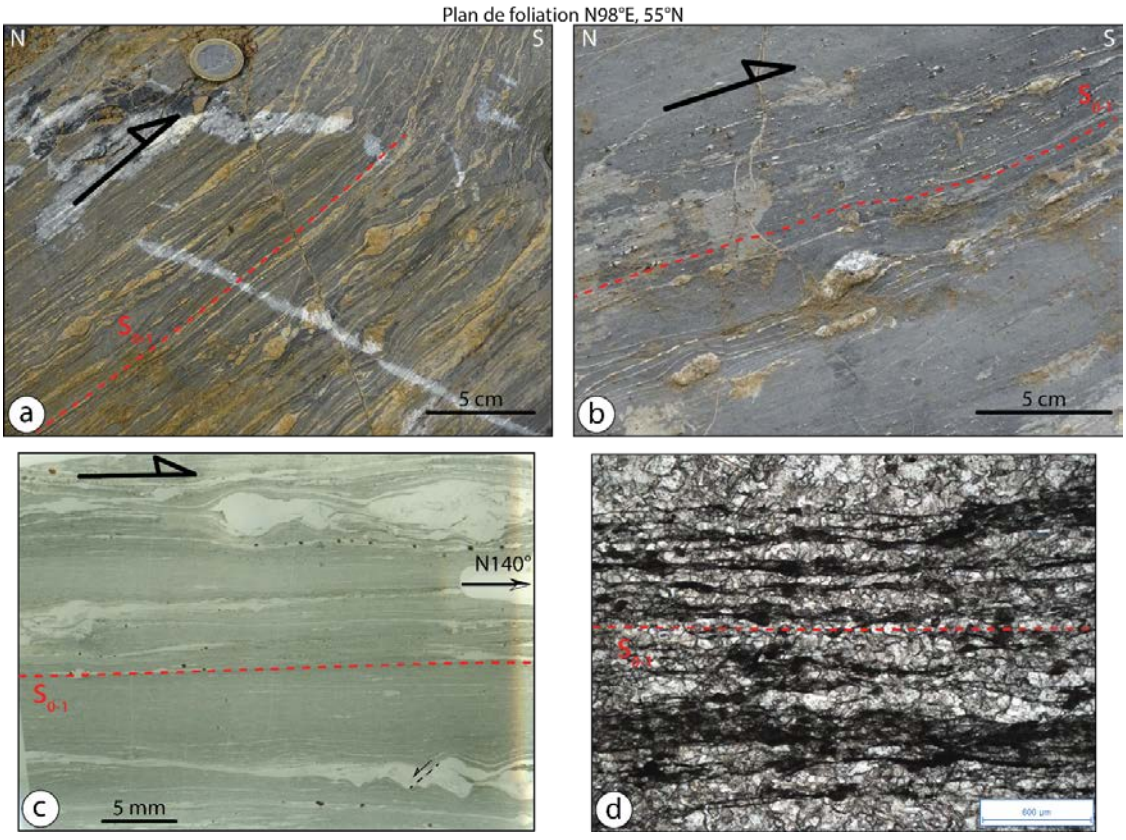


*Figure II-15 : photographies de l'aspect de la déformation dans la terminaison occidentale en biseaux de la ZIM pincée entre la FNP et la proche du contact avec la faille bordière septentrionale qui délimite la ZIM au nord (localisation sur la Figure II-4). a) et b) photographies des marbres montrant une alternance de couleurs et des critères de cisaillement top-sud. c) détail de la déformation du marbre à l'échelle de la lame mince montrant le boudinage des niveaux clairs ainsi que des cisaillements antithétiques indiquant un cisaillement vers le N140°. d) détail du marbre au microscope optique en lumière transmise.*

*Ecailles bordières*

Le domaine Varisque de la ZA, composé essentiellement par des roches paléozoïques, a préservé sa couverture de Permien et Trias inférieur (faciès Bundsandstein) représentée par des conglomérats légèrement déformés et affectés par la schistosité $S_2$, présentant des critères de cisaillement top-sud. Cette couverture sédimentaire permo-triasique qui scelle l'orogenèse varisque est surmontée par des calcaires cénomaniens et des flyschs turono-santoniens discordants, dont la limite est parfois tectonique et accompagnée de lambeaux de Trias supérieur (faciès Keuper). Ces dépôts sédimentaires secondaires forment les écailles bordières localisées sur la ZA et limités au nord par la FNP. La structure de ces écailles forme un synclinal complexe, déversé au sud, dont le flanc nord est généralement étiré, voire tronqué par la FNP. La zone des écailles bordières est connue pour être affectée par les trois phases de déformation (Choukroune, 1972 et les références citées). En effet, les calcaires, termes de base du Cénomanien, et les flyschs sont affectés par la schistosité de flux (Choukroune, 1972 ; Sagon et Azambre, 1986) correspondant à la foliation $S_{0\text{-}1}$. De plus, des scapolites néoformés sont tronçonnés et étirés dans ces plans de foliation $S_{0\text{-}1}$, avec des recristallisations en zone abritées, indiquant que ces scapolites sont anté-tectonique (Choukroune, 1972). Cela indique également que ces formations préservées sur la ZA sont probablement affectées par le métamorphisme de HT-BP.

Les observations de terrain confirment que ces calcaires cénomaniens sont affectés par la déformation de la première phase, même si la foliation $S_{0\text{-}1}$ est peu marquée et que ces calcaires préservent clairement leur stratification originale (Figure II-16). Cette déformation de la première phase est donc clairement moins intense que celle observée au sein de la ZIM. Une coupe fraîche dans la carrière de Beyrède-Jumet permet d'observer les calcaires cénomaniens présentant un pendage de 80° vers N10°, dont le faciès est brèchique, montrent une déformation coaxiale importante, perpendiculaire à la stratification (Figure II-16). Les clastes de ces calcaires brèchiques sont parfois boudinés (axe est-ouest des boudins) et drapés par une discrète foliation $S_{0\text{-}1}$, mais ne montrent aucun critère de cisaillement (Figure II-16b, c et d).

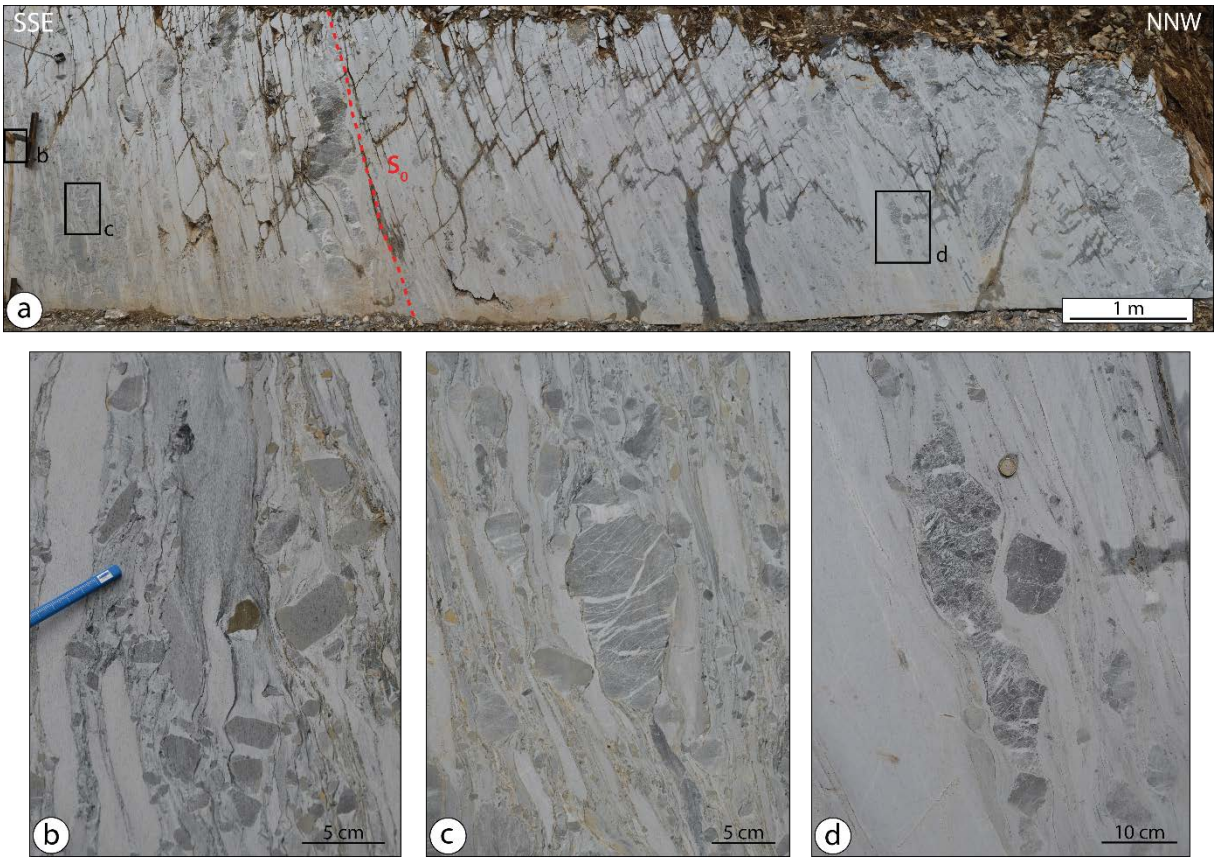


*Figure II-16 : photographie d'une coupe fraîche dans les calcaires cénomaniens brèchiques présents dans les écailles bordières (Localisation sur la Figure II-4). b), c) et d) zooms sur les clastes des calcaires brèchiques montrant une déformation coaxiale liée à la première phase de déformation.*

Ces calcaires sont affectés par un cisaillement pur lié à la première phase de déformation, mais ils ne sont pas affectés par la seconde phase de déformation liée au développement de la schistosité $S_2$. Cette schistosité non observée dans les calcaires, est présente dans les flyschs surmontant ces calcaires. Au contraire des calcaires cénomaniens, les flyschs ne sont pas affectés par la déformation de première phase. Ces flyschs sont marqué par un léger boudinage des niveaux les plus carbonatés qui peut être attribué à la phase de plissement. Ce boudinage est donc discret et la stratification de ces flyschs est largement visible (Figure II-17a).

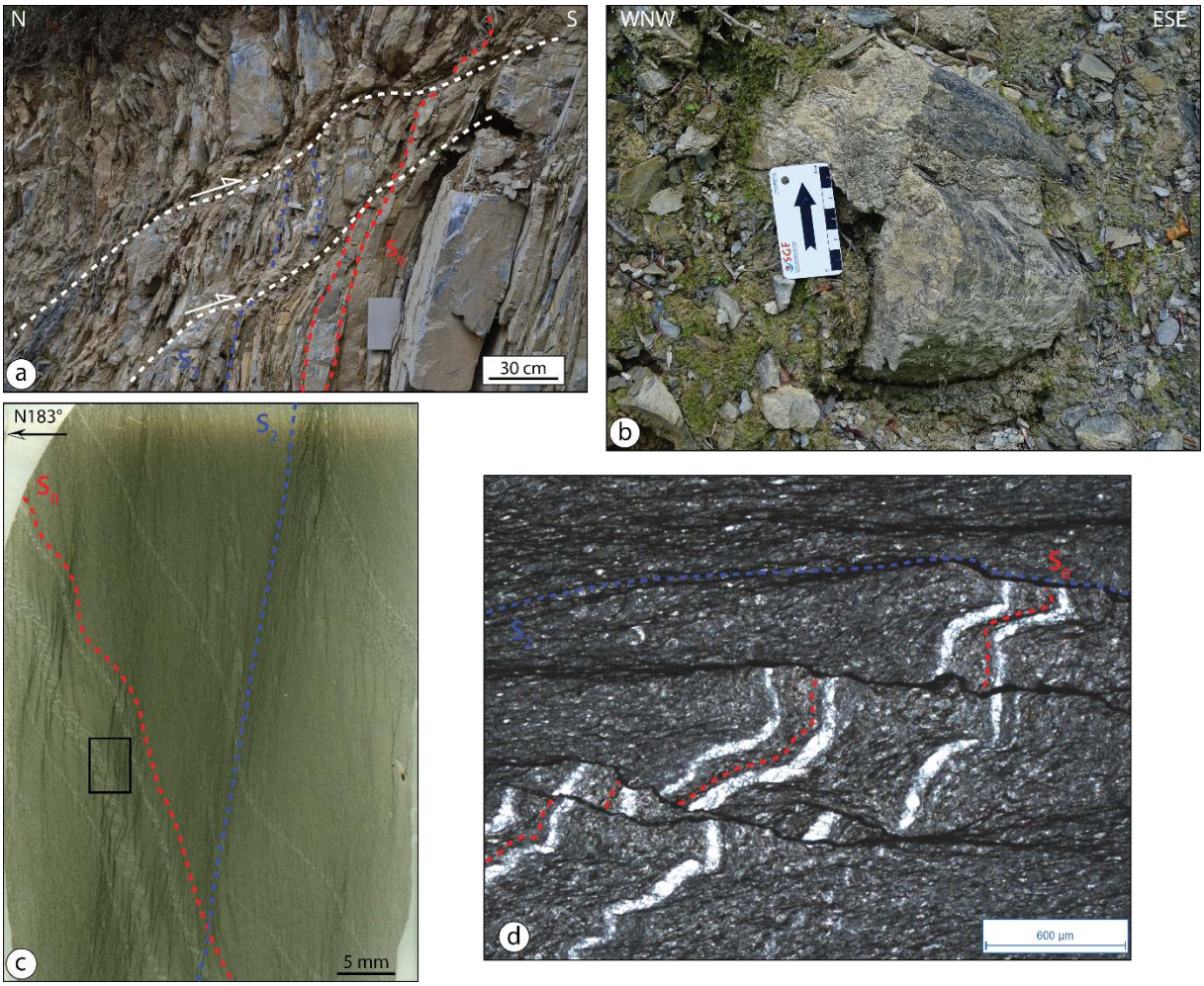


*Figure II-17 : photographies et interprétations de la déformation observée au sein des flyschs turono-santoniens et des calcaires cénomaniens. a) déformation du flysch affecté par un boudinage lié à la première phase de déformation, par la $S_2$ et par des cisaillements tardifs. b) exemple de pli ouvert dans les calcaires cénomaniens observé proche de la FNP. c) Déformation du flysch observé à l'échelle de la lame mince, montrant la stratification recoupée par la $S_2$. D) photo au microscope optique en lumière transmise montrant les plans $S_2$ qui intersectent et décalent la stratification.*

La seconde phase de déformation est relativement discrète également avec la formation d'une schistosité au sein du flysch (Figure II-17a). Cette schistosité de fracture $S_2$ est généralement parallèle à la stratification et plan axial de plis métriques ouvert syn-schisteux. Si ces plans de schistosité $S_2$ sont peu visibles à l'affleurement, ils apparaissent nettement à l'échelle de la lame mince et montrent une obliquité par rapport à la stratification (Figure II-17c et d). Au microscope optique en lumière transmise les plans de schistosité de fracture $S_2$ recoupent et décalent clairement la stratification marquée par des niveaux carbonatés plus clairs, indiquant un mécanisme de pression/dissolution (Figure II-17c et d). Les formations des écailles bordières sont donc affectées essentiellement par la seconde phase de déformation régionales et très peu par la première phase de déformation généralement observable en base de série. Elles sont également affectées par une déformation tardive correspondant à la troisième

phase à l'origine d'une schistosité de fracture $S_3$. En effet, ces formations sont localement affectées par des microcisaillements, à faible pendage nord et à vergence sud, décalant la stratification et la schistosité $S_2$ (Figure II-17a). Ces structures rappellent celles observées au niveau du Col de Coupe au sud du Fossé des Baronnies.

Les écailles bordières sont jalonnées par la FNP au nord, le long de laquelle une partie des plis observés dans les calcaires cénomaniens montrent une direction oblique par rapport aux autres plis et à la foliation principale $S_2$ (Figure II-17b). Ces plis montrent un axe NE-SW avec un plongement modéré vers le SW. Ce type de structure pourrait être la conséquence d'un jeu décrochant de la FNP.

### *II.2.2.3 Déformations liées à la FNP*

La FNP est une structure majeure reconnue dans les Pyrénées, mais il est rare de pouvoir l'observer directement sur le terrain. Généralement le tracé de la faille est mis en évidence par une dépression dans le paysage ou par la présence de brèches. La FNP est donc la plupart du temps mise en évidence par les déformations qu'elle génère à proximité de son trajet. Comme vu précédemment dans les écailles bordières, l'activité de la FNP affecte probablement les formations environnantes, avec des plis obliques et un plongement de l'axe modéré vers le SW. Proche de la FNP un autre affleurement de calcaires cénomaniens montre une déformation intense avec le développement de la schistosité $S_2$ et qui est parfois réfractée dans la stratification (Figure II-18). Cette déformation intense est à l'origine de plis centimétriques de la stratification dont les axes sont verticaux.

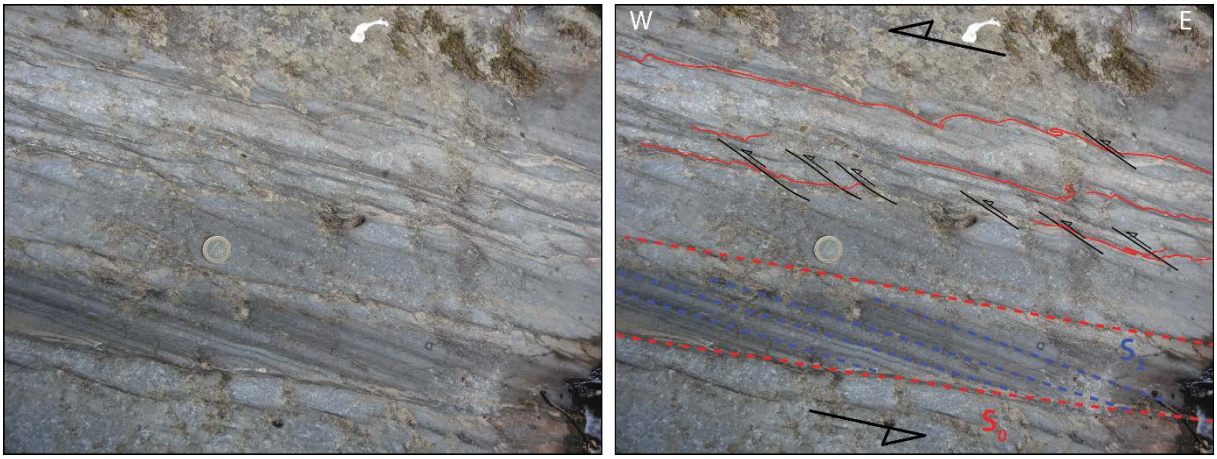


*Figure II-18 : photographie et interprétations de la déformation des calcaires cénomaniens proche de la FNP. Le plissement de la stratification avec des axes verticaux et la présence de cisaillements mineurs indique que la FNP montre un mouvement décrochant sénestre.*

Elle est également associée à de nombreux plans de cisaillement avec une composante décrochante sénestre, qui viennent décaler la stratification et la schistosité $S_2$ (Figure II-18). La FNP située à quelques dizaines de mètres plus au nord de cet affleurement serait donc à l'origine de cette intense déformation, qui montre que ce grand accident nord-pyrénéen correspond à une faille décrochante sénestre. Le jeu de la FNP est également mis en évidence par la présence de plans de faille satellites de ce grand accident. En effet un large plan de faille a été observé dans les ophites qui jalonnent la FNP. Ce plan de faille bien marqué, orienté NW-SE, montre des cannelures et des stries avec un plongement de 40° vers le N160°, ainsi que des escaliers indiquant un mouvement normal senestre (Figure II-19a). La faille à l'origine de ce plan est donc une faille décrochante sénestre, probablement la conséquence d'un mouvement transpressif. Comme dit précédemment, le tracé de la FNP est parfois mis en évidence par la présence de brèches dont l'épaisseur excède plusieurs mètres. Il est possible d'observer cette brèche au sud de la ville de Sarancolin, où elle est généralement polygénique et associée à une matrice relativement fine. Les clastes sont composés majoritairement des marbres foliés de la ZIM, d'éléments mésozoïques des écailles bordières, de Trias inférieur et d'éléments du socle varisque de la ZA.

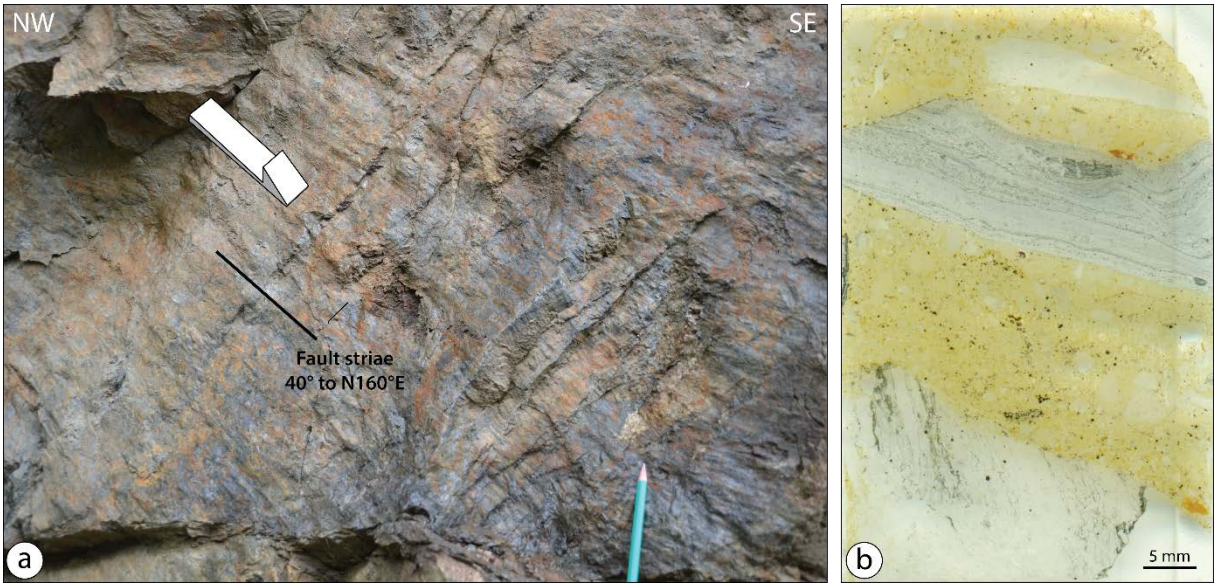


*Figure II-19 : exemples de structures observées le long du contact avec la FNP. a) plan de faille montrant une composante normale senestre, observé dans les ophites triasiques localisé le long de la FNP. b) lame mince de la brèche localisée sur le tracé de la FNP.*

Les clastes centimétriques à décimétriques sont généralement anguleux et noyés dans une matrice broyée, accompagnée de fragment micrométriques à millimétriques (Figure II-19b). La forme des clastes et le rubanement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ présente dans les clastes de

marbres de la ZIM (Figure II-19b) indique que la bréchification est tardive et se produit dans des conditions fragiles de subsurface.

Il est difficile de déterminer l'âge exact de fonctionnement des failles observées dans la ZNP, mais il est fort probable qu'elles correspondent à des accidents formés où qui ont rejoué lors de la compression pyrénéenne. En effet ces failles sont associées à la juxtaposition de niveaux structuraux contrastés, avec des décalages forts dans l'âge des séries et dans les conditions du métamorphisme et dans le style de la déformation ductile observée. Il est probable que toutes les structures associées à la troisième phase de déformation soient une conséquence de l'activité tardive de ces failles.

### II.2.3 Coupes structurales à travers la ZIM et le Fossé des Baronnies

L'ensemble des observations de terrain et des données structurales a permis d'établir des coupes géologiques (Figure II-20 et 21). Ces coupes intersectent les principales structures et lithologies des écailles bordières situées sur la ZA, de la ZIM, du Massif de la Barousse, des Chaînons Calcaires et du Fossé des Baronnies.

Les coupes traversant la ZIM permettent de mettre en évidence que cette unité correspond à un synforme recoupé par la FNP et les Failles bordières septentrionales (Figure II-20). Ce synforme est complet dans la partie occidentale de la zone tandis qu'il est complètement tronqué au Nord dans sa partie orientale. La ZIM est recoupé par l'extrusion du socle de la ZA et celui du Massif de la Barousse. Ces failles crustales subverticales permettent la juxtaposition de niveaux structuraux différents : des unités non ou peu métamorphiques (Trias, Crétacé des écailles bordières et Trias du Massif de la Barousse) sont mises au contact de la ZIM affectée par le métamorphisme de HT-BP et montrant une déformation ductile très marquée par la foliation $S_{0\text{-}1}$. La position structurale de la ZIM, qui lors du rifting devait être recouverte par la même unité de flysch gris retrouvé le long des écailles bordières, suggère un mouvement important le long de la FNP. Hors il est probable que la position actuelle de la ZIM ne correspond pas à son emplacement paléogéographique original. Cette configuration pourrait donc être utilisée pour discuter de l'ampleur des mouvements associés à la FNP.

Les coupes permettent également d'appréhender les structures associées aux différentes phases de déformation et ainsi observer les relations entre les différentes phases de schistosité qui affecte la ZIM (Figure II-20). La foliation $S_{0\text{-}1}$ est essentiellement marquée dans la ZIM mais, comme vu précédemment, elle affecte très peu les écailles bordières, qui sont davantage affectées par la schistosité $S_2$. Les calcaires cénomaniens et le flysch turono-santonien de ces écailles bordières situées sur la ZA, sont déplacés vers le sud et reposent également en discordance sur le Trias supérieur (Figure II-20). Les sédiments permo-triasiques sont légèrement affectés par la schistosité $S_2$, ce qui pourrait indiquer qu'une partie du socle varisque est également affecté par cette schistosité liée à la compression. Il est important de souligner que la schistosité tardive $S_3$ se localise souvent à proximité de la FNP (Figure II-20), ce qui pourrait suggérer un lien génétique pour le développement de ces structures.

La coupe la plus occidentale, qui traverse l'ensemble de la zone d'étude, permet de visualiser la terminaison occidentale de la ZIM (Figure II-21). Dans ce secteur, la ZIM

n'affleure plus mais elle est probablement pincée entre la ZA et le Massif de la Barousse, où la FNP et la faille bordière septentrionale ne forment plus qu'un seul accident (Figure II-21). Le massif de la Barousse et sa couverture mésozoïque correspondant aux Chaînons Calcaires sont alors juxtaposés directement à la ZA surmontée par les formations des écailles bordières largement développées dans ce secteur. L'ensemble de la zone est affecté par la schistosité $S_2$, mais seul le fossé des Baronnies est largement affecté par la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-21). La schistosité $S_3$ a seulement été observée au niveau du Col de Coupe, probablement à l'activité de la faille inverse présente plus au sud.

L'ensemble des formations mésozoïques est supposé être désolidarisé du socle par le niveau de Trias supérieur jouant le rôle de couche savon. Ce niveau de Trias supérieur ne semble pas surestimé, car il a été recoupé par forage plus à l'est sous la partie orientale du Fossé des Baronnies, où il est constitué de marnes et argiles bariolées associées à d'importantes masses de sel, de gypse et d'anhydrite (Paris *et al.*, 1975a). Le découplage généralement localisé dans les sédiments du Trias supérieur, permet de déformer la couverture sédimentaire mésozoïque sans trop affecter le socle varisque. Ce niveau de Trias et le découplage sont supposés plus importants au niveau du Fossé des Baronnies et sont associés à une faille qui pourrait être un niveau de décollement dont l'activité serait relativement précoce lors de l'inversion du rift et la juxtaposition de pointements de lherzolite avec les carbonates crétacés. De plus, les marbres observés au niveau du Col de Coupe montrent une déformation intense liée à la foliation $S_{0\text{-}1}$ contemporaine du métamorphisme et antérieur à la compression pyrénéenne. Ce contact situé à la base du Fossé est également déformé et rebroussé par l'activité des failles qui structurent la zone pendant la compression, soulignant une activité relativement précoce.

La majeure partie des failles du secteur montre des pendages assez forts avec généralement des composantes inverses et décrochantes sénestres. Elles recoupent l'ensemble des formations (socle varisque et couverture sédimentaire mésozoïque) et structures (Figure II-21), ce qui indiquerait une activité tardive découpant la zone d'étude en blocs et donnant au schéma structural son dessin final.

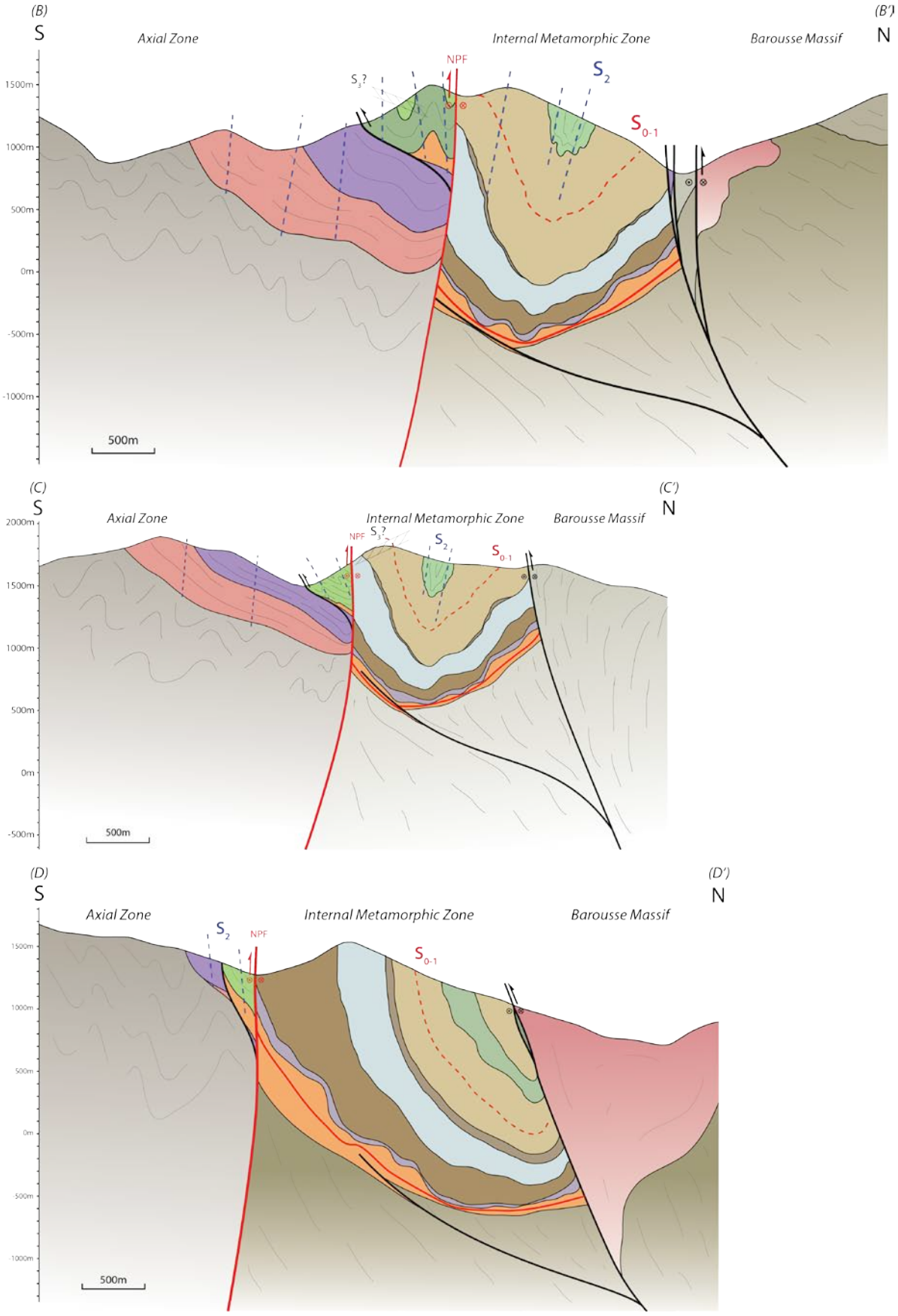


*Figure II-20 : Coupes géologiques N-S (B-B' : C-C' et D-D') à travers la ZIM. Légende identique à la carte géologique (Figure II-2).-*

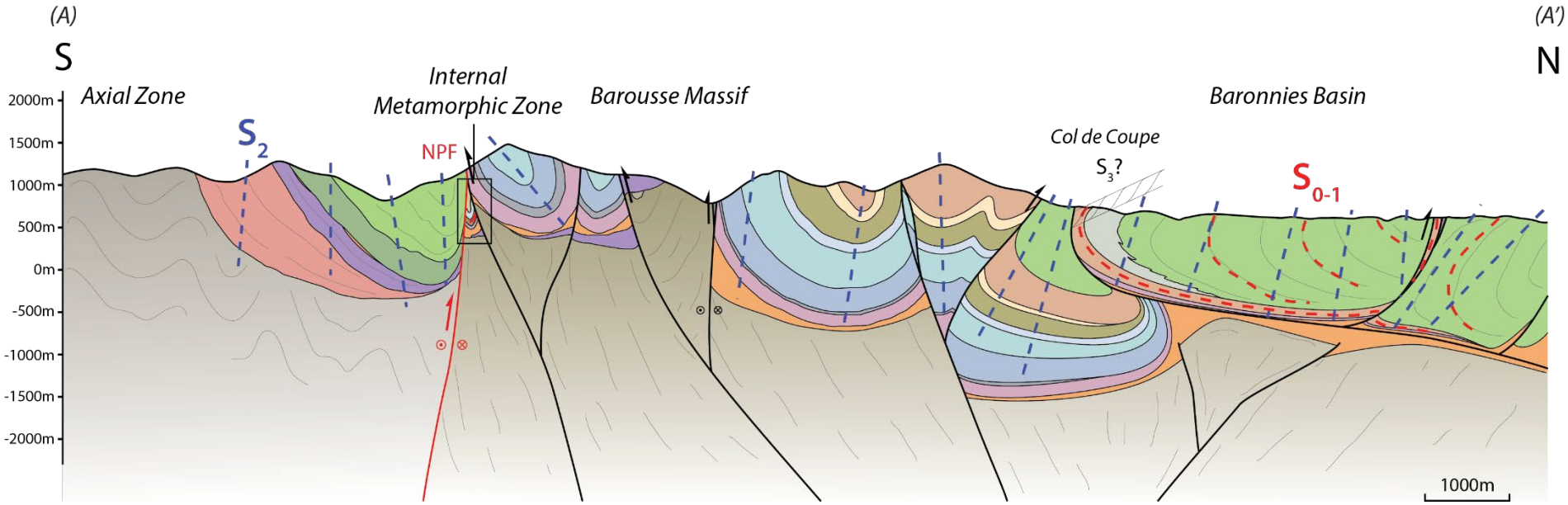


*Figure II-21 : Coupe géologique (A-A') N-S, traversant la ZIM (pincée entre la ZA et le massif de la Barousse), les Chaînons Calcaires et le Fossé des Baronnies. Légende identique à la carte géologique (Figure II-2)*

### II.2.4 Synthèse des phases de déformation dans le secteur occidental de la ZIM

La zone d'étude concernant le secteur occidental de la ZIM est donc affectée par trois phases de déformation :

i) une première phase de déformation ductile importante, à l'origine du développement d'une foliation ou schistosité de flux parallèle ou subparallèle à la stratification, parfois transposée par des plis couchés, nommé $S_{0\text{-}1}$. Cette déformation ductile est contemporaine de l'évènement métamorphique de HT-BP, marqué par le développement de minéraux (scapolite en particulier) à la fois dans les plans de foliation $S_{0\text{-}1}$ mais aussi les recoupant. L'activité du métamorphisme est donc antérieure à postérieur au développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$.

ii) une seconde phase de déformation, liée à la compression pyrénéenne, à l'origine du développement d'une schistosité de fracture $S_2$, plan axial des plis d'échelle kilométrique visibles sur la carte et métrique, montrant statistiquement un déversement et une vergence vers le nord, notamment dans les marbres de la ZIM. Les structures cartographiques sont parallèles à cette phase de schistosité. Cet évènement est aussi responsable de la formation de plis isoclinaux où la déformation semble ductile sans développement de schistosité $S_2$. La dispersion de l'orientation des plans de foliation $S_{0\text{-}1}$, indique clairement que les plis de cette seconde phase de déformation affectent les structures de la première phase. Cette phase de déformation compressive est probablement contemporaine du fonctionnement des nombreuses failles, dont les composantes sont inverses et/ou décrochantes senestres découpant la zone d'étude et juxtaposant de manière relativement tardive des niveaux structuraux différents.

iii) la troisième phase de déformation est plus localisée et correspond au développement de plans de cisaillement localisés dans les unités et de taille métrique, ou d'une schistosité de fracture subhorizontale $S_3$. Cet évènement est tardif et recoupe les structures antérieures qui affectent les différentes formations. Cette schistosité $S_3$ localisée, pourrait être formée par l'activité tardive des failles qui affectent la zone d'étude.

iv) les structures particulières (plis à axes verticaux orienté N-S et plans de faille) observées le long de la FNP indiquent que cet accident correspond à une zone montrant un mouvement décrochant senestre.

## II.3 Secteur centre-ouest de la ZIM : le Fossé de la Ballongue

La seconde zone de cette étude structurale, concerne un secteur de la partie centrale de la ZNP, où la ZIM est comprise entre le Massif de la Barousse à l'ouest, le Massif du Castillon à l'est et le Massif de Milhas au nord. Il s'agit du secteur de la ZNP où la ZIM s'étend cartographiquement sur la plus large bande, notamment au niveau du Fossé de la Ballongue. Dans ce secteur, la ZIM est également associée à de nombreux massifs de péridotite (e.g. Moncaup). Au cours de ces travaux de thèse, ce secteur a peu été visité, mais il suscite un intérêt particulier notamment du fait de la structure complexe de la ZIM.

### II.3.1 Description générale de la zone d'étude

Comme pour la première zone d'étude, la ZIM est limitée par des accidents crustaux importants, notamment la FNP qui la limite dans sa partie sud et la séparant des écailles bordières et de la ZA (Figure II-22). Dans sa partie nord elle est limitée par une série de failles semblables à la faille bordière septentrionale reconnue dans la première zone d'étude. Au nord de cet accident se trouve le Massif Nord-Pyrénéen de Milhas et sa couverture mésozoïque non métamorphique. Ce massif est essentiellement composé de micaschistes cambro-ordoviciens dans sa partie nord et par des migmatites ponctuellement associées à des granites d'anatexie dans sa partie sud (Figure II-22). Dans ce secteur, la structure de la ZIM est particulière. En effet, les extrémités de la ZIM marquée ici par la présence du large Fossé de la Ballongue sont scindées en deux parties. Dans sa partie orientale la ZIM se retrouve d'une part au nord du Massif du Castillon dans la continuité du Fossé de la Ballongue, et d'autre part pincée au sud, entre ce massif et la ZA, le long de la FNP (Figure II-22). Ce Massif Nord-Pyrénéen composé exclusivement de formations catazonales diffère des autres massifs, par l'absence des sédiments du Paléozoïque supérieur et des différentes zones du métamorphisme varisque (Barrouquère *et al.*, 1976b). Dans sa partie occidentale, la ZIM montre également deux branches, séparées par les sédiments mésozoïques non métamorphiques du bassin d'Escalette. Dans sa partie sud, le segment rejoint le sud du Massif de la Barousse à l'ouest, tandis que dans la partie nord d'orientation NW-SE, la ZIM est associée à de grands volumes de péridotite et de roches intrusives du socle varisque. Ces péridotites se localisent dans le secteur d'Arguenos-Moncaup et constituent le massif de Calem, qui est un des plus grands massifs de péridotite des Pyrénées. Ces roches du manteau sont associées à des lambeaux de socle paléozoïque, ainsi qu'à des méta-sédiments mésozoïques affectés par le métamorphisme pyrénéen (Figure II-22).

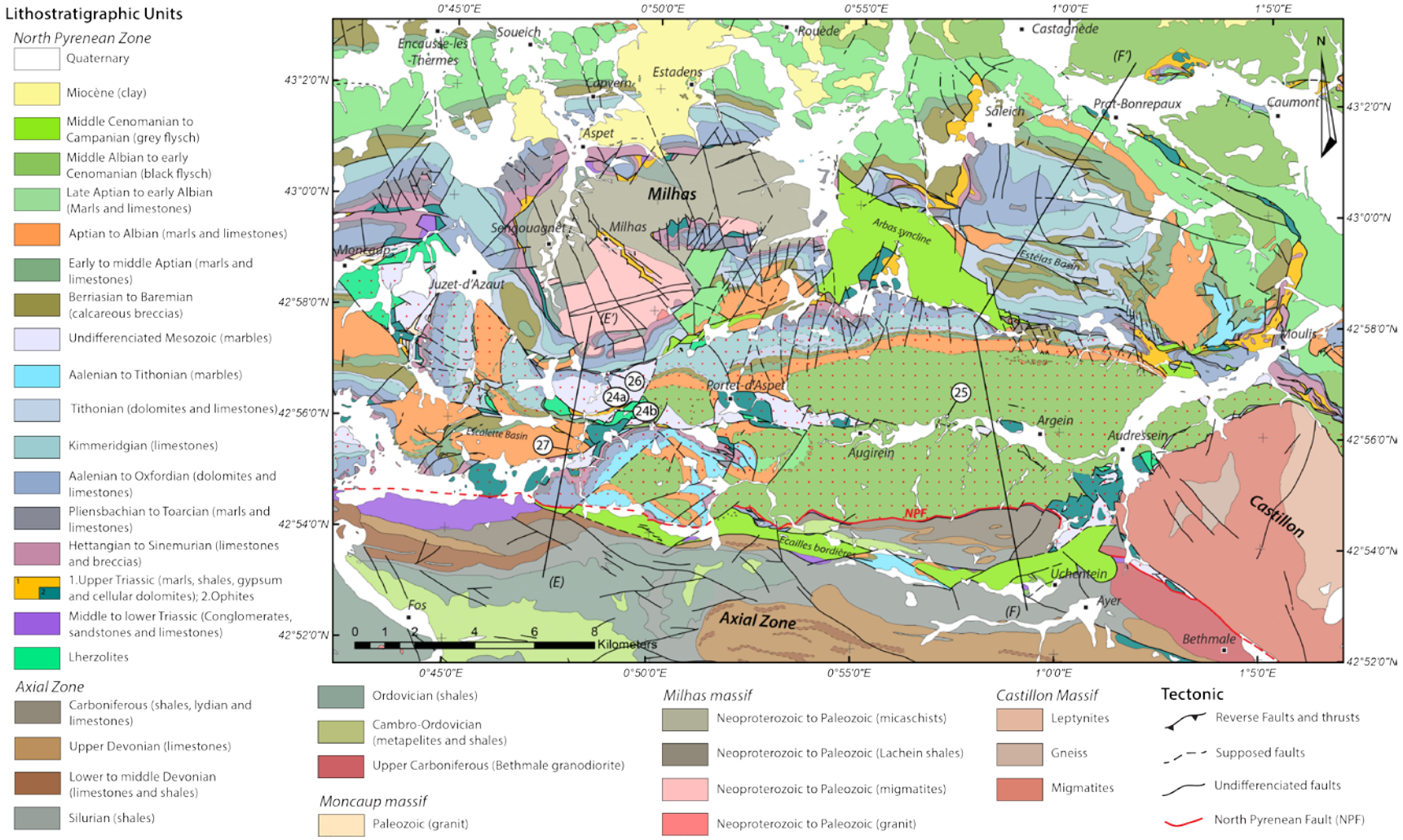


*Figure II-22 : Carte géologique simplifiée de la région du Fossé de la Ballongue, du Massif de Milhas et la péridotite de Moncaup. Modifié d'après les cartes géologiques au 50 000ème de Saint-Gaudens (Paris, 1971), de Arreau (Barrère et al., 1984b), d'Aspet (Debroas et al., inédit) et de Saint-Girons (Barrouquère et al., 1976a). La ZIM est matérialisée par des pointillés rouges. Localisation de chaque affleurement détaillé. Les numéros affichés correspondent aux numéros des figures détaillant les structures observées sur le terrain. Localisation des coupes correspondant à la Figure II-28.*

Les marbres mésozoïques reposent sur les péridotites par un contact tectonique (Debeaux and Thiébaut 1958 ; Hervouët *et al.*, 1987 ; Barrère *et al.*, 1984a, b).

Deux hypothèses sont mises en avant pour expliquer les relations entre ces différentes unités : i) une interprétation allochtoniste considérant les marbres jurassiques comme des écailles, des lentilles tectoniques déplacées le long d'un chevauchement plat (Hervouët *et al.*, 1987) ou un détachement (Lagabrielle *et al.*, 2010) ; ii) une interprétation autochtoniste considérant ces écailles comme des lames extrudées lors de l'inversion de blocs basculés (Debeaux et Thiébaut, 1958 ; Canérot et Debroas, 1988). Les péridotites montrent un niveau structural proche de la surface et sont en contact avec des formations mésozoïques, mais il ne montrent aucune preuve de bréchification et de resédimentation indiquant leur exhumation à la base du bassin (Clerc *et al.*, 2013). La péridotite de Moncaup est également recoupée par de nombreuses intrusions gabbroïques dont les bordures franches indiquent que les corps mantelliques étaient refroidis avant la mise en place de ces roches magmatiques (Azambre and Monchoux, 1998), par la suite datées du Cénomanien (96,9 ± 8 Ma) (Clerc *et al.*, 2015).

Comme pour le Bassin de Sarrancolin, ce secteur de la ZIM est également composé de nombreux carbonates mésozoïques. Elle est composée de sédiments anté- à syn-rift du Trias moyen-supérieur à Cénomanien, mais sa particularité réside dans la présence importante d'un Fossé de Flysch Noir équivalent au Fossé des Baronnies. Ce secteur de la ZIM est présenté comme un fossé composé de Flysch ardoisier albo-cénomanien (Souquet, 1969, 1971 ; Debroas & Souquet, 1972 ; 1976 ; Souquet & al., 1977, Debroas, 1978, 1985, 1987a). Ce fossé albo-cénomanien subsident décrit comme triangulaire s'est développé à l'intersection de décrochements senestres dans une zone de transtension pour Debroas (1985 ; 1987a). Les bordures nord et sud de ce fossé de flysch sont formées par des brèches d'escarpement actif durant la phase de rifting (Debroas, 1987a). Ce secteur de la ZIM est également affecté par le métamorphisme HT-BP qui montre un degré variable sur l'ensemble du bassin (Goujou *et al.*, 1988). Comme pour le premier secteur occidental, les écailles bordières sont reconnaissables au sud du tracé de la FNP au sein de la ZA composée de terrains sédimentaires cambriens à carbonifères (Figure II-22). Ces écailles sont composées de sédiments mésozoïques substratum du Flysch à fucoïdes turono-sénonien inférieur, affecté faiblement par le métamorphisme et déformé par le développement d'une schistosité (Debroas, 1987b). Comme pour le secteur de la Barousse, ces flyschs sont en contact tectonique ou directement en discordance sur le socle de la ZA, impliquant une absence totale de l'ensemble de la série mésozoïque. Ces sédiments post-rift constitués de Flysch gris cénomano-turonien et du Flysch à fucoïdes se localisent

également au nord de la ZIM, au sud-est du massif de Milhas dans le synclinal d'Arbas. La partie nord, nord-est de la zone est composée de sédiments marno-calcaires aptiens surmontés à nouveau par des flyschs ardoisier albo-cénomaniens non métamorphiques (Figure II-22).

### II.3.2 Aspects de la structure régionale de la ZIM dans ce secteur

Les séries sédimentaires anté et syn rift de la ZIM dans ce secteur sont très déformées et contrastent clairement avec les unités voisines formées des sédiments anté-, syn- et post-rift non métamorphique (le Bassin d'Estélas, le synclinal d'Arbas, le Bassin d'Escalette et les écailles bordières) correspondant à la couverture sédimentaire du Massif de Milhas et de la ZA (Figure II-23).

Comme vu précédemment, la ZIM dans ce secteur est relativement large au niveau du Fossé de la Ballongue et est clairement limitée et recoupé par des accidents E-W décrochants et inverses, jalonnés par de nombreuses écailles. L'accident majeur limitant la ZIM dans sa partie sud correspond à la FNP, jalonnée par les écailles bordières (Figure II-23) et dont le tracé est difficile à suivre au niveau du Massif du Castillon. Elle se scinde en deux parties, limitant le massif sur ces bordures nord et sud. Ce massif semble clairement affecter le tracé de la FNP. La partie septentrionale de la ZIM est limitée par une série d'accidents accompagnés d'écailles de gneiss migmatitiques et granulites paléozoïques de Lachein au sud-est du synclinal d'Arbas (Debroas, 2009) (Figure II-23). Dans sa partie occidentale ces accidents jalonnent le Massif de Milhas et changent de direction vers le NW jusqu'à la péridotite de Moncaup. La ZIM est également traversée d'est en ouest par une failles d'orientation E-W, qui recoupe la partie centrale du Fossé de la Ballongue et qui se prolonge vers l'ouest, comme les failles précédentes, jusqu'à la péridotite de Moncaup. Cette faille longitudinale subverticale est jalonnée par des écailles de lherzolite, d'ophite et de marbres mésozoïques indifférenciés (Figure II-23).

La zone d'étude et plus particulièrement la ZIM est affectée par trois phases de déformation reconnues (Debroas *et al.*, inédit). La première phase de déformation associée au développement d'une schistosité de flux (Choukroune 1970) correspond à la foliation $S_{0\text{-}1}$ qui affecte essentiellement la ZIM et plus particulièrement le Fossé de la Ballongue (Figure II-23). Généralement cette foliation est parallèle à la stratification ou bien la transpose complètement et forme des plis couchés isoclinaux, comme des plis d'entrainement. Mais dans le Fossé de la Ballongue, des rapports anormaux entre la stratification et cette foliation sont décrits indiquant un plissement de grande longueur d'onde (Debroas, 1987a). Ce fossé est généralement décrit comme affecté par deux phases de plissement synchisteux (Ricateau & Choukroune, 1970 ; Debroas, 1987a) dont la première phase serait à l'origine de plis dont les plans axiaux sont représentés par la foliation $S_{0\text{-}1}$ faiblement pentée vers le sud.

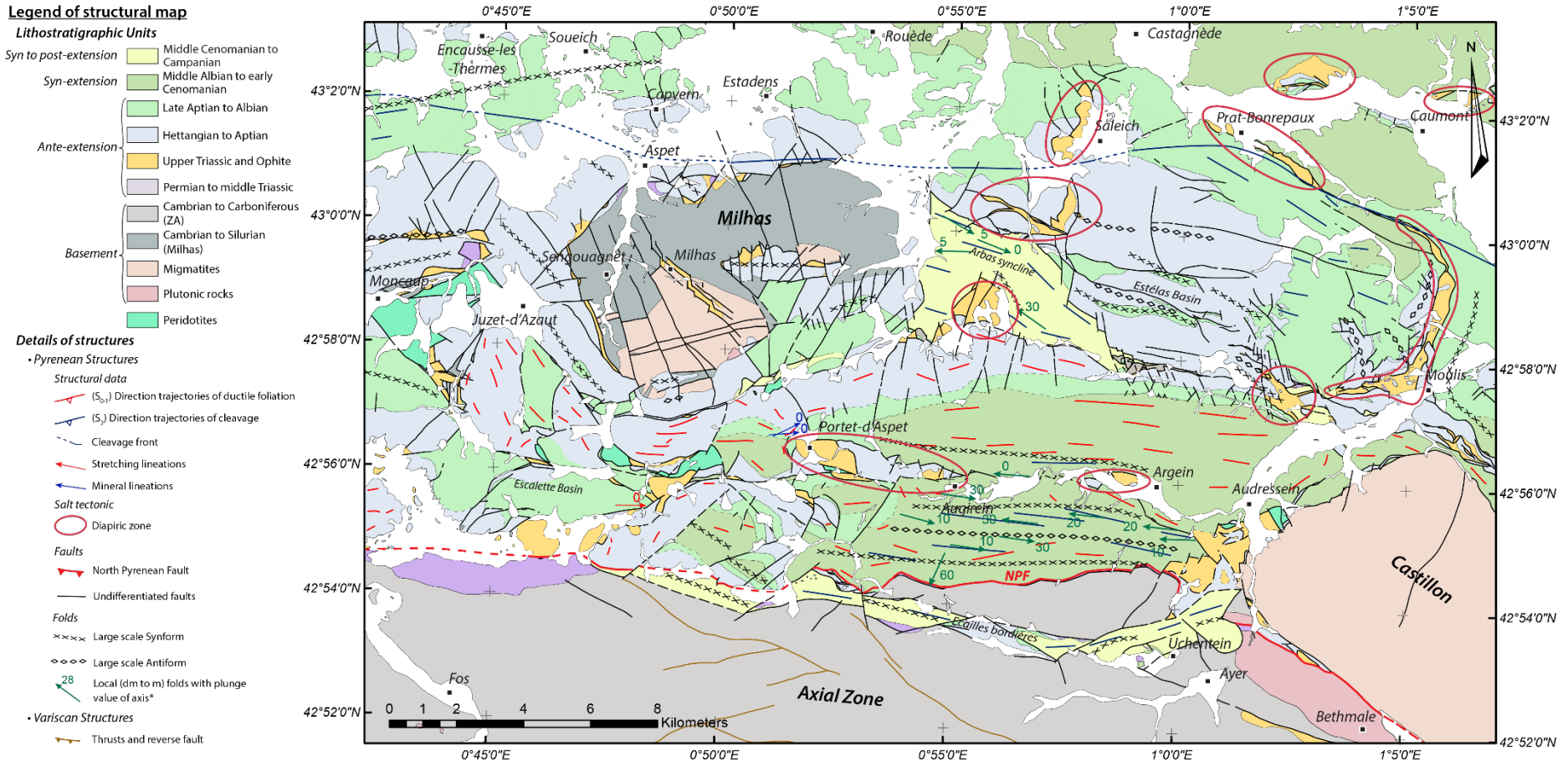


*Figure II-23 : Schéma structural de la région du Fossé de la Ballongue, du massif de Milhas et la péridotite de Moncaup. Réalisé d'après les cartes géologiques de Saint-Gaudens (Paris, 1971), de Arreau (Barrère et al., 1984b), d'Aspet (Debroas et al., inédit) et de Saint-Girons (Barrouquère et al., 1976a).*

Cette première phase de déformation ductile affecte clairement les marbres mésozoïques, parfois bréchiques (anté-foliation) qui montrent une déformation intense avec le développement de litages associés à $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-24a). Cette déformation est étroitement liée au métamorphisme pyrénéen responsable de la formation de minéraux de scapolite. En effet l'observation de nombreux fantômes de scapolite qui cristallisent orientés soit dans les plans de foliation $S_{0\text{-}1}$, soit dans toutes les directions recoupant complétement la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-24b), indique que le métamorphisme et syn à post-tectonique dans ce secteur de la ZIM.

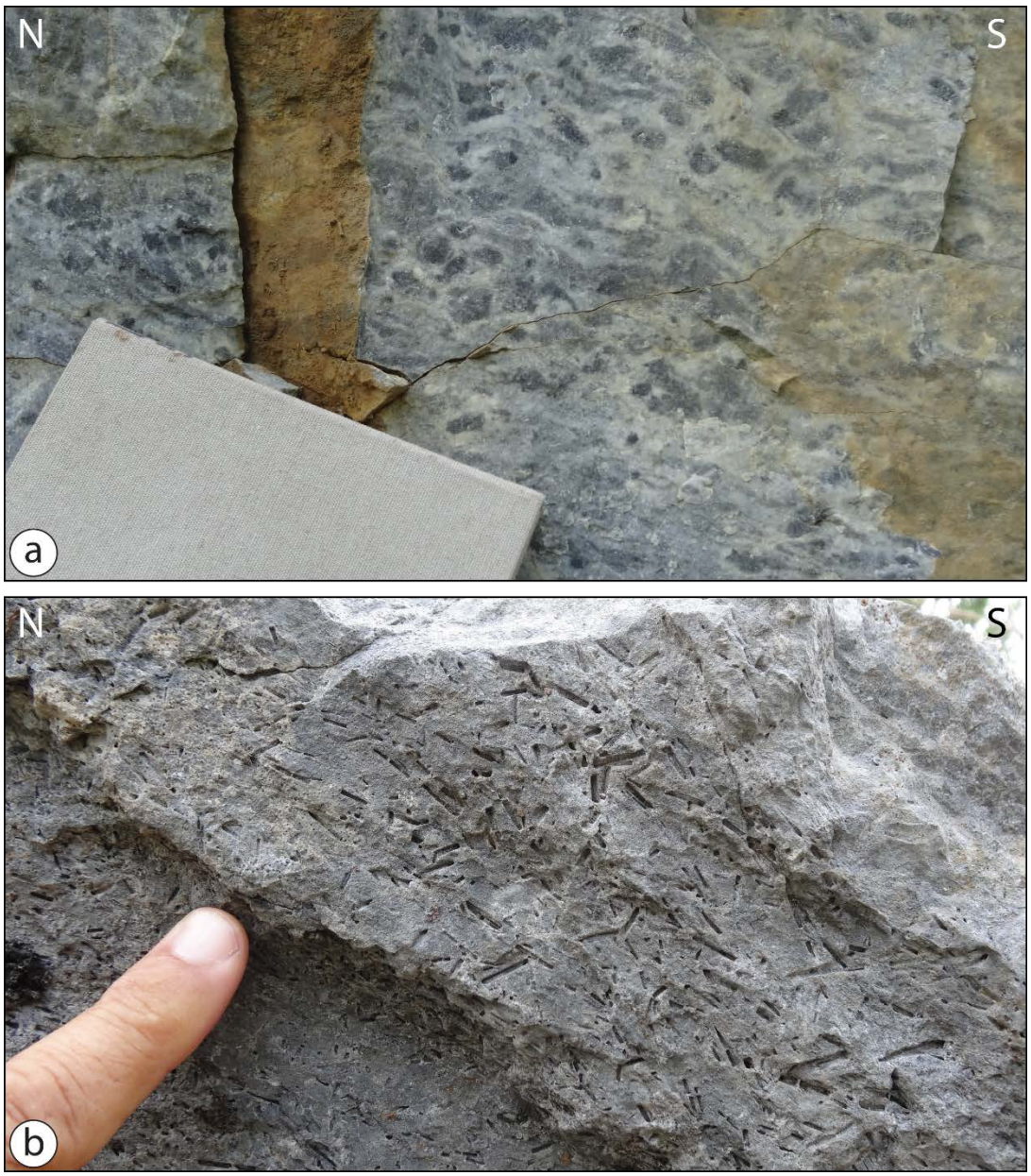


*Figure II-24 : Photographie de l'aspect des marbres de la ZIM à l'ouest du Fossé de la Ballongue, entre le massif de Milhas et le Bassin d'Escalette. a) aspect d'un marbre mésozoïque bréchique déformé par la première phase de déformation ductile. b) détail de la disposition des fantômes de scapolites, indicateurs du métamorphisme, dans les marbres mésozoïques. Les scapolites ont cristallisé dans toutes les directions.*

Le nombre limité d'affleurements visités n'a pas permis d'observer de nombreux scapolites tronçonnés et étirés comme dans la zone d'étude précédente. La présence de quelques scapolites étirés dans le plan de foliation, permet néanmoins de démontrer que le métamorphisme est également syn-tectonique. Comme plus à l'ouest, le développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ se fait pendant l'évènement métamorphique, dont la durée est plus importante que la première phase de déformation. Peu de linéations d'étirement ont donc été observées dans ce secteur, mais les quelques mesures effectuées sur les scapolites montrent une direction globalement E-W (Figure II-23).

À l'échelle de la ZIM, la foliation $S_{0\text{-}1}$ montre une direction générale E-W et apparaît ponctuellement perturbée avec des directions complètement obliques (Figure II-23). Ces perturbations sont probablement liées à la seconde phase de déformation associée au développement d'une schistosité de fracture, plan axial de larges plis d'échelle kilométrique, ainsi que de plis mineurs à l'échelle de l'affleurement. Cette phase postérieure au métamorphisme pyrénéen montre une direction générale N100° et affecte une grande partie de la zone d'étude, notamment la partie sud du Fossé de la Ballongue et la partie nord-est du secteur (Figure II-23 et 25). En effet, la schistosité de fracture s'observe plus facilement dans les schistes ardoisiers de la Ballongue que dans les carbonates du reste de la ZIM où elle est très peu marquée voire absente. Cette schistosité généralement verticale, est clairement oblique par rapport à la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-25).

Les axes des plis de cette seconde phase de déformation sont généralement parallèles à la direction générale de cette schistosité $S_2$, hormis autour du Massif de Milhas qui semble perturber la direction de ces axes de plis, comme si ces derniers venaient draper le massif suivant ses contours cartographiques. En effet, les plis situés à l'ouest de ce massif sont disposés en échelon et viennent buter contre le Massif de Milhas (Figure II-23). Cette seconde phase de déformation compressive correspondant à l'inversion structurale du Fossé de la Ballongue, est également responsable de la formation des premiers plissements qui affectent les sédiments post-rift et plus particulièrement les flyschs turono-sénoniens (Debroas et Azambre, 2012 ; Debroas *et al.*, inédit). Les axes de plis mineurs synschisteux (Debroas *et al.*, inédit) montrent des directions comparables aux axes des plis d'échelle régionale et à la direction générale de la $S_2$ (Figure II-23). Il est important de noter la présence d'un pli mineur dont l'axe est complètement oblique et perpendiculaire au tracé de la FNP. Ces exemples de plis sont récurrents le long de cet accident, suggérant une composante décrochante importante.

*Figure II-25 : photographies du Flysch Noir du Fossé de la Ballongue. La schistosité de fracture $S_2$, intersecte la foliation $S_{0-1}$. Le métamorphisme est responsable de l'aspect massif de ces schistes, qui montrent un aspect de cornéenne.*

Une troisième phase de déformation, considérée comme Eocène, est enregistrée très localement sous la forme d'une schistosité de crénulation $S_3$, dans la partie sud du Fossé de la Ballongue (Debroas et Azambre, 2012 ; Debroas et al, inédit). Ces trois familles de schistosité sont semblables à celles observées plus à l'ouest dans le Bassin de Sarrancolin et le Fossé des Baronnies.

Ce secteur présente de nombreux affleurements de Trias supérieur, généralement associé à de grands volumes d'ophites. Des variations latérales d'épaisseur importantes dans les sédiments anté-rift et la remontée des séries Triasique plus haut dans la pile sédimentaire montrent que les séries sont affectées par le développement de diapirs (Figure II-22 et 23). La durée de cet évènement de tectonique salifère doit être importante comme en atteste la présence d'un diapir synsédimentaire traversant le synclinal complexe d'Arbas composé de flyschs à

fucoïdes turono-santoniens (Figure II-23). Hormis la présence d'un diapir important associé à de nombreux lambeaux d'ophites et de marbres, repris lors de la compression, dans la partie centrale de la ZIM sur un axe est-ouest, la majeure partie des diapirs se localise dans la partie nord-est de la région (Figure II-23). Ces diapirs recoupent l'ensemble de la pile sédimentaire et jouent un rôle prédominant dans la structuration de la zone d'étude. En effet, ces diapirs perturbent l'orientation des axes de plis associés à la seconde phase de déformations, qui montrent à l'approche du diapir le plus oriental (proche de Moulis), des orientations proches de N-S (Figure II-23). Le pli localisé à l'est de ce diapir dans les sédiments apto-albiens semble même lié au développement de cette structure salifère, dont l'axe change de direction selon un angle droit (Figure II-23). Ce secteur est un des plus affectés par la tectonique salifère, qui est également présente au sein de la ZIM, malgré l'impact fort de la déformation ductile et du métamorphisme.

L'ensemble de la zone est donc affecté par trois phases de déformation, ou quatre si l'on considère la tectonique salifère, qui permet une structuration probablement précoce. Localement, à l'approche des contacts entre la ZIM et les unités non métamorphiques, il est possible d'observer des structures probablement liées au jeu des failles qui jalonnent la ZIM. Au sud du massif de Milhas, au contact de la faille bordière septentrionale, les calcaires marneux de la couverture liasique non métamorphiques montrent une déformation avec des cisaillements dont la cinématique est top-nord (Figure II-26). Ces calcaires sont affectés par la schistosité de fracture $S_2$, qui est intersectée et décalée par des plans de cisaillements à vergence nord, parallèles à la stratification marquée par le boudinage des bancs de calcaires (Figure II-26). Ces structures indiqueraient un glissement banc sur banc tardif modéré à vergence nord, acquis probablement pendant le plissement de ces séries sédimentaires.

Plus au sud, dans le Bassin d'Escalette qui marque un contraste métamorphique avec le reste de la ZIM, les calcaires urgoniens massifs ont conservé leur apparence avec de nombreux fossiles et semblent peu déformés (Figure II-27). De nombreux fossiles de rudistes ou de polypiers sont observables (Figure II-27a), ainsi que de nombreux entroques de crinoïdes bien conservés (Figure II-27b).

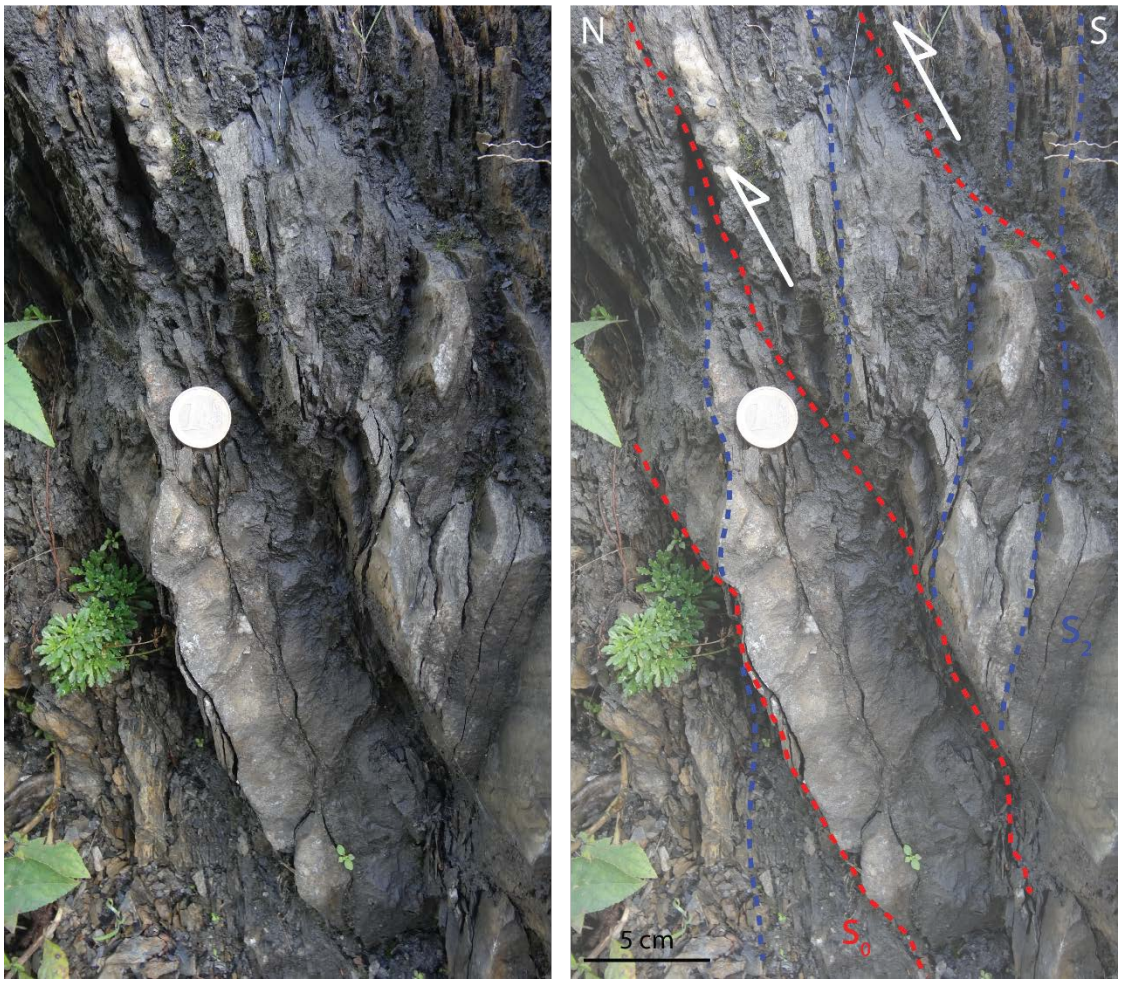


*Figure II-26 : photographie de la déformation observée dans les calcaires marneux liasiques. La schistosité de fracture $S_2$ est intersectée par un glissement banc sur banc à vergence nord parallèles à la stratification.*

La conservation de ces fossiles et l'absence de recristallisation indique probablement que ces calcaires n'ont pas été ou peu affectés par le métamorphisme pyrénéen. Dans la partie sud du Bassin d'Escalette, les calcaires urgoniens sont affectés par une déformation cisaillante, comme en témoigne un polypier complétement cisaillé, associé à des sigma clasts avec des queues de cristallisation, indiquant une vergence nord (Figure II-27a). Il est difficile d'établir à quelle phase de déformation celle-ci appartient. Une telle déformation pourrait correspondre à la déformation de la première phase, mais l'aspect localisé, la verticalité des structures et la proximité du contact faillé avec la ZIM, suggèrent que cette déformation est tardive et liée au jeu de la faille qui jalonne la ZIM. Cette déformation correspondrait donc à la continuité de la seconde phase de déformation ou bien à la troisième phase de déformation en lien avec une activité des failles du secteur.

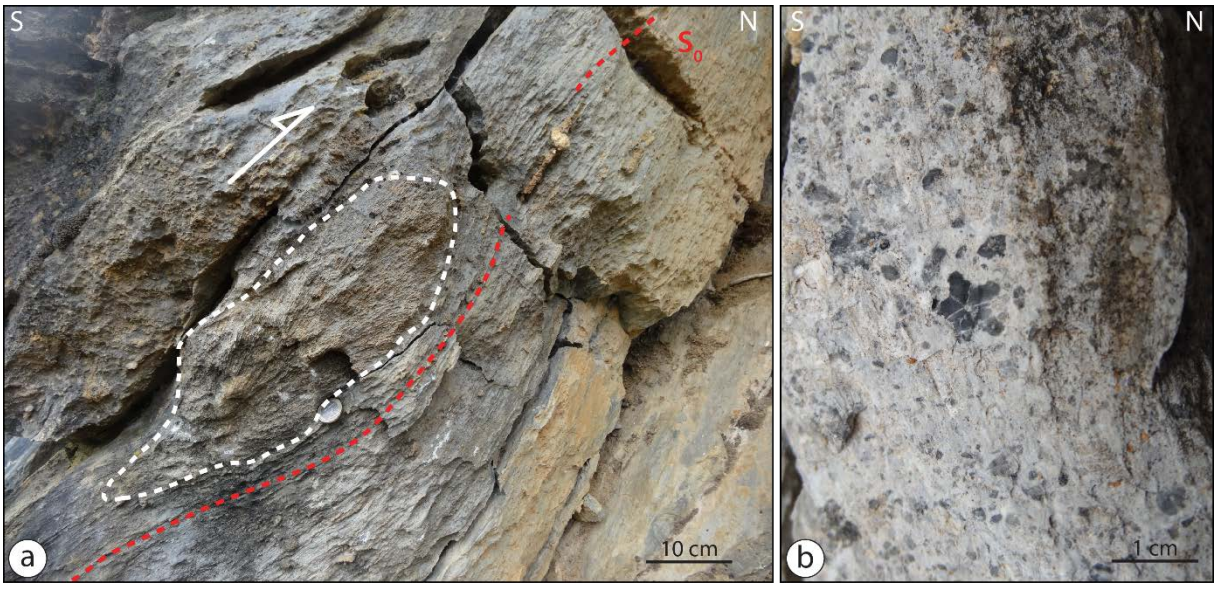


*Figure II-27 : photographies de la déformation et de l'aspect et des calcaires urgoniens du Bassin d'Escalette. a) polypier cisaillé associé à des critères de cisaillement à vergence nord. b) gros plan sur un entroque de crinoïde.*

### II.3.3 Coupes structurales N-S recoupant la ZIM et les unités avoisinantes

Les données récoltées sur le terrain, ainsi que les données de la littérature, permettent d'établir des coupes géologiques recoupant la ZIM et les unités avoisinantes (Figure II-28). Ces coupes suggèrent que les accidents qui limitent la ZIM sont subverticaux et montrent un mouvement décrochant senestre inverse. Sur le transect E-E', l'écaille bordière est limitée à un lambeau de flysch turono-santonien pincé entre la ZIM et la ZA. Ces flyschs sont affectés par la schistosité $S_2$. Latéralement, ces flyschs sont également légèrement affectés par l'épisode de métamorphisme et probablement par la déformation de la première phase. La ZA et ces flyschs montrent un contraste métamorphique et de déformation important avec la ZIM. La FNP recoupe clairement l'ensemble de ces unités différentes et permet la juxtaposition de domaines montrant des degrés de métamorphisme différents (Figure II-28a). Dans ce secteur situé au sud du Massif de Milhas, la ZIM affectée par la foliation $S_{0\text{-}1}$, chevauche la partie sud du Bassin d'Escalette (Figure II-28a). À l'ouest de la coupe ces sédiments peu métamorphiques de ce bassin, affleurent proche de la FNP suggérant donc qu'il est cacheté et chevauché par la ZIM (Figure II-22). Les déformations cisaillantes top-nord relevées dans les calcaires urgoniens pourraient rendre compte d'un déplacement de la ZIM vers le nord, en chevauchant ce bassin non métamorphique. En effet, le contraste de déformation et de métamorphisme est également ici conséquent. La faille qui limite la partie nord du Bassin d'Escalette montre une structure en fleur et plusieurs écailles, dont une montre un volume important de lherzolite accompagné de

sédiments du Trias supérieur. La partie nord de la ZIM montre également un contraste important avec la couverture mésozoïque non métamorphique du Massif de Milhas. La ZIM semble chevaucher vers le nord ces deux unités, avec une hypothèse de couverture mésozoïque pincée sous la ZIM. Cette couverture mésozoïque du Massif de Milhas est également recouverte en discordance par des flyschs turono-santoniens.

Le transect F-F' est composite avec un segment NNW-SSE qui traverse le centre du fossé de la Ballongue et un segment NE-SW qui traverse le Bassin d'Estélas, jusqu'au Bassin albo-cénomanien de Salies (Figure II-28b). Cette coupe permet de mettre en évidence les contrastes de déformation qui existent entre la ZIM et la couverture mésozoïque non métamorphique. La ZIM est déformée et affectée par les trois phases de déformation et particulièrement par la première phase ductile qui se localise essentiellement dans le Fossé de la Ballongue (Figure II-28b). La partie centrale de ce fossé est également affectée par la présence d'un diapir à l'origine de variations latérales d'épaisseur importantes des sédiments jurassiques (Figure II-28b). Ce diapir a été par la suite écrasé et déformé par l'épisode compressif. La FNP montre également un pendage très fort voire subvertical et limite l'écaille bordière composé de flyschs turono-santonien affectés par la schistosité $S_2$. La configuration est similaire à celle observée plus à l'ouest, avec cependant une largeur plus importante du synclinal de flyschs (Figure II-28b). Ces flyschs se retrouvent également au contact nord de la ZIM dans le synclinal d'Arbas où ils sont aussi affectés par la schistosité $S_2$. La partie nord de la coupe représentée par le Bassin d'Estélas, montre une succession de plis ouverts des sédiments mésozoïques non métamorphiques recoupés par de nombreuses failles mineures (Figure II-28b). La partie nord de ce bassin est marquée par la présence d'un grand accident probablement localisé le long d'une grande structure diapirique, qui est à l'origine de la remontée de nombreux corps ophitiques. Au nord de cet accident se localise à nouveau un bassin important, correspondant au Bassin de Salies, rempli par des flyschs ardoisiers albo-cénomaniens comparables aux flyschs de la Ballongue (Figure II-28b).

Comme pour le secteur précédent, la ZIM montre des contrastes de déformation et de métamorphisme importants avec les unités avoisinantes, marqués par de grands accidents longitudinaux. Ces contrastes importants de déformation impliquent des interrogations, notamment sur l'ampleur des mouvements qui serait nécessaire le long de ces contacts longitudinaux subverticaux pour pouvoir expliquer ces juxtapositions.

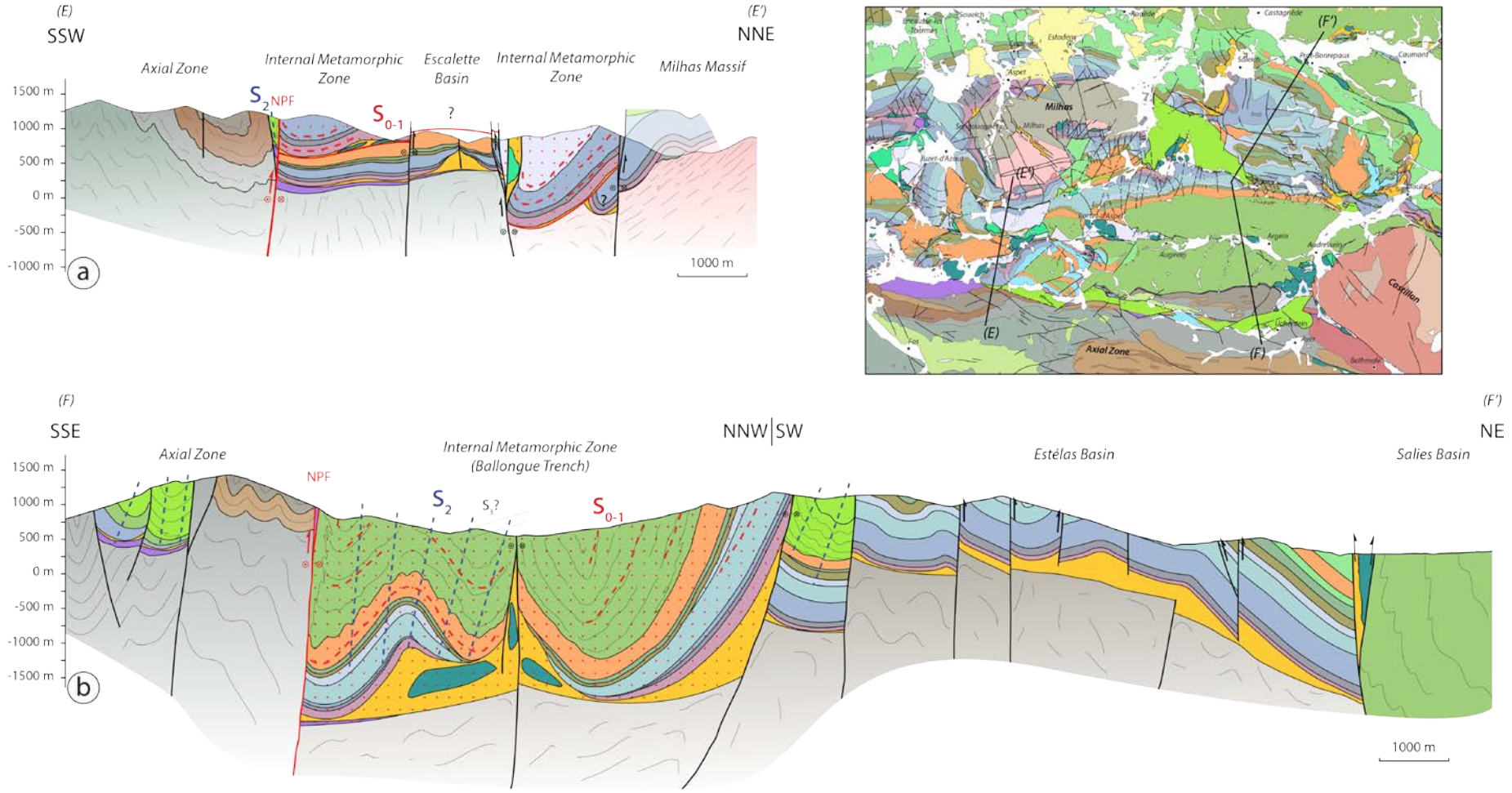


*Figure II-28 : Coupes géologiques N-S (E-E' et F-F') recoupant la ZIM sur les méridionales du Massif de Milhas et le Fossé de la Ballongue. Légende identique à la carte géologique (Figure II-22).*

## II.4 Secteur central de la ZNP: Fossé d'Aulus

Historiquement, le fossé d'Aulus est une région particulièrement étudiée, pour le métamorphisme et la structure en relation avec les roches du manteau, notamment le massif de lherzolite de l'Etang de Lherz, qui est le plus connu et le plus étudié à l'échelle des Pyrénées.

### II.4.1 Description de la zone d'étude

La partie sud de la zone est occupée par la ZA qui est essentiellement composée de séries sédimentaires du Silurien au Carbonifère affectées par des plis E-W déversés vers le nord, qui reprennent une phase de déformation précoce associée à la formation de plis couchés vers le nord-ouest avec des axes entre N30 et N40° (Ternet *et al.*, 1997) (Figure II-29). Comme dans les précédents secteurs, deux écailles bordières sont pincées entre la ZA et le tracé de la FNP. La première, correspondant à l'écaille d'Esbints, est localisée entre la ZA et le Massif du Castillon (descriptions, cf. *partie II.3.1*), tandis que la seconde correspondant à l'écaille d'Aulus est localisée au sud de la lherzolite de l'étang de Lherz (Figure II-29). Ces écailles bordières, discontinues dans ce secteur, sont essentiellement composées de flysch à fucoïdes turono-coniaciens, parfois très déformés et affectés par la schistosité $S_2$ (Ternet *et al.*, 1997). Ces écailles ont été affectées par le métamorphisme pyrénéen, avec cependant des températures ne dépassant pas les 350°C (cf. *Chapitre IV, partie IV.4.2*).

Le Fossé d'Aulus, correspondant à une portion de la ZIM, montre une direction N110° à N120° et est circonscrit entre la ZA, au sud et les Massifs Nord-Pyrénéens des Trois-Seigneurs et du Saint Barthélémy, au nord (Figure II-29). Les contacts entre ces unités sont marqués par la présence de grands accidents qui bordent le Fossé d'Aulus, notamment la FNP qui le limite dans sa partie sud et le sépare de la ZA (Figure II-29). Il est constitué d'une séquence sédimentaire à dominance carbonatée dont les âges varient majoritairement du Trias à l'Albien inférieur. Le Fossé s'approfondit vers le nord-ouest. En effet, sa partie orientale est composée de métasédiments jurassiques, tandis que vers, sa partie occidentale, les métasédiments évoluent du Berriasien à l'Albien inférieur (Figure II-29). La terminaison occidentale proche du massif du Castillon est même remplie par des sédiments albo-cénomaniens, correspondant aux flyschs noirs, observés plus à l'ouest dans le Fossé de la Ballongue (Figure II-29). Hormis les formations albo-cénomaniennes, les métasédiments du Fossé d'Aulus, correspondent à des carbonates massifs, souvent mylonitiques et des complexes béchiques monogéniques à polygéniques importants (Choukroune, 1973, 1976; Colchen *et al.*, 1997; Ternet *et al.*, 1997 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Lagabrielle *et al.*, 2016). L'ensemble de ces métasédiments est affecté par

la déformation ductile associée au développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$, marquée systématiquement transposée/parallèle à la stratification initiale des carbonates (Lagabrielle *et al.*, 2016). Cette déformation est également caractérisée par la formation de plis couchés métriques à hectométriques, de l'étirement et du boudinage important des niveaux carbonatés des séries mésozoïques (Lagabrielle *et al.*, 2016). Cette déformation associée à l'étirement, souvent marquée par l'orientation préférentielle des scapolites et des linéations d'étirement, montre une direction NW-SE (Clerc *et al.*, 2015).

Le Fossé d'Aulus est également associé à de grands volumes de péridotite, le plus célèbre étant le massif de péridotites de l'étang de Lherz, associant lherzolites et harzburgites, ainsi que les nombreux pointements de péridotites avoisinants (Avé Lallemant, 1969 ; Monchoux, 1970 ; Conquéré, 1978 ; Fabriès & al., 1991 ; Le Roux & al., 2007). La formation de ces massifs de péridotites caractéristiques du manteau supérieur a été datée dans un premier temps à environ 2 Ga (Reisberg & Lorand, 1995). Il a également été démontré que ces péridotites subcontinentales sont dérivées d'une refertilisation d'une ancienne lithosphère hazburgitique de 2,5 Ga par des produits de fusion issus du manteau (Bodinier *et al.*, 1988 ; Le Roux *et al.*, 2007), probablement durant la fin de l'orogenèse Varisque (Pin and Vielzeuf, 1983).

Le massif de péridotite de l'étang de Lherz est associé à un complexe brèchique important qui occupe de grands volumes au sein des métasédiments jurassiques du Fossé d'Aulus. Ces brèches sont généralement composées de clastes de marbres et de péridotites en proportion et faciès variables. L'intérêt majeur de ce complexe brèchique réside dans son origine et son âge, car il reste le principal témoin de la mise en place ou de l'exhumation des roches mantelliques dans les marbres jurassiques de la ZIM. De nombreux modèles ont été proposés pour expliquer la mise en place de ces fragments de lherzolite au sein de la ZIM et plus largement de la ZNP, avec des divergences notables : i) La première hypothèse suggère que les brèches de l'étang de Lherz sont des brèches sédimentaires dont la mise en place serait postérieure à l'exhumation des roches mantelliques, mais l'âge de mise en place durant l'orogenèse pyrénéenne est encore discuté. Très tôt, le complexe de Lherz fut considéré comme une brèche marine jurassique (Lacroix, 1894), puis comme une brèche d'origine continentale, d'âge éocène (Choukroune, 1973 ; 1976 ; Meurisse, 1974), enfin à nouveau comme une brèche sédimentaire d'origine marine, mise en place durant le Crétacé supérieur (Hall & Bennett, 1979). Par la suite ces brèches sont considérées comme postérieures à l'inversion structurale du bassin, constituant une partie d'un sillon marin longitudinal d'âge Dano-Sélandien (Peybernès

& al., 2001). De récentes études sont en faveur d'un modèle tectono-sédimentaire suggérant la mise en place des péridotites et des brèches associées durant l'Albien (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Lagabrielle *et al.*, 2016). Dans ce modèle, les roches du manteau sont exhumées le long d'un détachement et sont exposées et brèchifiées à la base des bassins de la ZNP durant l'épisode de rifting Crétacé ; ii) Le second type de modèle est tectonique, où les brèches de Lherz sont interprétées comme des cataclasites contemporaines de la mise en place des lherzolites dans les marbres jurassiques, de la tectonique salifère et du métamorphisme HT-BP. Elles ont été décrites successivement comme des brèches issues de la tectonique (Lacroix, 1900), d'explosions gazeuses (Ravier, 1959 ; Avé Lallemant, 1969), de désagrégation mécanique (Conquéré, 1978), puis de déshydratation liée à l'intrusion de lherzolite dans les sédiments jurassiques (Hall & Bennett, 1979) et par le dégazage de $CO_2$ liée à l'intrusion de la lherzolite considéré comme un corps chaud rigide (Minnigh *et al.*, 1980 ; Vielzeuf et Kornpronst, 1984). Plus récemment, cette brèche a été décrite comme une brèche liée à une fracturation hydraulique (Debroas & al., 1977 ; Golberg, 1987 ; Dauteuil *et al.*, 1987 ; Ternet & al., 1997).

Proche de la lherzolite de l'étang de lherz, les sédiments métamorphiques du Fossé d'Aulus, sont en contact avec des granulites qui représentent les témoins les plus profonds de la croûte continentale pyrénéenne. Ces roches ont été affectées par des transformations postérieures liées à l'amincissement crustal post-hercynien et au métamorphisme pyrénéen (scapolitisation des plagioclases), suggéré par les âges Rb/Sr effectués sur la granulite du port de Saleix, mesurés à 93 et 81 Ma (Vielzeuf, 1984).

Le Fossé d'Aulus est donc bordé au nord par le Massif des Trois seigneurs formé par des terrains d'âge Cambrien à Silurien recoupé par une série de roches intrusives avec, d'est en ouest, la granodiorite des Trois-Seigneurs, le leucogranite de Garrasoula et la granodiorite d'Ercé (Ternet *et al.*, 1997) (Figure II-29). Dans sa partie occidentale, ce massif est recouvert en discordance par une série de flyschs à fucoïdes turono-coniaciens légèrement plissée, correspondant au Bassin d'Oust, semblable à ceux observées dans les écailles bordières (Figure II-29). Les séries de ce bassin ont été peu ou non affectées par le métamorphisme (cf. *Chapitre IV, partie IV.4.2*).

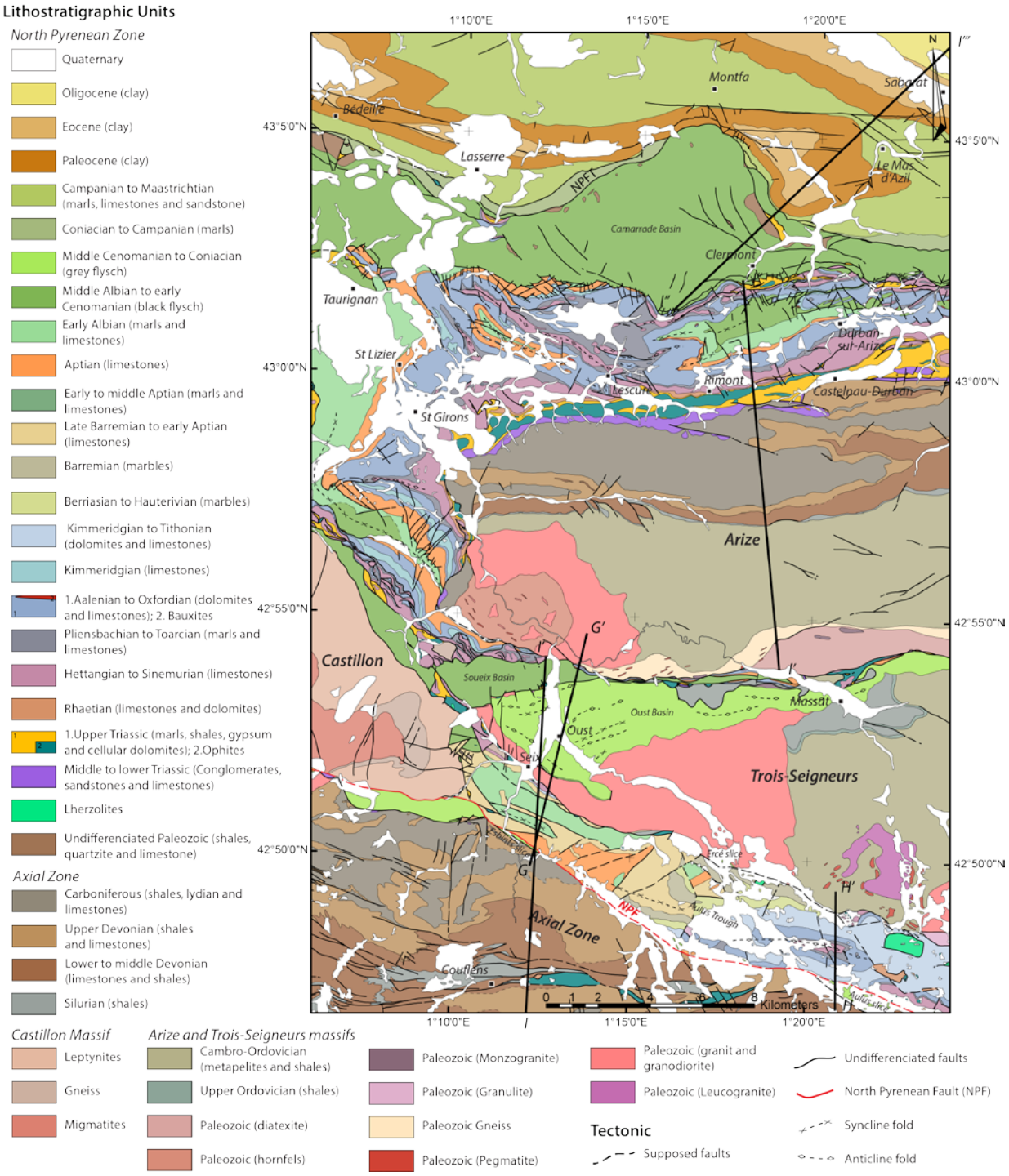


*Figure II-29 : carte géologique simplifiée de la région centrale de la ZNP. Modifié d'après les cartes géologiques au 50 000ème du Mas d'Azil (Souquet et al., 1977b), de Saint-Girons (Barrouquère et al., 1976a) et de Aulus-les-Bains (Colchen et al., 1997). Localisation des coupes correspondant aux Figures II-32 et II-33.*

Au nord du Massif des Trois-Seigneurs se localise le Bassin de Soueix pincé entre ce dernier et le Massif de l'Arize (Figure II-29). Ce bassin est composé de sédiments mésozoïques et particulièrement de flyschs noir albo-cénomaniens affectés par des structures associées à la première phase de déformation avec le développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ et de nombreux clastes étirés (Vacherat *et al.*, 2016). Ils sont également affectés par la seconde phase de déformation et le développement d'un pli synforme. Cette unité se biseaute à l'est et l'on ne retrouve alors qu'une série de petites écailles entre les deux massifs. Vers l'ouest, ce bassin est raccordé à une fine bande de sédiments albo-cénomaniens qui se prolongent au nord du Massif du Castillon (Figure II-29), jusqu'au Fossé de la Ballongue. Cette configuration suggère que le Massif du Castillon est extrusif à travers ces séries sédimentaires.

Le Massif de l'Arize constitue le plus septentrional et le plus étendu des massifs nord-pyrénéens. La partie sud du massif est composée par des formations métamorphiques, tandis que la partie nord est composée par des terrains sédimentaires du Cambrien au Carbonifère (Figure II-29). Les séries sédimentaires sont affectées par un ensemble de plis d'axe est-ouest décalés successivement vers le nord-est, dont les synclinaux sont occupés par des séries carbonifères, tandis que les anticlinaux sont occupés par des séries dévoniennes (Barrouquère *et al.*, 1976b). Les terrains cambro-ordoviciens de la partie méridionale du massif, sont affectés par un métamorphisme général hercynien prograde de plus en plus intense vers le sud du massif et sont affectés par une schistosité majeure principalement orientée N80° et plongeant fortement vers le nord (Barrouquère *et al.*, 1976b). La bordure méridionale du massif est marquée par la présence de gneiss et de migmatites formant la base de la série métamorphique de l'Arize (Figure II-29). Des migmatites sont également présentes sur la bordure occidentale de l'Arize, séparées du reste des terrains métamorphiques par la granodiorite de Lacourt (Figure II-29).

Sur ses flancs occidental et septentrional, le Massif de l'Arize est recouvert en discordance par une couverture sédimentaire mésozoïque, correspondant à la zone Ariégeoise (Figure II-29). Elle est essentiellement formée par une série anté-rift et ponctuellement par des séries syn-rift au cœur des différents synclinaux (Trias à Albien moyen) transgressive vers le nord (Brun *et al.*, 1969 ; Peybernès, 1976). Les sédiments du Trias inférieur et moyen reposent en discordance sur la bordure nord du massif. Il est important de noter la présence de Trias supérieur épais associé à de grands volumes d'ophite (Figure II-29). Il est fort probable que l'ensemble de la couverture soit décollé sur ce niveau de Trias supérieur. Les séries anté-rift sont caractérisées par de nombreuses lacunes dans les séries du Jurassique (Dubar, 1925 ; Rey, 1964 ; Peybernès, 1971 ; Peybernès et Souquet, 1972) et du Crétacé inférieur et la présence de

Bauxites (Brun *et al.*, 1969). La couverture située au nord-ouest du massif est affectée par de nombreux plis d'échelle kilométrique dont les axes NW-SE sont disposés en échelon et s'interrompent sur la bordure du Massif de l'Arize (Figure II-29). La perturbation de l'orientation des axes de plis est possiblement attribuée à l'extrusion du Massif de l'Arize. La limite nord de cette zone Ariégeoise est marquée par la présence d'un accident tectonique vertical contre lequel les séries mésozoïques de la zone Ariégeoise viennent se pincer et former des plis resserrés où localement leur cœur sont composés des séries du Trias supérieur emballant des lambeaux de schistes paléozoïques (Figure II-29).

Au nord de cet accident se localise le Bassin de Camarade, constituant la zone sub-ariégeoise, dont la disposition générale correspond à un large synforme composé essentiellement de flyschs noir et formations albo-cénomaniennes (Figure II-29), atteignant plus de 4000m d'épaisseur dans sa partie méridionale, tandis que le flanc nord est absent par biseaux, suggérant une dissymétrie d'origine sédimentaire (Souquet *et al.*, 1977). Les formations albo-cénomaniennes sont jalonnées par de nombreuses écailles de Trias supérieur et de socle Paléozoïque (Figure II-29). Ce bassin est limité au nord par le chevauchement frontal nord-pyrénéen.

Située au nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen, la zone sous-pyrénéenne est caractérisée par des séries sédimentaires d'âge Sénonien à Eocène supérieur, affectées par des plis d'échelle kilométrique déversés vers le nord, comme l'anticlinal du Mas-d'Azil (Figure II-29). Le coin nord-est de la zone d'étude est occupé par le Bassin Aquitain décrit comme un bassin molassique établi sur le craton aquitano-toulousain composé d'argiles, de calcaires, de grès et de poudingues de l'Eocène supérieur au Miocène (Souquet *et al.*, 1977) (Figure II-29).

### II.4.2 Déformation des sédiments post-rift

La difficulté de l'étude structurale dans ce secteur de la ZIM, réside dans le faible nombre d'affleurements clés, le caractère massif des roches et les nombreuses brèches qui englobent la péridotite de Lherz, qui limitent la reconnaissance de différentes phases de déformation. La phase de déformation la mieux représentée est la première, associée au développement de nombreuses structures ductiles au sein des marbres blancs du Jurassique et marbres noirs de l'Aptien-Albien. La ZIM du secteur d'Aulus est également affectée par la seconde phase de déformation, liée au développement d'une schistosité de fracture recoupant la foliation $S_{0\text{-}1}$, essentiellement visible dans la partie occidentale du Fossé d'Aulus (Colchen

*et al.*, 1997). De plus, les contacts de la ZIM n'affleurent pas, souvent cachetés par des formations glaciaires quaternaires. La FNP est seulement représentée dans le paysage par une dépression qui longe la bordure méridionale de la ZIM. Les seules formations où il est possible d'observer plus concrètement les déformations liées à l'orogenèse pyrénéenne sont les sédiments syn- à post-rift et notamment les formations de Flysch à Fucoïdes du Cénomanien au Coniacien. Ces formations se retrouvent sur le massif des Trois-Seigneurs et pincées le long des bordures nord et sud de la ZIM (Figure II-29). Les flyschs du Cénomanien au Coniacien du Bassin d'Oust, sont directement déposés en discordance sur le socle varisque représenté par le Massif des Trois-Seigneurs et sur une fine bande de sédiments albo-cénomaniens. Ces flyschs correspondent à une épaisse séquence de turbidites, peu affectées par la déformation et le métamorphisme (cf. *Chapitre IV, partie IV.4.2*) (Figure II-30). Cette configuration, mise en avant par des modèles géodynamiques récents (e.g. Vacherat et al 2016), suggère que le massif des Trois-Seigneurs corresponde à un haut-fond lors du dépôt de ces flyschs. La bordure septentrionale du Bassin d'Oust montre des turbidites redressées par la déformation compressive avec des pendages assez forts vers le sud (Figure II-30). Ces formations montrent également une transition de la bordure vers l'intérieur du bassin.

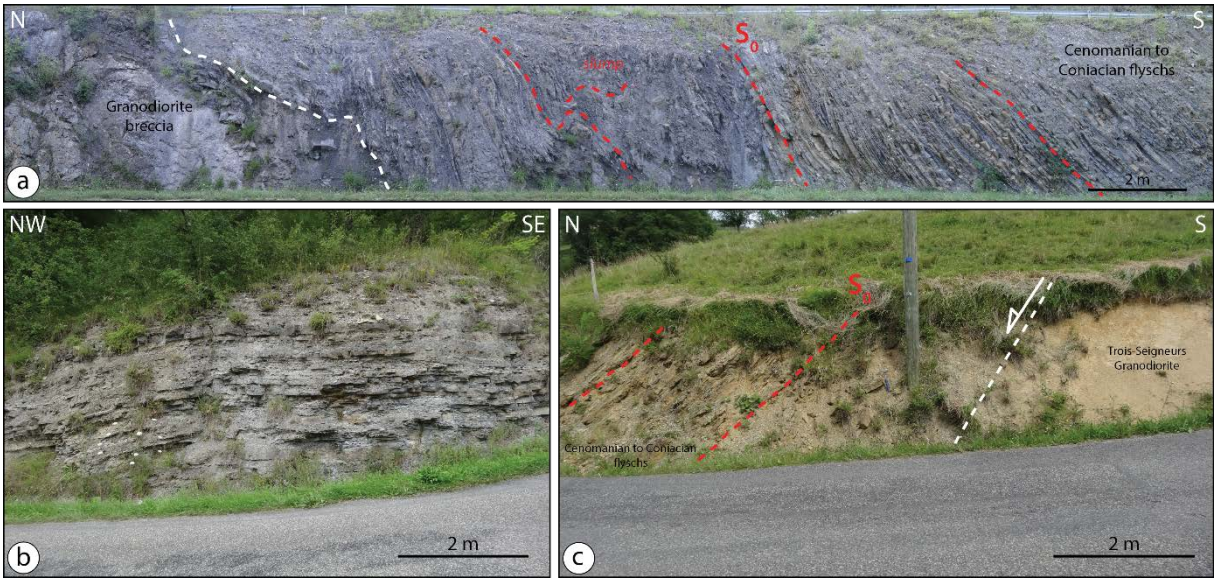


*Figure II-30 : Photographies et interprétation des flyschs crétacés (Cénomanien-Coniacien) du Bassin d'Oust, en discordance sur le massif des Trois-Seigneurs. a) transition entre le dépôt uniforme de flyschs (vers le sud) et la bordure septentrionale du bassin (vers le nord) associée aux dépôts turbiditiques correspondant à des mouvements interne dans la série (slumps) et de bréches dont les clasts sont formé par la granodiorite du massif des Trois-Seigneurs et des flyschs noirs albo-cénomaniens du Bassin de Soueix. b) aspect des flyschs gris non déformés sur le massif des Trois-Seigneurs. C) bordure sud du Bassin d'Oust en contact faillé avec la granodiorite du massif des Trois-Seigneurs.*

La bordure septentrionale du bassin est marquée par des dépôts turbiditiques correspondant probablement à des debris-flows impliquant des glissements internes dans la série (slumps) et le dépôt de brèches dont les clastes sont formés par la granodiorite du Massif des Trois-Seigneurs, ainsi que probablement celle du Massif de l'Arize, et des flyschs noirs albo-cénomaniens du Bassin de Soueix, localisé directement au nord (Figure II-29 et II-30a). Vers le sud, ces dépôts turbitiques qui désorganisent la structure interne, se raréfient et les dépôts marno-calcaires correspondant aux flysch deviennent beaucoup plus réguliers (Figure II-30a). Ces dépôts sédimentaires d'une épaisseur proche de 400m sont très homogènes et ne montrent que très peu de déformation sur l'ensemble du bassin, hormis une légère ondulation à grande échelle, dont les axes sont globalement WSW-ENE (Figure II-29 et II-30b). La bordure sud du bassin montre un contact faillé, où les flyschs dont les pendages sont modérés, viennent buter sur la granodiorite du Massif des Trois-Seigneurs affectée par une altération importante (Figure II-30c). Les flyschs du Bassin d'Oust sont donc épargnés par l'ensemble des déformations qui affectent la ZIM située au sud du Massif des Trois-Seigneurs. Cela indique probablement que le bassin est protégé par le massif et que ce dernier n'est pas affecté par la déformation pénétrative de la première phase de déformation et par la schistosité régionale de fracture associée à la seconde phase de déformation liée à la compression. Cette signification indique également une différence forte de niveau structural entre ces restes de sédiments déposés directement sur le socle et le Fossé d'Aulus, qui correspond à des profondeurs nécessairement plus importantes dans le bassin pour rendre compte de ce métamorphisme syn extension. Ces deux parties du bassin présente donc une paléogéographie différente à la fin de l'extension et ont forcément été juxtaposés pendant la compression.

Quant-à elles, les formations de Flysch à Fucoïdes pincées entre les bordures nord et sud de la ZIM sont à l'inverse très déformées et associées à un métamorphisme de bas grade (*Chapitre IV, partie IV.4.2*). Ces affleurements de Flysch à Fucoïdes se localisent principalement dans les écailles bordières d'Esbints et d'Aulus, ainsi que dans l'écaille d'Ercé localisée au nord de la ZIM, ce qui est un cas unique dans les Pyrénées (Figure II-29). Il s'agit de la seule écaille de sédiments du Crétacé supérieur, pincée entre la ZIM et un Massif Nord-Pyrénéen. L'ensemble de ces écailles localisées sur les bordures de la ZIM correspondent à des lames de flyschs très redressés, déformés et plus ou moins parallèles aux accidents qui bordent la ZIM. L'écaille la plus occidentale est donc celle d'Esbints qui est affectée par une déformation importante. En effet ces écailles de flysch montrent un aspect brèchique avec des clastes allongés, parfois boudinés et tronqués (Figure II-31b et c).

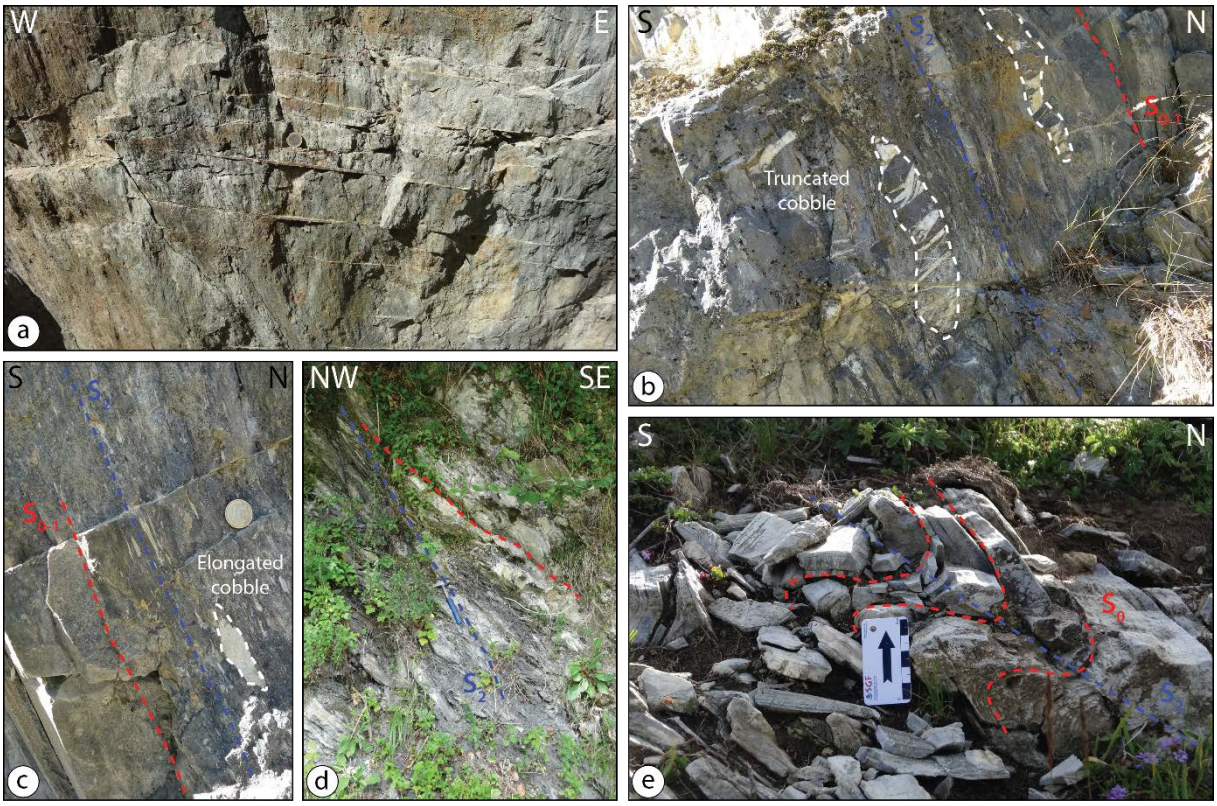


*Figure II-31 : Photographies et interprétation des flyschs crétacés (Cénomanien-Coniacien) pincées le long des bordures nord et sud de la ZIM : écaille bordière d'Esbints avec des formations bréchiques (a,b et c), écaille d'Ercé (d) et écaille bordière d'Aulus (e). a) veines de calcite recoupant les plans de schistosité $S_2$ parallèle à la stratification. b) clastes tronqués et étirés parallèlement à la schistosité $S_2$. c) clastes étirés parallèlement à la schistosité $S_2$. d) flysch de l'écaille d'Ercé affecté par la schistosité $S_2$ plans axiaux de plis centimétriques. e) plis décimétriques à vergence sud dans les flysch de l'écaille d'Aulus. La schistosité $S_2$ plan axiale des plis est très discrète.*

Cette déformation correspond probablement à la déformation ductile de première phase à l'origine des plans de foliation $S_{0-1}$ parallèles aux clastes étirés. Elle ne montre pas de critère de cisaillement notable, indiquant que la déformation est principalement coaxiale. Cette écaille est également affectée par la seconde phase de déformation liée au développement de plans de schistosité $S_2$ parallèles aux plans de la foliation $S_{0-1}$. Les plans de la schistosité $S_2$ sont également recoupés perpendiculairement par des fentes de tension tardives (Figure II-31a). L'écaille d'Ercé localisée entre la ZIM et le Massif des Trois-Seigneurs est moins indurée et ne semble pas affectée par la déformation de la première phase, mais seulement par la schistosité $S_2$ plan axial de plis centimétriques (Figure II-31d). L'écaille d'Aulus localisée dans le coin SE de la zone d'étude montre des flyschs indurés avec une alternance de niveaux marno-calcaires millimétriques à centimétriques et affectés par des plis décimétriques montrant une vergence sud (Figure II-31e). La schistosité $S_2$ très discrète est plan axial des plis. Ces écailles bordières pincées entre la ZIM et le socle varisque sont donc majoritairement déformées par la seconde

phase de déformation, mais présentent localement une déformation ductile associée à la première phase de déformation.

### II.4.3 Coupes structurales N-S recoupant la ZIM et la ZNP

Les données de terrain, ainsi que les données de la littérature permettent d'établir des coupes géologiques recoupant la ZIM et les unités avoisinantes (Figure II-32 et II-33). Deux coupes structurales ont été réalisées au sein du Fossé d'Aulus, dont une dans la partie occidentale et une seconde dans la partie orientale passant à l'ouest du massif de lherzolite de l'étang de Lherz. Pour les deux coupes la ZA présente des formations sédimentaires du Cambro-Ordovicien au Carbonifère. Au niveau de la coupe B-B', la ZA semble cependant plus érodée avec l'absence des sédiments du Carbonifère et du Dévonien supérieur. La configuration de la bordure sud de la ZIM est identique pour les deux et comparable au reste de la ZNP déjà étudiée, avec la présence de écailles bordières composées de flysch du Crétacé supérieur (Figure II-32). Ces écailles sont pincées entre la ZA et la ZIM, le long de la FNP qui montre un pendage très fort, voire subvertical (Figure II-32). Dans la partie occidentale l'écaille d'Esbints est fortement redressée et affectée par la schistosité $S_2$ qui tend à se paralléliser à la FNP (Figure II-32a). Dans la partie orientale, l'écaille d'Aulus est beaucoup large avec des plis à vergence sud et une $S_2$ beaucoup moins marquée et nettement plus pentée vers le nord (Figure II-32b). Les coupes mettent bien en évidence que la ZIM est limitée par deux failles subverticales et qu'elle est découpée par deux nombreuses failles tardives, notamment dans la partie occidentale (Figure II-32). La ZIM est également marquée par de nombreuses variations latérales d'épaisseur et de faciès. La partie occidentale est marquée par l'affleurement de sédiments du Barrémien à l'Albien inférieur et par l'absence ou la faible épaisseur des niveaux jurassiques (Figure II-32a), tandis que dans la partie orientale ces sédiments ne sont pas présents et les formations jurassiques sont beaucoup plus épaisses (Figure II-32b), hormis les brèches associées à la péridotite de l'étang de Lherz (e.g. Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Lagabrielle *et al.*, 2016). Ces brèches sont bien développées dans les niveaux localisés en base de bassin. Sur l'ensemble de la zone, la ZIM est affectée par la première phase de déformation ductile associée au développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-32). La schistosité $S_2$ affecte seulement la partie occidentale du bassin (Figure II-32), de manière inégale selon la lithologie. En effet, les roches du Crétacé inférieur davantage marneuses et pélitiques, permettent plus facilement le développement de la schistosité de fracture, au contraire des marbres jurassiques. Cette configuration se retrouve sur l'ensemble du segment pyrénéen.

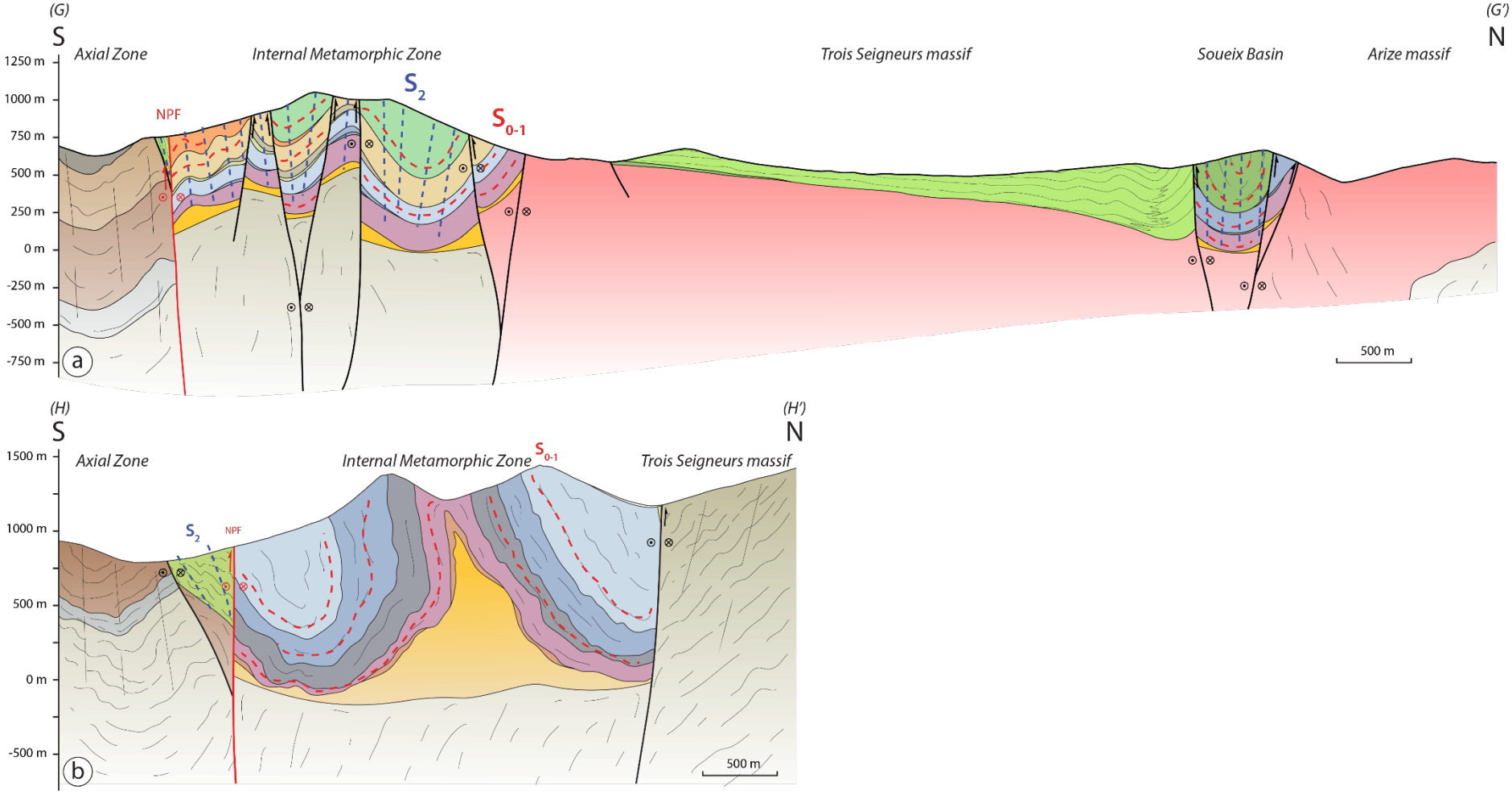


*Figure II-32 : Coupes géologiques N-S (G-G' et H-H') à travers la ZIM. Légende identique à la carte géologique (Figure II-29).*

Le Massif des Trois-Seigneurs semble extrusif et il conserve sur son toit la formation de Flysch à Fucoïdes identique à celle observée au sud de la ZIM (Figure II-32). Ces flyschs faiblement déformés viennent recouvrir une grande partie de la ZNP et de la ZA, lors d'une période d'ennoiement généralisée (Debroas, 1990; Ternet *et al.*, 1997). Pincé entre les Massifs des Trois-Seigneurs et de l'Arize, le Bassin de Soueix montre les mêmes déformations que celles reconnues dans la ZIM (Figure II-32). Comme la ZIM, ce bassin est encadré par des failles à fort pendage voire sub-verticales et se localise dans un couloir décrochant formant de nombreux écailles le long du contact entre ces deux Massifs Nord-Pyrénéens.

Une coupe composite à travers l'ensemble de la ZNP a été effectuée afin de remettre la ZIM dans son contexte régional et de montrer l'association de ses failles bordières avec le chevauchement frontal nord-pyrénéen (Figure II-33). Les failles qui limitent la ZIM et les Massifs Nord-Pyrénéens sont des accidents importants structurent la ZNP et sont associés au chevauchement frontal nord-pyrénéen (Figure II-33).

La ZA ne semble pas montrer de déformation majeure liée à l'orogenèse pyrénéenne, elle est seulement déformée par une série de plis liés à l'orogenèse, qui affectent les séries sédimentaires paléozoïques (Figure II-33). Les terrains métamorphiques de la ZIM apparaissent comme pelliculaires à l'échelle de la ZNP et sont clairement recoupés par la ZA et les Massifs Nord-Pyrénéens (Figure II-33). Les contacts de la ZIM et du Bassin de Soueix sont donc faillés et sont très verticaux. Ces unités mésozoïques affectées par les deux premières phases de déformation pyrénéenne contrastent fortement avec les unités mésozoïques non métamorphiques localisées au nord du Massif de l'Arize (Figure II-33). En effet, la couverture sédimentaire mésozoïque du Massif de l'Arize est décollée dans le Trias supérieur associé à de grands volumes d'ophites et est simplement rebroussée et plissée à l'approche du Bassin de Camarade (Figure II-33). Ce dernier est un bassin fortement subsident et, dans sa partie nord, les sédiments albo-cénomaniens se déposent directement en discordance sur le socle varisque (Figure II-33). Ce bassin est structuré et limité au nord par le chevauchement frontal nord-pyrénéen. Par l'intermédiaire de cet accident la ZNP vient chevaucher le Bassin Aquitain, lieu d'une sédimentation importante de sédiments du Crétacé supérieur et du Cénozoïque (Figure II-33). Le chevauchement frontal sous-pyrénéen est cacheté par les sédiments oligocènes, mais il s'agit d'un accident important raccordé au chevauchement frontal nord-pyrénéen qui affecte les sédiments éocènes syn-orogéniques (Figure II-33).

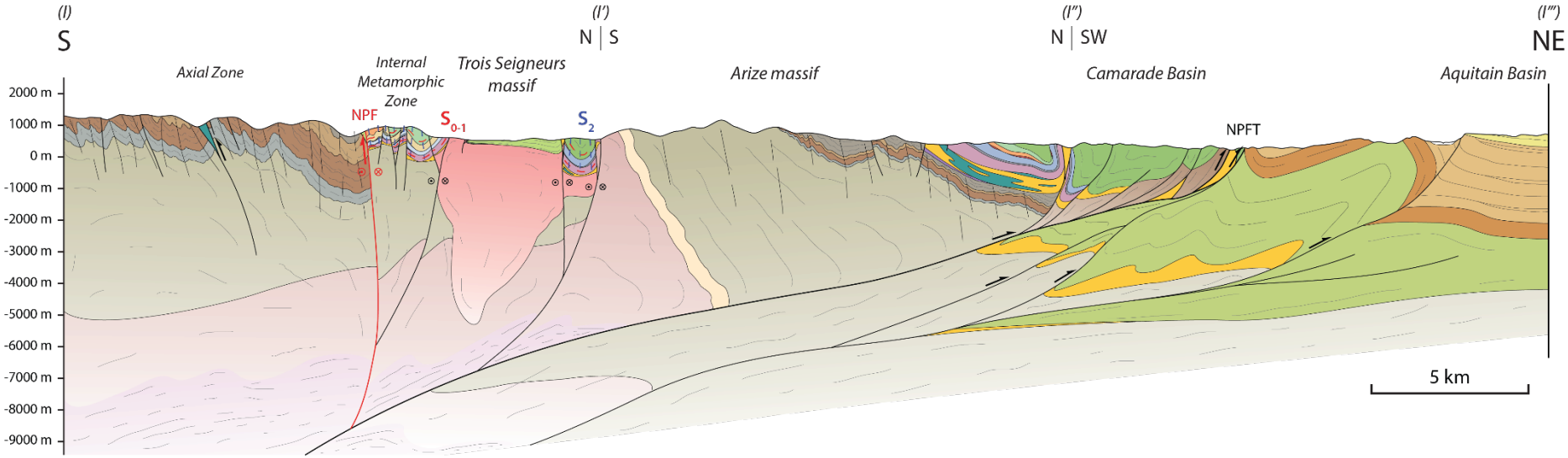


*Figure II-33 : Coupe composite N-S (I-I''') recoupant l'ensemble de la ZNP. Légende identique à la carte géologique (Figure II-29)*

## II.5 Secteur centre-est de la ZIM : Bassin de Tarascon-sur-Ariège

Cette zone d'étude de la ZIM se situe dans le prolongement du Fossé d'Aulus et forme un goulot d'étranglement, puis s'élargit au niveau du Bassin de Tarascon-sur-Ariège, formant un domaine losangique, entouré par les Massifs Nord-Pyrénéens des trois-Seigneurs, de l'Arize et du Saint-Barthélémy.

### II.5.1 Description générale de la zone d'étude

Cette zone rassemble les mêmes unités que dans les secteurs précédents. Au sud de la ZIM se localise la ZA, qui est essentiellement représentée par des sédiments paléozoïques, le massif de l'Aston et le pluton de Bassiès à l'ouest (Figure II-34). Le massif de l'Aston est associé à celui de l'Hospitalet plus au sud. Ce grand massif de l'Aston-Hospitalet forme deux dômes gneissiques orientés selon un axe E-W, qui sont séparés par la faille de Mérens (Denèle *et al.*, 2009b). Le cœur du dôme de l'Aston est composé par les orthogneiss de Riète et de Peyregrand (Raguin, 1977), tandis que les bordures occidentale et méridionale sont constituées par des paragneiss migmatitiques (Figure II-34). Le cœur d'orthogneiss dérive d'un laccolithe monzogranitique à leucogranitique daté à 471±7 Ma (Denèle *et al.*, 2009a). Il est intrudé par de nombreux sills de granite peralumineux, identique au granite d'Ax-les-Thermes daté à 321±7 Ma qui intrude la partie orientale de l'orthogneiss (Denèle *et al.*, 2007). Ce large massif recoupe les formations sédimentaires datées du Néoprotérozoïque à l'Ordovicien (Figure II-34). L'étude structurale du Massif de l'Aston suggère qu'il existe un découplage entre la croûte supérieure froide et la croûte moyenne chaude surchauffée par un évènement thermique provenant du manteau lithosphérique, avec un fluage latéral de la croûte moyenne migmatitique perpendiculaire à la convergence N-S durant l'orogenèse varisque (Denèle *et al.*, 2009b). Proche du massif de l'Aston-Hospitalet se localisent trois plutons calco-alcalins importants, notamment celui de Bassiès, dont l'emplacement a été daté entre 312 et 305 Ma, dans un contexte transpressif dextre (Gleizes *et al.*, 1991; Bouchez and Gleizes,1995; Auréjac *et al.*, 2004). L'étude structurale du pluton de Bassiès a montré que ce dernier a été déformé dans le même intervalle de temps et avec le même régime que le dôme de l'Aston (Evans *et al.*, 1998). La ZA est limitée au nord et séparée de la ZIM par la FNP. Mais comme pour les zones précédentes, il existe des écailles bordières pincées entre la ZA et la ZIM (Figure II-34 et II-35).

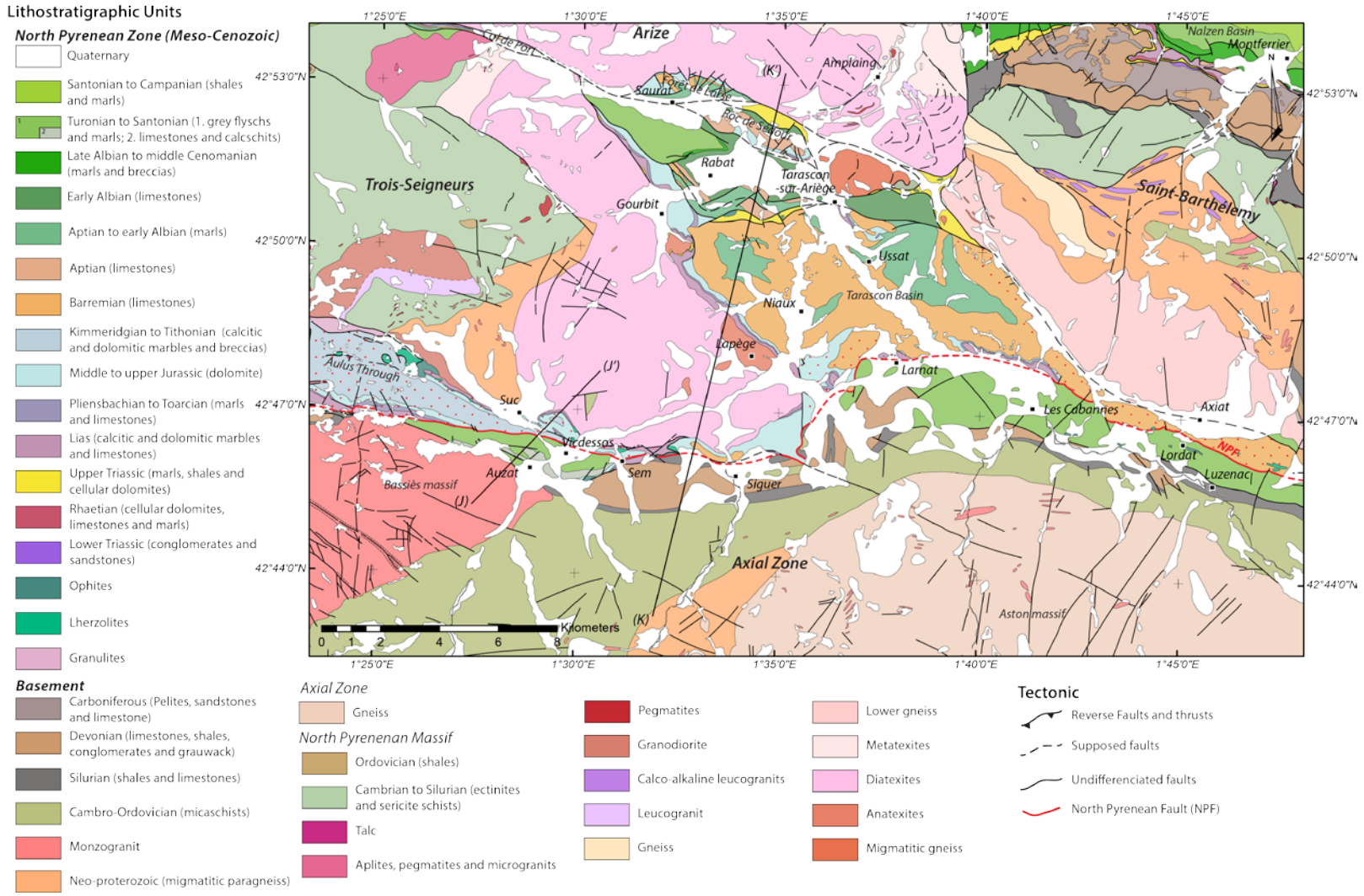


Figure II-34 : carte géologique de la partie centre-est de la ZIM, dans la région de Tarascon sur Ariège *Modifié d'après les cartes géologiques* au *50 000ème* de Saint-Girons (*Barrouquère et al., 1976a*), Foix (*Bilotte et al., 1988a*), Aulus-les-Bains (*Colchen et al., 1997*), Vicdessos (*Destombes et al., 1969*) et d'après les travaux de *Peybernès et al (2001b)*.

La carte géologique de Vicdessos à 1/50 000 (Destombes *et al.*, 1969) ne fait pas état de ces formations du Crétacé supérieur. En effet, cette carte de Vicdessos à 1/50000 indique sur la bordure septentrionale entre les Cabannes et Luzenac, une succession de terrains paléozoïques orientés NW-SE qui ont été par la suite attribués au Crétacé supérieur (Castéras, 1969 ; Peybernès et Souquet, 1974 ; Castéras, 1976). Des travaux plus récents suggèrent également que les terrains siluriens, carbonifères et une partie des terrains dévoniens correspondent donc aux écailles bordières (écaille de Lordat), composées des flyschs turono-santoniens avec des passées calcaires (Peybernès *et al.*, 2001b). Notre carte a donc été implémentée avec ces données les plus récentes ainsi que des observations de terrains confirmant l'âge de ces terrains malencontreusement attribués à des formations paléozoïques (Figure II-34). Il en est de même pour le synclinal de Vicdessos, carté comme un synclinal complexe, dont les flancs sont composés de calcaire aptien (faciès urgonien) et le cœur de marnes schisteuses Aptien supérieur à l'Albien (Destombes *et al.*, 1969). Par la suite, ces formations aptiennes et albiennes constituant des faciès microbréchiques ont été attribuées au Crétacé supérieur et plus précisément à un faciès particulier des formations du Flysch à Fucoïdes (Bilotte *et al.*, 1980). L'âge de ces formations fut par la suite restreint au Sénonien inférieur (Souquet et Peybernès, 1987) puis à l'intervalle Turonien-Sénonien lors du levé de la carte géologique d'Aulus-les-Bains à 1/50 000 (Colchen *et al.*, 1997 ; Ternet et al ., 1997). Les travaux les plus récents attribuent ces formations à l'intervalle Turono-Santonien, notamment par la découverture d'une microfaune significative, faisant de ce synclinal de Vicdessos, une écaille bordière identique à celle de Lordat (Peybernès *et al.*, 2001b) (Figure II-35). La bordure septentrionale de la ZA est donc parcourue par les écailles bordières du Crétacé supérieur sauf entre les localités de Sem et Siguer (Figure II-34). Ces écailles bordières sont limitées au nord par la FNP, qui les sépare de la ZIM majoritairement composée de sédiments dont les âges vont du Trias supérieur au Barrémien (Figure II-34). Le segment de la ZIM correspondant au prolongement oriental du Fossé d'Aulus s'interrompt au nord de Sem où elle est limitée par une série de failles obliques (Figure II-35). Ensuite, le tracé de la ZIM est nettement plus complexe à suivre, notamment dans le Bassin de Tarascon-sur-Ariège. En effet, ce dernier forme un bassin losangique situé entre les Massifs des Trois-Seigneurs à l'ouest, l'Arize au nord et le Massif du Saint-Barthélemy à l'est (Figure II-34). La répartition du métamorphisme n'est pas uniforme, cependant, deux zones, signalées comme étant métamorphiques se localisent dans la partie sud-ouest du bassin, à l'est de Larnat, le long de la FNP et dans sa partie occidentale, le long du Massif de Saint-Barthélemy (Destombes *et al.*, 1969).

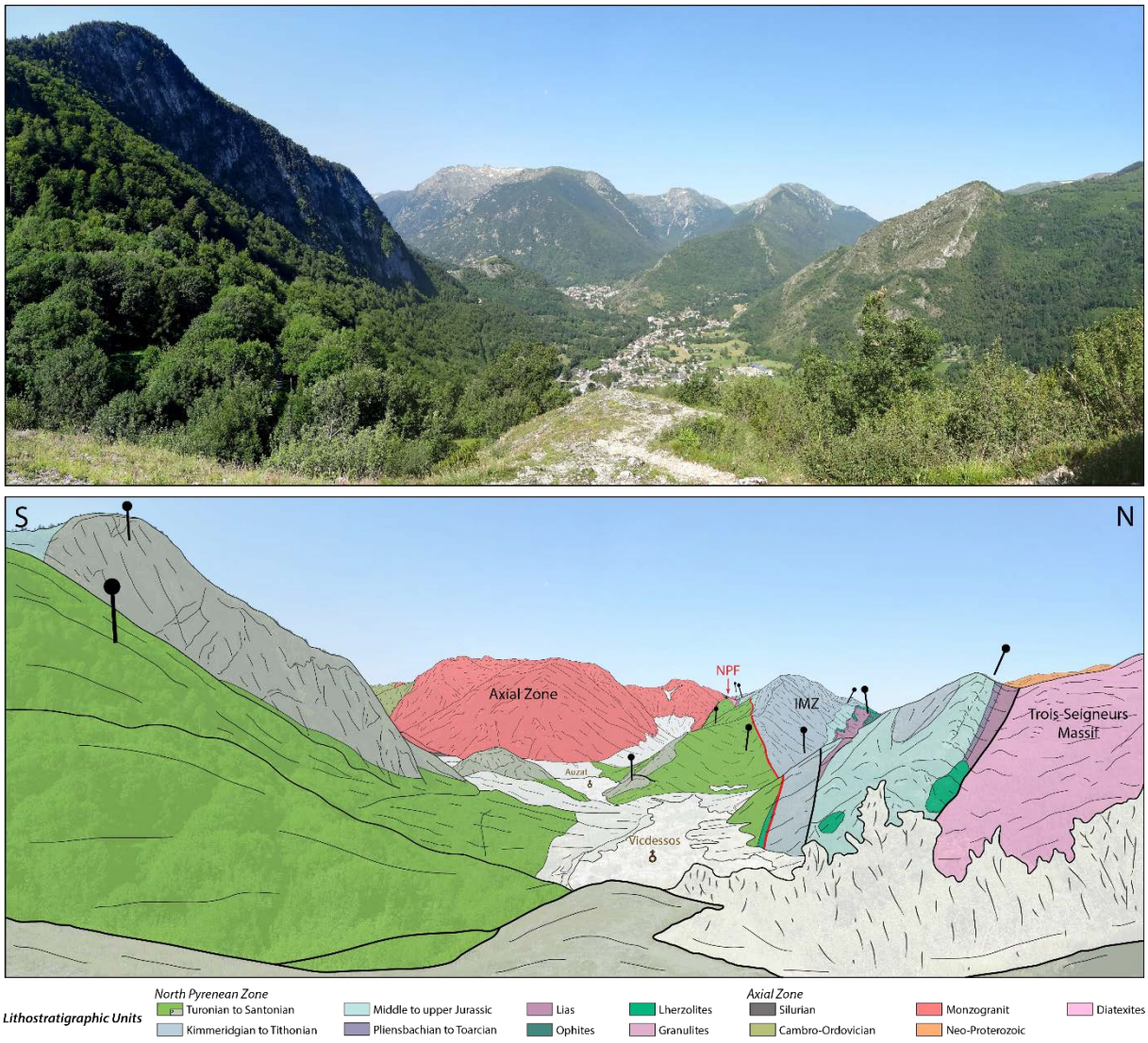


*Figure II-35 : Panorama depuis le village de Sem, montrant la configuration et la position structurale de la ZIM par rapport à l'écaille bordière de Vicdessos, la ZA et le massif des Trois-Seigneurs. Les tirets noirs indiquent le pendage des formations de la ZIM.*

Ce Bassin de Tarascon est très complexe et peut être subdivisé en plusieurs unités. La plus imposante d'entre elles est l'unité d'Ussat limitée au sud par la FNP, à l'est par le front chevauchant du Massif de Saint-Barthélémy et au nord par un accident interprété comme un chevauchement à vergence nord (Bilotte *et al.*, 1988b), qui jalonne une lame de Trias supérieur (Figure II-34). Cette unité constitue une structure complexe avec des plis ouverts affectés par des chevauchements internes à vergence nord dans sa partie occidentale et à vergence sud dans sa partie orientale (Bilotte *et al.*, 1988b). L'ensemble de cette unité semble décollé sur les sédiments du Trias supérieur. La partie occidentale de cette unité est en contact anormale avec l'écaille de Gourbit-Lapège formant une bande NW-SE de sédiments jurassiques longeant la

bordure orientale du massif des Trois-Seigneurs et qui serait probablement décollée (Bilotte *et al.*, 1988b) (Figure II-34). Au nord de l'unité d'Ussat se localise l'écaille de Rabat d'extension E-W séparée de cette dernière par un accident E-W, impliquant une lame de Trias supérieur. Elle est limitée à l'ouest par l'accident vertical NW-SE qui borde l'écaille de Gourbit-Lapège et à l'est par le front chevauchant du Saint-Barthélémy associée à une lame de Trias supérieur (Figure II-34). Cette écaille formant une structure synclinale simple, est majoritairement composée de marnes albiennes et turono-santoniennes. Un chevauchement E-W à semelle de Trias supérieur sépare cette unité de l'écaille du Roc de Sédour, unité la plus septentrionale du Bassin de Tarascon (Figure II-34). Cette écaille est essentiellement composée de sédiments jurassiques et crétacé inférieur, notamment du faciès Urgonien et semble être comparable à la couverture située au nord du Massif de l'Arize (cf. *Partie II-4*) (Bilotte *et al.*, 1988b). Les écailles de Rabat et du Roc de Sédour sont situées dans le prolongement de l'écaille du Col de Port pincée entre les Massifs des Trois-Seigneurs et de l'Arize et qui se prolonge au nord de l'écaille du Roc de Sédour sous le nom de l'écaille de Forêt de Larse, où elle est décollé sur le Trias supérieur (Bilotte *et al.*, 1988b) (Figure II-34). Ces écailles complexe de Forêt de Larse-Col de Port, de forme amygdalaire, se prolongent jusque dans le Bassin de Soueix, observé dans la zone d'étude précédente (cf. *Partie II-4*). Ces écailles sont donc encadrées par les parties orientales des Massifs des Trois-Seigneurs et de l'Arize qui présentent des formations de haut grade métamorphique avec la présence de migmatites, de gneiss et d'intrusions de granite et granodiorite dans les sédiments cambro-ordoviciens (Figure II-34). Le quart nord-est de la zone d'étude est occupé par le Massif du Saint-Barthélémy, composée du sud vers le nord : i) de paragneiss, constituant la base du massif et dérivant probablement de sédiments précambriens (Zwart, 1954 ; Autran *et al.*, 1970) issus d'un métamorphisme BP-HT dans le faciès des granulites (Vielzeuf, 1984), daté à 310±25 Ma (Delaperrière *et al.*, 1994) ; ii) des migmatites et des micachistes des séries du Paléozoïque inférieur (Cambrien à Silurien), intrudés par des sills granodioritiques et leucogranitiques (de Saint Blanquat *et al.*, 1990) ; iii) des séries du Paléozoïque supérieur (Silurien à Carbonifère). La structure du massif correspond à un monoclinal avec un pendage de 20-30° vers le nord (Delaperrière *et al.*, 1994). Le contact entre les paragneiss et les migmatites est marqué par la présence d'une faille ductile correspondant à la zone mylonitique majeure (Main Mylonitic Band, Passchier, 1982). Cette zone est généralement décrite comme une faille normale ductile à vergence sud, basculée ultérieurement par les évènements tardi-varisques et/ou pyrénéens (Passchier, 1984 ; de Saint Blanquat, 1989). L'étude de l'évolution tectono-métamorphique suggère que cette zone mylonitique est le résultat de l'extension tardi-varisque associée au métamorphisme granulitique (de Saint

Blanquat, 1989, 1993, de Saint Blanquat, 1990). Les datations U-Pb sur zircons confirme que l'évènement est varisque avec un âge de 300±7 Ma (Delaperrière *et al.*, 1994). Cependant, il existe des datations effectuées avec la méthode $^{39}$Ar-$^{40}$AR indiquant des âges entre 88 et 109 Ma (Costa et Maluski, 1988), qui suggèrent un fonctionnement de la zone mylonitique ou une réouverture du système lors du rifting pyrénéen.

Au nord du Massif de Saint-Barthélémy, dans le coin NE de la zone d'étude, se localise le Bassin de Nalzen, qui est chevauché par ce massif et dont la bordure méridionale est composée d'étroites lanières de Trias et de Lias, chevauchant vers le nord les formations albo-cénomaniennes ainsi que les formations allant du Turonien au Campanien (Bilotte *et al.*, 1988) (Figure II-34).

## II.5.2 Aspect de la structure et de la déformation de la partie centrale de la ZIM

### *II.5.2.1 Organisation de la déformation et des structures associées à l'échelle régionale*

L'ensemble des données de terrain ainsi que les données de la littérature et des cartes géologiques ont permis d'établir un schéma structural pour cette zone d'étude (Figure II-36)., Ce secteur de la ZIM représentée essentiellement par des sédiments anté-rift, est affecté par les trois phases de déformation généralement observées dans le reste de la chaîne (e.g. Choukroune, 1976). La *première phase de déformation* à l'origine d'une schistosité de flux ($S_{0\text{-}1}$) associée une déformation ductile importante est largement présente dans la terminaison occidentale, jusqu'à la localité de Sem (Figure II-36). À partir de ce point les déformations liées à la foliation s'observent uniquement sur une bande fine de quelques mètres jusqu'au niveau de Siguer (Figure II-36). Ces déformations s'interrompent alors et s'observent de nouveau sur la méridionale de Niaux proche du contact de la ZA et de la FNP, jusque dans les environs de Larnat (Figure II-36). La déformation liée à $S_{0\text{-}1}$, s'estompe vers le nord. Il y a peu d'évidence de la foliation de la $S_{0\text{-}1}$, le long de la bordure du Massif de Saint-Barthélémy, pourtant considérée comme une zone affectée par le métamorphisme de HT-BP (Destombes *et al.*, 1969) (Figure II-36). L'absence de cette foliation est liée par une bréchification importante postérieure au développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ (présence de clastes foliés), sur une bonne partie de la zone du Bassin de Tarascon qui longe la bordure chevauchante du Massif de Saint-Barthélémy. Le couloir de la ZIM pincé entre la ZA et le Massif de Saint-Barthélemy est également affecté par une bréchification importante des marbres qui sont également associés à des massifs de péridotites (e.g. de Saint-Blanquat *et al.*, 2016). Les écailles bordières sont également affectées par cette phase de déformation, mais la foliation $S_{0\text{-}1}$ n'est que très faiblement marquée. Sur l'ensemble du secteur la foliation $S_{0\text{-}1}$ montre une direction globalement E-W, avec cependant une assez forte disparité des mesures (stéréogramme, Figure II-36). L'irrégularité de la direction de la foliation est probablement liée aux plissements post-foliation. La première phase de déformation est également associée aux développements de linéations d'étirement qui montrent de manière générale une direction NW-SE à E-W. Assez irrégulière au sein des roches métamorphiques de la ZIM, la direction de ces linéations semble mieux définie dans les écailles bordières avec deux directions majeures, NE-SW et NW-SE. Ces deux familles de direction perpendiculaire ont déjà été mises en avant sur la partie occidentale de la ZNP (Clerc *et al.*, 2015).

La *seconde phase de déformation* correspondant au développement d'une schistosité de fracture $S_2$, plan axial de pli d'échelle kilométrique, est très peu présente dans la zone d'étude (Figure II-36). Cette schistosité s'observe essentiellement dans les écailles bordières et dans la partie centrale du Bassin de Tarascon, au sein des formations albiennes (Figure II-36). La schistosité $S_2$, observée au sein des écailles bordières a été datée sr roche totale, du Campanien et plus précisément à 80 Ma (Montigny *et al.*, 1986). Si cet âge s'avère étroitement lié à la schistosité $S_2$, alors le développement de cette schistosité associée à la compression est assez précoce. La direction générale de cette foliation varie entre un axe E-W à NW-SE (stéréogramme, Figure II-36). E-W dans les écailles bordières, la variation de direction s'explique par une rotation des plis et de la schistosité affectés par la présence des Massifs Nord-Pyrénéens. Ces perturbations dans la direction des structures sont probablement liées à l'extrusion de ces massifs lors de l'orogenèse pyrénéenne. Comme décrit précédemment, la schistosité $S_2$ est associée aux plis d'échelle kilométrique, mais également à des plis synschisteux centimétriques à métriques. Dans les segments de la ZIM pincés entre les Massifs Nord-Pyrénéens et la ZA, les plis observés à l'échelle de la zone d'étude montrent une direction N110° (Figure II-36). La direction de ces plis est seulement différente au sein du Bassin de Tarascon. À l'ouest d'Ussat, les axes de ces plis montrent une direction NW-SE, parallèle à la bordure occidentale du Massif de Saint-Barthélémy (Figure II-36). Il en est de même le long de la bordure orientale du Massif des Trois-Seigneurs. La partie centrale du Bassin de Tarascon montre des directions perpendiculaires à celles observées proche des bordures des Massifs Nord-Pyrénéens. En effet, la dépression albienne et l'anticlinal de Niaux montrent une direction NE-SW (Figure II-36). De plus, au niveau d'Ussat, la direction des plis change brutalement. Ces changements de direction sont difficiles à expliquer, mais il est possible que les sédiments quaternaires de la vallée de l'Ariège masquent un accident majeur orienté NW-SE. Dans la partie nord du bassin, l'écaille de Rabat forme un synclinal important, dont la direction de l'axe est semblable à celles observées le long de la ZA (Figure II-36). Les plis synschisteux d'échelle centimétrique à métrique ont également des directions équivalentes aux plis d'échelle kilométrique. Ces plis montrent clairement deux familles de direction perpendiculaires, NNE-SSW et ESE-WNW (stéréogramme, Figure II-36). Ces plis majoritairement observées dans les écailles bordières montrent des directions parallèles à la FNP, proche de N110°, hormis dans l'écaille bordière de Vicdessos, où il a été observé des plis dont les axes N-S montrent des plongements assez forts, voire verticaux (e.g. Choukroune, 1976) (Figure II-36). Les plis dont les axes sont NNE-SSW se localisent dans la partie centrale du Bassin de Tarascon (Figure II-36).

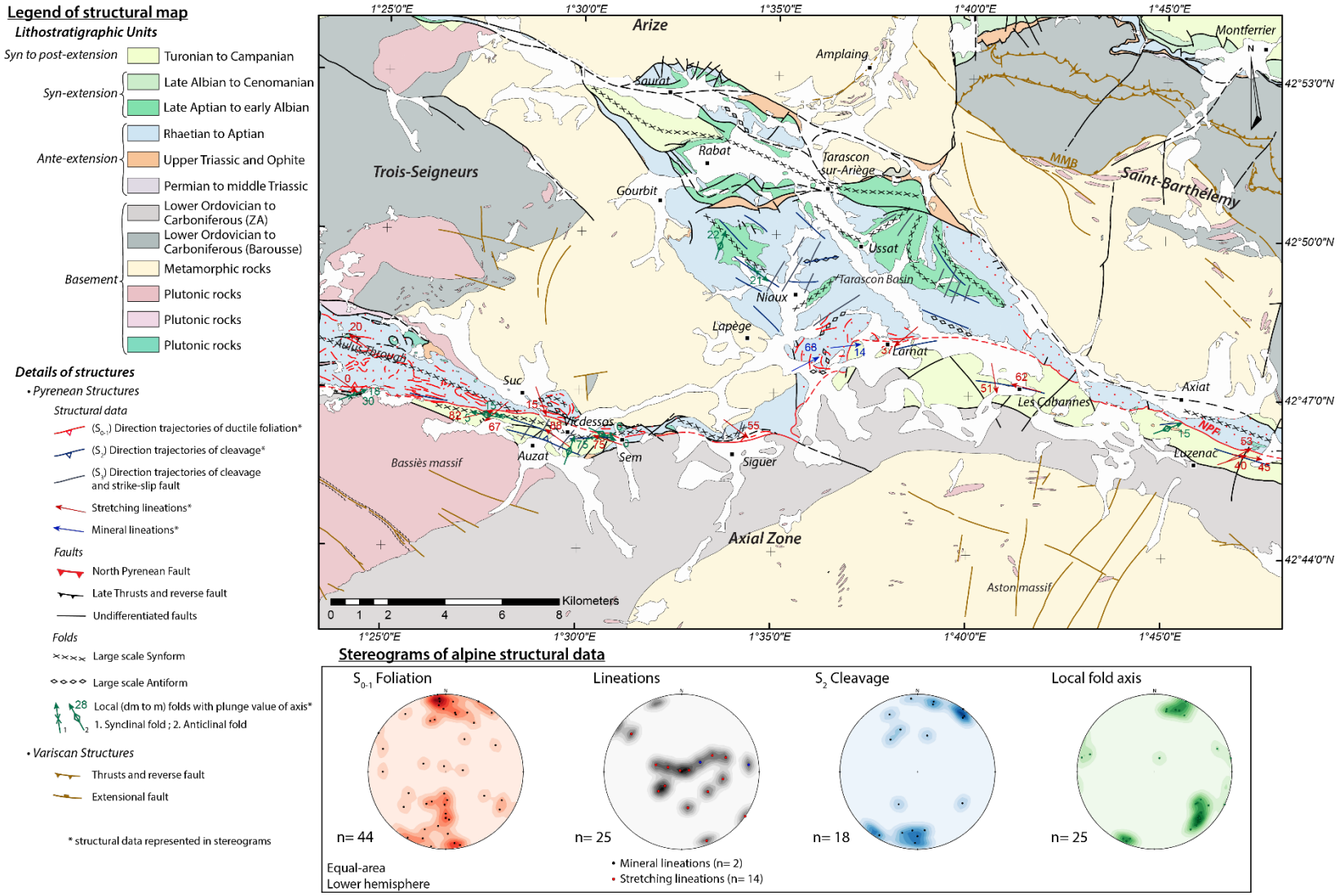


*Figure II-36 : schéma structural de la partie extrême orientale de la ZNP. Réalisé d'après les cartes géologiques* au *50 000ème* de Saint-Girons (*Barrouquère et al., 1976a*), Foix (*Bilotte et al., 1988*), Aulus-les-Bains (*Colchen et al., 1997*), Vicdessos (*Casteras et al., 1969*) et d'après les travaux de *Peybernès et al (2001)*.

La troisième phase de déformation décrite dans la zone d'étude, correspond au développement d'une schistosité de fracture $S_3$, dans l'écaille bordière de Vicdessos et de nombreux décrochements dans le Bassin de Tarascon, dont les directions sont proches de N10-20° (Choukroune, 1976) (Figure II-36).

Concernant les failles qui affectent la zone d'étude, les failles issues de l'orogenèse Varisque ont pour la plupart rejoué durant l'orogenèse pyrénéenne. C'est le cas de zones de failles, souvent représentées par des mylonites orientées NW-SE, qui apparaissent comme les structures les plus importantes dans la ZA et les Massifs Nord-Pyrénéens (Figure II-36). Le rejeu pyrénéen de ces failles est généralement mis en évidence par leur prolongement qui affecte les sédiments mésozoïques. Ces mylonites correspondent à des zones de décrochement, accompagnées souvent par un jeu vertical et sont particulièrement développées dans les Massifs des Trois-Seigneurs et de l'Arize (Bilotte *et al.*, 1988). Le rejeu en décrochement d'accidents varisques majeurs est également observé à la limite des Massifs des Trois-Seigneurs et de l'Arize, au niveau du Col de Port. Le décalage des isogrades et des zones structurales de part et d'autre de cet accident a permis de mettre en évidence un décrochement senestre de l'ordre de 10 à 20 km entre ces deux massifs (Soula, 1982, Soula *et al.*, 1986). Ce décalage des isogrades et des zones structurales a pu être en partie réalisé lors de l'épisode de rifting. Le rejeu pyrénéen de ce décrochement est mis en avant par la déformation et la mylonitisation des sédiments mésozoïques et le développement de plis obliques dans le lambeau du Crétacé supérieur de Saurat (Bilotte *et al.*, 1988). Les chevauchements présents dans le Massif du Saint-Barthélémy ont également rejoué durant l'orogenèse pyrénéenne. Il en est de même pour la zone mylonitique majeure, probablement reprise durant le rifting, confirmé par les âges pyrénéens.

Les failles associées à l'orogenèse pyrénéenne sont nombreuses dans ce secteur. La plus importante correspond à la FNP, qui semble compartimentée. En effet, elle est continue sur l'ensemble du Fossé d'Aulus avec une direction N110°, mais elle devient discontinue à partir de Siguer (Figure II-36). Sa direction est oblique par rapport à l'ensemble des structures, jusqu'à Larnat, où elle est cachetée par des sédiments quaternaires (Figure II-36). A partir de la localité des Cabannes, elle redevient plus ou moins continue avec la même direction que dans le secteur du Fossé d'Aulus, malgré un décalage lié à des accidents NE-SW (Figure II-36). Elle marque la limite nord des écailles bordières, également limitées par des failles dans leur partie sud. Ces écailles bordières sont donc comprises entre deux accidents verticaux, d'importance inégale. Dans ce secteur, les déformations observées dans l'écaille bordière de Vicdessos suggèrent un mouvement senestre de la FNP (Choukroune, 1976). De nombreuses failles affectent la partie

nord du Bassin de Tarascon (Figure II-36). Elles correspondent à des failles à fort pendage limitant l'ensemble des unités et écailles observées dans le bassin. Cette configuration suggère des mouvements décrochants importants. Ces failles sont généralement associées à des volumes importants de Trias supérieur (Figure II-36). Il est difficile de dire si la présence de ces sédiments triasiques est uniquement due au jeu des failles, ou à la combinaison de la tectonique salifère et des mouvements tardifs. La bordure occidentale du Massif du Saint-Barthélémy est une faille importante, qui permet au massif de chevaucher le Bassin de Tarascon (Figure II-36). La partie nord du massif est également affectée par de nombreuses failles. Il s'agit de chevauchements à vergence nord (Figure II-36). Par conséquent le massif est chevauchant sur le Bassin de Nalzen.

#### II.5.2.2 Description des déformations observées sur le terrai*n*

*Déformation dans les écailles bordières*

Les formations de Flysch gris turono-santoniens, sont affectées par les trois phases de déformation généralement observées dans les Pyrénées. Ces formations sont composées d'une alternance de niveaux marneux et de niveaux carbonatés généralement fortement redressées à verticaux (Figure II-34, II-35 et II-37). La présence de la première phase de déformation associée au développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ dans ces formations, est peu évidente et reste très peu marquée. Elle s'exprime par l'étirement des clastes des nombreuses brèches, correspondant à des débris flows (Figure II-37a) et par le boudinage très discret des niveaux carbonatés (Figure II-37b et c). Il est également possible que ce boudinage puisse être contemporain de la seconde phase de déformation. La phase de déformation la mieux exprimée dans cette formation est la seconde phase avec le développement de la schistosité $S_2$. Cette schistosité de fracture est généralement oblique sur la stratification, très légèrement affectée par la déformation de la première phase (Figure II-37b, c et d). Ces plans de schistosité se développement préférentiellement dans les niveaux les plus marneux et intersectent clairement les plans de stratification (Figure II-37c et d).

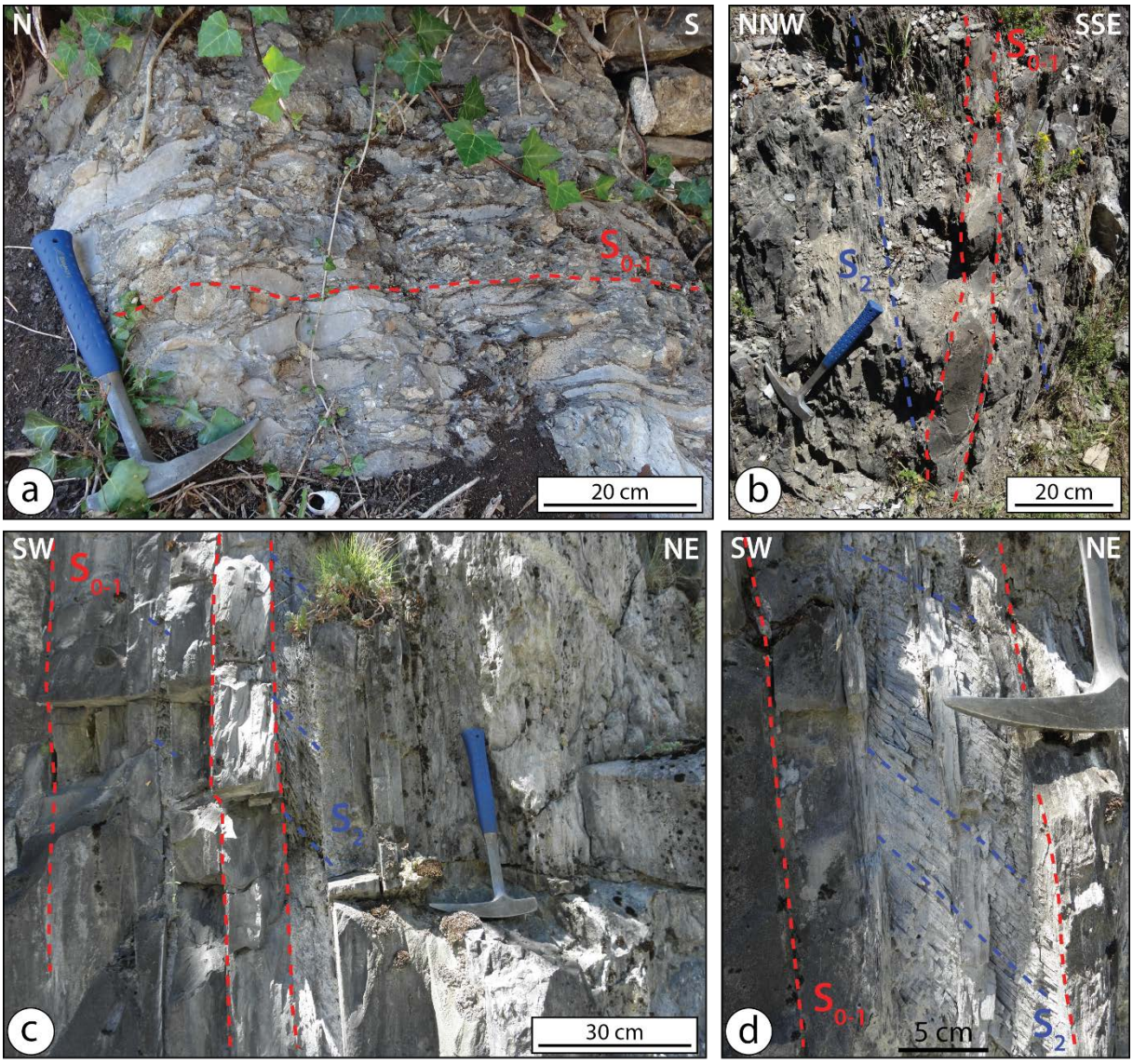


*Figure II-37 : photographies et interprétations des déformations observées dans la formation de Flysch gris de l'écaille bordière de Vicdessos. a) élongation et orientation des clastes formant une brèche issue d'un débris flow. b) obliquité entre la stratification, affectée par un léger boudinage lié à $S_{0-1}$, et la schistosité de fracture $S_2$. c) développement discret de la schistosité $S_2$ dans les niveaux les plus marneux, oblique par rapport à la stratification légèrement déformée par la première phase. d) détail de cette schistosité $S_2$.*

Ces plans de schistosité sont peu pénétratifs, se cantonnant seulement aux marnes avec la présence d'un débit schisteux qui n'est pas réfracté dans les niveaux carbonatés (Figure II-37d). Associé au développement de la schistosité $S_2$, l'écaille bordière de Vicdessos est affectée par une déformation peu importante (Figure II-38). Cette déformation est caractérisée par la formation de plis synschisteux métriques à décamétriques (Figure II-38a) et de kinks au sein des formations les plus carbonatées (Figure II-38b).

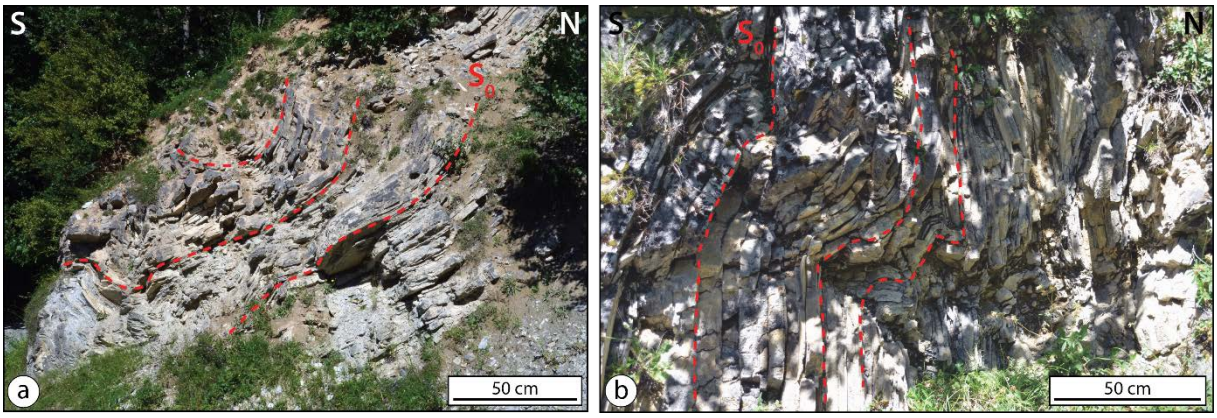


*Figure II-38 : photographies et interprétations des plissements observés dans l'écaille bordière de Vicdessos. a) développement d'un pli synclinal ouvert. b) légers plissements et formation de kinks.*

Il a été décrit que ces deux premières phases de déformations ont été ensuite reprises et recoupées par une schistosité $S_3$ et le développement de microfailles décrochantes (Choukroune, 1976). Nous n'avons pas relevé ces microstructures dans les écailles bordières de ce secteur.

Pour l'écaille bordière de Lordat, la configuration est différente, notamment par la présence de nombreux clastes et olistolithes, dont la taille peut parfois excéder la centaine de mètres. La majeure partie de cette écaille est donc composée de brèches polygéniques, correspondant probablement à des débris flows, dont les clastes ont des origines multiples (siltites dévoniennes, argiles et carbonates du Trias et orthogneiss). La taille de clastes est hétérogène et ils viennent perturber l'organisation de ces formations (Figure II-39a et b). Ces brèches ont développé une schistosité de fracture épousant la forme des clastes centimétriques et métriques de carbonates triasiques correspondant probablement à la $S_2$ (Figure II-39a et b). Il est difficile d'établir si les brèches ainsi que les clastes sont affectés par la déformation de la première phase. Même si la structure de cette écaille est compliquée à lire, certains niveaux plus fins, de nature marno-calcaire, permettent de mettre en évidence le développement de la schistosité $S_2$, oblique sur la stratification légèrement affectée par la déformation ductile de première phase (Figure II-39c). Les niveaux carbonatés sont clairement recoupés par la schistosité de fracture et associés au développement d'une linéation de crénulation, marquant l'intersection entre la stratification et $S_2$. Ces écailles bordières pincées sur la bordure nord de la ZA, sont donc affectées majoritairement par la première phase de déformation et semble peu affecté par les deux autres. Cependant, l'intensité de ces déformations et le développement des structures sont relativement limitées.

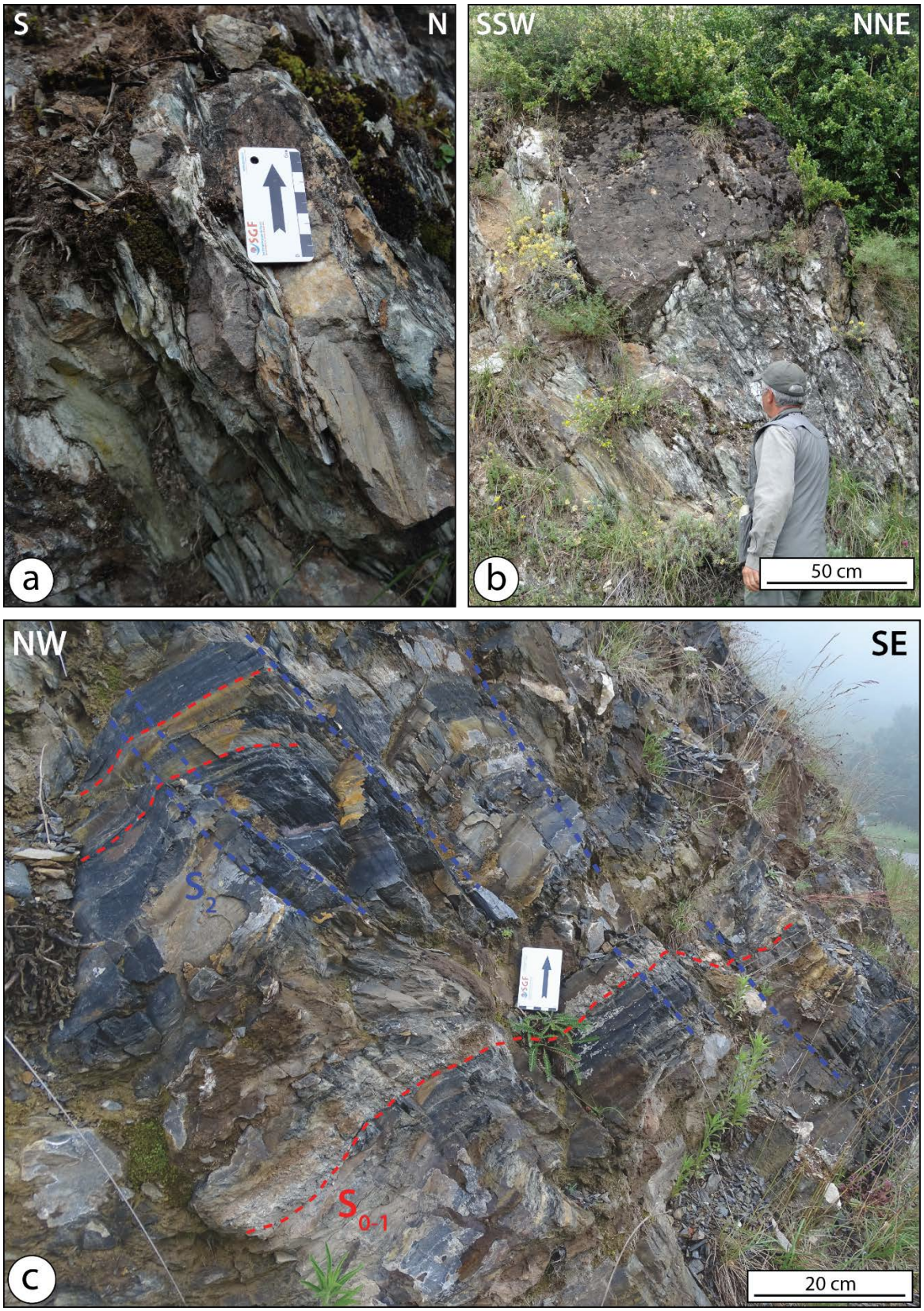


*Figure II-39 : photographies et interprétations de l'aspect et des structures de l'écaille bordière de Lordat. a) clastes centimétriques à décimétriques appartenant au Trias, au sein d'une matrice de schistes verts affectés par une schistosité. b) blocs de taille métrique perturbant l'organisation des schistes verts. C) développement de la schistosité $S_2$ oblique par rapport à la stratification affectée légèrement par la déformation ductile de la première phase, dans un niveau marno-calcaire.*

*Déformation dans les unités métamorphiques*

Les formations métamorphiques qui composent la ZIM sont essentiellement affectées par la déformation ductile de la première phase. Ces déformations s'observent très bien dans la terminaison orientale du Fossé d'Aulus. La présence d'affleurements montrant la déformation ductile, dans la partie sud du Bassin de Tarascon, le long de la ZA, est assez rare. Les unités métamorphiques qui longent la bordure du Massif de Saint-Barthélémy sont, quant à elles, formées essentiellement de brèches, qui oblitèrent complètement la structure initiale. En effet les clastes observés dans ces formations présentent une foliation $S_{0\text{-}1}$. Cette déformation ductile est très bien marquée dans les formations jurassiques. La différence de lithologies observée dans les formations du Lias permet de mettre en évidence la déformation ductile associée au boudinage et au cisaillement de niveaux silicatés dans des niveaux de marbres noirs (Figure II-40a). L'alternance de lithologies dans les marbres gris du Fossé d'Aulus permet d'illustrer l'intense déformation associée au développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$. En effet, cette déformation est responsable de l'étirement parallèle à ces plans de foliation $S_{0\text{-}1}$, qui sont localement plan axial de microplis synfoliaux isoclinaux couchés (Figure II-40b et c).

Par endroits, la stratification originelle est complétement transposée par cette foliation exprimant une déformation intense (Figure II-40d). Comme dans le reste de la ZIM, ces plans de foliation sont indissociables de la présence de scapolites (Figure II-40c et e). Ces scapolites sont parfois orientés sur les plans de foliation $S_{0\text{-}1}$, comme dans les carbonates situés à l'ouest de Larnat (Figure II-40 e). Rarement, les marbres du Fossé d'Aulus sont affectés par la déformation de la seconde phase associée au développement de la schistosité de fracture $S_2$. Quand elle se développe, cette schistosité recoupe obliquement la foliation $S_{0\text{-}1}$, comme par exemple dans le Lias inférieur de Port de Saleix (Figure II-40f).

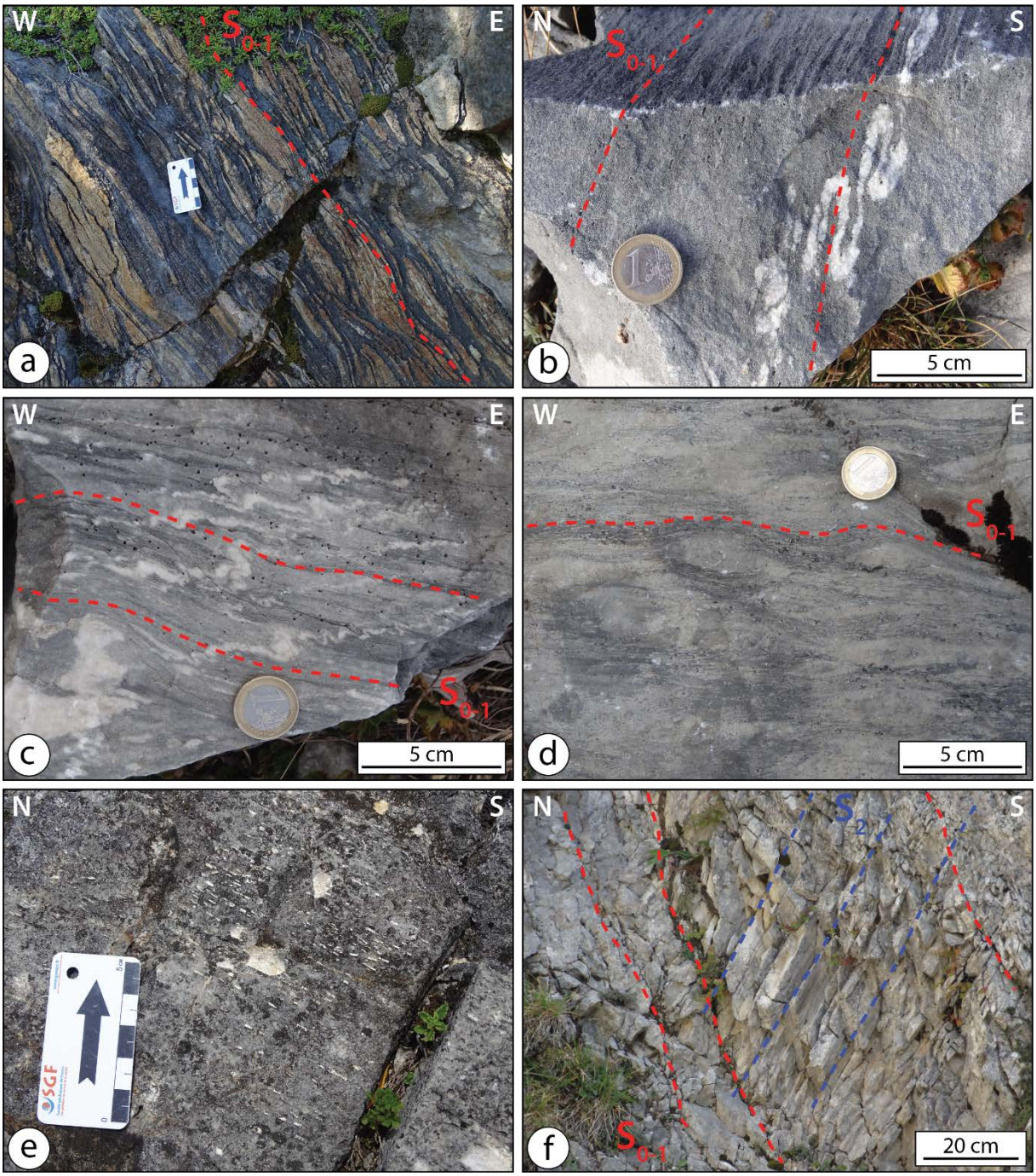


*Figure II-40 : photographies et interprétation de la déformation observée dans les marbres de la ZIM. a) boudinage et cisaillement de niveaux silicatés associés à des marbres noirs du Lias. b) aspect de la foliation $S_{0\text{-}1}$, plan axial de plis isoclinaux couchés centimétriques. Ces niveaux sont transposés par la foliation. c) configuration identique à (b) avec le développement de scapolite (fantôme) sur les plans de foliation $S_{0\text{-}1}$. d) transposition de la stratification par la foliation $S_{0\text{-}1}$. e) scapolites orientés sur un plan de foliation $S_{0\text{-}1}$. f) développement de la schistosité $S_2$ dans les marbres du Fossé d'Aulus, oblique sur la foliation $S_{0\text{-}1}$.*

Comme dit précédemment, la déformation ductile de la partie de la ZIM qui borde le Massif du Saint-Barthélémy est difficile à observer. Cependant, quelques affleurements montrent de telles structures par le boudinage d'échelle métrique des niveaux carbonatés (Figure II-41a). De plus, ces niveaux carbonatés et la foliation $S_{0\text{-}1}$ sont recoupés par des plans

de cisaillement tardifs. Ces plans de cisaillement fragiles montrent un faible pendage avec une vergence vers le SW, recoupant les carbonates affichant un pendage plus élevé (Figure II-41b). Ces plans de cisaillements sont également parallèles à la direction du chevauchement frontal de la bordure sud du Massif du Saint-Barthélémy. Ces observations permettent de montrer le développement d'une déformation ductile précoce et d'une déformation tardive localisante visiblement due à l'extrusion verticale du massif du Saint-Barthélémy lors de son chevauchement sur les formations mésozoïques.

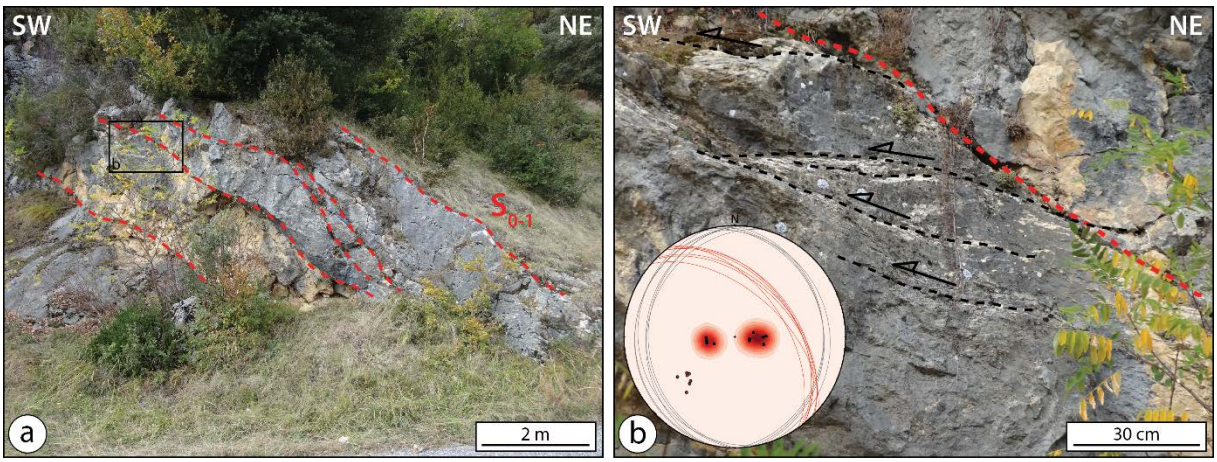


*Figure II-41 : photographies et interprétations des formations carbonatées métamorphiques situées le long de la bordure sud du Massif de Saint-Barthélémy. a) aspect des carbonates affectés par un boudinage parallèle à la foliation $S_{0-1}$. b) zoom sur les carbonates, mettant en évidence la présence de nombreux cisaillements à vergence SW. Sur le stéréogramme, les plans de la foliation $S_{0-1}$ sont représentés en rouge et les plans de cisaillement en noir. Les pôles de chaque plan sont représentés.*

Il est important de noter la présence de nombreux plans de failles décrochantes orientés autour de N50. Ces accidents pourraient être en relation avec la troisième phase de déformation au même titre que les plans de cisaillement tardifs.

Une partie de ce front de chevauchement associé à l'orogenèse pyrénéenne est jalonnée par un complexe brèchique important dans les carbonates aptiens (Figure II-42). Ces brèches polygéniques sont composées de clastes centimétriques et majoritairement anguleux. Ces éléments correspondent à des carbonates mésozoïques métamorphiques, scellés par un ciment carbonaté rouge-orange qui semble lui aussi recristallisé (Figure II-42b). La nature et l'aspect de ces brèches sont fortement comparables à ceux des brèches observées dans la terminaison orientale de la ZNP, sur le Massif de l'Agly et le Synclinal du Bas-Agly (cf. partie II.7.2.2). Ces brèches probablement tectoniques, pourraient correspondre à des cataclasites correspondant à un niveau de décollement situé à la base des formations jurassiques.

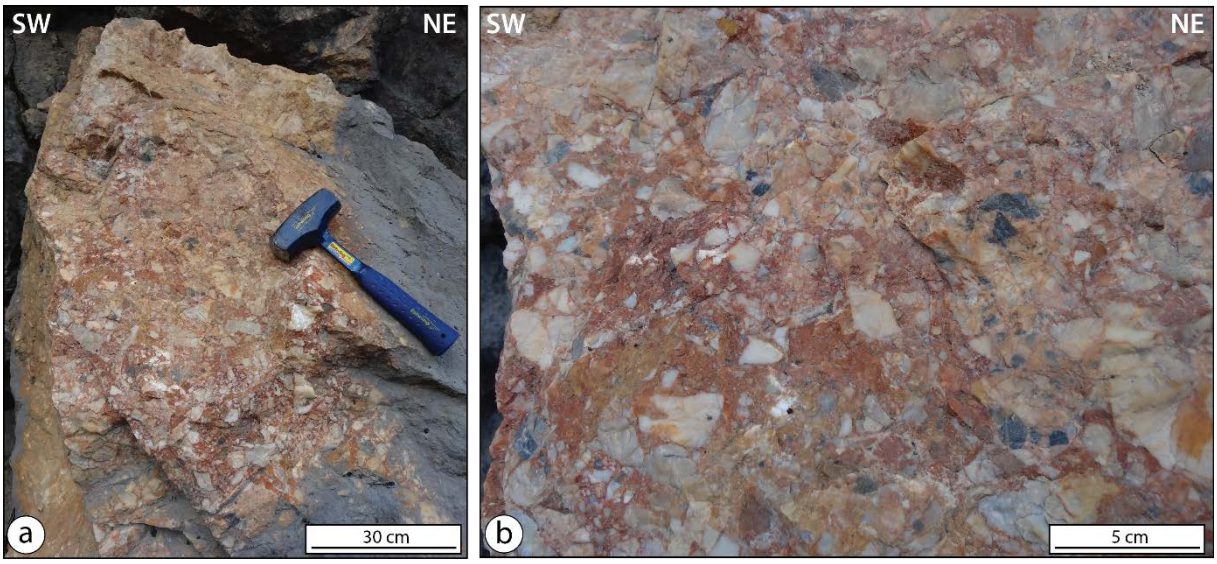


*Figure II-42 : photographie de l'aspect des brèches qui jalonnent la bordure sud du Massif de Saint-Barthélémy. Ces brèches polygéniques sont composées de clastes carbonatés centimétriques du Jurassique. La matrice rouge semble cristallisée.*

*Déformation dans les formations non métamorphiques du Bassin de Tarascon*

Les séries sédimentaires non métamorphiques du Bassin de Tarascon sont également affectées par les trois phases de déformation régionale. Une partie des puissantes séries carbonatées du Bassin semble affectée par la foliation $S_{0\text{-}1}$, avec le développement d'un rubanement caractéristique des marbres. Hormis cet aspect, la déformation ductile ne semble pas représentée. Sur le terrain, l'aspect lithographique de ces calcaires peut également porter à confusion, sur la distinction calcaire/marbre. Si la déformation ductile est rare, les témoins de la déformation liée aux deux dernières phases sont nombreux. Les calcaires jurassiques et barrémiens situés au nord de Siguer, pincés entre la ZA et le Massif des Trois-Seigneurs sont encadrés par les unités métamorphiques. Ces carbonates semblent affectés par des chevauchements internes à vergence nord, à l'origine du redoublement de la série (Figure II-43a). Le pendage de ces formations est assez faible et elles reposent en discordance sur le socle du Massif des Trois-Seigneurs.

La présence de sédiments du Trias supérieur n'a pas été relevée à l'interface entre ces deux unités. Ces formations sont affectées par la seconde phase de déformation, avec le développement discret de la schistosité de fracture $S_2$, oblique sur la stratification $S_0$ (Figure II-43a). Ces carbonates, partiellement affectés par la schistosité $S_2$, montrent également des couloirs brèchiques sensiblement parallèles à la stratification, à l'approche de la bordure du Massif des trois-Seigneurs (Figure II-43b).

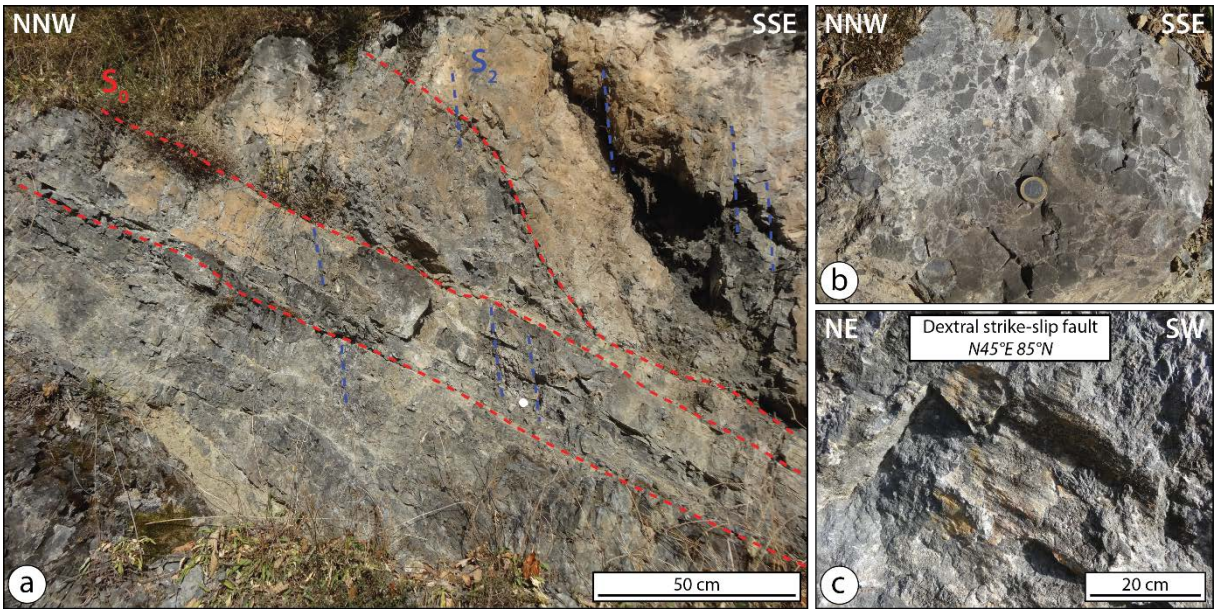


*Figure II-43 : photographies et interprétations de la déformation observées dans les formations non métamorphiques proches de la bordure sud du Massif des Trois-Seigneurs, au nord de Siguer. a) aspect des calcaires jurassiques avec probablement un chevauchement interne à vergence nord, qui dédouble la série. Développement discret de la schistosité $S_2$. b) bréche monogénique de calcaire noir observée près du contact avec le Massif des Trois-Seigneurs. c) exemple d'un microplan de faille décrochante dextre orienté N45°E.*

Ces brèches sont monogéniques, constituées avec clastes très anguleux et un ciment calcitique. Elles semblent également affectées par un lessivage modéré, probablement lié au passage de fluides (Figure II-43b). Ces formations non métamorphiques sont également affectées par de nombreux plans et microplans de failles décrochantes, correspondant essentiellement à la troisième phase de déformation (Figure II-43c). Généralement, ces plans sont orientés entre N20°E et N50°E et la composante décrochante est généralement dextre (Figure II-43c).

Dans la partie sud du Bassin de Tarascon, la transition entre les formations carbonatées métamorphiques et non métamorphiques semble continue vers le nord. Il n'y a aucune évidence de terrain en faveur d'un accident séparant les deux unités. Vers le nord, les formations carbonatées barrémiennes et albiennes forment une série de plis à l'échelle du bassin, dont l'architecture et les orientations sont complexes (Figure II-36). L'anticlinal de la grotte de Niaux impliquant les calcaires barrémiens (faciès Urgonien) est un bel exemple de cette déformation souple qui affecte l'ensemble du bassin (Figure II-44a). Ces plis sont généralement ouverts et leur plan axial est droit ou très peu déversé. L'observation des flancs de ces plis permet de voir le développement de la schistosité $S_2$, qui semble être contemporaine du plissement et qui est donc parallèle aux plans axiaux de ces plis. (Figure II-44b). Cette schistosité qui se propage préférentiellement dans les niveaux marneux, avec une forte

obliquité, est réfractée dans les niveaux calcaires les plus épais (Figure II-43b). Ces relations stratification/schistosité suggèrent que la formation de la schistosité de fracture $S_2$ est contemporaine du plissement à l'origine de la structuration du Bassin de Tarascon.

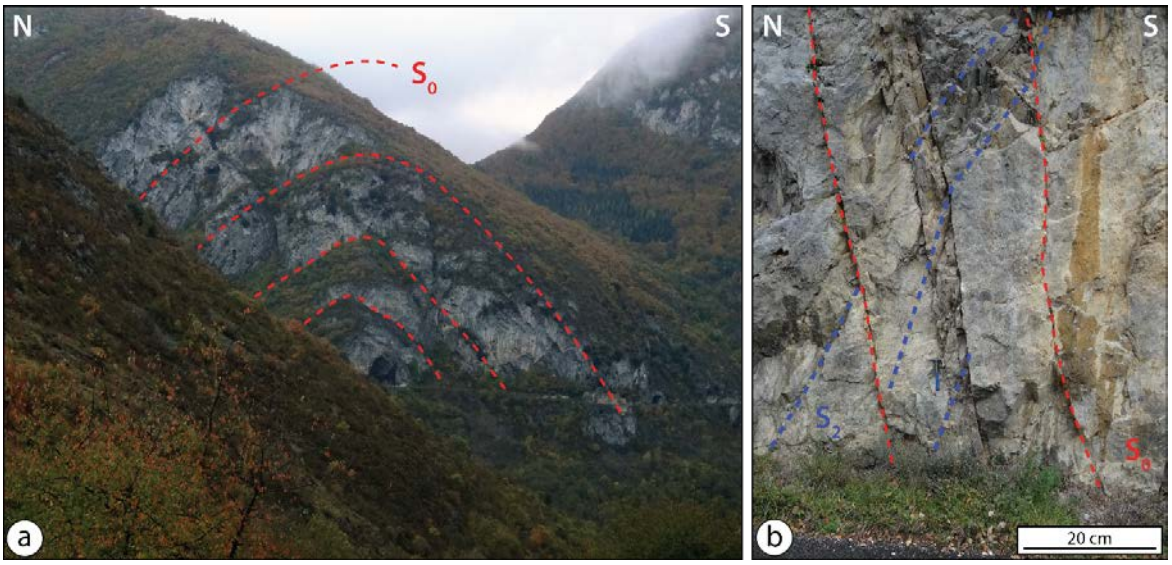


*Figure II-44 : photographies et interprétations de la déformation observée dans les carbonates barrémiens du Bassin de Tarascon. a) pli anticlinal d'échelle kilométrique de la grotte de Niaux, impliquant les calcaires barrémiens. b) détail des niveaux carbonatés du flanc sud de l'anticlinal de la grotte de Niaux. Développement discret d'une schistosité $S_2$, réfractée dans les niveaux carbonatés les plus épais.*

Les formations barrémiennes sont affectées par des plis à grande échelle mais, comme décrit précédemment (cf. partie II.5.2.1), elles sont également affectées par des plis locaux cohérents avec la structure à grande échelle du bassin. Les niveaux les plus marneux sont donc affectés par des microplis droits en chevron, affectant la stratification $S_0$, dont les axes plongent faiblement vers le SE (Figure II-45).

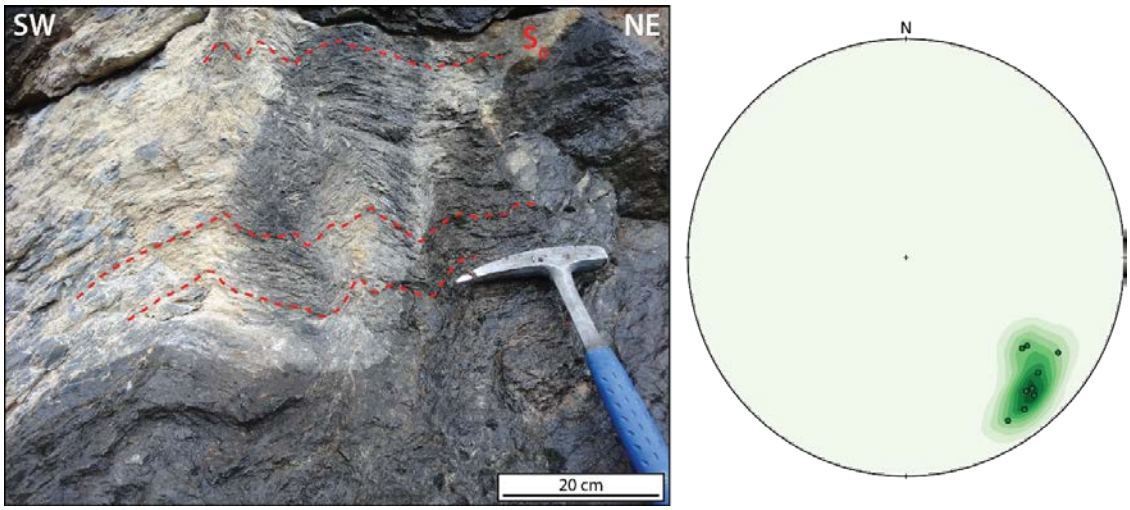


*Figure II-45 : photographies et interprétations de microplis observés dans un niveau plus marneux des carbonates aptiens du Bassin de Tarascon. Le stéréogramme montre l'orientation des axes de plis.*

Ces plis sont situés dans le prolongement de la fosse albienne localisée au NW de Niaux formant un pli synforme, dont l'axe possède sensiblement la même orientation (Figure II-36). Les formations affectées par ces microplis ne semblent pas montrer le développement de la schistosité de fracture $S_2$. Les sédiments albiens marno-calcaires sont également affectés par une succession de plis métriques droits en chevron, affectant la stratification $S_0$, avec un des axes orienté SSW-NNE (Figure II-46). Les sédiments albiens semblent également affectés par la schistosité $S_2$, très discrète, plan axial des plis en chevron. L'orientation des plis observés dans les formations albiennes et barrémiennes, est parallèle à la bordure orientale du Massif des Trois-Seigneurs et est probablement liée à la position et à l'extrusion de ce dernier lors de la compression. De plus, l'orientation de ces plis implique donc un raccourcissement local ~E-W, parallèle à l'axe d'allongement de la chaine et perpendiculaire à la majorité des structures observées dans la ZNP. La genèse de ces plis est probablement liée à un mouvement transpressif, au regard des axes de plis où à l'extrusion verticale des massif nord-pyrénéens.

Les structures associées à la seconde phase de déformation sont recoupées par des structures liées à la troisième phase de déformation. Ces structures correspondent à de nombreux plans de failles décrochantes qui recoupent la stratification et la schistosité $S_2$ (Figure II-43c et II-47).

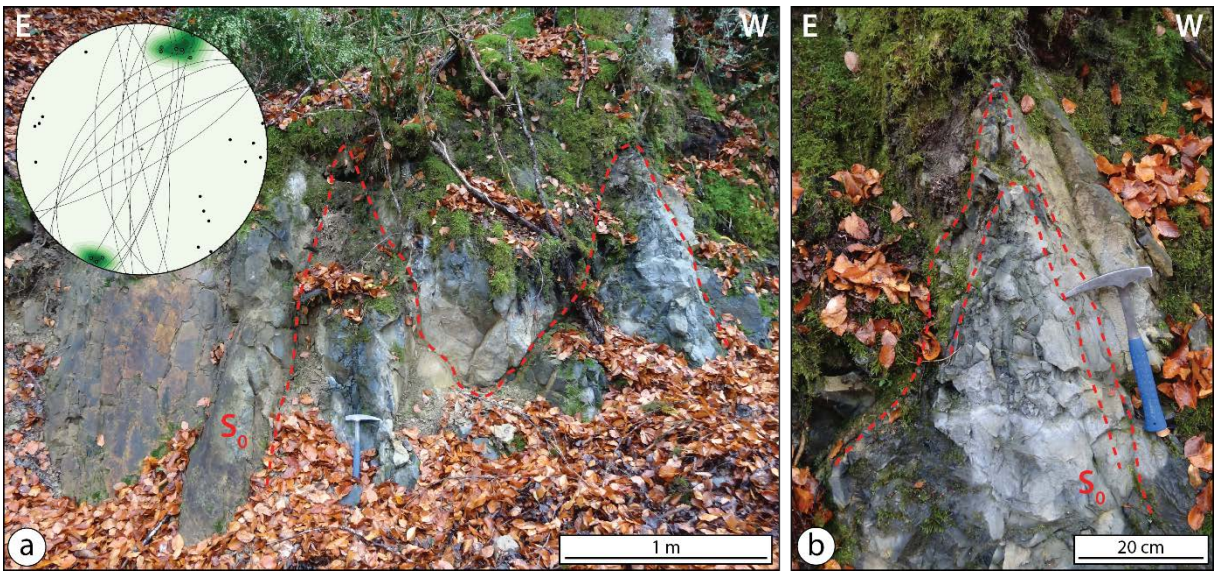


*Figure II-46 : photographies et interprétations de la déformation observée dans les formations albiennes du Bassin de Tarascon situé au NW de Niaux. a) succession de plis en chevron orientés NNE-SSW. Le stéréogramme montre l'orientation des axes de plis en vert et les plans de stratification $S_0$ et leur pôle en noir. b) zoom sur un des plis en chevron.*

Il existe deux familles majeures de plans : i) une famille orientée entre N20°E et N50°E généralement dextre (Figure II-43c) ; ii) une famille orientée entre N120°E et N140°E généralement senestre (Figure II-47). Un bel exemple de décrochement orienté N138°E affleure sur la route qui mène à la grotte de Niaux dans les calcaires barrémiens (Figure II-47a). Ce large plan de faille permet d'apprécier l'orientation des stries qui plongent de 20° vers le SW (N133°E) associées à des écailles de calcite qui indiquent un mouvement senestre (Figure II-47b). Ces déformations tardives correspondant à des accidents décrochants conjugués sont donc probablement liées à un mouvement compressif oblique ou transpressif.

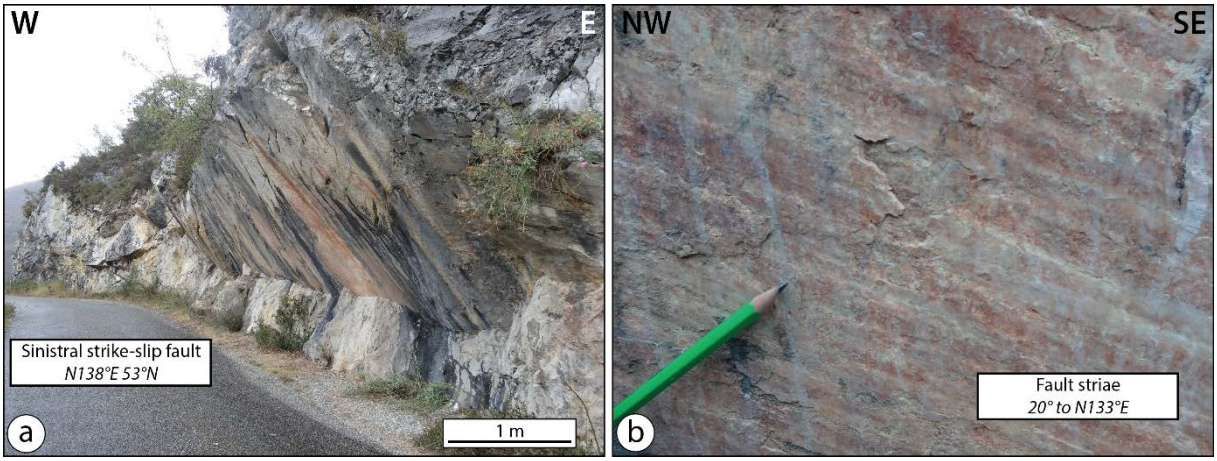


*Figure II-47 : photographies d'une faille décrochante sénestre, dans les carbonates aptiens du Bassin de Tarascon. a) vue sur l'ensemble du plan de faille. b) zoom sur le plan de faille permettant d'observer les stries et les marches d'escalier indiquant un mouvement senestre.*

*Observation du tracé de la FNP*

Les affleurements qui permettent d'exposer les déformations liées au passage de la FNP sont très rares sur l'ensemble du segment pyrénéen, cependant cette zone d'étude présente deux affleurements exceptionnels qui recoupent le tracé de la FNP. Le premier affleurement se localise au niveau de la route départementale (RD 208A) qui mène au village de Sem (Figure II-34). Ce dernier expose une coupe complète du tracé de la FNP qui sépare les marbres d'âge Kimméridgien à Tithonien et les flyschs gris turono-santoniens (Figure II-48). Le couloir de faille est essentiellement composé par des brèches. Ces brèches ont été décrites comme des sédiments sous-marins paléocènes piégés dans une cavité paléokarstique ouverte au nord de la FNP, entaillée dans les marbres jurassiques et suggérée par la présence de microfossiles (Peybernès & Fondecave-Wallez, 2009). Cette hypothèse est largement remise en question, notamment sur l'absence de photographies précises des microfossiles et par les arguments de

terrain observés sur l'affleurement de Sem, considéré comme un couloir de déformation lié à l'activité de la FNP (Debroas *et al.*, 2010).

Nos observations de terrain sont en accord avec les observations réalisé par Debroas *et al.* (2010), sur l'organisation de cet affleurement. Les marbres d'âge Kimméridgien à Tithonien, semblent complètement cataclasés et ne montrent aucune organisation apparente. Il est possible d'observer un rubanement par endroit qui appartient à des clastes de taille importante. Le reste des marbres est essentiellement composé d'une brèche monogénique remaniant des clastes rubanés et semble affecté par des microfailles à pendage modéré vers le sud (Figure II-48). Le contact entre les marbres et le couloir de déformation est subvertical avec un pendage de 80° vers le sud. Il est marqué par la présence d'une brèche ou microbrèche déformée (Debroas *et al.*, 2010) (Figure II-48). En effet, cette brèche est composée de marbres blancs et jaunes et de schistes verts, pris dans une matrice pélitique sombre affectée par un débit schisteux. Cette brèche est également associée à des minéralisations à calcite brune et des géodes de calcite associées à de la chlorite et de l'épidote, suggérant des circulations de fluides. Cette brèche est limitée vers le sud par une faille qui parcourt toute la hauteur du couloir de déformation (Figure II-48). Le long de cet accident se localise un banc de marbre blanc-jaunâtre microcristallin d'une épaisseur variant de 30 à 100 cm, très déformé, étiré et tronçonné parallèlement au couloir de déformation par des microfailles branchées sur l'accident subvertical qui traverse le couloir de déformation (Figure II-48). Juxtaposés à ce niveau de marbres, des schistes verts alternants avec des niveaux calcaires occupent la majeure partie du couloir de déformation. L'alternance très irrégulière de minces feuillets d'argilites vertes et des calcaires cristallins roux procure à cette formation, un aspect de brèche oeillée mis en avant par une schistosité subverticale bien développée (Debroas *et al.*, 2010). Cette schistosité semble broyée et complètement désorganisée par des déformations postérieures. Cette formation est également associée à des écailles de marbres microcristallins blanc. Dans la partie supérieure du couloir de déformation, sur sa bordure méridionale, se trouve une écaille composée probablement de calcschistes bruns appartenant aux flyschs gris (Figure II-48). Le contact sud du couloir de déformation montre également un pendage subvertical, proche de 80° vers le sud, qui recoupe les flyschs gris qui montrent un pendage subvertical le long du contact (Figure II-48). En s'éloignant du contact vers le sud, les flyschs composés d'une alternance de calcschistes sombres et de niveaux de calcarénites centimétrique à décimétrique à polarité ascendante vers le sud (Debroas *et al.*, 2010), sont affectés par des plis dissymétriques orientés N80°E et dont les axes sont subhorizontaux (Figure II-48).

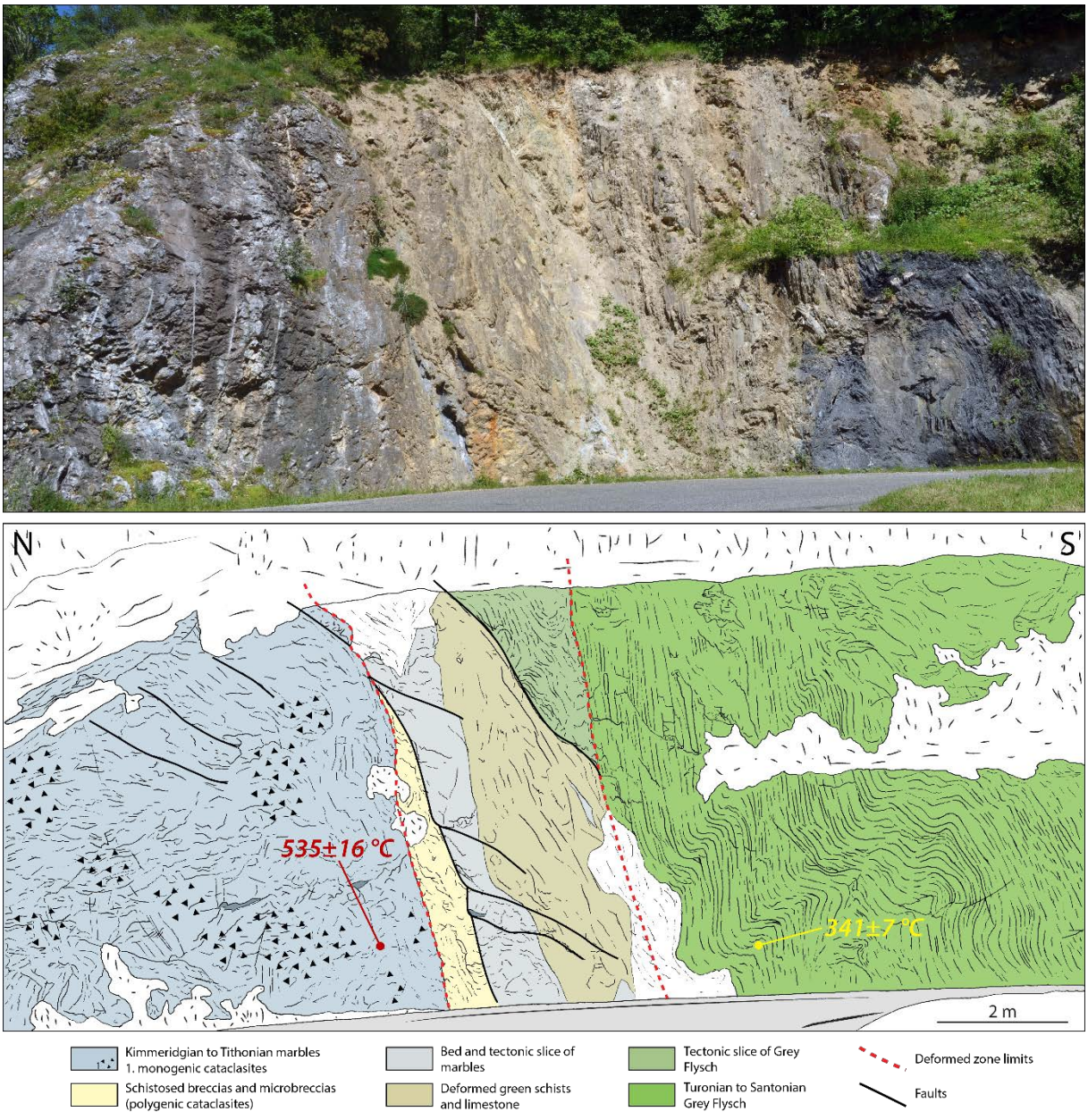


*Figure II-48 : photographie et interprétation de l'affleurement de Sem, sur la route départementale (RD 208A) exposant une coupe de la FNP, séparant les marbres de la ZIM et les flyschs gris turono-santoniens. Interprétation de la photo modifiée d'après Debroas et al., 2010. Tmax des deux unités obtenues dans l'étude globale de la thermicité du segment pyrénéen par thermométrie Raman (cf. chapitre IV, partie IV.5.4).*

Cette configuration suggère un mouvement inverse de la faille, ainsi qu'un mouvement décrochant, dont il est difficile de déterminer la composante sur cet affleurement. Ce couloir de déformation d'une épaisseur proche de 5m, correspond donc à un mélange très déformé des marbres jurassiques et des flyschs gris turono-santoniens. Cet accident permet donc la juxtaposition de sédiments anté-rift métamorphiques et de sédiments post-rift peu métamorphiques. En effet, l'étude la thermicité du segment pyrénéen par la méthode de thermométrie Raman a permis de confirmer ce contraste métamorphique entre les deux unités,

avec des Tmax de 535±16°C dans les marbres et 341±7°C dans les flyschs (*cf. chapitre IV, partie IV.5.4*). La déformation associée à ce couloir de déformation apparait plutôt comme fragile, suggérant que cet accident associé aux contrastes de déformation et de température est tardif dans l'histoire de la chaîne.

Le second affleurement exposant le passage de la FNP se localise sur la route départementale (RD24) reliant Siguer à Lercoul. Cette route longe le contact en les formations considérées non métamorphiques et la ZA (Figure II-34). Cependant cette route expose clairement une zone large proche de 50m d'épaisseur, de marbres microcristallins blancs et jaunâtres (Figure II-49). En effet, cette lame de marbres est en contact anormal avec la ZA et les formations non métamorphiques. La partie nord de l'affleurement expose des calcaires barrémiens affectés par un pli antiforme décamétrique (Figure II-49). Le contact entre ces calcaires et les marbres, marqué par une déformation intense correspondant à une zone de mylonites, est subvertical avec un pendage fort de 75° vers le sud (Figure II-49). La majeure partie des marbres est affectée par une bréchification intense. Ces brèches qui composent l'ensemble de la lame, sont monogéniques et montrent une hétérogénéité de la taille des clastes. Ces marbres sont également recoupés par des zones importantes d'altérations, qui ont blanchi et désagrégé les marbres (Figure II-49). Vers le nord, la qualité de l'affleurement se détériore, mais les marbres brèchiques passent brutalement à des argiles bariolées lie de vin et ocres, appartenant probablement au Trias supérieur. Le pendage des sédiments et du contact est vertical (Figure II-49). Les argiles affleurent sur quelques mètres et sont en contact faillé avec des siltites grises cartées comme Silurien (Destombes *et al.*, 1969). Ce couloir de brèches de marbres et la lame de Trias supérieur ne sont pas signalées sur la carte géologique de Vicdessos au 1/50 000 (Destombes *et al.*, 1969). La thermométrie Raman a permis de confirmer les observations de terrain et le caractère métamorphique des marbres avec une $T_{max}$ de 592±35°C. Là encore, le contraste métamorphique est clair car les calcaires barrémiens sont peu métamorphiques avec une température de 347±3°C (*cf. chapitre IV, partie IV.5.4*). Cette lame de marbres complètement brèchifiée résulte probablement de la déformation associée à l'activité de la FNP.

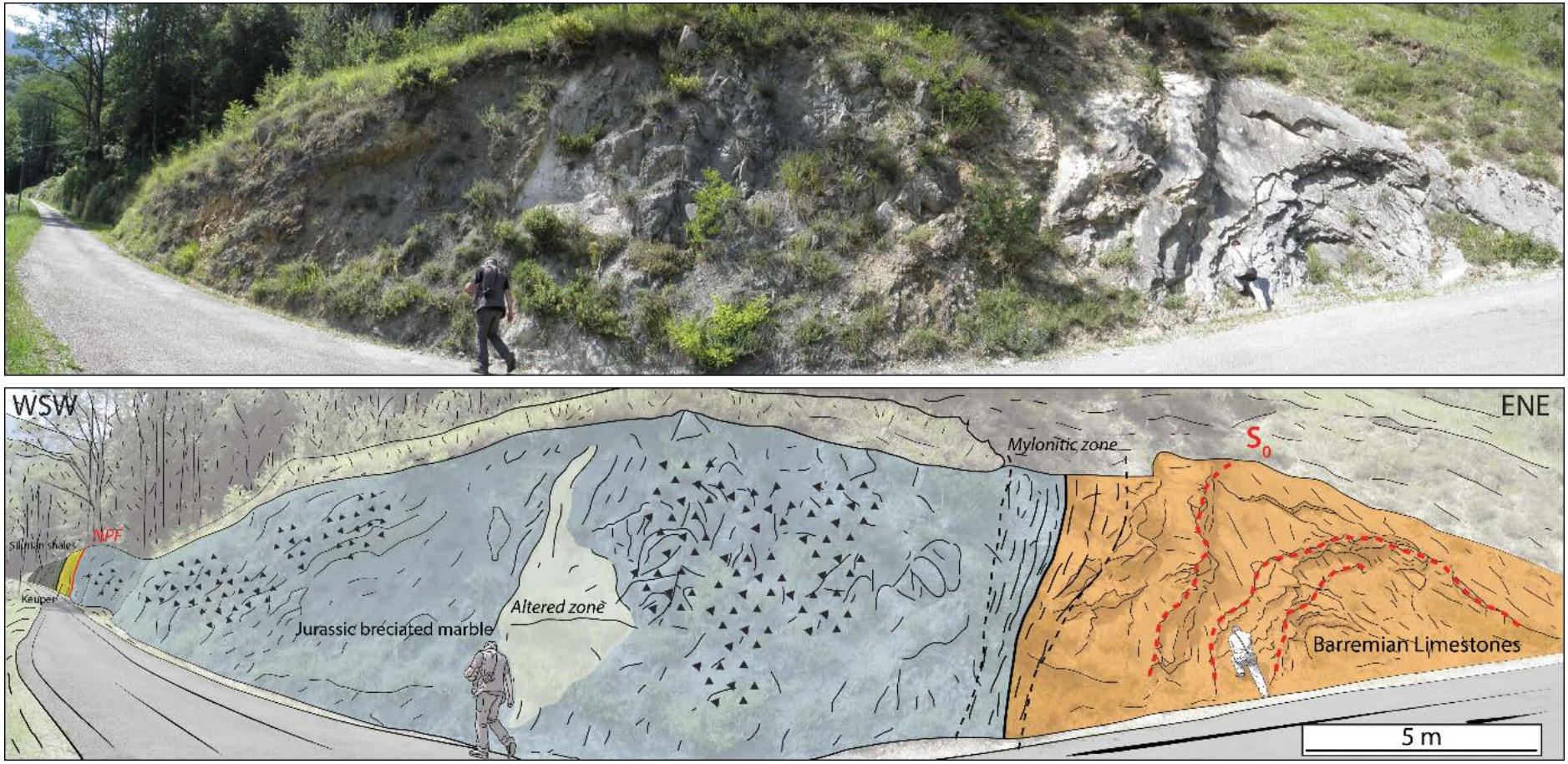


*Figure II-49 : photographie et interprétation de l'affleurement de Siguer, exposant un lambeau de ZIM entre la ZA et les calcaires non métamorphiques barrémien et situé sur la route départementale (RD 24) qui mène à Lercoul. Les marbres de la ZIM sont complètement bréchifiés et sont juxtaposés aux formations du Trias supérieur par la FNP, et aux calcaires barrémiens par une faille soulignée par une zone de mylonite.*

### II.5.3 Coupe structurale à travers la ZIM

Les données de terrain, ainsi que les données de la littérature permettent d'établir des coupes géologiques recoupant la ZIM et le Bassin de Tarascon (Figure II-50). La première coupe (J-J') a été réalisée au niveau de la terminaison orientale du Fossé d'Aulus, proche de Vicdessos. Cette coupe permet d'observer les relations structurales entre l'écaille bordière de Vicdessos et la ZIM. Les flyschs gris associés à des niveaux de calcaires à entroques de l'écaille bordière, forment un synclinal, pincé entre la ZA et la ZIM (Figure II-50a). La stratification légèrement affectée par la foliation $S_{0\text{-}1}$, est recoupée par la schistosité $S_2$, plan axial du large synforme. Cette écaille est limitée par des accidents majeurs subverticaux, notamment par la FNP au nord. Les flyschs gris turono-santoniens sont en discordance sur des sédiments jurassiques non métamorphiques, eux-mêmes déposés en discordance angulaire sur le socle varisque de la ZA (Figure II-50a). Dans ce secteur la ZIM est scindée en deux parties par un accident E-W raccordé en profondeur à la FNP (Figure II-50a). La partie méridionale, limitée par les deux accidents verticaux, notamment la FNP au sud, montre un synforme complexe mis en avant par la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-50a). La partie septentrionale semble être chevauchante sur le Massif des Trois-Seigneurs situé au nord. De plus, la ZIM est probablement décollée sur les niveaux limités de sédiments du Trias supérieur.

La seconde coupe (K-K') a été réalisée plus à l'est, au niveau de Siguer où elle recoupe le lambeau de ZIM observé sur le terrain, juxtaposé aux sédiments mésozoïques non métamorphiques. Elle traverse ensuite la partie occidentale du Massif des Trois-Seigneurs et la partie nord-ouest du Bassin de Tarascon, pour se terminer dans le Massif de l'Arize (Figure II-50b). Le lambeau de ZIM est pincé entre la FNP au sud et une faille subverticale raccordée à cette dernière en profondeur. Ce lambeau forme donc une lame de marbre probablement jurassique, associé aux sédiments du Trias supérieur, longeant la FNP (Figure II-50b). Au nord, les calcaires non métamorphiques du Mésozoïque forment un synclinal déversé vers le nord, reposant directement sur le socle varisque du Massif des Trois-Seigneurs (Figure II-50b). La partie nord du Massif des Trois-Seigneurs est recouverte en discordance par les sédiments jurassiques et crétacés non métamorphiques du Bassin de Tarascon. Ces sédiments reposant sur le socle montrent un pendage modéré vers le nord et peuvent probablement être raccordés au même type de formation observée sur la bordure sud du Massif des Trois-Seigneurs (Figure II-50b). Ces formations correspondent donc à la couverture sédimentaire de ce massif, décollée sur les sédiments du Trias supérieur, largement présent dans la partie nord du Bassin de Tarascon (Figure II-50b).

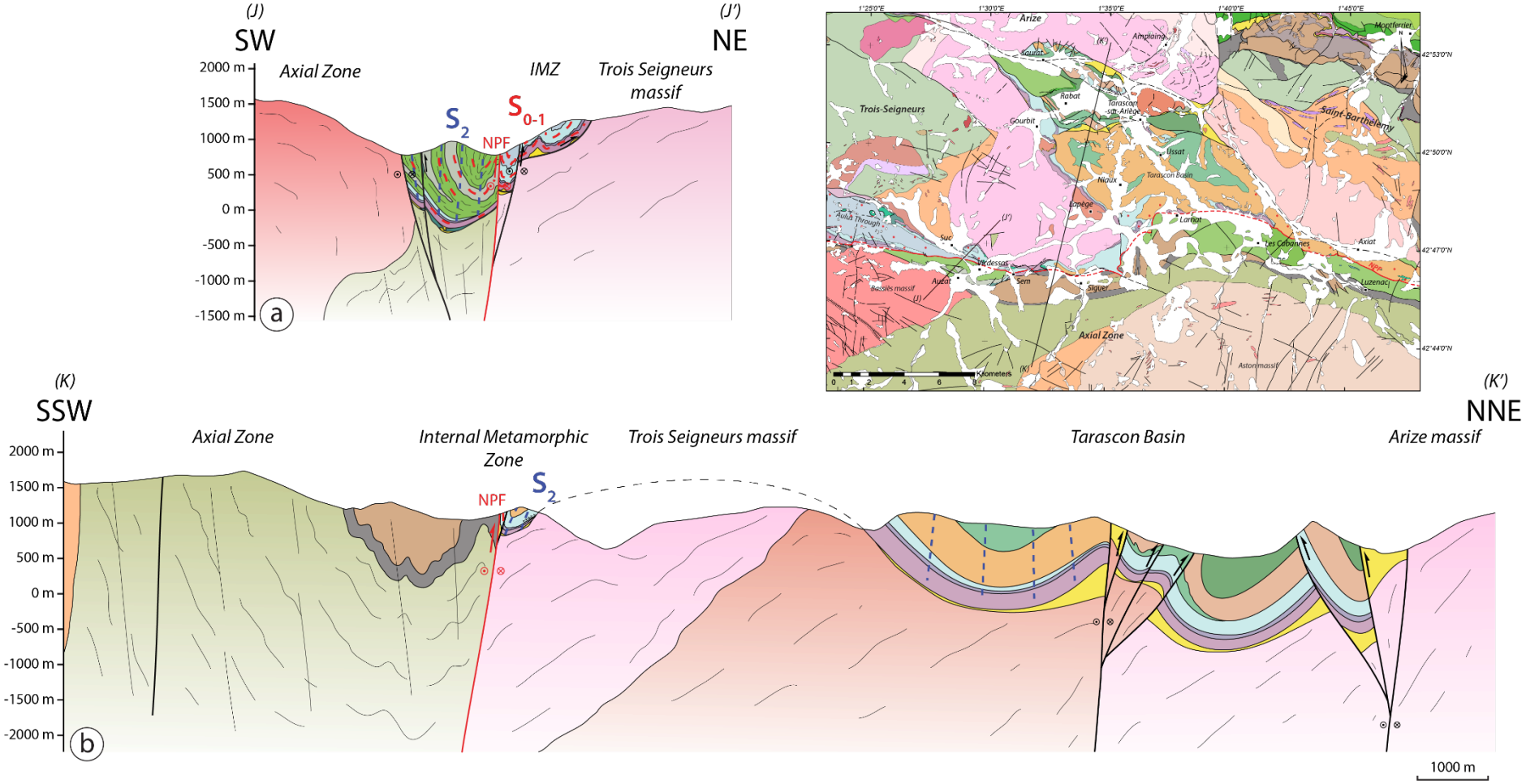


*Figure II-50 : Coupes géologiques N-S (J-J' et K-K') à travers la ZIM et le Bassin de Tarascon. Légende identique à la carte géologique (Figure II-34)*

Vers le nord, ces formations forment un large pli synclinal ouvert, à cœur de sédiments albiens, dans sa partie centrale. Ensuite, le bassin est recoupé par plusieurs failles subverticales avec une composante décrochante, formant une structure en fleur (Figure II-50b). Ces failles marquent une limite E-W associé à des variations de faciès importantes et variations latérales d'épaisseur. L'écaille de Rabat forme ensuite un synfome simple rempli par les sédiments albo-cénomaniens. La partie nord de cette écaille est également limitée par une série d'accidents subverticaux E-W, qui parcourent la bordure du Massif de l'Arize. Là encore, ces failles forment une structure en fleur et semblent affecter les sédiments mésozoïques ainsi que le socle varisque (Figure II-50b). Ces deux séries de failles forment des structures majeures qui deviennent coalescentes vers l'ouest et marquent la limite entre les deux Massifs Nord-Pyrénéens (Figure II-34).

Ces deux coupes permettent de mettre en évidence que la ZIM est pincée entre deux failles majeures. De plus, elles mettent en avant l'irrégularité de la largeur cartographique de la ZIM, qui peut être rapidement biseautée entre deux failles. Cette configuration indiquerait un jeu tardif de ces accidents qui viennent recouper complètement la ZIM et les unités avoisinantes. Mais latéralement à l'est, dans la partie sud du Bassin de Tarascon, la ZIM n'est pas limitée au nord par un accident majeur. De plus, au nord de Vicdessos, les marbres de la ZIM reposent structuralement au-dessus du socle Varisque du massif des Trois-Seigneurs.

## II.6 Secteur oriental de la ZIM : région de Bessède-de-Sault

Ce secteur a été étudié dans le cadre d'un mémoire de Master réalisé Revelli (2013), avant le début de ces travaux de thèse qui se sont peu focalisés sur cette zone. La région du Massif de Bessède-de-Sault présente de nombreux avantages car ce Massif Nord-Pyrénéen est de petite taille, ce qui permet de le parcourir plus facilement dans sa totalité par rapport aux Massifs du Saint Barthélémy, de l'Arize ou encore des Trois Seigneurs, ainsi que la présence de toutes les unités caractéristiques : ZA, ZIM, Massif Nord-Pyrénéen.

### II.6.1 Description sommaire de la zone d'étude

Dans ce secteur la ZA est composée de terrains sédimentaires dont les âges sont compris entre le Silurien et le Carbonifère. Au sud de cette zone, ces terrains sont chevauchés par une série cambro-ordovicienne et intrudés par un monzogranite et une granodiorite (Figure II-51). La partie nord de la ZA est marquée par la présence d'une couverture mésozoïque discordante, limitée par la FNP au Nord (Figure II-51). Il s'agit d'une des rares portions de ZA qui possède encore sa couverture mésozoïque complète du Trias à l'Albien (Wallez, 1974) (Figure II-51). En effet, une grande partie de la bordure nord de la ZA ne présente pas de couverture mésozoïque. Quand elle est présente celle-ci est généralement constituée de lambeaux de Trias (Mirouse, 1966 ; Gisbert, 1981 ; Gisbert, 1983 ; Bixel, 1984, Valero, 1986) ou de Crétacé supérieur (Cénomanien à Santonien) (Souquet, 1977) directement en contact sur les unités paléozoïques. Cette série mésozoïque discordante sur les séries carbonifères forme un synclinal pincé dont le flanc sud est parfois basculé et le flanc nord affleure peu car il est recoupé tardivement par la faille nord pyrénéenne (Casteras, 1933). Ces séries sont similaires aux terrains mésozoïques qui constituent la couverture sédimentaire non métamorphique du Massif de Bessède, plus an Nord (Wallez, 1974). Dans ce secteur, le tracé de la FNP est assez bien marqué, il est cependant recoupé par de nombreuses failles tardives qui découpent également l'ensemble de la zone (Figure II-51). La présence de miroirs de failles présentant des stries ou autres critères cinématiques est rare dans la région. En revanche, sa trace coïncide souvent avec des zones de brèches qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Dans la région de Bessède-de-Sault, la ZIM montre une largeur variable entre 500m et 2 km et une déformation intense (Golberg, 1987). Elle est composée essentiellement d'une série calcaro-dolomitique qui correspondrait aux niveaux du Jurassique Inférieur à l'Aptien (Figure II-52a) et d'une série pélitique, calcaro ou gréso-pélitique dont l'âge correspondrait à l'Albien (Bertrand, 1905 ; Casteras, 1933). La reconnaissance et la cartographie de la succession

stratigraphique originelle des unités de la ZIM dans ce secteur, sont complexes. En effet, le métamorphisme a complètement oblitéré les différents repères paléontologiques, qui sont rares, et la reconnaissance et la datation des différents lithofaciès ont donc été établis arbitrairement par comparaison avec les séries voisines non métamorphiques (Meurisse, 1973). Par ailleurs, aucun critère de polarité n'a pu être observé (Meurisse, 1973). Faute de niveaux repères, la compréhension de la structure des terrains albiens repose sur une analyse microtectonique, tandis que, dans la série carbonatée du Jurassique à l'Albien, l'analyse est impossible, car ces lithologies ne favorisent pas l'apparition de microstructures tectoniques (Meurisse, 1973). Localement, les linéations ductile d'étirement sont marquées par l'apparition de scapolites. Selon Meurisse (1973) la structure générale des formations de la ZIM, dans ce secteur, s'explique par la superposition de deux phases de plissement : i) la première phase est responsable de la formation de mégastructures hectométriques à kilométriques, à double déversement. Les plis résultant se disposent en éventail dissymétrique ; ii) la seconde phase est à l'origine de la reprise des structures de la première phase, par le développement de plis. Les failles qui limitent la ZIM ont rejoué tardivement et recoupent les structures des deux phases de plissement.

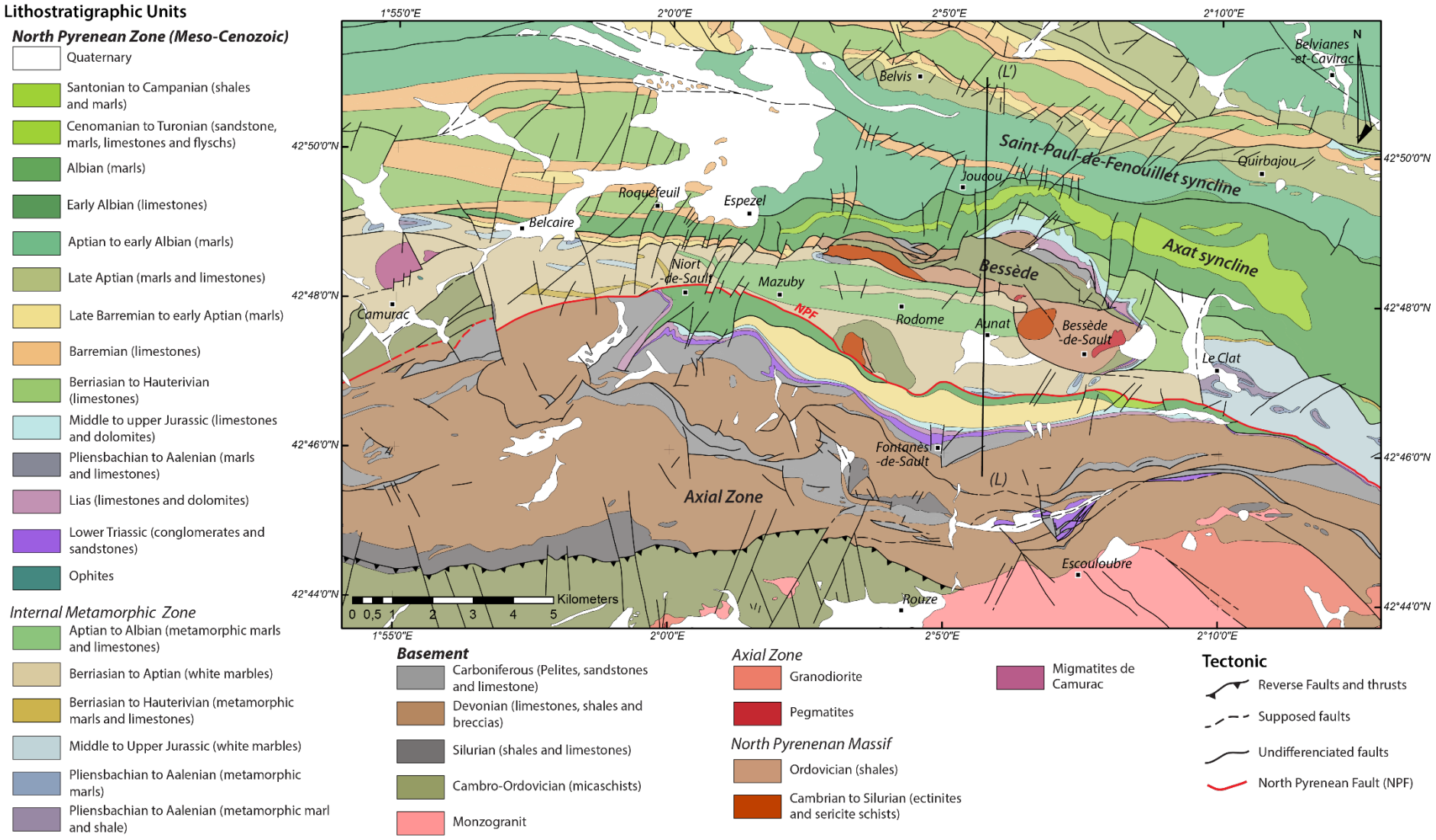


*Figure II-51: Carte géologique simplifiée de la région du massif de Bessède-de-Sault. Modifiée d'après les cartes géologiques de Lavelanet (Souquet et al., 1984) et de la région de Bessède-de-Sault (Wallez, 1974).*

L'analyse succincte des terrains de la ZIM montre très clairement que ces formations sont affectées par une foliation généralisée formée dans des conditions de haute température. Cette foliation, correspondant à la schistosité de flux $S_{0\text{-}1}$ reconnue dans l'ensemble de la ZIM, a ensuite subi un plissement tardif modéré, comme en témoignent les nombreux plis d'échelle métrique à décamétrique qui affectent ces roches à l'échelle de l'affleurement (Figure II-52b). L'étude faite par Revelli (2013) suggère que ces plis droits affectant la foliation $S_{0\text{-}1}$, présentent une faible ouverture et un fort pendage des flancs. Les niveaux plissés ne se suivent que sur quelques mètres et il est difficile de faire une corrélation fiable entre les différents niveaux. De plus, les affleurements sont limités et les carbonates affleurement la plupart du temps sous forme de brèches monogéniques, dont les clastes sont foliés (foliation $S_{0\text{-}1}$). La particularité de ce secteur réside donc dans l'aspect de la ZIM, qui forme un grand complexe brèchique sur une majeure partie du plateau de Bessède-de-Sault.

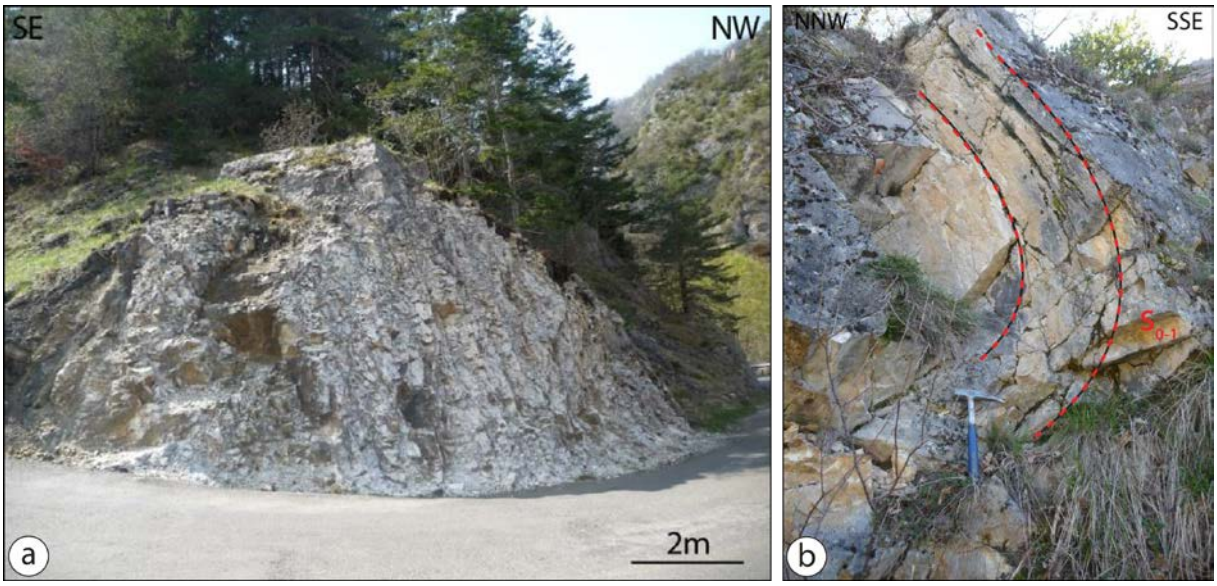


*Figure II-52 : aspect des marbres de la ZIM dans la région de Bessède-de-Sault. a) marbres blancs de la ZIM sur la route de Espézel à Mazuby. b) pli d'échelle métrique dans les marbres de la ZIM. (photos Revelli, 2013).*

Dans ce secteur le Massif Nord-Pyrénéen de Bessède-de-Sault correspond à une amygdale de forme sigmoïdale dont la taille est relativement faible comparée aux autres massifs d'unités Varisques de la chaîne. À l'image des autres Massifs Nord Pyrénéens (Agly, Saint Barthélémy, Salvezines) le Massif de Bessède est composé d'un cœur de roches gneissiques en contact tectonique avec une couverture schisteuse, probablement cambro-ordovicienne, plus ou moins métamorphisée (Cauquil, 1963). Plus précisément, le massif est formé par trois unités limitées par des zones de cisaillement, avec du sud vers le nord : i) des migmatites et des gneiss à sillimanite ; ii) des schistes verts cambro-ordovicien (zone à biotite et zone à chlorite) et iii)

de calcaires et schistes noirs du Dévonien et Carbonifère exempts de tout métamorphisme (Wallez, 1974) (Figure II-51). Le Massif de Bessède possède une couverture mésozoïque non métamorphique seulement présente sur ses bordures septentrionale et orientale. Cette couverture est composée de formations triasiques à néocomiennes (du Bérriasien à l'Hauterivien). Elle est discordante sur les séries sédimentaires du Carbonifère et du Dévonien qui reposent en contact tectonique sur les gneiss. Au nord, la couverture mésozoïque du massif de Bessède présente des critères de polarité inverses et des pendages forts. Elle est décalée par un chevauchement de faible ampleur qui ne cause qu'un décalage interne dans la série. Ce chevauchement, se poursuit dans le Néocomien vers l'est et s'amortit sous les éboulis dans les environs du village du Clat (Revelli, 2013). La partie ouest du massif est, quant à elle, directement en contact faillé avec les terrains schisteux du Crétacé supérieur.

Le synclinorium d'Axat est une structure plissée qui borde au Nord la couverture mésozoïque du Massif de Bessède-de-Sault. Les formations affleurant au cœur de ce pli sont d'âge Albien et Cénomano-Turonien.

Il est important de noter que l'ensemble de cette zone d'étude est dépourvue d'affleurement de sédiments du Trias supérieur, qui est généralement bien représenté dans la ZNP.

### II.6.2 Coupe structurale à travers la ZIM et le massif de Bessède

Une coupe N-S a été effectuée dans cette zone regroupant l'ensemble des unités (Figure II-53). La configuration est semblable à celle observée dans le reste de la ZNP, avec la présence de lambeaux de couverture mésozoïque sur la ZA, au sud du tracé de la FNP, correspondant aux écailles bordières dans les parties centrale et occidentale de la ZNP. Ces formations discordantes sur la ZA sont ici complètes du Lias jusqu'à l'Albien, formant un synclinal tronqué. Son flanc sud présente des pendages assez forts vers le nord (Figure II-53). Le cœur du synclinal est constitué par les formations d'âge Albien. Le flanc nord du synclinal est tronqué par la FNP qui vient juxtaposer à ces formations mésozoïques directement la ZIM (Figure II-53). Malgré le manque de repères lithologiques et d'informations structurales, la ZIM semble former un synforme complexe affecté par la déformation de la première phase associée au développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$. Comme dit précédemment, la ZIM, dans ce secteur, est caractérisée par un épais complexe de brèche monogénique tardive qui remobilise les marbres (Figure II-51). Cette bréchification postérieure à $S_{0\text{-}1}$, pourrait être associée à la schistosité de fracture $S_2$, à l'origine notamment de couloirs brèchiques dans la partie occidentale de la ZIM. Hormis ces brèches, il n'y a aucun argument en faveur du développement de la $S_2$ dans la ZIM, mais la formation de plis serrés droits indique la présence de la seconde phase de déformation compressive. De plus la schistosité $S_2$ affecte les formations les plus schisteuses du secteur, notamment les sédiments albiens (Figure II-53).

Cartographiquement, la ZIM semble être en contact anormal sur le Massif de Bessède qui apparait en fenêtre dans la partie sud de la ZIM le long de la FNP (Figure II-51). La faille bordière septentrionale de la ZIM met en contact les marbres avec une fine bande de gneiss qui compose la partie sud du massif de Bessède. Cette bande de gneiss est en contact tectonique avec les séries cambro-ordoviciennes. Celles-ci sont écaillées et plissées et chevauchent au nord les formations albiennes du Synclinorium d'Axat (Figure II-53).

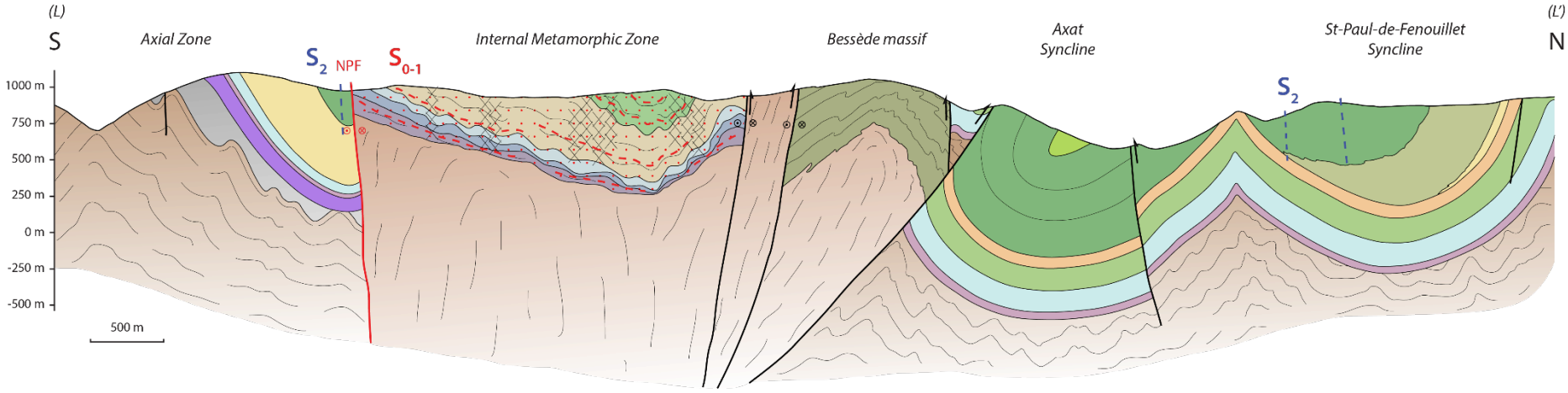


*Figure II-53: Coupe géologique (L-L') de la région du massif de Bessède-de-Sault. Légende identique à la carte géologique (Figure II-49)*

Cette configuration structurale semble indiquer que le Massif de Bessède-de-Sault est extrusif à travers les séries mésozoïques (Figure II-53). À l'est, la couverture mésozoïque du Massif de Bessède forme une série monoclinale faiblement pentée (environ 35° vers le SE) déposée en discordance sur les schistes cambro-ordoviciens. En effet, la déformation à la base de la série est faible ce qui ne serait pas le cas si le contact était tectonique. Les termes de la série s'étagent du Trias au Néocomien. Cette discordance implique une exhumation et un basculement du Massif de Bessède avant le dépôt du Trias, soit 100 à 150 Ma plus tôt que les âges apto-albiens généralement proposés dans la littérature (Revelli, 2013). Le synclinorium d'Axat situé au nord du Massif de Bessède, est composé essentiellement de sédiments albiens et cénomano-turoniens. Le flanc sud du synclinal présente une série à polarité inverse à pendage fort vers le sud, tandis que le flanc nord présente des pendages plus faibles vers le sud (Figure II-53). Ce pli, qui se suit d'est en ouest sur la carte, représente donc un synclinal déversé vers le nord. La partie nord de ce synclinal est tronqué par une faille qui le juxtapose au Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet qui forme successivement un anticlinal puis un synclinal, admettant des variations de faciès importantes (Figure II-53). Ce bassin est affecté par la schistosité de fracture $S_2$.

Il existe peu d'arguments structuraux pour décrire les différentes phases de déformation dans ce secteur, notamment par la présence massive de brèches, mais il semble affecté par les deux premières phases de déformation qui s'observent à l'échelle de la ZNP. De plus, la configuration générale de la zone est identique à celle des autres secteurs déjà observés.

## II.7 Extrémité orientale de la ZIM

Malgré une configuration semblable au reste de la ZNP, l'extrémité orientale de la ZIM est un secteur particulier avec un métamorphisme affectant les sédiments mésozoïques au sud mais également au nord du Massif Nord-Pyrénéen de l'Agly.

### II.7.1 Description succincte de la zone d'étude

Une description complète et exhaustive de ce secteur est présentée dans le *chapitre V, partie V-3*. Nous rappellerons ici brièvement les grandes unités retrouvées dans cette zone d'étude. Dans ce secteur, le prolongement de la ZIM correspond au Bassin de Boucheville, composé essentiellement de marnes apto-albiennes, de Flysch noir albien et dans une moindre mesure par des carbonates jurassiques (Figure II-54). L'ensemble de ces sédiments est très fortement affecté par le métamorphisme pyrénéen (e.g. Choukroune, 1976 ; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Chelalou *et al.*, 2016). Comme pour l'ensemble des Pyrénées, la ZIM est clairement limitée, dans sa partie sud, par la FNP qui marque le contact avec la ZA représentée ici essentiellement par le granite de Millas (Berger *et al.*, 1993) et dans partie nord par la faille bordière septentrionale bordant le Massif de l'Agly (Figure II-54). Le Massif de l'Agly est composé par des gneiss dans sa partie occidentale et par une couverture sédimentaire composée de micaschistes dont l'âge semble être Ordovicien à Dévonien (Berger *et al.*, 1993). Il est important de noter la présence d'une couverture mésozoïque résiduelle sur le Massif de l'Agly, représentée par de nombreux lambeaux de formations carbonatées et de brèches. L'âge de ces brèches localisées sur le Massif de l'Agly et dans la partie sud du synclinal du Bas-Agly, sont composées de clastes de carbonates affectés par le métamorphisme, est encore débattu mais supposé Eocène (Berger *et al.*, 1993; Fonteilles *et al.*, 1993). Au nord de ce massif la couverture sédimentaire mésozoïque est caractérisée par des dépôts marins peu profonds du Trias, correspondant à des carbonates, des argiles et des évaporites (typique du faciès Keuper), surmontés par les carbonates du Lias à l'Aptien. Comme pour le Bassin du Boucheville, la période albienne est marquée par la sédimentation de Flysch noir, dans les synclinaux de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly (Figure II-54). Le synclinal du Bas-Agly est généralement considérée comme la couverture pré-rift du Massif de l'Agly complètement décollée (Durand-Delga, 1964; Légier *et al.*, 1987; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc *et al.*, 2016). Ce synclinal du Bas-Agly chevauche le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet par l'intermédiaire de la faille inverse de Tautavel qui rejoint le chevauchement frontal nord-pyrénéen dans la partie nord-est de la zone d'étude (Figure II-54).

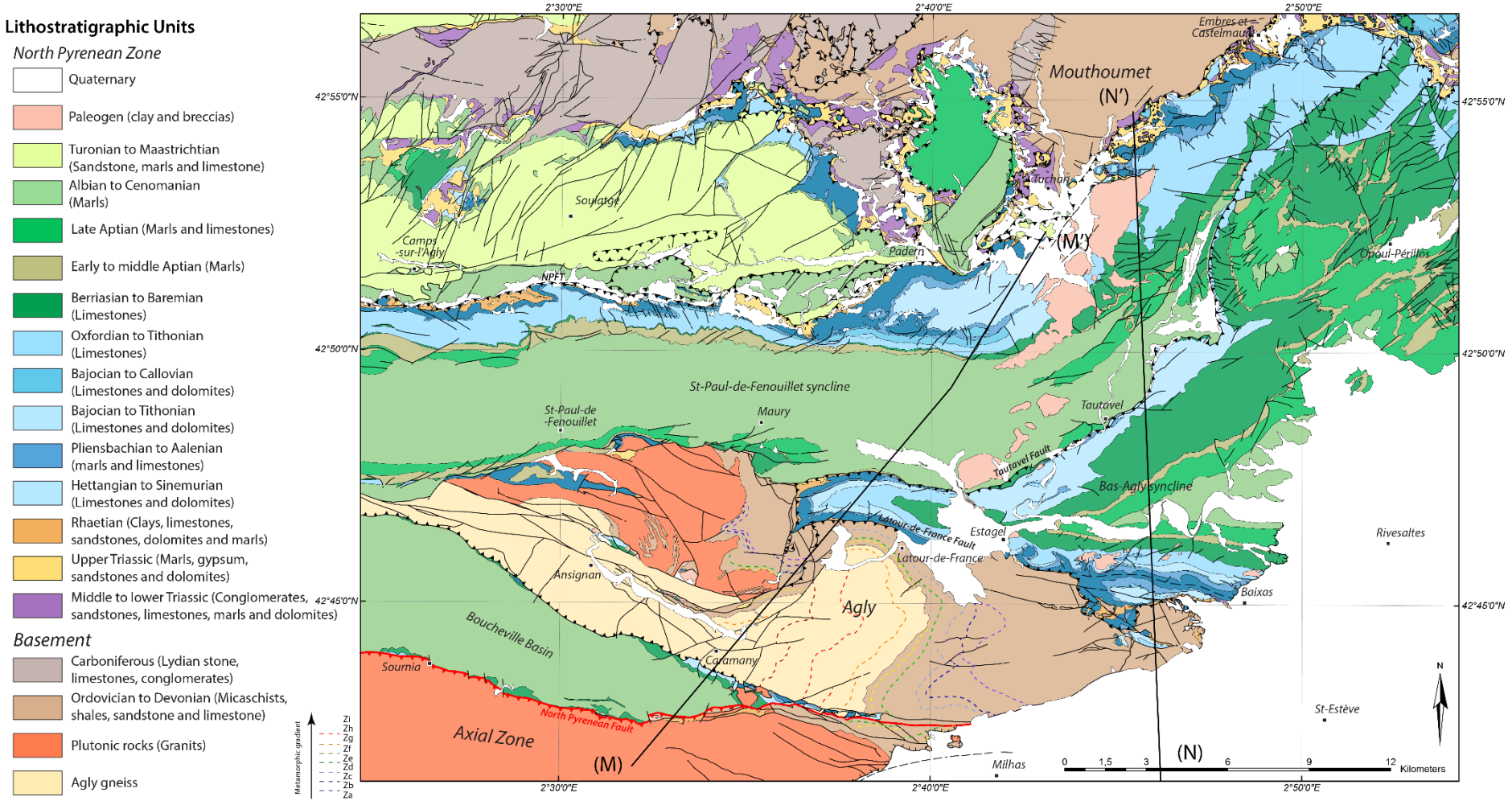


*Figure II-54: carte géologique simplifiée de la partie extrême orientale de la ZNP. Modifiée d'après les cartes géologiques de Quillan (Crochet et al., 1989), de Tuchan (Berger et al., 1997), de Leucate (Bles and Berger, 1982) et de Rivesaltes (Fonteilles et al., 1993). Localisation des coupes correspondant à la Figure II-63*

Le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet d'extension est-ouest représenté sur l'ensemble de la zone d'étude est limité au nord par le chevauchement frontal nord-pyrénéen (Figure II-54). Au nord de ce dernier, la sédimentation de flysch du Turonien au Coniacien est abondante et semble discordante sur le massif du Mouthoumet localisé dans le nord de la zone d'étude (Figure II-54). Généralement ces formations du Crétacé supérieur se sont déposées dans des bassins profonds, dans la continuité des formations albo-cénomaniennes et ont recouvert l'ensemble de la ZNP, la ZA et les Massif Nord-Pyrénéens (Debroas, 1987; 1990). La compression est responsable de l'inversion structurale de ces basins du Santonien à l'Eocène (Bessière *et al.*, 1989). Du Miocène à l'actuel, la partie orientale de la chaîne est affectée par le développement de structures extensives qui recoupent les unités structurales varisques et pyrénéennes, attribué à l'ouverture et la subsidence du Golfe du Lion (Berger *et al.*, 1993). Cet évènement est décrit dans le *Chapitre I, partie I.3.2.6*.

## II.7.2 Aspect de la structure et de la déformation de la partie extrême orientale de la ZIM

### *II.7.2.1 Organisation de la déformation et des structures associées à l'échelle régionale*

L'ensemble des données récoltées sur le terrain ainsi que les données de la littérature et des cartes géologiques ont permis d'établir un schéma structural pour cette zone d'étude (Figure II-55). Comme pour le reste de la chaîne, l'extrémité orientale de la ZNP est affectée par 3 phases de déformation (Choukroune, 1970). La *première phase de déformation* est à l'origine d'une schistosité de flux ($S_{0\text{-}1}$) associée une déformation ductile importante. Dans un premier temps attribué à un évènement compressif (Choukroune, 1970), cette déformation a été ensuite décrite comme extensive (Clerc *et al.*, 2015 ; Chelalou *et al.*, 2016). Cette foliation $S_{0\text{-}1}$ affecte majoritairement le Bassin de Boucheville majoritairement composé de sédiments syn-rift et le synclinal du Bas-Agly majoritairement composé de sédiments carbonatés anté-rift (Figure II-55). Chelalou (2015) suggère que le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet est également affecté par cette déformation ductile. Ces plans de foliation sont associés à des linéations d'étirement marquées dans les carbonates et soulignées par les minéraux du métamorphisme, représentés généralement par les scapolites. Le peu de linéations mesurées dans le Bassin de Boucheville indiquent une direction NNE-SSW, tandis que dans le synclinal du Bas-Agly, les linéations mesurées et compilées de la littérature indiquent grossièrement deux familles de direction, dont la première est N-S et la seconde est E-W (Figure II-55).

La *seconde phase de déformation* correspondant au développement d'une schistosité de fracture $S_2$, plan axial de pli d'échelle kilométrique, affecte une bonne partie de la zone d'étude. En effet, cette schistosité se localise essentiellement dans le Bassin de Boucheville associée à une succession de trois plis structurant cette unité, et le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet associé au développement d'un grand synclinal, qui se subdivise en plusieurs plis dans la partie est de cette unité (Figure II-55). Il semble n'y avoir aucune évidence de la présence de la schistosité $S_2$ au sein du synclinal du Bas-Agly. Cependant, cette unité est marquée par le développement d'un large pli synforme, associé à la formation de plis moins importants au nord et au sud de ce grand axe de plissement (Figure II-55). La partie nord-est du Bas-Agly est caractérisée par l'alternance de nombreux plis avec une longueur d'onde beaucoup moins importante que la structure majeure localisée le long du massif de l'Agly (Figure II-55). Cette phase de plissement semble étroitement liée au développement de la schistosité, dont le front de schistosité est limité aux sédiments syn-rift du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet.

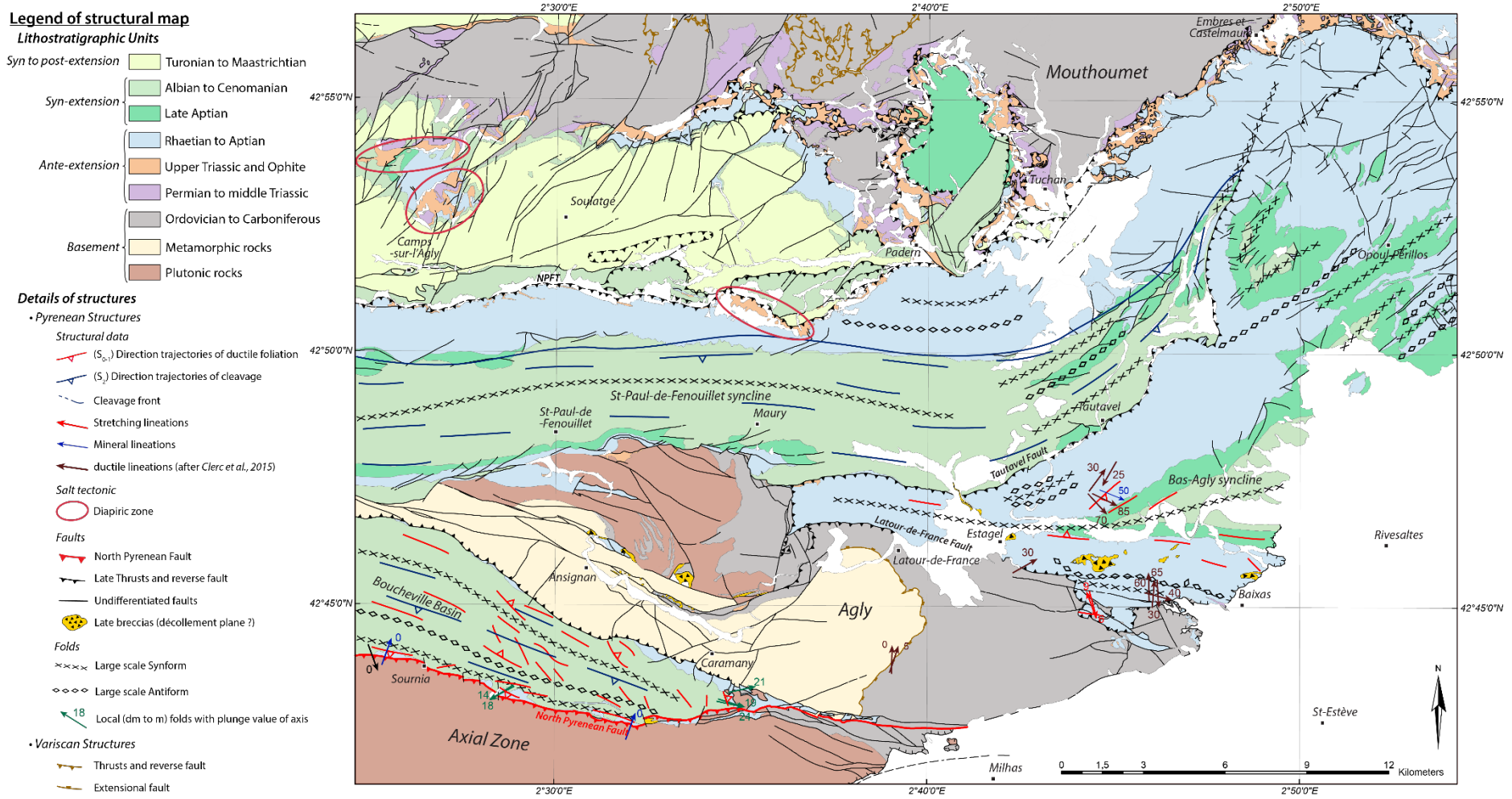


*Figure II-55: schéma structural de la partie extrême orientale de la ZNP. Réalisé d'après les cartes géologiques de Quillan (Crochet et al., 1989), de Tuchan (Berger et al., 1997), de Leucate (Bles and Berger, 1982), de Rivesaltes (Fonteilles et al., 1993) et d'après les données structurale de Choukroune, 1976 ; Clerc et al., 2015 et Chelalou et al., 2016.*

Au-delà de ce front, le plissement semble atténué au nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen. Le Bassin de Boucheville est également affecté par des plis mineurs affectant généralement la foliation $S_{0\text{-}1}$. Les plis observés dans la terminaison orientale de ce bassin montrent une direction générale E-W, avec des axes plongeant faiblement vers l'est. Au contraire, les plis observés le long de la FNP, montrent des orientations globalement N-S (Figure II-55). Cette configuration semble redondante sur l'ensemble du tracé de la FNP.

Le Trias supérieur est présent sur l'ensemble de la zone d'étude, mais il est abondant le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen et le long de la bordure méridionale du Massif du Mouthoumet (Figure II-55). Ces sédiments triasiques sont clairement associés aux chevauchements majeurs qui structurent la zone. Cependant, des volumes importants de ce Trias supérieur au sein des sédiments du Turonien au Coniacien localisés au nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen. Ils sont associés aux sédiments du Trias inférieur, du Jurassique et du Crétacé inférieur, qui semble recouverts en discordance par les flyschs post rift du Turonien à Coniacien (Figure II-55). Ces structures correspondent probablement à des diapirs issus d'une tectonique salifère précoce.

Concernant les failles qui affectent la zone d'étude, un petit nombre d'entre elle concerne l'orogenèse Varisque hormis les chevauchements plats qui affecte le Massif du Mouthoumet et une structure extensive qui affecte le Massif de l'Agly (Figure II-55). La nature de cet accident reste controversée. Plusieurs hypothèses sont évoquées : i) la déformation Varisque serait attribuée à un doming transpressif associé au développement de nombreuses bandes mylonitiques, sur l'ensemble de la pile sédimentaire (Olivier *et al.*, 2004; Olivier *et al.*, 2008), ce qui exclurait un seul accident extensif majeur ; ii) Cet accident correspondrait à un détachement localisé entre les gneiss et la couverture sédimentaire paléozoïque durant la phase tardi-varisque (Bouhalier *et al.*, 1991) ; iii) Pour plusieurs auteurs, cette déformation mylonitique extensive pourrait être attribuée à l'amincissement crustal survenu durant le rifting Crétacé (Passchier, 1984; Costa and Maluski, 1988; St Blanquat *et al.*, 1990; Paquet and Mansy, 1991; Vauchez *et al.*, 2013; Clerc *et al.*, 2016). Le reste du massif est affecté par de nombreuses failles orientées N110° et attribuées à la déformation compressive pyrénéenne (Figure II-55). Ces failles semblent avoir une direction identique aux accidents majeurs qui limitent la ZIM et le Bassin de Boucheville. Ces deux accidents dont la FNP semblent clairement recouper les structures et se rejoignent à l'est du Bassin de Boucheville où elles affectent le socle varisque en décalant les isogrades du métamorphisme varisque (Figure II-55). La partie nord-est du Massif de l'Agly semble également affectée par un accident important, la faille de Latour-de-

France, qui affecte les sédiments paléozoïques du massif et mésozoïques du Bas-Agly. Plus à l'est cette faille semble se prolonger jusqu'à Baixas sous la couverture mésozoïque du Bas-Agly, qui est décrite comme décollée (Durand-Delga, 1964; Légier *et al.*, 1987; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc *et al.*, 2016) (Figure II-55). Un grand chevauchement plat nommé ici Faille de Tautavel, met en contact tectonique le Bas-Agly avec le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ce chevauchement montre une extension latérale et probablement un déplacement important. En effet, ce chevauchement se raccorde au chevauchement front nord-pyrénéen, accident majeur qui limite la partie nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Figure II-55). La partie sud du Massif du Mouthoumet et des flyschs du Turonien au Coniacien, est affectée par de nombreux accidents orientés N30° qui semble relativement tardifs (Figure II-54 et II-55). La partie nord-est du synclinal du Bas-Agly est également affectée par une fracturation importante tardive, à l'origine du décalage de la Faille de Tautavel (Figure II-54 et II-55).

Les nombreuses brèches jugées tardives (Berger *et al.*, 1993) sont généralement préservées sur le Massif de l'Agly et observées dans les séries liasiques et triasiques situées à la base du synclinal du Bas-Agly (Figure II-55). Ces brèches pourraient être liées à un niveau de décollement localisé à la base de la couverture sédimentaire mésozoïque.

### II.7.2.2 Description des déformations observées sur le terrain

*Déformation au sein du Bassin de Boucheville*

Le Bassin du Boucheville est clairement affecté par la déformation ductile de la première phase. Cette déformation s'observe très bien dans les marbres aptiens et jurassiques situés à la base de la pile sédimentaire. Elle s'exprime dans ces alternances de marbres sombres et clairs, par un boudinage multi-échelle et un étirement importants (Figure II-56). En effet, les marbres sombres sont affectés par un boudinage d'échelle métrique, tandis que les marbres clairs montrent des niveaux boudinés à l'échelle décimétrique et centimétrique (Figure II-56a).

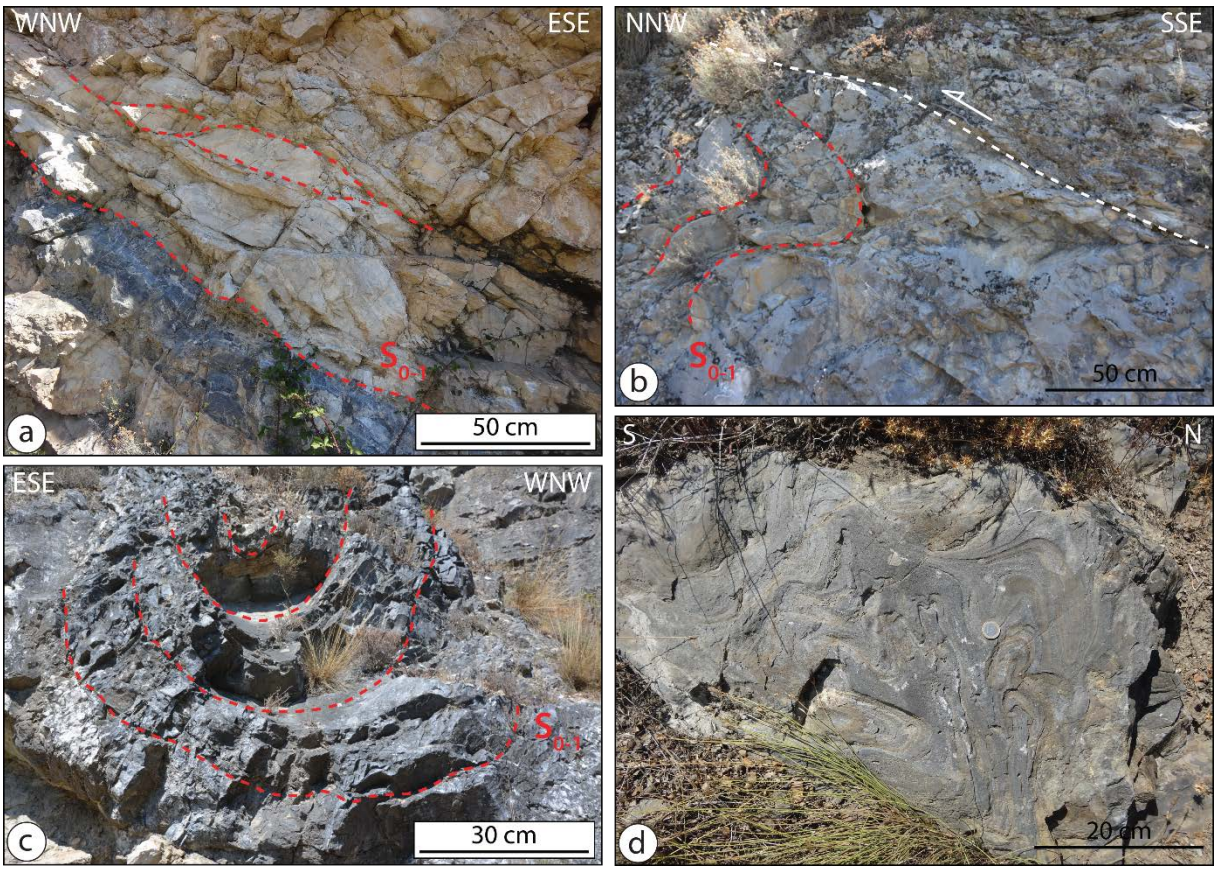


*Figure II-56: Photographies et interprétations de la déformation des marbres et des cornéennes albiennes de la ZIM. a) alternance de lithologies (marbres noirs et blancs) et boudinage de certain niveau, dans les marbres crétacés de la ZIM. b) plis et cisaillement tardifs dans les marbres crétacés de la ZIM. c) pli droit ouvert impliquant la foliation $S_{0-1}$ dans les marbres crétacés de la ZIM. d) déformation ductile dans les cornéennes albiennes de la ZIM.*

Cette déformation ductile s'exprime également dans les cornéennes et flyschs noirs albiens, présents dans ce bassin. La lecture de certains affleurements est complexe, du fait de leur état d'altération assez important et avancé, mais quelques affleurements permettent d'observer cette déformation intense qui s'exprime par de nombreux plis ductiles (Figure II-

56d). Cet affleurement semble montrer deux phases de plissement superposées, mais il est clair qu'une partie de ces plis a été enregistrée dans les conditions de haute température.

Les marbres aptiens sont également affectés par une phase de plissement, mais il s'agit de plis ouverts qui affectent la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-56b et c). Ces plis qui ne semblent pas associés au développement de la schistosité $S_2$, présente dans le bassin, sont tout de même tardifs car ils reprennent la foliation ductile $S_{0\text{-}1}$. Ces plis sont probablement liés à la seconde phase de déformation compressive. Les marbres aptiens localisés le long de la FNP dans la partie sud du bassin, sont également affectés par de nombreux cisaillements à vergence nord (Figure II-56b). Ces cisaillements généralement inverses sont tardifs, car ils recoupent complètement la structure et le régime de déformation associé à ces structures est fragile.

Les marbres aptiens proches de la FNP sont également associés à un autre type de structures issues d'un régime de déformation fragile. En effet, la bordure sud du bassin est affectée par la présence de nombreuses veines de calcite qui recoupent les carbonates de la ZIM et dont les directions sont comprises entre N15° et N78° (Figure II-57a).

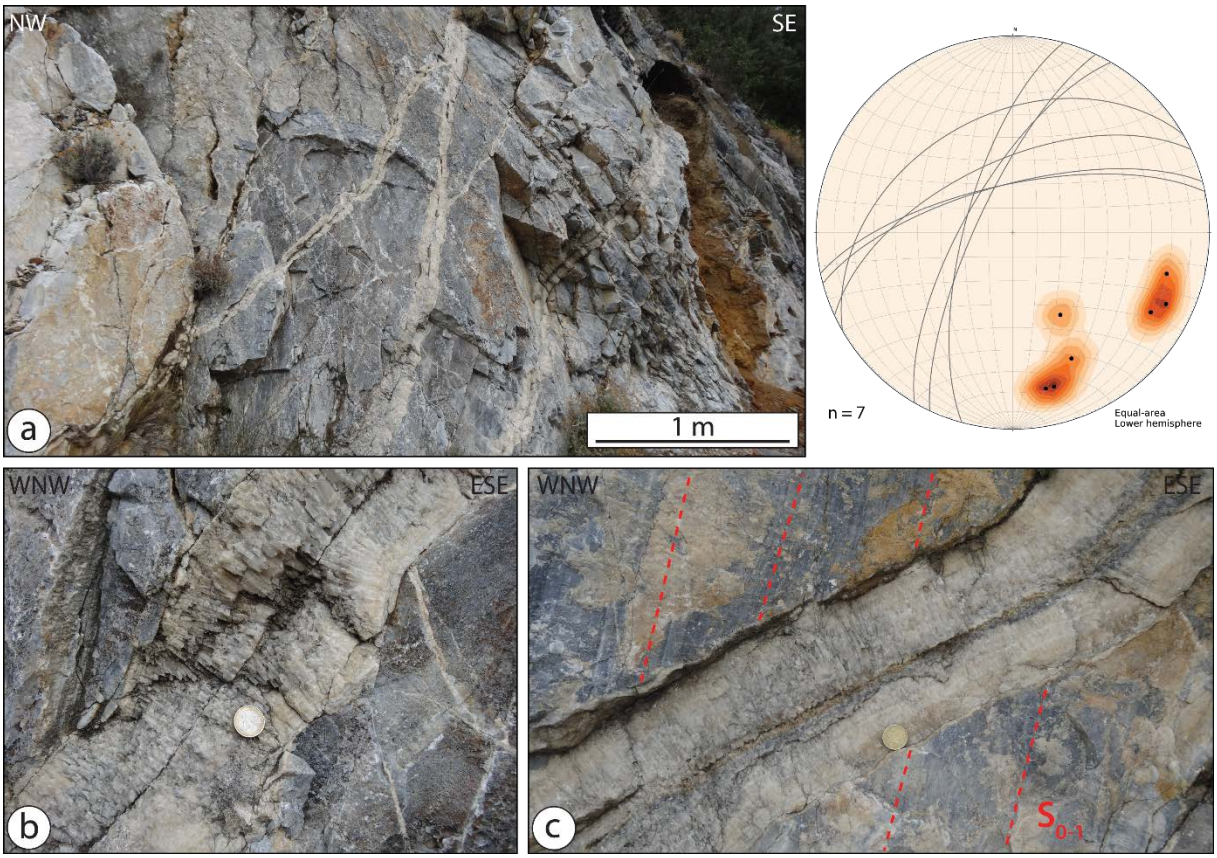


*Figure II-57: Photographies des veines de calcite tardives qui recoupent les marbres crétacés de la ZIM localisés le long de la FNP. a) vue d'ensemble sur une série de veines recoupant les marbres. b et c) détail sur deux veines qui recoupe clairement la foliation $S_{0\text{-}1}$ et qui montre des contact son francs.*

Ces veines montrent un contact franc avec les marbres encaissant, indiquant leur genèse tardive, et dont les cristaux cristallisent perpendiculairement aux bordures vers le centre des veines (Figure II-57b et c). Ces veines correspondent donc à l'ouverture de fentes de tension. Comme les plis observés dans les marbres aptiens, ces veines sont également tardives car elles recoupent les plans de foliations $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-57c).

Ces fentes à calcites et les cisaillements observés sur la bordure sud de la ZIM sont probablement liés à une troisième phase de déformation, tardive et cassante. Ces structures étant représentées essentiellement à proximité du tracé de la FNP, elles sont probablement liées à son activité. L'orientation globalement NE des fentes de tension, par rapport à la FNP, dont l'orientation est globalement N100°, indiquerait un mouvement décrochant senestre.

Il est rare de pouvoir observer le contact de base de la ZIM sur l'ensemble de la chaîne pyrénéenne, néanmoins ce contact important est observable en plusieurs endroits dans la terminaison orientale de la ZIM, proche de la localité de Belesta. Les marbres aptiens sont directement en contact avec une roche plutonique qui semble correspondre au granite de Millas, appartenant à la ZA (Figure II-58). Le contact est peu penté et il ne semble pas montrer de déformation importante, au sein des deux unités mises en contact.

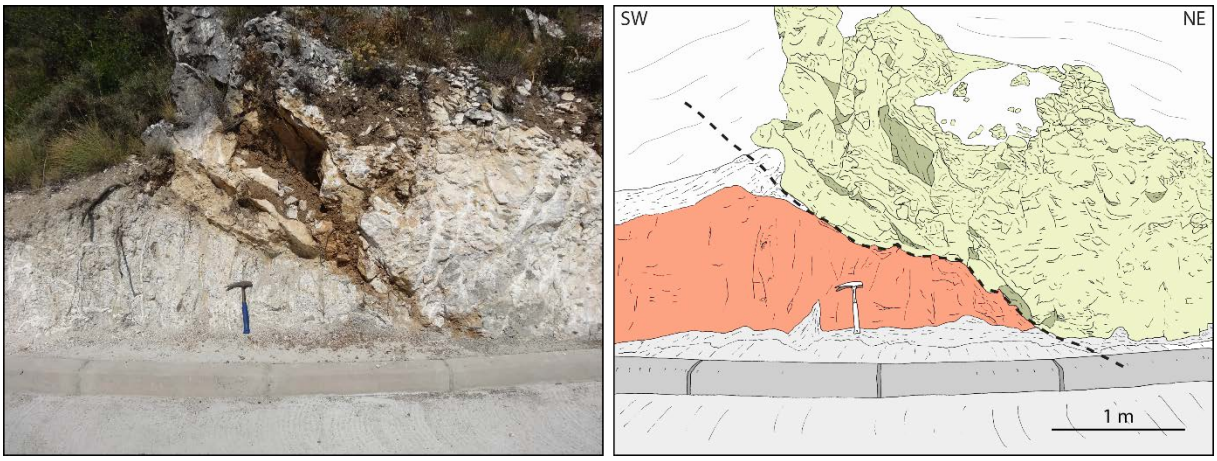


*Figure II-58: Photographie et interprétation du contact entre le granite de Millas (en rouge) et les marbres crétacés de la ZIM (en beige). Le contact marqué par la ligne noire en pointillé ne semble pas montrer une déformation importante.*

Les marbres blancs sont bréchiques et le granite est complètement altéré, correspondant essentiellement à une arène granitique mais il ne semble pas très déformé. La bréchification des marbres et l'altération complète du granite n'exclut cependant pas la présence d'un contact tectonique dont il est difficile de déterminer la nature exacte. À noter que ce sont les marbres aptiens qui sont directement au contact du socle, ce qui indique des variations importantes d'épaisseur des formations au sein du bassin et une répartition non homogène des sédiments du Trias supérieur. A l'est de Bélesta, les marbres de la ZIM sont en contact avec les schistes ordoviciens de la ZA. Chelalou, 2015 décrit ce contact comme très déformé et met en évidence la présence d'un niveau mylonitisé entre les marbres bréchiques et la couverture paléozoïque. Cette zone mylonitisée et la bréchification suggèrent que ce contact soit tectonique. Dans ce secteur la ZIM est probablement décollée sur le socle varisque.

*Déformation pyrénéenne dans le socle varisque*

Aucune évidence de déformation ductile clairement pyrénéenne n'a été observée dans le socle de la ZA et dans le Massif de l'Agly. Cependant, le socle est affecté par une série d'accidents pouvant être corrélée à l'orogenèse pyrénéenne. Comme vu précédemment, le socle est affecté par les grands accidents crustaux qui limitent la ZIM. La FNP recoupe clairement le granite de Millas et permet la juxtaposition de la ZA et de la ZIM (Figure II-59). Les pendages des marbres aptiens et jurassiques observés sur le terrain et dans le paysage, indiquent clairement que les séries sont inversées à proximité du contact avec la ZA (Figure II-59). Ce rebroussement généralisé de la bordure sud de la ZIM indique clairement un mouvement chevauchant de la ZA sur la ZIM ou une composante inverse de la FNP. Cet accident semble tardif car il recoupe l'ensemble des unités et les structures préexistantes et les formations ne semblent pas affectées par une déformation intense, comme observé au sein de la ZIM. Il existe donc un contraste de déformation important de part et d'autre de la FNP. Le passage de la FNP est également mis en avant à l'est de la terminaison du Bassin de Boucheville, avec un passage brutal entre les siltites sombres appartenant probablement à la ZA et des migmatites appartenant au Massif de l'Agly. Le passage de la faille est marqué par la présence de passées plus mylonitiques associés à de nombreux critères de cisaillement soulignés par des exsudats de quartz.

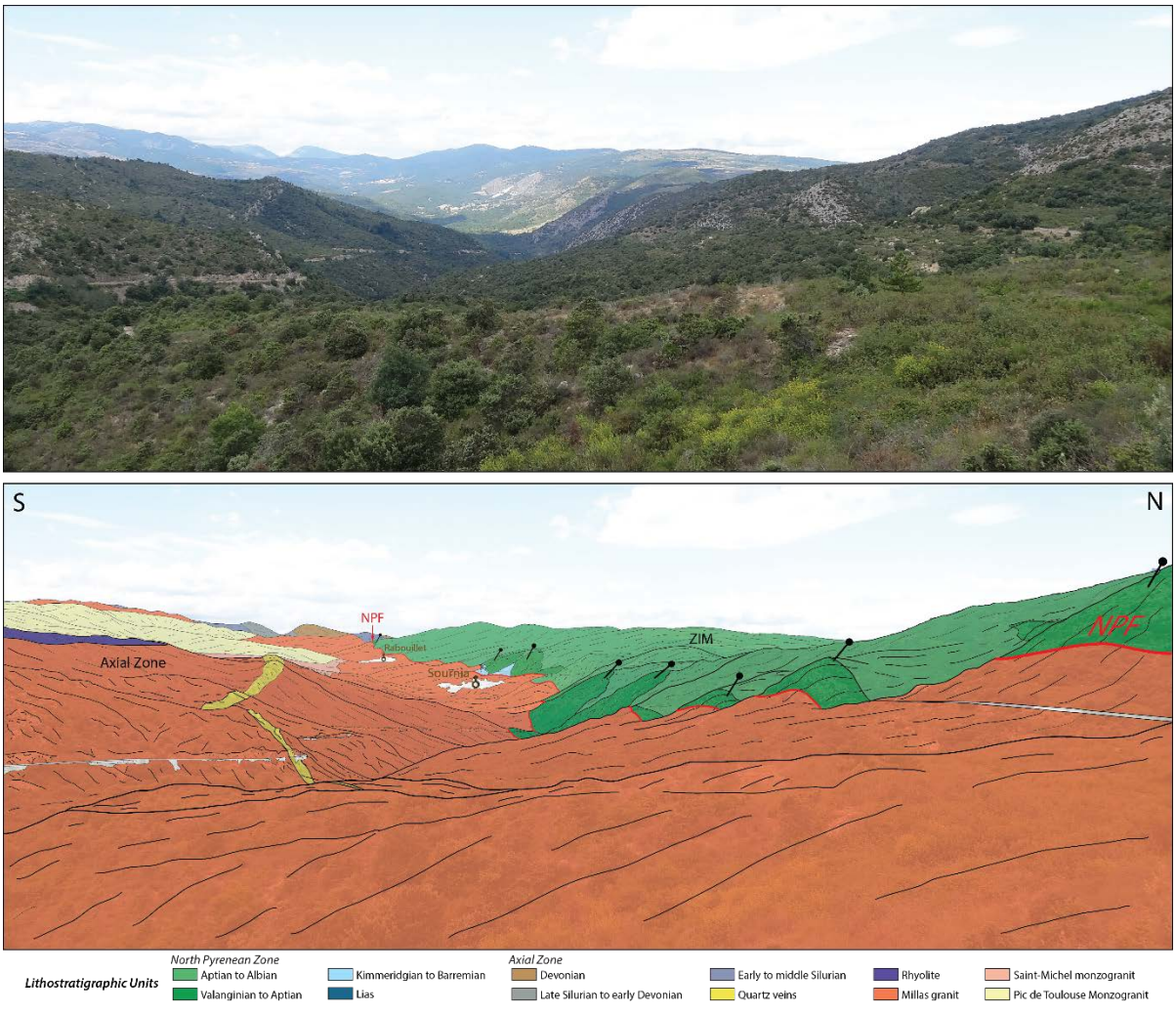


*Figure II-59: Panorama de Sournia montrant le contact de la partie sud de la ZIM avec la ZA, masquée par le passage de la FNP. Les tirets noirs indiquent le pendage des formations de la ZIM.*

Les seules structures pyrénéennes observées dans la ZA au sud de la ZIM, sont liées à une déformation fragile tardive locale, correspondant à de nombreux cisaillements tardifs (Figure II-60a). Ces cisaillements sont d'échelle métrique et recoupent le granite. Dans le détail, ces cisaillements sont composés de plusieurs branches anastomosées qui montrent une altération hydrothermale du granite liée au passage de fluides (Figure II-60b). Ils indiquent clairement un mouvement inverse et sont donc probablement liés à l'activité de la FNP. Ces accidents sont probablement à mettre en relation avec les cisaillements observés dans la ZIM, dont l'orientation et le mouvement sont identiques. Ces cisaillements observés dans le voisinage de la FNP sont associés à une phase de déformation tardive, probablement postérieure à la seconde phase de déformation.

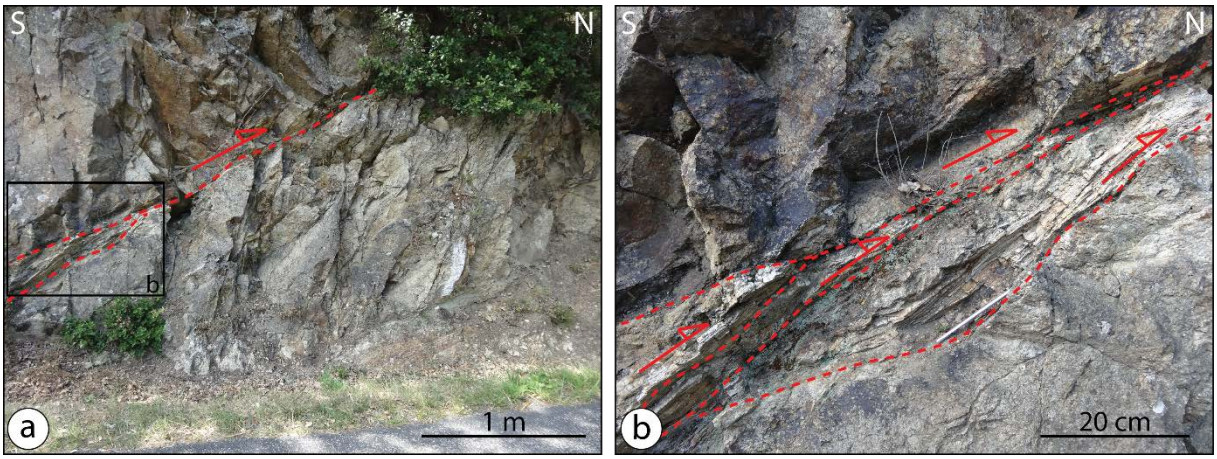


*Figure II-60: photographie et interprétation de la déformation tardive au sein du granite de Millas. a) Cisaillement important à vergence nord. b) détail du cisaillement montrant l'altération du granite associée à la déformation.*

Comme vu précédemment, le socle varisque du Massif de l'Agly est également affecté par de nombreuses failles d'orientation N110°. Localement, ce massif et plus particulièrement sa couverture sédimentaire paléozoïque sont affectés par de nombreux cisaillement d'échelle métrique (Figure II-61). Ces cisaillements s'observent préférentiellement sur la bordure NE du Massif de l'Agly dans les phyllithes et les grès feldspathiques du Silurien, proches du contact avec la couverture sédimentaire du Bas-Agly. Une partie des cisaillements montre un mouvement normal avec une vergence nord, qui décale légèrement la stratification observée dans les sédiments siluriens (Figure II-61a). Il est également possible d'observer une série de cisaillements montrant un mouvement inverse avec une vergence sud, suggéré par le plissement et le décalage d'un niveau de grès (Figure II-61b). La bordure NE du Massif de l'Agly est donc affectée par de nombreux cisaillement (Figure II-61). La vergence et l'orientation de ces cisaillements sont compatibles avec un déplacement NNE de la couverture sédimentaire mésozoïque décollée du Bas-Agly (Légier *et al.*, 1987 ; Vauchez *et al.*, 2013).

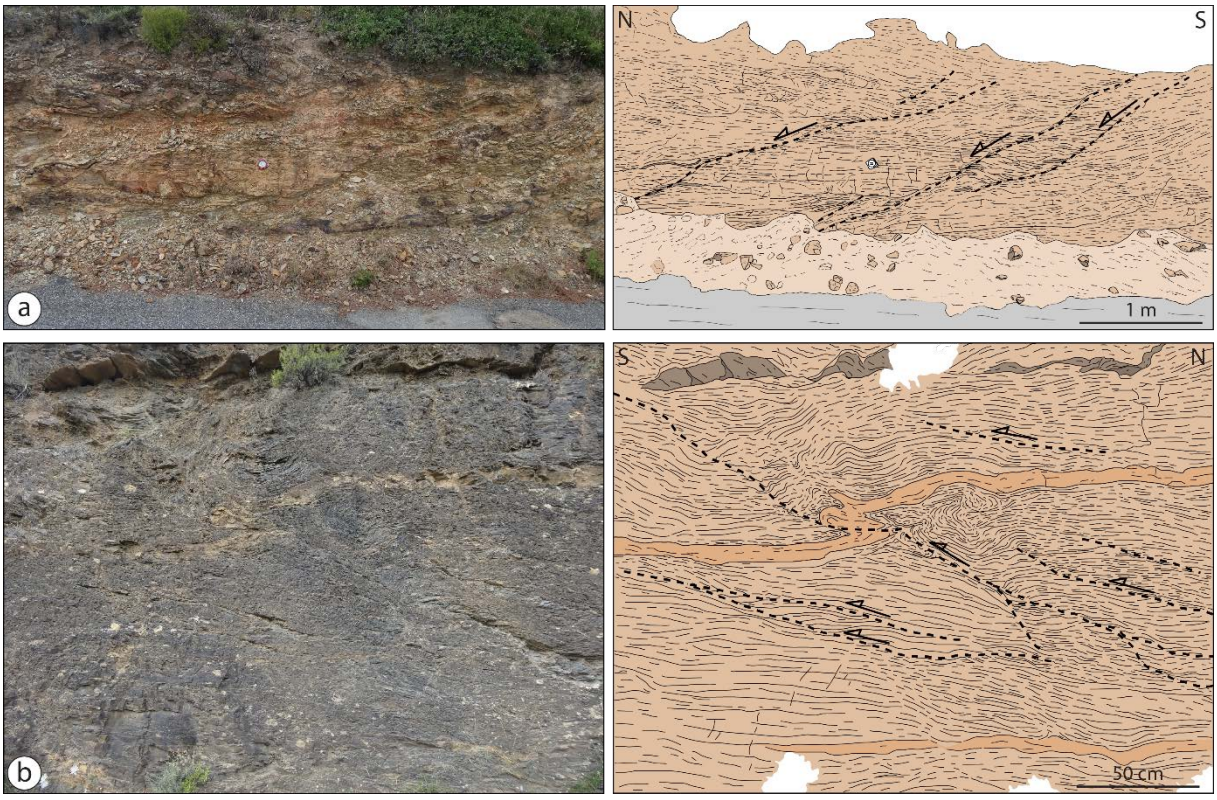


*Figure II-61: photographies et interprétations de la déformation observée dans la couverture sédimentaire paléozoïque du Massif de l'Agly. a) cisaillements à composante normale montrant une vergence nord. b) cisaillements à composante inverse montrant une vergence sud.*

*Déformation dans le synclinal du Bas-Agly*

La partie sud du synclinal du Bas-Agly, correspondant à la couverture sédimentaire du Massif de l'Agly, est généralement décrite comme décollée sur ce dernier (Durand-Delga, 1964; Légier *et al.*, 1987; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc *et al.*, 2016). La déformation observée dans la partie sud du synclinal du Bas-Agly, composé essentiellement des sédiments rhétiens et liasiques, est généralement décrite comme extensive, notamment du fait de la présence, de linéation d'étirement contemporaine de la $S_{0\text{-}1}$ et du métamorphisme, du boudinage d'échelle métrique (Figure II-62) et de l'étirement de fossiles selon une direction NNE (Vauchez *et al.*, 2013 ; Clerc *et al.*, 2016). La base de la série représentée par les carbonates rhétiens est également affectée par des plis interprétés comme des plis d'entrainement formés durant l'extension (Clerc *et al.*, 2016). Ces plis montrent clairement une vergence nord et impliquent la stratification (Figure II-62a et b). Les sédiments liasiques structuralement plus hauts sont affectés par une déformation ductile importante, avec le boudinage hectométrique de certains niveaux (Figure II-62a et c). En 3D, ce boudinage est décrit comme une tablette de chocolat avec un étirement maximal selon une direction globalement N-S (Vacherat *et al.*, 2013). Cette

structure est compatible avec les linéations d'étirement observées sur cet affleurement. Ce boudinage est lié à la première phase de déformation ductile sur l'ensemble de la ZNP.

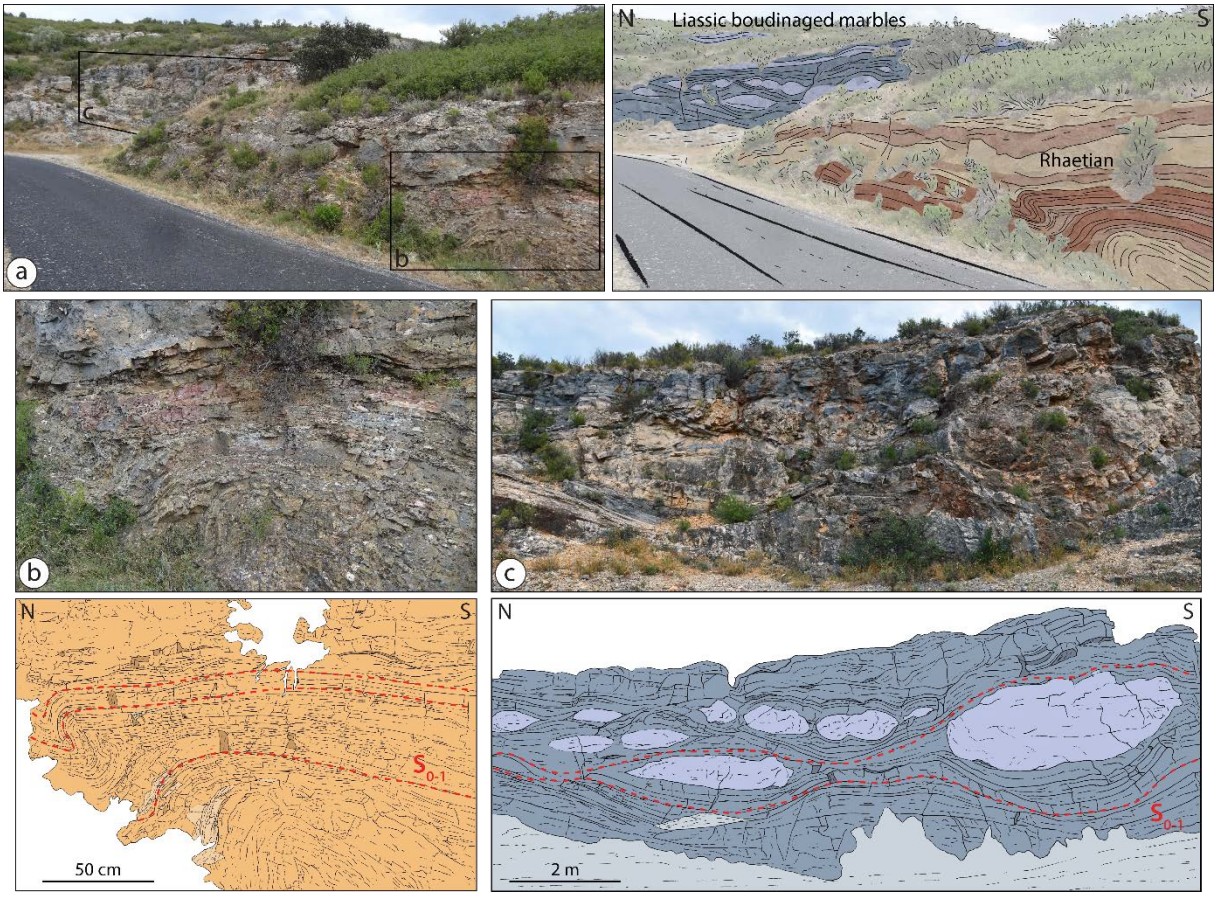


*Figure II-62: photographies et interprétations de la déformation de la couverture sédimentaire mésozoïque décollée sur la bordure nord du massif de l'Agly. a) vue d'ensemble sur les sédiments rhétiens et liasiques de la partie sud du Bas-Agly. Interprétation modifiée d'après Clerc et al. (2016). b) détail d'un pli à vergence nord des sédiments rhétiens. c) déformation coaxiale et boudinage hectométrique des sédiments liasiques.*

La déformation ductile s'observe dans une bonne partie du synclinal du Bas-Agly, notamment par la présence de la foliation $S_{0-1}$. Les minéraux du métamorphisme sont largement représentés dans cette unité, notamment les scapolites qui affichent des cristaux de taille centimétrique (Figure II-63). La forme et la disposition de ces minéraux permettent d'établir une chronologie de leur mise en place comparée à l'établissement des plans de foliation $S_{0-1}$. La première génération de scapolites rencontrés correspond à des cristaux orientés sur le plan de foliation et affectés par un étirement important et parfois une troncature disloquant les minéraux (entourés en rouge Figure II-63). La formation de ces minéraux est donc probablement anté à syn-tectonique. Il est difficile de déterminer la génération des scapolites présents sur les plans de foliation $S_{0-1}$. Ils peuvent appartenir à la première génération mais ils

n'ont pas été étirés et boudinés, du fait de leur obliquité par rapport à la direction d'étirement maximal.

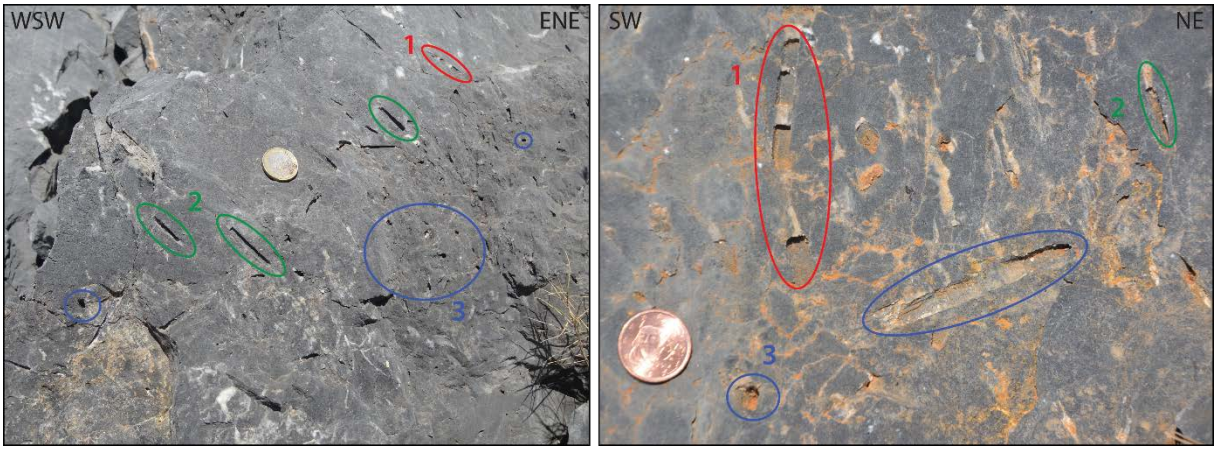


*Figure II-63: a et b) photographies de la disposition des cristaux de scapolites sur les plans de foliation $S_{0-1}$. Les cercles de couleurs indiquent la chronologie de l'apparition des scapolites en fonction des plans de foliation $S_{0-1}$. Pour plus détails, voir le texte.*

La seconde génération de scapolite correspond à des cristaux orientés comme la première génération sur les plans de foliation $S_{0-1}$ et qui ne sont pas ou peu affectés par un étirement (entourés en vert Figure II-63). La formation de ces minéraux est donc probablement syn-tectonique. La troisième génération de scapolite correspond à des cristaux non orientés sur les plans de foliation $S_{0-1}$ et qui sont parfois traversés par ces derniers ne montrant alors que leur section basale (entouré en bleu Figure II-63). La formation de ces minéraux est donc probablement post-tectonique.

Hormis le pli d'échelle régionale formant le synclinal du Bas-Agly, aucun témoin de la déformation de la seconde phase, associée à la compression, n'a été observé. Cette unité essentiellement composée de carbonates n'est donc pas favorable pour le développement de la schistosité $S_2$, comme le constat relevé pour l'ensemble de la ZNP, ou bien cette phase de déformation n'a pas affecté cette unité.

*Couverture mésozoïque résiduelle du massif de l'Agly*

La partie centre ouest du Massif de l'Agly et la partie sud du synclinal du Bas-Agly montrent une série de brèches composées de roches carbonatées (Figure II-55), dont les plus connues sont les brèches de Serre de Verges sur le Massif de l'Agly, Roc Pintu et Baixas dans le synclinal du Bas-Agly. L'âge et l'origine de ces formations brèchiques sont encore largement débattus. Les hypothèses concernant les processus de formation de ces brèches sont

nombreuses : i) certains auteurs suggèrent que ces brèches sont d'origine sédimentaire (Peybernès *et al.*, 2001 ; Combes *et al.*, 2004 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc, 2012; Chelalou, 2015 ; Clerc *et al.*, 2016) ; ii) ces formations sont également interprétées comme des brèches tectoniques (Souquet *et al.*, 1977 ; Hall & Bennett, 1979 ; Debroas *et al.*, 2010) ou générées par une fracturation hydraulique importante (Golberg *et al.*, 1986 ; Dauteuil *et al.*, 1987) ; iii) le caractère karstique de ces brèches est également avancé (Canerot *et al.*, 2006).

La datation de ces brèches est également complexe car elles sont essentiellement carbonatées. La datation est donc exclusivement relative, réalisée en observant et comparant le faciès des clastes qui composent ces brèches avec les formations avoisinantes, permettant de suggérer un âge minimum de la formation. Dans un premier temps, ces brèches furent interprétées comme des formations post-albiennes, notamment du fait de la présence de clastes marno-gréseux typiques de l'intervalle Aptien-Albien (Mattauer & Proust, 1962). Par la suite, à l'occasion des travaux menés sur l'établissement de la carte géologique de Rivesaltes, ces formations furent classées comme des brèches éocènes (Berger *et al.*, 1993). Un argument en faveur d'une mise en place post-métamorphique réside dans le caractère non métamorphique de la matrice sédimentaire non métamorphique (Chelalou, 2015), qui scelle les clastes affectés par le métamorphisme (cf *Chapitre IV, partie IV.5.6*). Peybernès *et al.* (2001) suggèrent que ces brèches soient d'âge Paléocène et plus précisément Dano-Sélandien, à l'image de leur sillon marin longitudinal qui parcourt l'ensemble de la chaîne et qui est caractérisé par la reconnaissance d'hémipélagites argileuses à Foraminifères planctoniques.

La brèche de Serre de Verges associée à un ensemble carbonaté composé de sédiments datés du Jurassique moyen au Bérriasien, forme une barre rocheuse sur environ 2300m de long et 350m large, au sein du Massif de l'Agly (Figure II-64a). Cet ensemble orienté selon une direction N120° est limité par deux failles qui recoupent le Massif de l'Agly. Ce complexe brèchique, semblable aux brèches observées dans le synclinal du Bas-Agly, présente de nombreux clastes de carbonates, de natures et de couleurs différentes, indiquant que cette brèche est polygénique (Figure II-64b et c). La forme de ces clastes est majoritairement anguleuse et leur taille très hétérogène, variant du millimètre au mètre (Figure II-64b et c). La matrice montre une couleur rouge brique à beige et semble recristallisée (Figure II-64b et c). L'aspect de ces brèches, notamment la forme anguleuse des grains exige un transport limité s'il s'agit de formations sédimentaires. Chelalou (2015) décrit une organisation sédimentaire de ces brèches avec la présence de granoclassement, suggérant qu'elles remplissent une structure chenalisée.

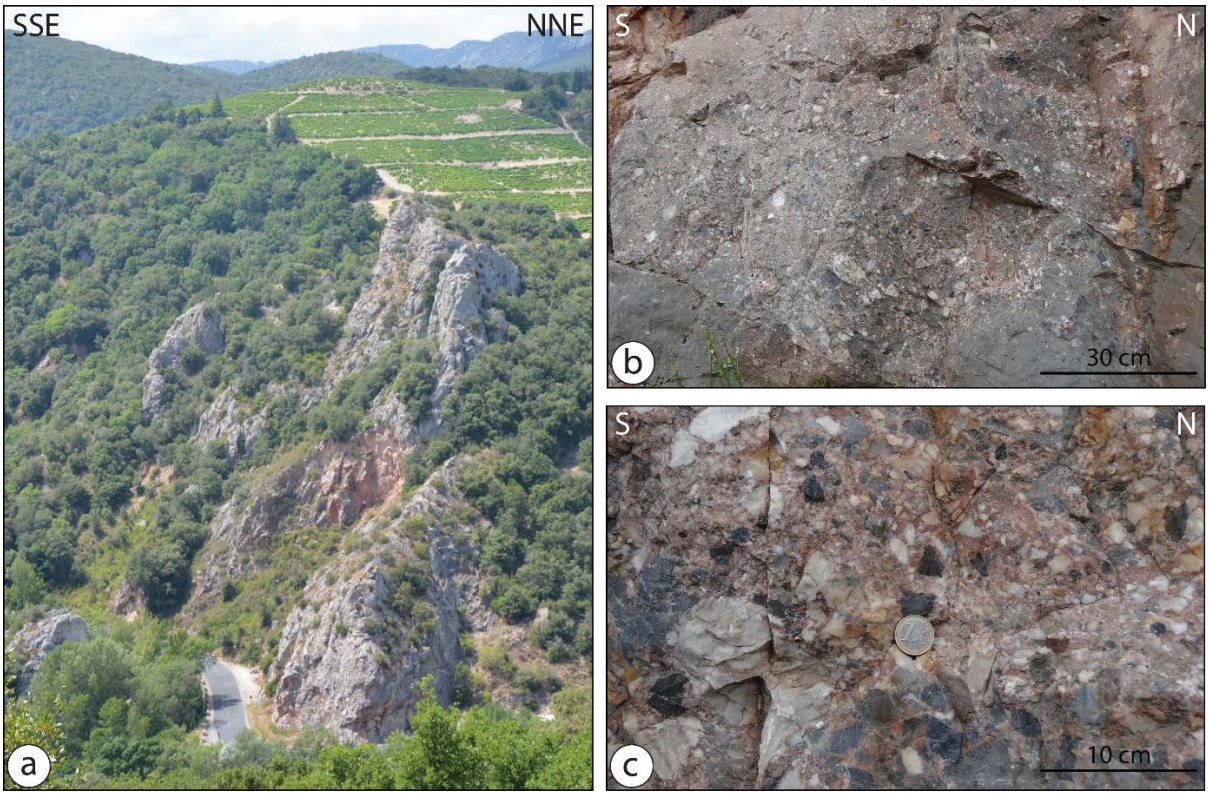


Figure II-64: photographies de la brèche de la Serre de Verges localisé au sein du massif de l'Agly.

Nous n'avons au contraire observé aucun granoclassement dans la Serre de Verges. L'hétérogénéité et la forme anguleuse des clastes suggèrent plutôt une origine tectonique. De plus, ces brèches sont généralement localisées à la base de la couverture sédimentaire mésozoïque et directement sur le socle du Massif de l'Agly. Cette couverture sédimentaire est décollée et nous suggérons ici que cet ensemble bréchique représente le niveau de décollement lui-même.

L'ensemble de la brèche de la Serre de Verges est affecté par une phase de déformation fragile tardive, mise en évidence par la présence de bandes de cisaillement attestant d'un mouvement décrochant sénestre parallèle aux failles qui limitent la brèche (Chelalou, 2015). Cette déformation tardive est donc associée aux failles qui recoupent l'ensemble du Massif de l'Agly.

### II.7.3 Coupe structurale à travers la ZIM et le synclinal du Bas-Agly

L'ensemble des données de terrain et de la littérature a permis d'établir des coupes géologiques dans la région orientale de la ZNP. La première coupe structurale (M-M') commence dans la ZA et traverse successivement le Bassin du Boucheville, le massif hercynien de l'Agly, les synclinaux du Bas Agly et de Saint-Paul-de-Fenouillet, jusqu'au chevauchement frontal nord-pyrénéen (Figure II-65a). La ZA axiale chevauche le Bassin du Boucheville et le passage de la FNP rebrousse la base de la ZIM constituée des marbres jurassiques et intersecte l'ensemble des structures. Cette configuration se voit très bien dans le paysage (Figure II-59). Le tracé de la FNP est également mis en évidence par la déformation environnante, notamment par la présence de bandes de cisaillement top-nord qui affectent le granite de Millas et les marbres aptiens de la ZIM (Figure II-65a). Le Bassin du Boucheville est affecté par les trois phases de déformation. La première phase de déformation est marquée par la foliation ductile $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-65a). La seconde phase est marquée par le plissement du bassin avec une succession de deux synformes et d'un antiforme associés au développement de la schistosité $S_2$ (Figure II-65a). La troisième phase de déformation, locale et associé aux failles majeures, est marquée par le développement de cisaillements inverses top-nord tardifs à faible pendage qui recoupent l'ensemble de la structure (Figure II-65a). À noter l'absence des écailles bordières au sud de la FNP, qui se retrouvent sur la majeure partie du segment pyrénéen le long du tracé de la FNP. Le contact nord de la ZIM est également marqué par une faille majeure qui recoupe les formations mésozoïques et le Massif de l'Agly est également découpé par de nombreuses failles subverticales (Figure II-65a). Au nord du Massif de l'Agly, la faille de Latour-de-France déforme et intersecte le synclinal du Bas-Agly qui chevauche vers le nord le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Figure II-65a). La base du Bas-Agly est marquée par la présence de sédiments du Trias supérieur et semble décollé. La présence de ces sédiments, des brèches présentes sur le socle et l'intensité du métamorphisme, suggérent que le Bassin du Boucheville et le Bas-Agly ne forment qu'une seule unité décollée et transportée vers le nord (Figure II-65a). Plus au nord, le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet montre une succession de plis associés au développement de la schistosité $S_2$ qui s'interrompt au niveau de la limite nord des sédiments albo-cénomaniens. Le domaine plissé, quant à lui, se prolonge jusqu'au niveau du chevauchement frontal nord-pyrénéen (Figure II-65a).

La seconde coupe géologique située plus à l'est, traverse essentiellement les synclinaux du Bas-Agly et de Saint-Paul-de-Fenouillet (Figure II-65b). Le prolongement du tracé de la FNP est occulté par le remplissage d'un graben par des sédiments oligo-miocènes, associé à

l'ouverture du Golfe du Lion. La partie orientale du Massif de l'Agly conserve une couverture mésozoïque décollée, appartenant au synclinal du Bas-Agly, et semble être extrudée le long de la faille de Latour-de-France (Figure II-65b). Le long de cette coupe, la couverture sédimentaire du Bas-Agly n'est pas recoupée par la faille qui limite au nord le Massif de l'Agly, mais semble simplement déformée et plissée par l'extrusion tardive du massif nord-pyrénéen (Figure II-65b). Le synclinal du Bas-Agly est essentiellement affecté par la première phase de déformation et le développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$ (Figure II-65b). Le niveau de décollement localisé à la base de la série, se prolonge vers le nord et correspond au chevauchement de Tautavel qui permet le transport du Bas-Agly sur le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet affecté seulement par la schistosité $S_2$ (Figure II-65b). L'ensemble du synclinal est faiblement plissé jusqu'au chevauchement frontal nord-pyrénéen qui affleure au sud du Massif du Mouthoumet (Figure II-65b).

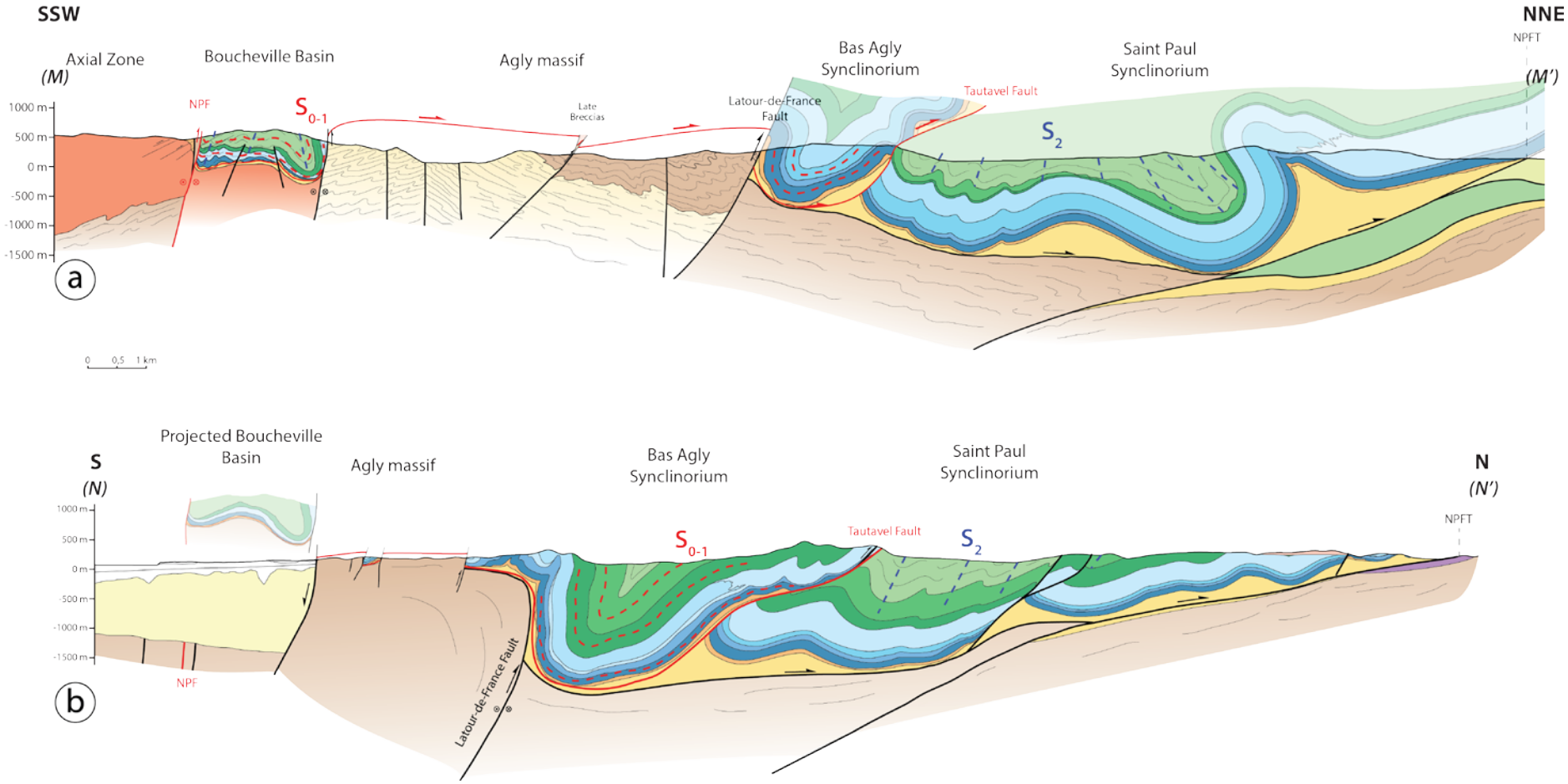


*Figure II-65: Coupes géologiques N-S (M-M' et N-N') recoupant la région du Bassin du Boucheville de l'Agly, du Bas Agly et du Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Légende identique à la carte géologique (Figure II-52).*

## II.8 Coupe structurales orientée est-ouest

Des coupes structurales de grande échelle d'orientation E-W (localisation Figure II-1) réalisées afin d'étudier les relations entre les bassins sédimentaires métamorphiques et non métamorphiques avec les Massifs Nord-Pyrénéens, ainsi que d'éventuelles structures observables uniquement sur des transects E-W (Figure II-66). La première coupe structurale composite E-W (O-O'') démarre dans le Fossé de la Ballongue et passe par les massifs du Castillon et des Trois Seigneurs pour finir dans la ZA au sud du Bassin de Tarascon (Figure II-66a). La coupe permet de mettre en évidence que le Bassin de la Ballongue est en contact tectonique avec le Massif du Castillon par une faille verticale à subverticale. Il en est de même pour la bordure orientale de ce massif avec un contact tectonique vertical (Figure II-66a). Comme vu précédemment, le toit du Massif des Trois-Seigneurs est recouvert en discordance par les formations de Flysch à Fucoïdes du Crétacé supérieur formant le Bassin d' Oust. Sur la bordure orientale du Massif des Trois-Seigneurs, le Bassin de Tarascon vient draper ce dernier, avec cependant un accident probablement tardif, suggérant que ce massif est extrusif au travers des séries sédimentaires mésozoïques (Figure II-66a). Ce bassin est marqué par des plis dont les axes sont nord-sud, indiquant distinctement une composante compressive locale est-ouest (Figure II-66a). Ces plis dont les axes sont perpendiculaires à l'axe tectonique de la chaîne, sont probablement liés à un mouvement transpressifs ou décrochants, ou bien à la rotation locale des massifs qui sont très proches l'un de l'autre dans ce secteur. De plus, la répartition du métamorphisme HT-BP est complexe avec un gradient nord-sud, mais il semble se localiser préférentiellement le long de la FNP verticale qui marque le contact avec la ZA (*Chapitre IV, partie IV.5.4*).

La seconde coupe structurale composite E-W (P-P'') commence dans le Bassin de Lourdes, puis traverse la série mésozoïque située au nord du Massif de la Barousse, le Massif de Milhas, le bassin sédimentaire d'Estélas situé au nord du Fossé de la Ballongue, les Massifs de l'Arize et du Saint Barthélémy, puis par le Massif de Bessède-de-Sault et se termine dans le Fossé du Boucheville (Figure II-66b). Cette coupe permet de mettre en évidence que le Massif de Mihlas est recouvert en discordance par la couverture sédimentaire mésozoïque avec cependant de nombreux accidents verticaux tardifs, qui viennent découper l'ensemble de la zone (Figure II-66b). La partie occidentale du bassin sédimentaire d'Estélat situé au nord de la Ballongue constitue la couverture sud-est du Massif de Milhas et montre une déformation cylindrique avec de nombreuses failles subverticales tardives qui recoupent l'ensemble des unités (Figure II-66b). La partie orientale de ce bassin vient draper en discordance le Massif de

l'Arize et constitue donc la couverture sédimentaire de ces deux massifs nord-pyrénéens, probablement décollé sur le niveau de Trias supérieur (Figure II-66b). Les Massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy sont séparés par un accident vertical qui montre un mouvement décrochant dextre (e.g. Choukroune, 1976). Comme pour la bordure occidentale du Massif de l'Arize, la bordure orientale du Massif du Saint Barthélémy est recouverte en discordance par le large Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet composé de sédiments mésozoïques. Cependant, le contact entre ces deux unités est marqué par une faille à fort pendage orientée vers l'est (Figure II-66b). Ce bassin est en contact faillé avec le Massif de Bessède-de-Sault sur sa partie occidentale et vient ensuite draper le massif sur sa bordure orientale. Ensuite, le contact avec la ZIM est franc et verticale. De plus, les failles localisées au sein de la ZIM ont un tracé vertical.

Ces coupes permettent d'offrir une vision schématique des contacts entre les Massifs Nord-Pyrénéens et les formations mésozoïques. Cependant, elles manquent de précisions notamment sur les variations latérales de faciès et d'épaisseur, qui pourraient être mises en évidence par des profils sismiques. Le manque d'information limite donc la précision de ces coupes est-ouest. La conclusion qui peut en être tirée concerne les contours des Massifs Nord-Pyrénéens, qui sont généralement marqués par des failles tardives qui recoupent l'ensemble des unités. Ces contacts faillés suggèrent que les Massifs Nord-Pyrénéens sont extrusifs à travers les séries sédimentaires qui les recouvraient durant la phase de rifting. La configuration est légèrement différente pour le Massif des Trois-Seigneurs qui formait un haut-fond durant le rifting, comme le suggère l'absence des séries du Jurassique et du Crétacé inférieur ainsi que la présence des formations du Crétacé supérieur déposées directement en discordance sur le massif.

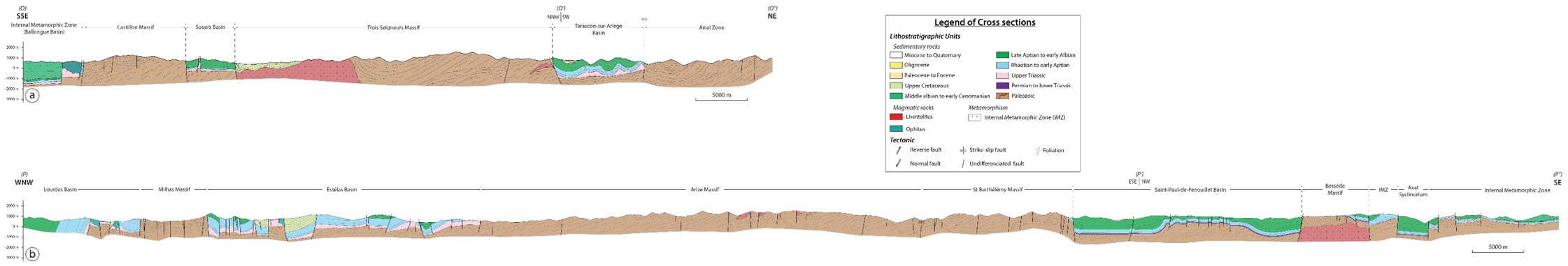


*Figure II-66 : Coupe structurale E-W O-O'' et P-P'' montrant l'extension latérale des différents bassins qui constituent la ZNP. Localisation des coupes sur la Figure II-1.*

## II.9 Références bibliographiques du chapitre

Auréjac, J.-B., Gleizes, G., Diot, H., Bouchez, J.-L., 2004. The Quérigut Complex (Pyrenees, France) revisited by the AMS technique : a syntectonic pluton of the Variscan dextral transpression. Bull. Société Géologique Fr. 175, 157–174. doi:10.2113/175.2.157

Autran, A., Fonteilles, M., Guitard, G., 1970. Relations entre les intrusions de granitoides, l'anatexie et le metamorphisme regional considerees principalement du point de vue du role de l'eau; cas de la chaine hercynienne des Pyrenees orientales. Bull. Société Géologique Fr. S7–XII, 673–731. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XII.4.673

Avé Lallemant, H.G., 1969. Structural and petrofabric analysis of an "Alpine-type" peridotite: the lherzolite of the French Pyrenees.

Azambre, B., Crouzel, F., Debroas, E.-J., Soulé, J.-C., Ternet, Y., 1989. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Bagnères-de-Bigorre (1053), 80 pp., BRGM, Orléans.

Azambre, B., Monchoux, P., 1998. Métagabbros amphiboliques et mise en place crustale des lherzolites des Pyrénées (France). Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 327, 9–15. doi:10.1016/S1251-8050(98)80012-8

Azambre, B., Rossy, M., 1976. Le magmatisme alcalin d'age cretace, dans les Pyrenees occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le metamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. Geol. Fr. S7–XVIII, 1725–1728. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725

Azambre, B., Sagon, J.-P., Debroas, E.J., 1991. Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 313, 1179–1185.

Barrère, P., Bouquet, C., Debroas, E.-J., Pélissonnier, H., Peybernes, B., Soulé, J.-C., Souquet, P., Ternet, Y., 1984a. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Arreau (1072), 63 pp., BRGM, Orléans.

Barrère, P., Taillefer, F., Souquet, P., Peybernès, B., 1984b. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Arreau (1072), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Barrouquère, G., Pelissonier, H., Castaing, C., Roux, L., Souquet, P., Rey, J., Peybernès, B., Casteras, M., Fournier, J., Lanau, M., Debroas, E.-J., Lagasquie, J., 1976a. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Girons (1074), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Barrouquère, G., Roux, L., Souquet, P., Peybernès, B., Rey, J., Debroas, E.-J., Lagasquie, J., Ternet, Y., Bois, J.-P., Bambier, A., 1976b. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Saint-Girons (1074), 40 pp., BRGM, Orléans.

Berger, G.M., Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marchal, J.-P., Vautrelle C., 1993. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Rivesaltes (1090), 119 pp., BRGM, Orléans.

Bernus-Maury, C., 1984. Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées (French). Paris 6.

Bertrand, L., 1908. Contribution a l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Carte Géol. Fr. t.XVII, n°118, 183 p. 40 fig. 5 pl.

Bilotte, M., Casteras, M., Peybernès, B., Rey, J., Soula, J.-C., Taillefer, F., Roche, J., Ternet, Y., 1988a. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Foix (1075), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Bilotte, M., Castéras, M., Peybernès, B., Rey, J., Soula, J.-C., Taillefer, F., Roche, J., Ternet, Y., 1988b. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Foix (1075), 82 pp., BRGM, Orléans.

Bilotte, M., Debroas, E.-J., Peybernès, B., Rey, J., Souquet, P., 1980. Carte géologique du versant nord des Pyrénées centrales entre Aude et Ariège, in : Solé Sugrañes L., Souquet P. (Eds.), La chaîne alpine des Pyrénées (Pyrénées centrales et orientales ; France-Espagne, Livret-guide de l'excursion n° 42 du 26e Congrès Géologique International, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod., Elf- Aquitaine Paris, 1980, pp. 157–196.

Bixel, F., 1984. Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Université Paul Sabatier (Toulouse), Toulouse, France.

Bles, J.L., Berger, G.M., 1982. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Leucate (1079), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J., 1988. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. Geochim. Cosmochim. Acta 52, 2893–2907. doi:10.1016/0016-7037(88)90156-1

Bouchez, J.L., Gleizes, G., 1995. Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. J. Geol. Soc. 152, 669–679. doi:10.1144/gsjgs.152.4.0669

Bouhallier, H., Choukroune, P., Ballevre, M., 1991. Evolution structurale de la croute profonde hercynienne : exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 647–654.

Brun, L., Peybernès, B., Rey, J., 1969. Le dogger des Pyrénées ariégeoises. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 105, p. 374-387.

Canérot, J., Debroas, E.-J., 1988. Remise en question du "Comlexe de resédimentation albo--cénomanien" de la zone nord--pyrénéenne. C. R. Acad. Sci. Paris, serie II 307, 1711–1716.

Canérot, J., Laumonier, B., Baudin, T., 2006. Sur l'origine karstique et l'âge plioquaternaire des accumulations bréchiques dites «brèches marines et paléocènes» d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France). Eclogae Geologicae Helvetiae. 99, 1, 49-64.

Castéras, M., 1976. Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille de Foix, 3e édition, n° 253, 1976.

Castéras, M., 1969. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille de Foix, 3e édition, n° XXI-48, 1969.

Castéras, M., 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. Librairie polytechnique, C. Béranger.

Cauquil, R., 1963. Contribution à l'étude géologique du massif de Bessède (Aude) et à sa couverture secondaire. (Thèse de 3ème cycle).

Chelalou, R., 2015. Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées (phdthesis). Université Rennes 1.

Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Poujol, M., Ringenbach, J.-C., Ballard, J.-F., 2016. New sedimentological, structural and paleo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus - Géoscience 348, 312–321. doi:10.1016/j.crte.2015.11.008

Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. Société géologique de France, Paris.

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 Sci Paris 277, 2621–2624.

Choukroune, P., 1972. Relations entre tectonique et metamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyreneenne centrale et orientale. Relatsh. Tecton. Metamorph. Mesoz. Terrains Cent. Orient. North Pyr 14, 3–11.

Choukroune, P., 1970. Contribution a l'etude structurale de la zone metamorphique nord-pyreneenne; tectonique et metamorphisme des formations secondaires de la foret de Boucheville (P.-O.); feuille au 1/50 000 Saint-Paul-de-Fenouillet. Struct. Metamorp 4, 49–63.

Choukroune, P., 1969. Sur la présence, le style et l'âge des tectoniques superposées dans le Crétacé nord-pyrénéen de la régionde Lourdes. – Bull.BRGM, 2 (2), 11-20.

Choukroune, P., Séguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées.

Choukroune, P., Seguret, M., Galdeano, A., 1973. Caracteristiques et evolution structurale des Pyrenees; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques. Bull. Société Géologique Fr. S7–XV, 600–611. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.600

Clerc, C., 2012. Evolution du domaine nord-pyreneen au Crétacé. Amincissement crustal extreme et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de St Blanquat, M., 2013. Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. Int. J. Earth Sci. 103, 141–163. doi:10.1007/s00531-013-0927-z

Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics 33, 2013TC003471. doi:10.1002/2013TC003471

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Ringenbach, J.-C., Vauchez, A., Nalpas, T., Bousquet, R., Ballard, J.-F., Lahfid, A., Fourcade, S., 2016. Basement – Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. Tectonophysics 686, 82–97. doi:10.1016/j.tecto.2016.07.022

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., de Saint Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 183, 443–459.

Clerc, C., Lahfid, A., Monie, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6, 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015

Colchen, M., Ternet, Y., Debroas, E.-J., Dommanget, A., Gleizes, G., Guérangé, B., Roux, L., 1997. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Combes, P.-J., Peybernés, B., Fondecave-Wallez, M.-J., 2004. Karsts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrenées françaises. doi:10.5169/seals-169103

Conquéré, F., 1978. Pétrologie des complexes ultramafiques de lherzolite à spinelle de l'Ariège (France) - Thèse Sciences, Paris VI 333 p.

Costa, S., Maluski, H., 1988. Use of the 40Ar- 39Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthe´le´my massif (Northern Pyrenees, France). Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect. 72, 127–144. doi:10.1016/0168-9622(88)90061-9

Crochet, B., Villate, J., Tambareau, Y., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Kuhfuss, A., Bouillin, J.-P., Gélard, J.-P., Bessière, G., Paris, J.-P., 1989. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Quillan (1077), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Dauteuil, O., Raymond, D., Ricou, L.-E., 1987. Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des Pyrénées, exemples à l'est du Saint-Barthélémy. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 304, 1025–1028.

de Saint Blanquat, M., 1993. The ductile normal fault of the Saint Barthélémy Massif Variscan evolution of the north-pyrenean catazonal massifs considered from the viewpoint of their thermal history. Geodin. Acta 6, 59–77. doi:10.1080/09853111.1993.11105239

de Saint Blanquat, M., 1989. La faille normale ductile du massif du Saint-Barthélémy. Age et signification de l'extension crustale dans la zone nord-pyrénéenne (Theses). Université de Montpellier 2.

de Saint Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., 2016. Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 268–278. doi:10.1016/j.crte.2015.12.003

de Saint 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, International IGCP Conference Project 233 177, 245–262. doi:10.1016/0040-1951(90)90284-F

Debeaux, M., Thiebaut, J., 1958. Les affleurements du socle paléozoique entre les massifs de la Barousse et de Milhas. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 93, 522–528.

Debroas, E.-J., 2009. Géologie du bassin versant du Baget (Zone nord-pyrénéenne, Ariège, France) : Nouvelles observations et conséquences - Strata, Toulouse, sér. 2, vol. 46, 93 p., 15 fig., 9 pl h-t.

Debroas, E.J., 1990. Le flysch noir albo-cenomanien temoin de la structuration albienne a senonienne de la Zone nord-pyreneenne en Bigorre (Hautes-Pyrenees, France). Bull. Société Géologique Fr. 6, 273–285.

Debroas, E.J., 1987a. Modele de bassin triangulaire a l'intersection de decrochements divergents pour le fosse albo-cenomanien de la Ballongue (zone nord-pyreneenne, France). Bull. Société Géologique Fr. III, 887–898. doi:10.2113/gssgfbull.III.5.887

Debroas, E.J., 1987b. Le flysch a fucoides d'Uchentein temoin d'un escarpement turono-senonien inferieur de la paleofaille nord-pyreneenne, Pyrenees centrales, France. Fucoidal Flysch Uchentein Indic. Turonian-Low. Senonian Escarpm. Of 3, 77–93.

Debroas, E.-J., 1985. Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales - "Sédimentation et tectonique" Réunion Assoc. Sédim. Français-Soc. géol. France, Pa-ris, 17-18 Décembre 1984 - Strata, Toulouse, sér. 1, vol. 2, p. 99-106.

Debroas, E.-J., 1982. Structure du synclinal de Bourg-de-Bigorre et interpretation de la zone de failles de Bigorre dans les Hautes-Pyrenees. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXIV, 855–859. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXIV.4.855

Debroas, E.J., 1978. Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien superieur au Senonien inferieur (zone interne metamorphique des Pyrenees navarro-languedociennes). Evol. Up. Albian Low. Senonian Slaty Flysch Trench Intern. Metamorp 20, 639–648.

Debroas, E.-J., 1976. Les flyschs crétacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonnais et de la région d'Arbas (Ariège- Haute-Garonne). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Debroas, E.-J., Azambre, B., 2012. Des brèches aux lherzolites : la mise en place des lherzolites dans les fossés du Flysch noir albo-cénomanien de la Ballongue et d'Aulus (Zone nord-pyrénéenne, Ariège). Livret-Guide L'excursion AGSO 9 10 Juin 2012 120 p.

Debroas, E.-J., Bilotte, M., Canerot, J., Astruc, J.G., 2010. Réinterprétation des brèches de la Faille nord-pyrénéenne ariégeoise (France). Bull. Société Hist. Nat. Toulouse 146, 77–88.

Debroas, E.-J., Castaing, C., Gutierrez, T., Debat, P., inédit. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Aspet (1073), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Debroas, E.-J., Marty, F., Médiavilla, F., Souquet, P., 1977. Description de brèches tectoniques dans les brèches reputes sédimentaires et éocènes de la zone interne métamorphique des Pyrénées: consequences stra-tigraphiques et structurales – Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 113, 1-2, 212-218.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1976. Sedimentogenese et position structurale des flyschs cretaces du versant nord des Pyrenees centrales. Sediment. Genes. Struct. Position Cretac. Flysch North. Slope Cent. Pyrenees 305–320.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1973. Contribution à l'étude du flysch ardoisier nord-pyrénéen: mise en évidence de nouveaux affleurements entre l'Adour et le Gave de Pau (région de Lourdes); conséquences structurales et paléogéographiques. - C.R. Acad. Sci., Paris, D, 276, pp. 1253-1256.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1972. Contribution à la connaissance du Flysch ardoisier nord-pyrénéen : les schistes métamorphiques du synclinal de la Ballongue (Pyrénées centrales) - C.R. Acad. Sci. Paris, D, 275, p. 2813-2816.

Delaperriere, E., Blanquat, M. de S., Brunel, M., Lancelot, J.R., 1994. Geochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthelemy (Pyrenees, France); discussion des ages des evenements varisques et pre-varisques. Bull. Société Géologique Fr. 165, 101–112.

Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., Gleizes, G., 2009a. Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. Bull. Société Géologique Fr. 180, 209–216. doi:10.2113/gssgfbull.180.3.209

Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2009b. Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). Tectonophysics, Hot orogens 477, 244–261. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.033

Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2007. The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. Terra Nova 19, 445–453. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00770.x

Destombes, J.-P., Raguin, E., Casteras, M., Paris, J.-P., 1969. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vicdessos (1087), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Dubar, G., 1925. Etude sur le Lias des Pyrénées françaises. Mém. Soc. géol. Nord, t. IX, I, 332 p., 51 fig., 7 pl.

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.

Evans, N.G., Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.L., 1998. Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism. J. Geol. Soc. 155, 209–216. doi:10.1144/gsjgs.155.1.0209

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. J. Petrol. Special_Volume, 55–76. doi:10.1093/petrology/Special_Volume.2.55

Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.-L., Berger, G.M., 1993. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Riveslates (1090), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Gisbert, J., 1983. El Permico de los Pirineos espanoles. Dans: Martinez-Diaz - Carbonifero y Permico de Espana. IGME II, 405–420.

Gisbert, J., 1981. Estudio geologicoTpetrologico del EstefanienseTPermico de la Sierra del Cadi (Pirineo de Lerida). Diagenesis y sedimentologia. (Tesis Doct.).

Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.-L., 1991. Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) : zonation, structure et mise en place. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 755–762.

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. doi:10.1016/0040-1951(86)90256-8

Golberg, J.M., 1987. Le metamorphisme mesozoique dans la partie orientale des Pyrenees; relations avec l'evolution de la chaine au cretace. Universite des Sciences et Techniques du Languedoc, Centre Geologique et Geophysique : Montpellier, France, France.

Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contrib. Mineral. Petrol. 104, 194–207. doi:10.1007/BF00306443

Goujou, J.C., Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1988. Réactions de décarbonations dans les roches calcareo-pélitiques de la Ballongue (Zone Nord-Pyrénéenne). 1. Formation de biotite et de plagioclase. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Serie II, p.39-44.

Hall, C.A., Bennett, V.C., 1979. Significance of lherzolite at the Etang de Lherz, central Pyrenees, southern France. Earth Planet. Sci. Lett. 45, 349–354. doi:10.1016/0012-821X(79)90135-3

Harris, N.B.W., 1974. The petrology and petrogenesis of some muscovite granite sills from the Barousse Massif, Central Pyrenees. Contrib. Mineral. Petrol. 45, 215–230. doi:10.1007/BF00383439

Henry, J., Richert, J.-P., Wahbi, Y., 1971. Sur la présence de trois phases tectoniques dans le crétacé supérieur de Beyrède-Jumet (Hautes-Pyrénées). Bull. Centre Rech. S.N.P.A., Pau, vol. 5, n° 1, p. 61-87, 10 fig., 2 pl.

Hervouët, Y., Torne, X., Fortane, A., Duee, 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. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 305, 721–726.

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. Tectonics 28, TC4012. doi:10.1029/2008TC002406

Lacroix, A., 1917. La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. C R Acad Sc Paris t. 165, 293–298.

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, 396-398.

Lacroix, A., 1894. Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées - Bull. Serv. Carte géol. France, 42, VI, 307-446.

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. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2016. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 290–300. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29, TC4012. doi:10.1029/2009TC002588

Lalaurie, J.-Y., 1976. Structure de la région de Sarrancolin (Hautes-Pyrénées) : distinction du Néocrétacé et des terrains secondaires antécénomaniens métamorphiques. C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 6, p. 254-256.

Lalaurie, J.-Y., 1972. Étude géologique de la région des Hautes Baronnies entre les vallées de l'Adour et de la Neste (Thèse de 3e cycle). Toulouse, France.

Le Roux, V., Bodinier, J.-L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J.-M., Vauchez, A., Riches, A.J.V., 2007. The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 259, 599–612. doi:10.1016/j.epsl.2007.05.026

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 305, 907–911.

Mattauer, M., Proust, F., 1962. Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. CR somm. Soc. géol. Fr. 304-305.

Meurisse, M., 1974. Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord-pyrénéenne orientale. Datation et conséquences - Arch. Sc. Genève, 28, 1, 67-79.

Meurisse, M., 1973. Etude structurale de la zone Nord-Pyrénéenne orientale. Thèse 3ème cycle, Université Paris VI, 2 vol., 325p .

Minnigh, L.D., Calsteren, P.W.C. van, Tex, E. den, 1980. Quenching: An additional model for emplacement of the Iherzolite at Lers (French Pyrenees). Geology 8, 18–21. doi:10.1130/0091-7613(1980)8<18:QAAMFE>2.0.CO;2

Mirouse, R., France, Service de la carte géologique de la France, 1966. Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. Imprimerie nationale, Paris.

Monchoux, P., 1970. Les Lherzolites pyrénéennes: contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations.

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, 257–273.

Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.L., 2004. Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 380, 229–242. doi:10.1130/0-8137-2380-9.229

Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., Sáez, C.M., 2008. Structure and U–Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. J. Geol. Soc. 165, 141–152. doi:10.1144/0016-76492006-185

Paquet, J., Mansy, J.-L., 1991. La structure de l'Est des Pyrénées (transversales du massif de l'Agly) : un exemple d'amincissement crustal. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 913–919.

Paris, J.-P., 1971. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Saint-Gaudens (1055), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Paris, J.-P., Icole, M., Tegyey, A., Monciardini, C., Andreieff, P., Collignon, M., 1975a. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Montréjeau (1054), 25 pp., BRGM, Orléans.

Paris, J.-P., Vernet, R., Bixel, F., Icole, M., Choukroune, P., Pyolle, J., 1975b. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Montréjeau (1054), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Passchier, C.W., 1984. Mylonite-dominated footwall geometry in a shear zone, central Pyrenees. Geol. Mag. 121, 429–436. doi:10.1017/S0016756800029964

Passchier, C.W., 1982. Mylonitic deformation in the St Barthélémy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the generation relationship between ultramylonite and pseudotachylite. GUA Pap. Geol., 1 (16): 1-173.

Peybernes, B., 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Univ. Toulouse 3 (Paul Sabatier), Toulouse.

Peybernès, B., 1971. Biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique supérieur des Pyrénées françaises à l'Est de la Garonne. 96ème Cong. Soc. savantes, Toulouse, Sciences, t. II, p.205-221.

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., 2009. The north-Pyrenean Fault, a main paleokarstic trap around the K/T boundary in Central/Eastern Pyrenees (France). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 145 : 29-35.

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., Eichène, P., 2001a. Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne). Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 379–386. doi:10.1016/S1251-8050(01)01545-2

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Eichène, P., 2001b. L'olistostrome coniacien de Lordat (Pyrénées ariégeoises) et son équivalent latéral de Vicdessos, témoins d'un nouveau bassin d'avant-pays au front nord de la Haute Chaîne Primaire. Geodin. Acta 14, 289–306. doi:10.1016/S0985-3111(01)01068-3

Peybernès, B., Souquet, P., 1974. Nouvelles données sur la géologie de la région de Tarascon-sur-Ariege (Pyrénées Centrales), C. R. Acad. Sci. Paris, Série D 278 (1974) 569–572.

Peybernès, B., Souquet, P., 1972. Géologie de la région de Saint-Girons, à l'articulation des massifs nord-pyrénéens de l'Arize, du Plantach, des Trois-Seigneurs et de Castillon (Ariège). Bull. B.R.G.M., 2ème série, n°2, p. 1-14, 6fig.

Pin, C., 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

Raguin, E., 1977. Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. Bull. BRGM. 1 (2), 89–119.

Ravier, J., 1959. Le metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees. Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser. 38.

Ravier, J., Thiebaut, J., 1982. Lagunar origin of mesozoic marbles and hornfelds at the col-dagnes (ariege), C. R. Acad. Sci. Paris, 294, 127–130.

Reisberg, L., Lorand, J.-P., 1995. Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs. Nature 376, 159–162. doi:10.1038/376159a0

Revelli, N., 2013. Structuration de la Zone Nord-Pyrénéenne dans la région de Bessède de Sault, Pyrénées Orientales. (Stage de Master Recherche). Université d'Orléans.

Rey, J., 1964. observations sur le revêtement nord du Massif de l'Arize entre Rimont et La Bastide-de-Sérou (Ariège). Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 99, fasc. 1-2, p. 205-228, 5 fig.

Ricateau, R., Choukroune, P., 1970. Les conséquences structurales de la présence de Crétacé supérieur dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 6, 190-192, 1 fig.

Sagon, J.-P., Azambre, B., 1986. La cristallinité de l'illite : un marqueur des transformations métamorphiques dans le Crétacé de la zone nord-pyrénéenne occidentale. 11e R.S.T., Clermont-Ferrand, Soc. géol. Fr. édit., Paris, p. 162.

Soula, J.-C., 1982. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. J. Struct. Geol. 4, 313–342. doi:10.1016/0191-8141(82)90017-7

Soula, J.C., Lamouroux, C., Viallard, P., Bessiére, G., Debat, P., Ferret, B., 1986. The Mylonite zones in the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 115–147. doi:10.1016/0040-1951(86)90249-0

Souquet, P., 1971. Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Ger (Pyrénées cen-trales) - 96e Congrès Nat. Soc. Sav., Toulouse, sect. Sci., t II, p. 223-237.

Souquet, P., 1969. Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne - C.R. Acad. Sci. Paris, 269, D, 2491-2493.

Souquet, P., Peybernès, B., 1987. Allochtonie des massifs primaires nord-pyrénéens des Pyrénées Centrales, C. R. Acad. Sci. Paris II 305 (1987) 733–739.

Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Ciszak, R., Marty, F., Tambarreau, Y., Villatte, J., Crochet, B., Taillefer, F., Cosson, J., 1984. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Lavelanet (1076), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M., Debroas, E.-J., 1977a. La chaine alpine des Pyrénées. Géologie Alp. 53 193–216.

Souquet, P., Rey, J., Peybernès, B., 1977b. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Mas-d'Azil (1056), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Ternet, Y., Azambre, B., Crouzel, F., Mirabail, H., Charitat, P., Rey, E., Bouvier, A., Médiavilla, F., Debroas, E.-J., Gatinot, F., 1989. Carte géologique de la France (1/50

000), feuille Bagnères-de-Bigorre (1053), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Ternet, Y., Barrère, P., Dallas, S., Debon, F., Debroas, E.-J., François, J.-M., Pouget, P., 1995a. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Campan (1071), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Ternet, Y., Barrère, P., Debroas, E.-J., 1995b. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Campan (1071), 117 pp., BRGM, Orléans.

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 de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Aulus-les-Bains (1086), 146 pp., BRGM, Orléans.

Thiebaut, J., 1957. Etude géologique du massif de la Barousse. Bull Soc Hist Nat Toulouse t. 92, 17–67.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R., Radal, J., 2016. Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees. Tectonics 35, 907.

Valero, B.L., 1986. El marco geologico del Estefanienese-Permico del Alto Aragon y el Alto Gallego (Pirineo de Huesca) (Tesis di licenciatura).

Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., 2013. Pre-orogenic exhumation of the north Pyrenean Agly Massif (eastern Pyrenees, France). Tectonics 32, 95–106. doi:10.1002/tect.20015

Vielzeuf, D., 1984. Relations de phase dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées - Thèse Sci. Clermont II, 288 p.

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

Wallez, J.-P., 1974. Stratigraphie et structure de la partie méridionale du pays de Sault (Aude) (Thèse de 3e cycle). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Zwart, H.J., 1954. La géologie du Massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France). Leidse Geol. Meded. 18, 1–228

# CHAPITRE III

# La Nappe des Marbres : exemple d'une unité métamorphique allochtone

Ce chapitre est centré sur la nappe des Marbres, qui constitue le segment métamorphique le plus occidentale de la chaîne pyrénéenne. Cette unité correspond à l'extrémité du Bassin Basco-Cantabre, localisée entre les massifs du Cinco Villas au nord et des Alduides à l'est. Cette unité constitue une région clé pour l'étude de la répartition du domaine métamorphique. De plus elle constitue une partie moins déformée et où les structures ne sont pas verticalisées, contrairement au reste de la ZIM que nous avons décrit dans le chapitre précédent. L'étude structurale et notamment l'apport important de mesures de températures Raman dans ce secteur clé des Pyrénées, ont pour but d'améliorer la compréhension de l'inversion du rift pyrénéen. Ces travaux ont fait l'objet d'une publication, soumise dans la revue *Tectonics*, à la date du 16/05/2017.

À la suite de cet article, une partie est consacrée à la synthèse de l'ensemble des données structurales sur l'ensemble de la chaîne.

## III.1 Article scientifique sur la region de la Nappe des Marbres

***An allocthonous hyper-extended basin in the Western Pyrenees: thermal structure and tectonic evolution of the Nappe des Marbres (Navarre, Spain).***

M. Ducoux[1,2,3], L. Jolivet[1,2,3], F. Cagnard[2], C. Gumiaux[1,2,3], T. Baudin[1,2,3], J-P. Callot[5], C. Aubourg[5], A. Lahfid[2], E. Homonnay[4]

[1] University of Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

[2] BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

[3] CNRS/INSU, UMR 7327, 45071 Orléans, France

[4] Géoazur, UMR 7329, 06560 Valbonne, France

[5] Univ. Pau & Pays Adour-CNRS-TOTAL, LFCR IPRA, UMR 5150, 64013 Pau Cedex

### III.1.1 Abstract

The Pyrenean Internal Metamorphic Zone (IMZ), which belongs to the North Pyrenean Zone (NPZ), forms a few kilometres wide strip from the Agly massif in the east, to the Nappe des Marbres in the west. The IMZ has recorded a high-temperature metamorphic event between 105 and 85 Ma ago commonly associated with an Albo-Cenomanian episode of hyper extension and exhumation of the continental mantle. Unlike most similar rift basins in the NPZ, the Nappe des Marbres Unit (NMU) has been preserved from intense compressional deformation during the Pyrenean orogeny. Based on a structural study at the scale of the basin and its surroundings and on a dense sampling for Tmax estimates with the RSCM method (Raman Spectrometry on Carbonaceous Material), we show the following results: (1) The NMU recorded some of the highest temperatures along the IMZ showing that there is no E-W metamorphic gradient along the IMZ, (2) metamorphic isograds are oblique on the main fold trends, suggesting that the high-temperature metamorphism postdates an early salt related structuration episode prior to or coeval with early stages of rifting. The distribution of Tmax is compatible with a hyper-extension model involving heating of the base of the Cretaceous basin coeval with the exhumation of the mantle, more clearly than anywhere else in the entire IMZ, (3) the NMU is

affected by three episods of deformation from thin- to thick-skin tectonics. The combined structural and thermometric data further illustrate the NE vergence and allochthony of the NMU on the Variscan basement via a décollement plane. And eventually, (4) The Leitza Fault has a sinistral component and corresponds to a late crustal structure which deformed and intersected the NMU and the décollement plane.

### III.1.2 Introduction

The geological history of the Pyrenean Belt (e.g. Teixell et al., 1998) is currently actively revisited since evidences for mantle exhumation and hyper-extension were discovered (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009, 2010; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012, 2013; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014 ; Lagabrielle et al., 2016, Teixell et al., 2016) and it has become one of the typical examples of a mountain belt built on an aborted rift (e.g the Atlas Mountain, Teixell et al., 2005). However, the structural evolution from the rifting stage to the present-day situation remains unclear. Because the Cretaceous hyper-extended rift basins were most of the time intensely shortened and affected by a HT-LP metamorphism, making difficult to interpret the compressional deformation history of such inverted basins. This paper reports a detailed study of the Nappe des Marbres Unit, in the western part of the Pyrenees, which shows a better preservation of the early structures.

The development and kinematics of mountains belts are strongly controlled by structures inherited from earlier tectonic events. The predominant role of this structural inheritance, such as compressional reactivation of preexisting extensional structures in the sedimentary cover or the basement within foreland thrust belts is highlighted by numerous regional studies (e.g., Urals (Brown et al., 1999); Atlas (Soulaimani et al, 2014); Andes (Winslow, 1981; Kley et al., 1999; Cristallini and Ramos, 2000; Branellec et al., 2016); Alps (Roure et al., 1990; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2014); Zagros (Jackson, 1980; Berberian, 1995); Rockies (Dechesne and Mountjoy, 1992;); Taiwan (Letouzey, 1990; Mitra and Mount, 1998; Mouthereau et al., 2002; Mouthereau and Lacombe, 2006). During collision, the development of thin-skinned or thick-skinned tectonics strongly depends upon (1) the pattern of earlier syn-rift structures, and (2) the thermal regime and particularly the late stages of thermal activation of the basement. Normal fault or low-angle normal fault reactivation will have an impact on compressional structures formed by the inversion of syn-rift basins and basement remobilisation (Letouzey et al., 1990; Roure and Colletta, 1996; Lacombe and Mouthereau, 2002; Mouthereau and Lacombe, 2006). Thin-skinned scenarii are generally observed when the basement of mountain belt subducts below the orogenic wedge during shortening, with the cover being shortened above a décollement plane (Watts et al., 1995; Mouthereau and Lacombe, 2006; Mouthereau and Petit, 2003). In thick-skinned tectonics settings, the shortening of the basement is controlled by inherited structures such as half-grabens like in the External Crystalline Massifs of the Western Alps (Bellanger et al., 2014). A cold basement will promote decollement localisation and thin-skin tectonics, while an hot or

recently thermally activated basement is prone to strain distribution and thick-skin tectonics along pre-existing discontinuities (Mouthereau et al., 2013; Strecker et al., 2011) In addition, the occurrence of an evaporitic layer plays an important role in the development of complex structures associated with detachment or décollement faults (Blay et al., 1977; Davis and Engelder, 1985; Jamison, 1987). Salt tectonics generally pre-dates compression and coeval development of thrusts, such as diapirs developed during extensional stage along rifted margins (Jackson and Vendeville, 1994) or in cratonic setting, a pattern clearly observed in the Pyrenan belt (e.g. Canéro et al., 2001). These inherited salt structures have a strong influence of the genesis and propagation of thrusts (Costa and Vendeville, 2002; Rowan and Vendeville, 2006; Callot et al., 2012) and play an important role in the finite complex 3D pattern leading to lateral variations of structural style, shortening value and kinematics (Callot et al., 2007; 2012).

The Pyrenean belt is a good natural example where all these factors can be studied, with a pre-orogenic extensional rifting episode and the occurrence of a thick pre-rift layer made of Triassic evaporites well represented in the base of basins. This layer has accommodated intense deformation during the Cretaceous extension and subsequent Pyrenean horizontal shortening, playing first the role of a décollement but also allowing for the earlier initiation of salt diapirs and walls, and associated gravity controlled structures (Canérot et Lenoble, 1993; James & Canérot, 1999; Canérot, 2008; Ferrer et al., 2009; Jammes et al., 2009; 2010b; López-Mir et al., 2014). The Pyrenees derived from the closure of a Lower Cretaceous aborted rift domain that currently corresponds to the North Pyrenean Zone which was composed by numerous basins formed during an hyper-extension episod coeval with mantle exhumation (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009, 2010; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012, 2013; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014 ; Lagabrielle et al., 2016) alkaline magmatism (e.g. Azambre and Rossy, 1976; Montigny et al., 1986; Azambre et al., 1992; Rossy et al., 1992), hydrothermalism (e.g. Boulvais et al., 2006; Poujol et al., 2010) and HT-LP metamorphism (e.g. Ravier, 1959; Bernus-Maury, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Clerc et al., 2015). While the central part of the IMZ has been strongly shortened, the Nappe des Marbres Unit, in the western part of the Pyrenees, has been less shortened, which leads to a better preservation of the syn-rift geometries. The HT-LP Pyrenean metamorphism in the Nappe des Marbres Unit is considered less intense than further east (Martinez Torres, 1989; Clerc et al., 2015). Hence, this domain appears as a good candidate to characterize the distribution of temperatures in a syn-rift basin, its early deformation and the influence of inherited structures both tectonics and salt related on the development of younger compressive structures.

The aim of this paper is threefold: (1) to determine the strike and the amount of horizontal shortening in the Nappe des Marbres Unit and the role of salt tectonics during the compressional event; (2) to characterize the origin and the distribution of HT-LP metamorphism associated with the rifting stage using the RSCM method (Beyssac et al., 2002a); (3) to discuss the kinematics and the role of the Leitza Fault during extensional and compressional events, that is a major crustal discontinuity limiting the Nappe des Marbres Unit to the north, often compared to the North Pyrenean Fault.

## III.1.3 Geological setting

### *III.1.3.1 Cretaceous rifting in the Pyrenean belt*

The Pyrenees consist in an intracontinental belt resulting from the collision between Iberia and Eurasian lithospheric plates. The E-W striking folded domain is 1000 km long from the Asturies in the west to Provence in the east. Across a maximum width of 150 km, the Pyrenees are traditionally divided into five distinct structural domains (Bertrand, 1940; Mattauer, 1968; Choukroune & Séguret, 1973; Castéras, 1974; Mattauer & Henry, 1974; Mirouse, 1980; Boillot, 1984) (Figure III-1). The Ebro and Aquitaine basins respectively correspond to the foreland and retro-foreland basins (Ford et al., 2016). The North Pyrenean Zone (NPZ) is composed by Cretaceous basins located between basement blocks (North Pyrenean Massifs). Salt tectonics plays a first-order role in the structuration of this domain trhough diapirs and salt walls development, gravity related early deformation (e.g. Canérot, 1988; Canérot et Lenoble, 1993; James & Canérot, 1999 ; Canérot et al., 2005 ; Canérot, 2008; Ferrer et al., 2009 ; Jammes et al., 2009 ; 2010b). It is limited to the northh by major crustal faults, the North Pyrenean Frontal Thrust in the north and the North Pyrenean Fault (NPF) along the southern rim. The NPF is considered as a major discontinuity between two lithospheric plates and is assumed to be active since the end of the orogenic Variscan cycle (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976; Choukroune and Mattauer, 1978; Choukroune and ECORS Team, 1989). The Axial Zone, which constitutes the basement of the Pyrenean belt, is mainly composed of Paleozoic rocks deformed during the Variscan and Alpine orogenic cycles (Mattauer, 1964; Mattauer and Seguret, 1966; Debat, 1969). Finally, the South Pyrenean Zone is made of Upper Cretaceous to Eocene sediments transported southward over the Ebro basin by the South Pyrenean Frontal Thrust developed thanks to a décollement in the Triassic evaporites which also initiated an eraly salt controlled déformation (Séguret, 1972; Vergés and Muñoz, 1990; López-Mir et al., 2014).

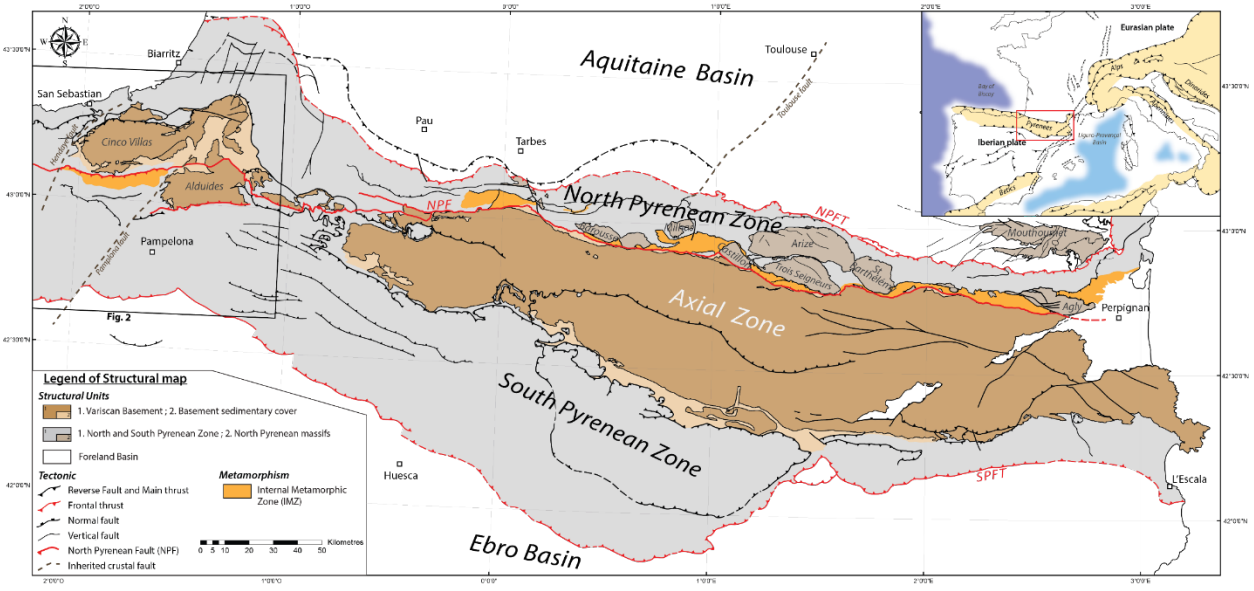


Figure III-1: Simplified structural map of the Pyrenean belt. Only main alpine thrusts and faults are represented: North-Pyrenean Frontal Thrust (NPFT), South-Pyrenean Frontal Thrust (SPFT), and North-Pyrenean Fault (NPF). The Internal Metamorphic Zone (IMZ) is located in the North Pyrenean Zone (NPZ) and crops out along the strike of the belt. The study area is located in the western part of this belt.

Some authors consider that the compressional deformation was first recorded during the deposition of Santonian sediments (Garrido-Megias & Rios 1972; McClay et al. 2004) with a peak of activity during the Eocene (Vergés et al., 2002). The present structure of the Pyrenean belt shows an asymmetric double-verging tectonic wedge above the underthrusting Iberian continental lithosphere (Choukroune and ECORS Team, 1989; Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995; Teixell, 1998; Teixell et al., 2016). The Pyrenean architecture results from the inversion of a series of rift basins formed along the boundary between the Iberian and Eurasian plates during the late Aptian to the late Santonian (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009, 2010; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012, 2013; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014; Lagabrielle et al., 2016). The first rifting phase was initiated during late-Variscan times with the development of large crustal structures such as strike-slip or transfer faults (Arthaud and Matte, 1975, 1977) followed by Triassic rifting and the development of NE-SW-striking normal faults (Thinon, 1999) that probably reactivated Variscan faults (Curnelle et al., 1982). The main rifting phase occurred during to the Cretaceous divergence of the Iberia and European plates, which was governed by the opening of the North Atlantic Ocean and Bay of Biscay (e.g. Vergés and García-Senz, 2001; Jammes et al., 2009; Tugend et al., 2015). However, the motion of Iberia with respect to Europe during rifting is still debated, with variable paleogeographic reconstructions and two end-member models are proposed: (i) a scissor-type opening model for the rifting and oceanic crust emplacement in the Bay of Biscay

(Srivastava et al., 2000, Rosenbaum et al., 2002; Sibuet, 2004; Vissers and Meijer, 2012a; Visser et al., 2016) and (ii) a left-lateral oblique opening model with one major crustal fault in the Pyrenees (NPF) associated with the development of pull-apart basins (Le Pichon et al., 1970; Choukroune and Mattauer, 1978; Olivet, 1996; Stampfli et al., 2002; Jammes et al., 2009; Handy et al., 2010). The first model implies the subduction of an oceanic lithosphere under the Pyrenees, which is precluded by recent seismic tomography models that instead suggest the underthrusting of only a short slab of continental lithosphere (Souriau et al., 2008; Chevrot et al., 2014, 2015). In addition, recent models proposed that the movement of Iberia relative to Europe was accommodated within a wide, diffuse plate boundary along which E-W striking transtensional basins opened (Jammes et al., 2009, 2010; Tugend et al., 2014). In this hypothesis, the Cretaceous rifting was distributed over a wide zone with numerous basins separating basement blocks. However, the NPZ represents the main system of inverted sedimentary basins opened during the Cretaceous rifting.

This main rifting episode occurred from the late Aptian to the early Cenomanian, but was preceded by a period of moderate extension during the Lower Cretaceous. Rift basins were filled by syn-rift sediments referred to as the "Flysch Noir" (Black Flysch) or "Flysch Ardoisier" (Debroas 1976, 1978, 1987, 1990; Souquet et al., 1985). The Black Flysch is overlain by the post-rift flysch deposits onlapping the North Pyrenean massifs and probably the whole western part Axial Zone during the middle Cenomanian until the onset of compression in the late Santonian. The major phase of compression occurred then during the Eocene and continued until the Oligocene and early Miocene (Muñoz 2002, Vergés et al., 2002).

The NPZ is affected by a regional high-temperature and low-pressure metamorphism coeval with the major Cretaceous crustal thinning event (Ravier, 1959; Bernus-Maury, 1984; Azambre and Rossy, 1976; Golberg and Leyreloup, 1990; Dauteuil and Ricou, 1989; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015). These metamorphic rocks occurred within narrow strips located along the NPF and forming the so-called Internal Metamorphic Zone (IMZ). They consist in pre-rift to syn-rift sediments affected by a HT-LP metamorphism, with peak conditions up to 600°C and less than 4kbar (Bernus-Maury, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Vauchez et al., 2013; Clerc et al., 2015). Available Tmax estimates, obtained by RSCM method along the IMZ, suggest the occurrence of a gradient of peak-temperatures from west to east (Clerc et al. 2015). Published geochronological data indicate ages ranging from Albian to Santonian (110–85 Ma) for this HT-LP metamorphic event (Albarède and Michard-Vitrac, 1978a; Albarède and Michard-Vitrac, 1978b; Montigny et al., 1986; Golberg and Maluski,

1988; Golberg et al., 1986; Bandet and Gourinard in Thiébaut et al., 1988; Clerc et al., 2015; Chelalou et al., 2016). Sub-continental peridotites bodies are exposed sporadically along the NPZ (e.g. Lherz, Bestiac and Arguenos–Moncaup). These mantle rocks exhumation has been attributed to the Cretaceous rifting. Recent models of mantle exhumation suggested an extreme crustal thinning associated with tectonic denudation and fragmentation, locally associated with sedimentary transport of ultramafic debris on the seafloor, for the Aulus basin where the Lherz peridotite crops out (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Clerc et al., 2012, 2013; Lagabrielle et al., 2016).

HT-LP metamorphic rocks of the IMZ show an intense ductile foliation, first attributed to a Pyrenean compressional event (Choukroune 1972, 1976) and more recently to a syn-extensional and/or transtensional event during the Cretaceous rifting (Golberg 1987; Golberg and Leyreloup, 1990; Lagabrielle et al., 2010; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015).

The “hyper-extension” models (e.g. Lagabrielle and Bodinier, 2008; Clerc et al., 2012, 2013; Lagabrielle et al., 2016) explain the occurrence of a localized HT-LP metamorphism, the exhumation of associated mantle rocks and the omission of crustal rocks between the peridotites and the Mesozoic sedimentary cover. However, in the IMZ, the intense Pyrenean syn-orogenic deformation renders the reconstruction of the syn-rift geometry difficult except in the Nappe des Marbres area which has been preserved of the Pyrenean deformation.

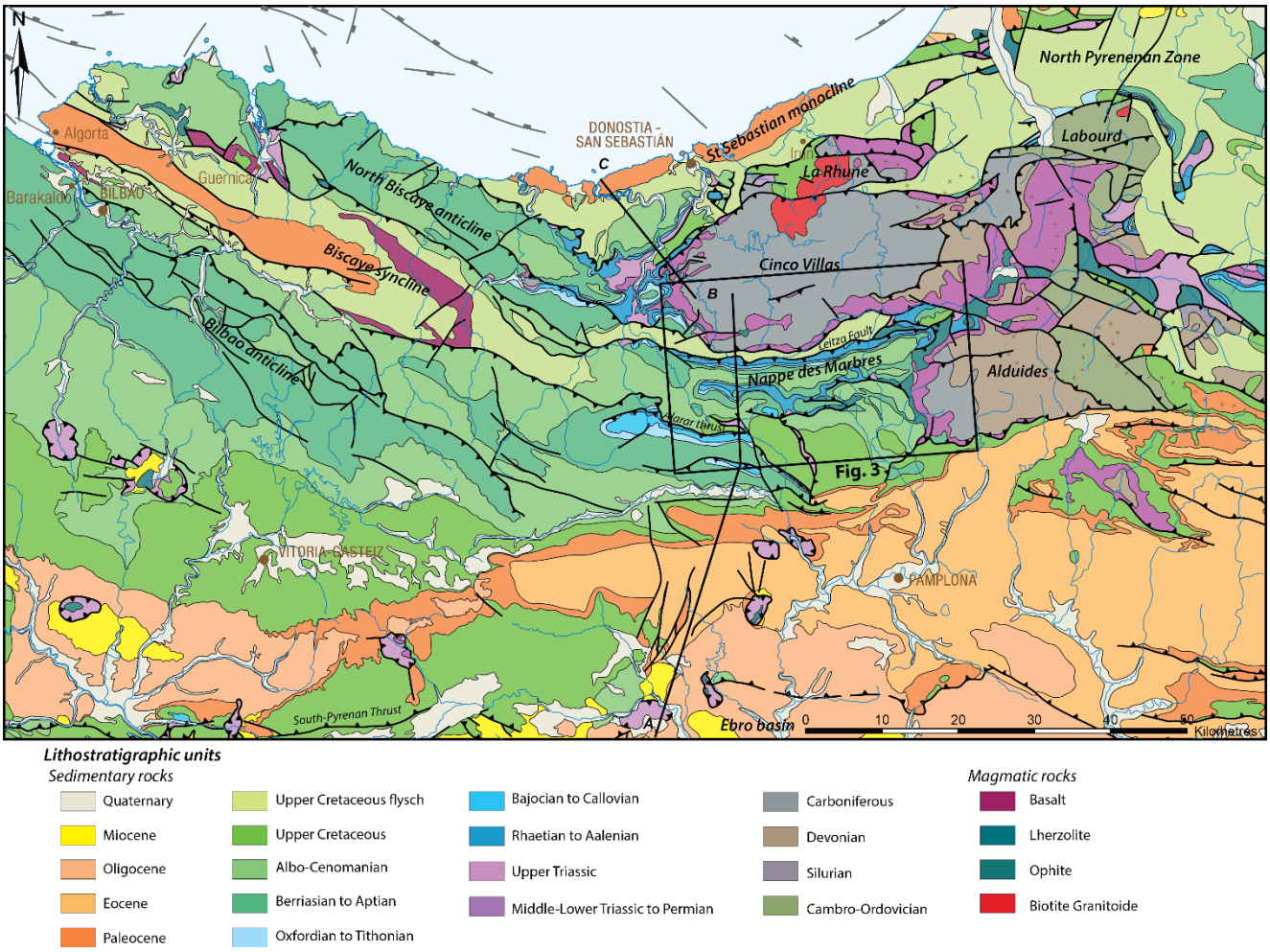


*Figure III-2: Simplified geological map of the western Pyrenees and location of the study area (Nappe des Marbres area). Modified from the 1: 1 000 000 Geological maps of Spain and Portugal after IGME and LNEG (Rodríguez Fernández et al., 2015)*

### *III.1.3.2 The Nappe des Marbres Unit*

The study area is located in the western part of the Pyrenees, especially in the eastern part of the Basque-Cantrabrian basin (Figures III-1 and III-2). It corresponds to the "Nappe des Marbres" Unit (NMU), first described by Lamare (1936) and predominantly composed of Mesozoic sediments.

The lithostratigraphic sequence was largely described by Martinez-Torres (1989, and references therein): it begins with Germanic-type Triassic sedimentary series unconformably overlying the Variscan basement. The Lower and Middle Triassic facies look classical, involving respectively conglomerates and lenticular sandstones (Bundsandstein facies) and laminar limestones and dolomitic marls (Muschelkalk facies). The Upper Triassic series (Keuper facies) is made of reddish clays and evaporites that play an important role during the deformation of the basin (Figures III-2 and III-3). The Late Triassic and Lower Jurassic series (Rhaetian to Pliensbachian) consists in dolomites, limestones and calcareous breccias surrounded by dark grey limestones and marls (Toarcian to Aalenian). The middle Jurassic series (Bajocian to Callovian) consists in a spectacular alternation of dark limestones and marls surrounded by The Upper Jurassic series (Oxfordian to Tithonian) made of limestones, and occasional sandstones. The base of the Lower Cretaceous series (Berriasian to Barremian) corresponds to dark to grey micritic limestones and marls. The top of this series (Aptian to Albian) consists in marly and micritic limestones ("Urgonian facies"). The central part of the NMU is composed of an Albian flysch made of alternating dark marls, pelites, sandstones and calcareous breccias which is rather similar to the North Pyrenean flyschs referred to as "Flyschs noirs" or "Flyschs ardoisiers" (Debroas and Souquet, 1976, Debroas 1978, 1990; Souquet et al., 1985). Important lateral facies variations within the NMU, especially in the Aptian to Cenomanian series, would have been controlled by a strong syn-sedimentary tectonic activity (Bodego et al., 2015).

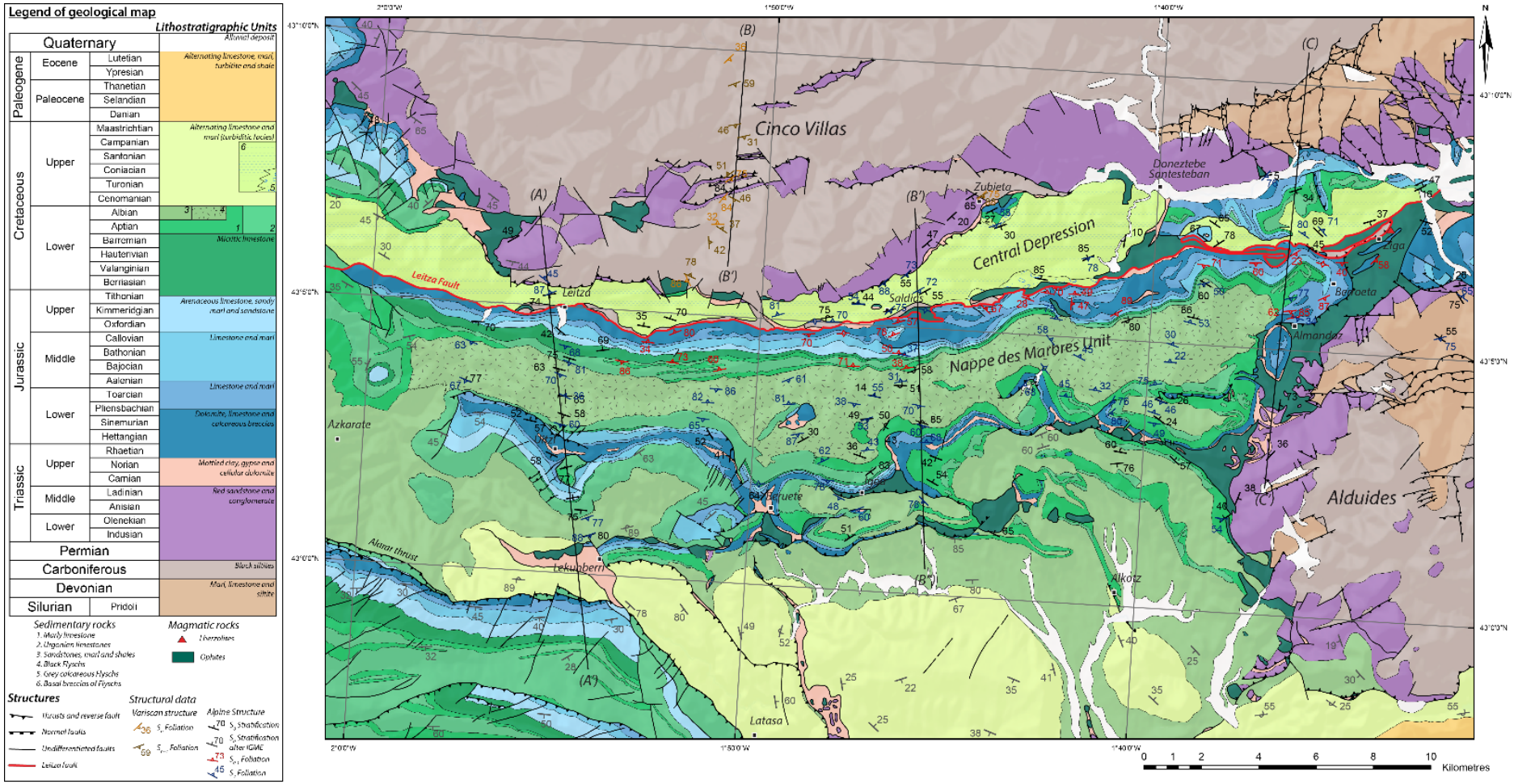


*Figure III-3: Geological map of the study area with location of the cross-sections of the figure 5 with simplified and representative structural data (published data and new data obtained during this work). Modified after 1: 50 000 geological maps of Vera de Bidasoa (Krausse et al., 1972) Tolosa (Gabaldón et al., 1983), Sumbilla (Del Valle et al., 1973), Gulina (Carbayo et al., 1977) and Alsasua (Gabaldón et al., 1984).*

The NMU is surrounded by two Variscan massifs, the Cinco Villas Massif to the north and the Alduides Massif to the east (Figures III-2 and III-3). Both are composed of Paleozoic sediments affected by three episodes of regional deformation (Dv1, Dv2 and Dv3), associated with a regional MT-LP metamorphism during the Variscan orogeny (e.g. Richter 1965; Krausse, 1973, Juch and Schauffer, 1974; Klarr, 1974; Heddebaut, 1975; Heuschmidt, 1977; Campos, 1979; Martinez-Torres et al., 1984; Pesquera and Velasco, 1997). The attribution of the Cinco Villas and the Alduides massifs either to the Axial Zone or the North Pyrenean massifs is still debated (e.g Rat, 1988; Turner, 1996; Souriau and Pauchet, 1998).

An E-W linear syncline, 1 to 5 km wide, is located directly to the North of the NMU and is called "Central Depression" ("Dépression Intermédiaire" in Lamare, 1936). It is constituted with post-rift Upper Cretaceous sediments (Figures III-2 and III-3) that covered the entire area from the Aquitaine Basin to the western Pyrenean domain, including the NMU. The sediments consist in calcareous flyschs, composed of turbidites and calcareous mudshales affected by slumping unconformably overlying the Cinco Villas Paleozoic and Mesozoic rocks (Mathey et al, 1999). Some lenticular marls and breccias are located at the base of this flysch deposits. These breccias are interpreted as debris flows derived from the Cinco Villas Paleozoic series in the northern margin of this basin. Mathey et al. (1999) indicate that the Central Depression sediments derived from the NMU in the southern margin, as evidenced by the sedimentation of fragments of supposed metamorphic Mesozoic limestones within basal breccias, assuming that the Leitza fault was active during sedimentation (Ewert, 1964, Mathey et al, 1999, Peybernès et al, 2003, Bodego et al, 2015). In our study, we did not observe marble clasts in these breccias. Planktonic foraminifers found in the conglomerate matrix indicate that deposition time ranges from the Early Turonian to the Late Turonian-Early Coniacian (Mathey et al, 1999). The Central Depression corresponds to post-rift sediments that directly overlay the ante-rift sediments and the basement of the Cinco Villas massif (Figure III-3). Indeed, the debris flow localised at the base of the Central Depression shows several fragments of Variscan basement and ante-rift sediments in a few places (Figure III-4). On the northern edge of the Central Depression we recognized clasts of the Cretaceous limestone overlying the Cinco Villas massif that locally corresponds to the basement of the Central Depression near Zubieta (Figures III-3 and 4b). In the western part of the Central Depression, clasts of Triassic sandstone and ophites are recognized in the debris flow (Figure III-4a). Locally, on the south edge of the Central Depression, we observed several decimetric clasts of shale originating from the basement inserted in the sediments (Figure III-4c). The presence of the reworked basement and

ante-rift clasts in the post-rift sediment shows that the Cinco Villas massif corresponds to a submarine relief during the extensional event. The structure of the basin resulting from the rifting event can still be recognized after its inversion and corresponds to three mains zones in the study area: i) the Cinco Villas zone probably corresponds to the lateral extension of the Axial Zone formerly in a rift shoulder setting; ii) the Central Depression zone is an intermediate domain were the products of erosion of the rift flanks were resedimented; iii) The NMU corresponds to the zone of maximum subsidence where the Albian syn-rift sediments were deposited and to the central part of the rift. We now investigate the structures associated to the deformation affecting these three main zones inverted during the collision.

The eastern part of the NMU is bounded by abundant and massive ophites along the Pamplona fault (Figures III-2 and III-3), a regionally recognized paleogeographic discontinuity striking NE-SW that is interpreted as a deep crustal fault (Capote, 1983; Feuillée and Rat, 1971; Rat, 1988; Martinez-Torez, 1989, Turner, 1996, Larrasoana et al., 2003).

The NMU and surrounding massifs contain many occurrences of magmatic rocks, in particular voluminous ophite bodies, emplaced during the Atlantic rifting. The Upper Triassic series (Keuper) were intruded by sills or laccoliths of sub-volcanic basalts (Walgenwitz, 1977) during the late Triassic-early Jurassic (Curnelle, 1983). This age obtained in NMU was confirmed by radiochronology: 193± 5 Ma with K-Ar on whole rock (Walgenwitz, 1977), 195Ma ± 8 Ma et 197 ± 7 Ma with K-Ar on plagioclase (Montigny et al., 1982) and 198,7 Ma ± 2,1 Ma with U/Pb on zircon (Rossi et al., 2003).

The NMU is bounded to the north by the Leitza Fault that crops out along about fifty kilometres from Elizondo to the east, to Tolosa to the west (Figure III-2). Lherzolites, large ophitic bodies and basement shreds crop out along the Leitza Fault (Mendia and Ibarguchi, 1991; DeFelipe et al., 2017). This fault, which separates the northern part of the NMU, affected by HT-LP metamorphism and isoclinal folds, from the less deformed Upper Cretaceous flysch syncline (Central Depression) is usually described as a lateral equivalent of the North Pyrenean Fault (Boillot et al, 1973; Choukroune, 1976; Rat et al, 1983; Floquet and Mathey, 1984; Rat, 1988; Martinez Torres, 1989; Mendia and Ibarguchi, 1991; Combes et al., 1998; Mathey et al., 1999; Peybernès et al., 2003 ; Larrasoana et al., 2003).

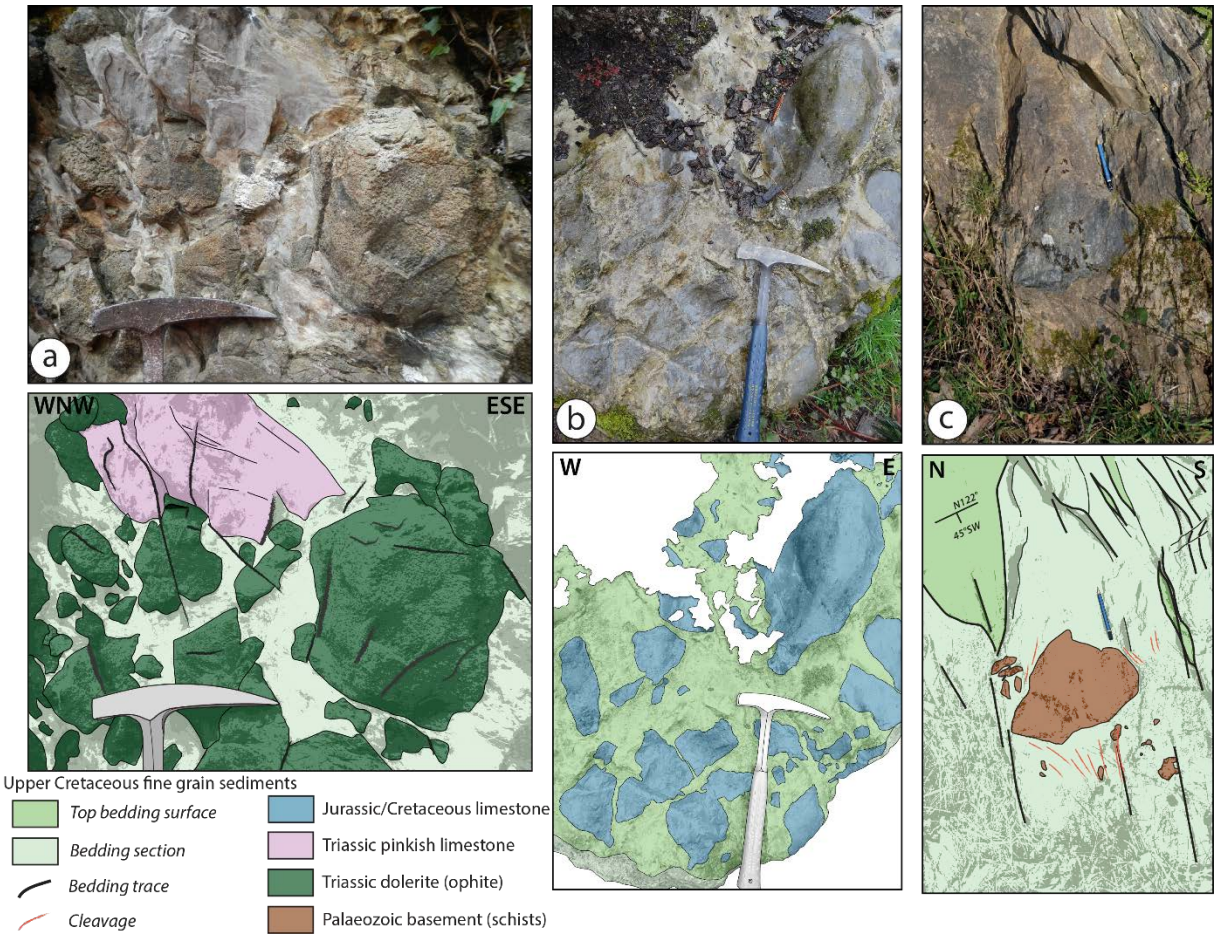


Figure III-4: Field Photographs and interpretation of the clasts composition of the Central Depression sediments. a) Debris flow composed with Triassic limestone and ophite clasts localised in the central part of Central Depression (43°5'28.56"N; 1°47'10.24"W). b) Debris flow composed with non-metamorphic Jurassic and Cretaceous limestone clasts localised in the central part of Central Depression (43°7'3.612"N; 1°44'9.229"W) c) Calcareous flysch with Paleozoic basement clasts draped by the S2 cleavage localised in the southern part of Central Depression (43°5'23.28"N; 1°49'57.56"W).

### *III.1.3.3 Metamorphism in the Nappe des Marbres Unit*

The NMU is affected by a HT-LP metamorphism, extending from Elizondo to Leitza, within an E-W-striking narrow stripe that is few km wide. This metamorphic zone sharply ends to the north along the Leitza Fault. This metamorphism is poorly constrained and was first described by Lamare (1936) who distinguished two types of metamorphism: i) an Upper Triassic contact metamorphism related to the intrusion of ophitic bodies and ii) a second regional metamorphism affecting Jurassic and Cretaceous ante- to syn-rift sediments spatially distributed in several zones affected by different metamorphic intensities. This second metamorphic event was firstly correlated with an Ante-Cenomanian orogenic phase admitted in the whole NPZ (Ravier, 1959) and associated with many crustal faults such as the Leitza Fault (Lamare, 1936). Available P-T estimates indicate temperatures not exceeding 500°C and pressures around 3-5 kbars (Mendia, 1987; Mendia and Ibarguchi, 1991; Martinez-Torrez, 1989).

Metamorphic recrystallizations affected both the pre and syn-rift sediments. Keuper deposits and associated ophites show pyroxene uralitization, plagioclase albitization and scapolite crystallization (Walgenvitz, 1977). Jurassic and lower Cretaceous limestones are transformed into marbles containing scapolites (Lamare, 1936) and Albian shales have been hardened. The Upper Cretaceous sediments in the Central Depression were not or only slightly affected by this HT-LP metamorphism (Martinez-Torrez, 1989).

The distribution of temperatures within the NMU appears rather heterogeneous as exemplified on the map of the ante-Cenomanian metamorphism distribution (Martinez-Torrez, 1989). On this map, the metamorphic grade decreases southward away from the Leitza Fault with the successive development of three metamorphic isograds (biotite, muscovite and chlorite). Montigny et al., (1986) yielded two discordant ages of 93±3 Ma and 81±3 Ma with $^{40}K$-$^{40}Ar$ on micas from metasediments, corresponding to the Late Cenomanian-Early Turonian and Late Santonian-early Campanian, respectively. In addition, Albarède and Michard-Vitrac (1978) obtained two ages of 101±16 Ma with $^{87}Rb$-$^{87}Sr$ and 85±2 Ma with $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ on phlogopites from metasediments, i.e Late Albian-Early Cenomanian and Early Campanian. Ages of the HT-LP metamorphic event are bracketed in the NMU between 81±3 and 101±16 Ma. Those ages are slightly younger than the oneselsewhere in the IMZ (Albarède and Michard-Vitrac, 1978a; Albarède and Michard-Vitrac, 1978b; Montigny et al., 1986; Golberg and Maluski, 1988; Bandet Y. and Gourinard Y. in Thiébaut et al., 1988; Clerc et al., 2015).

### III.1.4 Structure of the NMU and adjacent areas: evidences for a complex geometry and several deformation phases

#### *III.1.4.1 Regional-scale structure of the Nappe des Marbres Unit*

A structural map of the NMU (Figure III-5) shows a compilation of structural data collected on the field from published studies and from this present work (Figure III-4) and illustrate first-order folded structures affecting the NMU. This unit is characterized by large folds with axes striking E-W in average but in details, those axes are curved and the folds are non-cylindrical (Figure III-5). The bedding ($S_0$) planes show a rather homogeneous E-W strike (Figures III-3 and III-5) and poles of bedding planes represented in the $S_0$ stereogram (Figure III-5) confirm this orientation with variable dips.

The Upper Triassic sediments (Keuper) are generally located in the core of anticlines in the central part of the NMU. An anticlinorium formed by Upper Triassic and Jurassic sediments and located in the central of the NMU show a complex geometry with variable shortening rates along strike and locally oblique or even perpendicular axes, which is probably linked to associated underlying Keuper salt domes, some of which largely croup out in the basin (e.g Lekumberri diapir) (red circle in Figure III-5). The presence of diapirs that crosscut post-rift sediments indicates an important salt tectonics and a probable occurrence of a thick layer of evaporites at the base of the NMU that can play an important role during the basin sedimentation, the extension and the compression. Moreover, this evaporitic layer also played a first-order role during the acquisition of the initial basin geometry. Furthermore, important volumes of ophites are associated with this evaporitic layer, especially within diapirs at the eastern edge of the Alduides Massif (Figure III-3 and 5). The occurrence of pre-Albian folds has been emphasized by Martinez-Torres (1989), with NNW-SSE axes, as suggested by cartographic contours (Figure III-5). These early folds, probably linked to salt tectonics, may explain the numerous pre-Albian lateral facies and thickness variations as well as unconformities which are visible on the geological map (Figures III-3 and III-5).

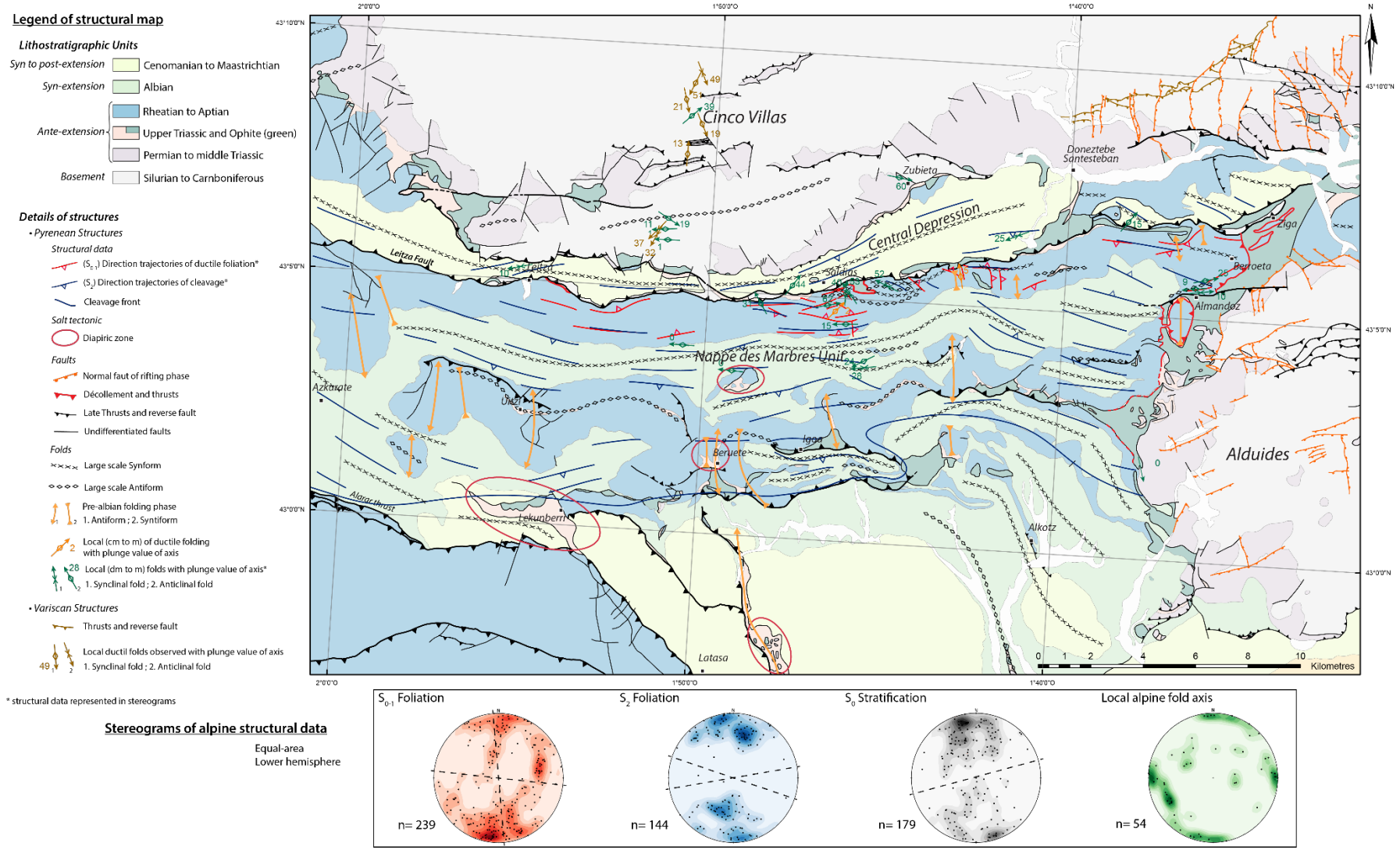


*Figure III-5: Structural map of the study area showing our structural data and data from Martinez-Torrez, 1989. Red and blue stereograms illustrate the dips and strikes of $S_{0-1}$ and $S_2$ foliation planes. The black stereogram illustrates the attitude of dip and strike of $S_0$ bedding planes. The black dash line represents the average $S_0$ bedding plane. The green stereogram illustrates the strike and plunge of "alpine" fold axes.*

### *III.1.4.2 Description of superposed deformations in the NMU and adjacent domains*

*Ductile deformation $S_{0-1}$*

Two generations of foliation planes have been observed within the NMU that may correspond to different episods of deformation. The first ductile foliation planes ($S_{0-1}$) have been acquired during a ductile deformational event, and are mainly observed at the vicinity of the Leitza Fault. They are only observed within the Jurassic to Lower Cretaceous carbonate sediments of the NMU affected by the high thermal metamorphic event (see red foliations in Figures III-3 and III-5). At map-scale, $S_{0-1}$ planes show rapid direction and dip changes as illustrated on the red stereogram showing dispersed poles of foliations (see red stereogram on the Figure III-5). The strikes of these $S_{0-1}$ planes are oblique to the large folded structure and to the Leitza Fault trace. These ductile foliation planes are most often parallel to the original bedding (Figure III-6).

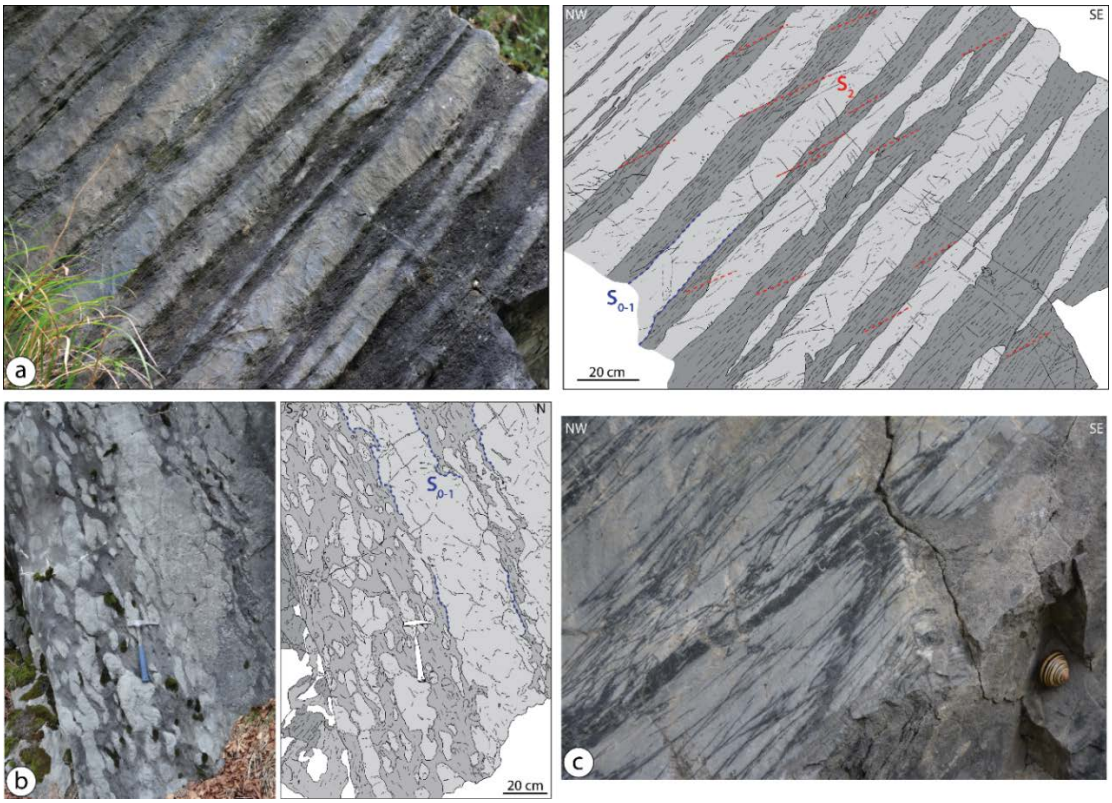


*Figure III-6: Field photographs and interpretations of geological structures developed during an extensional ductile deformation within the NMU. a) Alternation of middle Jurassic limestones and marls metamorphosed and boudinaged during the extensional event. S1 is parallel to S0 thus the main foliation plane is called S0-1. This S0-1 plane is cross-cut by an understated S2 foliation during the compressional event (43°4'32.995"N; 1°46'26.317"W). b) Alternation of limestone and breccia affected by ductile deformation (43°4'19.747"N; 1°47'38.515"W). c) S0 bedding planes completely transposed by an S1 foliation during an extensional ductile event (43°4'28.596"N; 1°46'18.821"W).*

In the field, $S_0$ and $S_1$ are often impossible to discriminate. This ductile deformation is more intense and marked near Saldias (see location on Figure III-5) and tends to decrease eastward and westward. Near Leitza, $S_{0\text{-}1}$ foliations are barely represented, only the bedding is observed. Stretching lineations are rarely observed on the field and are thus not represented on the structural map.

Beside intense folding and ductile foliation development, marbles show evidences of boudinage. Middle Jurassic carbonates and marls alternations display boudinaged beds and local pinch-and-swell structures (Figure III-6a). Locally, an oblique cleavage ($S_2$) intersects the $S_{0\text{-}1}$ foliation planes (Figure III-6a). Bed to bed shearing marked by the displacement of calcite veins has also been observed. A Lower Cretaceous carbonate breccia layer intercalated with limestones entirely metamorphosed, shows evidences of this first stage of deformation. Lobate clasts are ductily deformed and stretched parallel to the regional foliation in thick bed of carbonates nearby (Figure III-6b). In Oxfordian to Tithonian marbles, the $S_0$ bedding may be completely transposed by the $S_1$ foliation (Figure III-6c). In few places, centimetre- to decimetre-scale ductile folds affect $S_0$ bedding planes. The hinge of these folds is oriented in a NE-SW direction with a very shallow plunge to the NE (orange fold axis on Figure III-5). This ductile foliations indicating an intense ductile deformation occur exclusively in ante-rift sediments and are only localised at the base of the NMU.

*$S_2$ cleavage, axial plane of folds*

The second deformational event is characterized by the development of numerous E-W striking folds, with $S_2$ axial plane slaty cleavages which are clearly associated with a N-S horizontal shortening. $S_2$ is particularly well expressed in the post-rift sediments of the Central Depression and in the Albian “black Flysch” syn-rift sediments in the central part of the major synclinal fold of the NMU where it is steeply dipping (see blue stereogram on the Figure III-5). In the NMU, the $S_2$ development progressively decreases toward the south and this $S_2$ tend to completely disappear south of Lekumberri (Figure III-5).

In the Central Depression, post-rift sediments are only affected by the $S_2$ foliation and by E-W striking folds that display different wavelengths from metric-scale to basin-scale (Figure III-7). The eastern part of the Central Depression is 3-4 km wide and sligthy overthrusts the Cinco Villas Massif or locally simply rests unconformably on the basement. In this eastern part, the sediments of the Central Depression are folded by numerous decametric gentle folds

with $S_2$ axial plane (Figure III-7a). The western and central parts of the Central Depression are only 1-2 km wide and are overthrust by the Cinco Villas Massif. In this domain, numerous decametric acute folds with vertical axial planes parallel to the $S_2$ cleavage are mostly expressed in marly intercalations (Figure III-7b). Many competent layers are affected by boudinage with the development and the slight rotation of calcitic veins in boudin necks (Figure III-7c). Near the Leitza fault, decimetre-thick competent layers within the calcareous flysch of the Central Depression show many late top-to the north senses of shear. At the Central Depression scale the $S_2$ cleavage is moderately to steeply dipping to the south, indicating a large synclinal fold overturned to the north. In the eastern part of the studied area, near Ziga, the axis of folds associated with $S_2$ cleavage in post-rift sediments are oblique to the direction the Leitza fault.

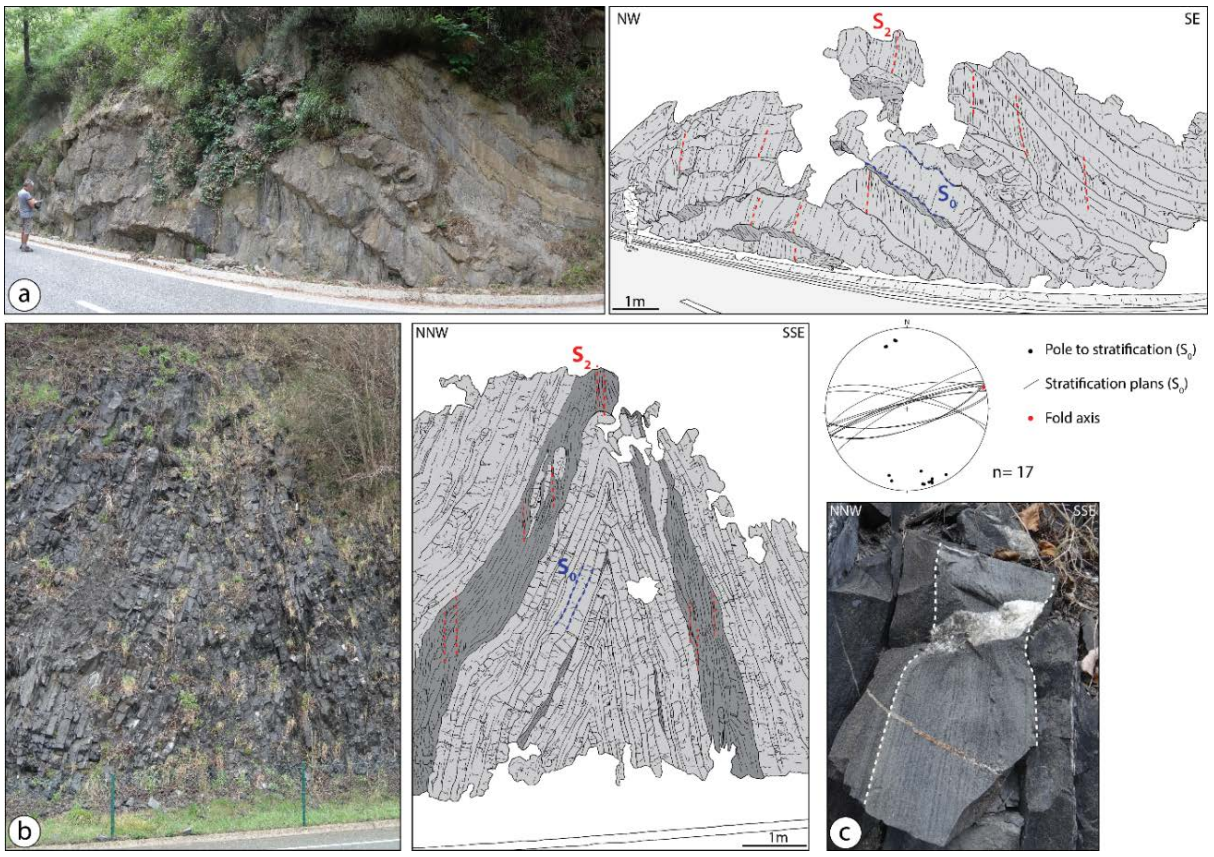


*Figure III-7: Field photographs and interpretations of compressional structures observed within the Central Depression. a) A gentle anticlinal fold with an axis gently plunging to the E and the coeval development of a pronounced S2 foliation, axial plane of the fold, located in the eastern part of the Central Depression (43°5'12.102"N; 1°47'54.823"W). b) An angular anticlinal upright fold in the western part of the Central Depression. S2 is slightly developped in marly layers. The stereogram represents structural data of this fold (43°5'14.885"N; 1°55'25.781"W). c) Zoom on a calcareous layer of the previous fold (fig b) that was boudinaged with coeval development and slight rotation of a calcitic vein in the boudin neck.*

The $S_2$ slaty cleavage is widely observed in the syn-rift Albian "black flysch" sediments and is axial plane of large synclinal folds in the western and central parts of the NMU. Locally, the "black flysch" also shows centimetric to decametric E-W striking folds with low to moderate plunge to the west (Figure III-5). These folds also affect ante-rift Jurassic to Lower Cretaceous sediments to the north, whereas $S_2$ cleavage is weak or even absent. Toward the south, the $S_2$ cleavage intensity progressively decreases. This cleavage is completely absent to the south of Beruete and only large folds are observed near Alkotz (see locations of Figure III-3) with a NW-SE orientation (Figure III-5).

In the western and central parts of the NMU, $S_2$ cleavages and associated folds are parallel to the Leitza fault. However, in the eastern part of the NMU near Almandoz, $S_2$ and associated folds are completely oblique to the contact with the Alduides Massif. Furthermore, both structures are also slightly oblique on the Leitza fault (Figure III-5). $S_2$ cleavage is probably associated to smooth compressional deformations that affected the NMU, and consequently affect mostly the flysch series. The ante-rift sediments are only affected by $S_2$ cleavage in few places, as for example, at the vicinity of the Leitza Fault, where a discrete $S_2$ cleavage intersects a $S_{0\text{-}1}$ foliation (Figure III-6a). Except for this outcrop, $S_2$ cleavage does not seem to affect the Jurassic and Cretaceous marbles located at the base of the NMU.

*Local folding without $S_2$ axial plane, located close to the Leitza Fault*

The $S_2$ cleavage is generally associated with large E-W striking folds. However local folds affected the NMU and are not associated to any cleavage. These folds affect mainly the $S_{0\text{-}1}$ foliation in Jurassic and Cretaceous ante-rift sediments and display axes which are oblique to the large E-W striking folds and associated $S_2$ cleavage. These folds are predominantly localised along the Leitza fault. Near Saldias, a different structural pattern is observed with the occurrence of metric conical open folds with moderately to steeply-plunging axes (Figure III-8a) which are sub-orthogonal to the main large folds and structures (see green fold axes on the Figure III-5). $S_{0\text{-}1}$ is clearly refolded and constitutes the limb of this conical fold (Figure III-8b) whose axis direction are highlighted by intersection of $S_{0\text{-}1}$ planes in stereogram (Figure III-8a). At the vicinity of the Leitza Fault, some metric folds with NW-SE to N-S striking axes are localised mainly in Jurassic marbles in a domain where $S_2$ is not expressed (Figure III-8b). In this area, $S_{0\text{-}1}$ also corresponds to a limb of these conical folds and has been acquired dring an intense ductile deformational event (Figure III-8d). Fold axes and limbs are represented in stereograms and fold axes show a moderate plunge to the NW (Figure III-8c). These structures

show clearly that the $S_{0\text{-}1}$ was refolded during a moderate compressional event without coeval cleavage development. Folds with similar axes direction are observed in the Central Depression closed to the Leitza Fault. In the northeast part of the study area, calcareous flyschs are affected by folds with NE-SW trending axes that are completely oblique to the large E-W striking syncline that forms the NMU (Figure III-5). These NW-SE striking folds are only expressed close to Leitza Fault. This suggests that a narrow longitudinal deformation zone occured along the Leitza Fault that affected both the NMU and the Central Depression.

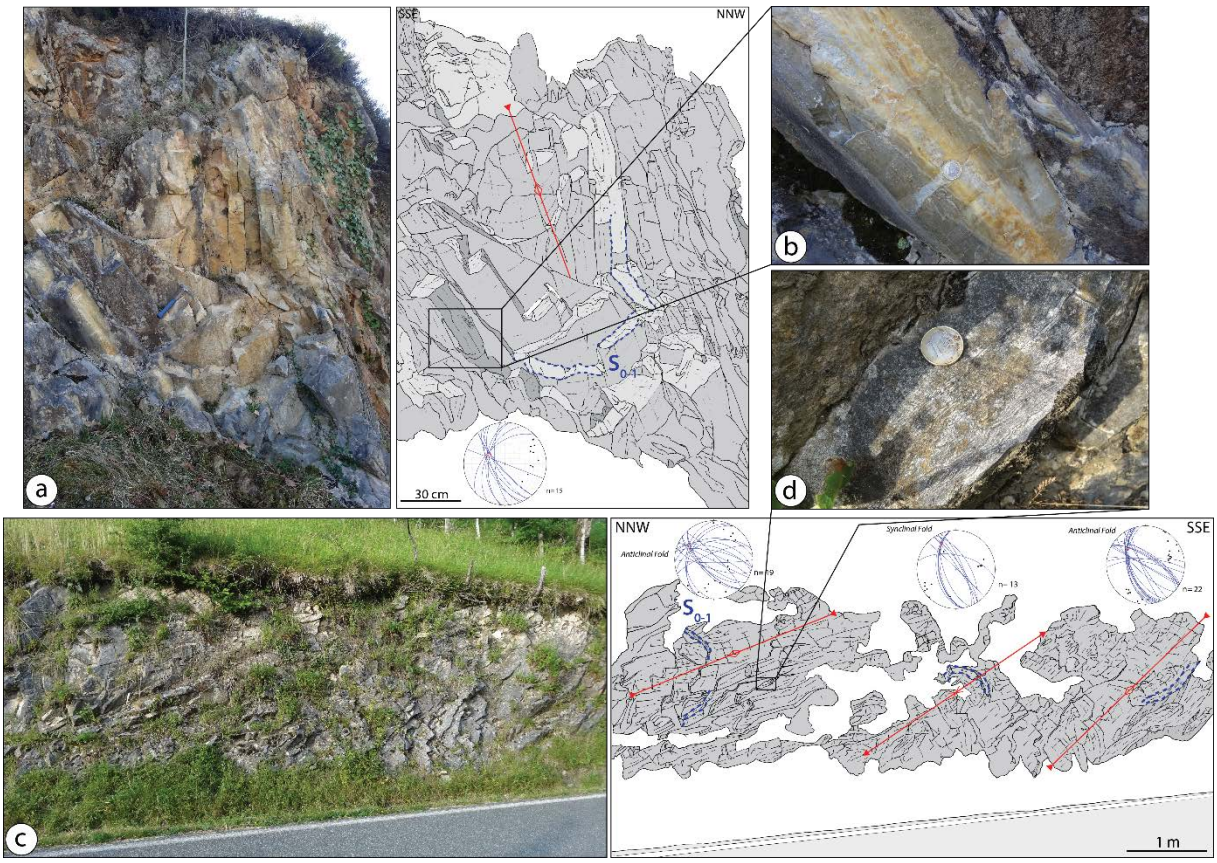


*Figure III-8: Field photographs and interpretations of compressional structures observed within the NMU. a) A conical fold with a NW steeply plunging axis (43°5'22.661"N; 1°45'29.394"W). b) $S_{0\text{-}1}$ ductile foliation in fold limb marked by the colour difference in a grey marble layer with local drag folds. c) Sequence of three conical folds (two antiforms and one synform) with structural data for each fold (in blue: traces of $S_{0\text{-}1}$ planes, in red: fold axes). Folds axes are moderately plunging to the NW (43°5'7.638"N; 1°46'27.415"W). d) $S_{0\text{-}1}$ ductile foliation in fold limb marked an intense deformation with transposition and shears.*

In the oriental part of the NMU near Almandoz, close to the Alduides Massif and large ophitic laccoliths, decametric folds are also observed (Figure III-5). The Almandoz quarry exhibits decametric folds with E-W to ENE-WSW striking axes, corresponding to open disharmonic non-cylindrical folds with gently plunging fold axes (Figure III-9). As for the NW-SE striking folds, these disharmonic folds affect the $S_{0\text{-}1}$ foliations without the coeval development of cleavage or foliation. These folds are located at the vicinity of to the reverse fault whith the same stikes. This reverse fault marks the contact between folded Jurassic marbles and the large ophitic laccoliths (Figure III-5). The orientation of such folds involves a more intense N-S horizontal shortening during a compressional event, preferentially localised in this eastern part of the NMU.

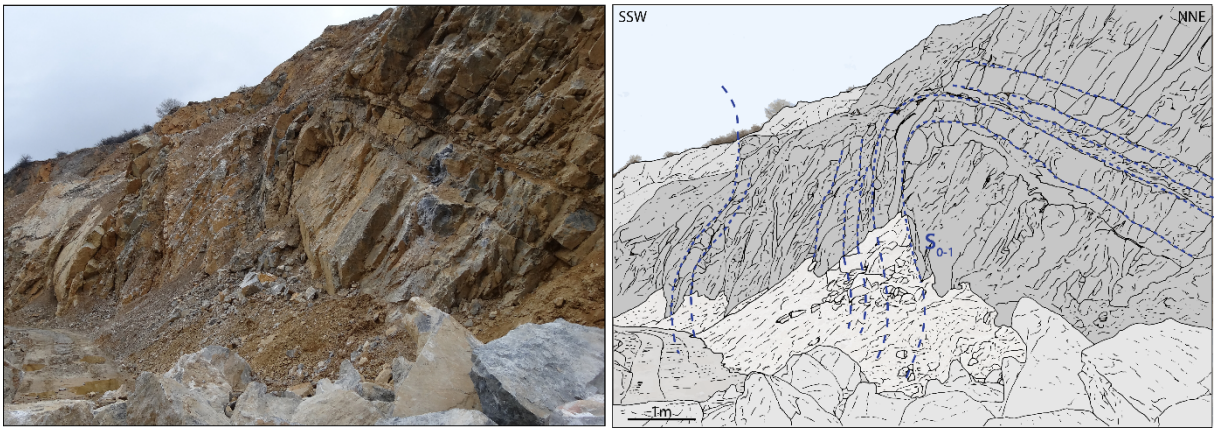


*Figure III-9: Field photograph and interpretation of E-W decametric open disharmonic folds within the Almandoz quarry, close to an ophitic laccolite. This area is marked by an intense compressional deformation (43°5'43.865"N; 1°36'22.979"W).*

### *III.1.4.3 Evidences of Pyrenean compressional events in the Variscan Basement*

The Variscan basement shows evidences of post-Lower Triassic compressional deformations, particularly within the Cinco Villas Massif. The southern part of this Massif is affected by a large anticline with an E-W striking axis, with the same wavelength as in the NMU and in the Central Depression (Figure III-5), where similar folds are attributed to the main Pyrenean compressional event. This antiformal structure is highlighted by folded Lower Triassic sediments that are vertical within the Cinco Villas Massif and moderately dipping (35-45°) to the south, along the southern edge of the Massif. These sediments encapsulate the periclinal axial plunge of this large-scale fold in the west (Figure III-5).

Several Variscan deformation phases affect the Cinco Villas Massif, a first folding phase (Dv1) is characterized by NNE-SSE to N-S striking recumbent isoclinal folds associated with an axial plane foliation $Sv_1$ parallel to the bedding (brown fold axes in Figure III-5 and Figure III-10a). The associated stretching lineations trend N-S and are associated with top-to-the north shear indicators. A second deformation phase (Dv2) is associated with the development of similar folds striking NE-SW which are associated with a sub-vertical crenulation cleavage $Sv_2$. The third deformation phase (Dv3) is characterised by rare kink bands and centimetre-scale angular folds (e.g. Richter 1965; Krausse, 1973, Juch and Schauffer, 1974; Heuschmidt, 1977; Campos, 1979; Martinez-Torres et al., 1984). Deformation of the basement in the Cinco Villas Massif evolves southward, with the occurrence of ENE-WSW to E-W symmetric zigzag folds (Figure III-10b) and conjugate kink bands superimposed on the Variscan recumbent isoclinal folds of Dv1. These folds are located in the antiform highlighted by the Lower Triassic red beds and display compatible direction with folds and thrusts orientations observed within the Central Depression and the NMU. Hence, these large folds that involve unconformable Triassic sediments and local zigzag folds could be attributed to a Pyrenean compressional event.

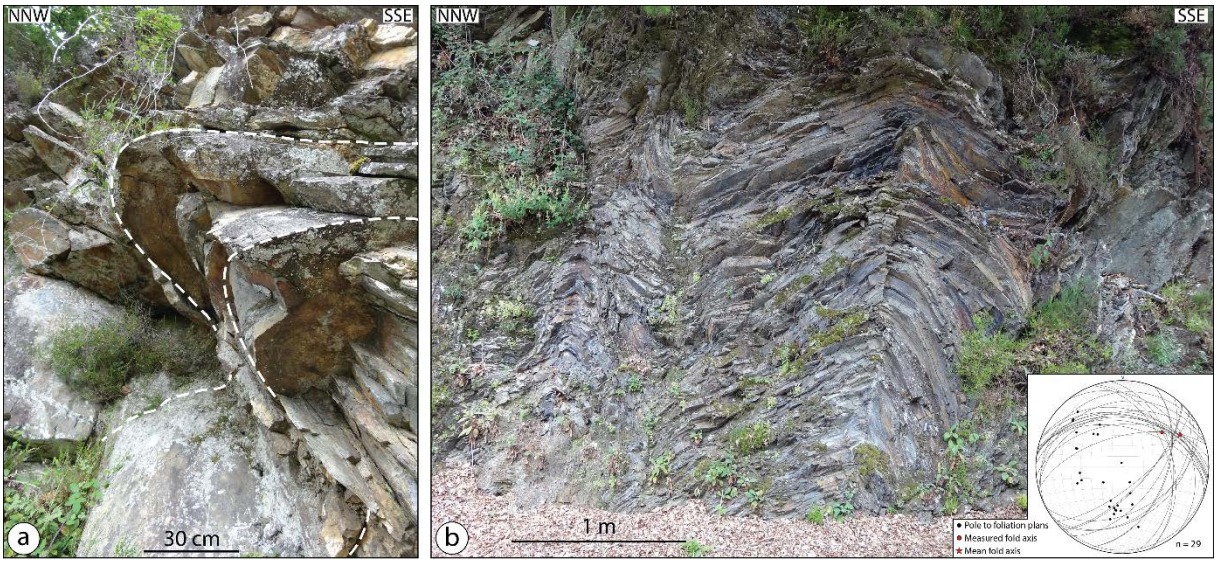


*Figure III-10 : Field photographs illustrating some structures recognized in the Cinco Villas Massif. a) N-S to NNE-SSW Variscan isoclinal folds affecting $Sv_1$ planes parallel to $Sv_0$ with the developpement of a $Sv_2$ axial plane (43°9'6.84"N; 1°51'1.08"W). b) ENE-WSW to E-W symetric zigzag folds attributed to Pyrenean compressional event and stereogram representing the attitude of $Sv_1$ foliation planes and of the orientation of the fold axis (43°8'37.381"N; 1°50'58.138"W).*

### *III.1.4.4 Fault distribution within the study area*

Several generations of faults have been recognized in the study area (Figure III-5). The first fault set (brown in Figure III-5) corresponds to Variscan faults affecting the basement. These faults are mainly top-to-the north reverse faults and thrusts that were active during Variscan orogeny and which do not affect the Mesozoic sedimentary cover. Most of these faults are localised in the eastern part of Cinco Villas and do not affect the lower Triassic sediments. However these Variscan faults may have been partly reactivated during the Pyrenean compressional event.

The second fault set (orange in Figure III-5) consists of normal faults affecting mostly the Variscan basement and its unconformable Lower Triassic sedimentary cover. Several extensional events are recorded during the Triassic, Jurassic and Cretaceous, before the major Pyrenean compression. In the Cinco Villas Massif, most of these faults strike N-S, delimiting tilted blocks to the east and cross-cutting the Variscan thrusts, while the Alduides Massif is affected by ENE-WSW to E-W striking normal faults.

In the eastern part of the NMU and in particular to the south of Almandoz (Figure III-5), a huge zone of a massive breccia occur at the base of the Lower Jurassic series (Figure III-11a), close to the contact with the Upper Triassic sediments mainly composed by versicolor clays. Clasts in the breccia are polygenic and show variable sizes comprised between few millimeters to meters (Figure III-11). Alternations of differentclasts has been observed with layers containing versicolor clasts (red, yellow, purple) of different sizes and more massive layers with grey carbonates clasts (Figure III-11b). This breccia displays the aspect of a "tectonic mélange" with Upper Triassic and Lower Jurassic sedimentary clasts and without clear internal organization. In detail, the breccia shows clasts of different geometries with angular shapes, with sharp to or more rounded shapes. These clasts are contained in a very fine-grained matrix that laterally evolves in recrystallized zones (Figure III-11c). Numerous clasts show an internal layering that probably corresponds to a $S_{0\text{-}1}$ foliation. Such morphologic features allow us to interpret this breccia as a tectonic breccia localized at the base of the Lower Jurassic series, suggesting a decollement level. This breccia is located near Almandoz in the northern and in the eastern termination of the NMU, suggesting a décollement level. This décollement corresponds to a third fault set, represented as red lines on the structural map (Figure III-5).

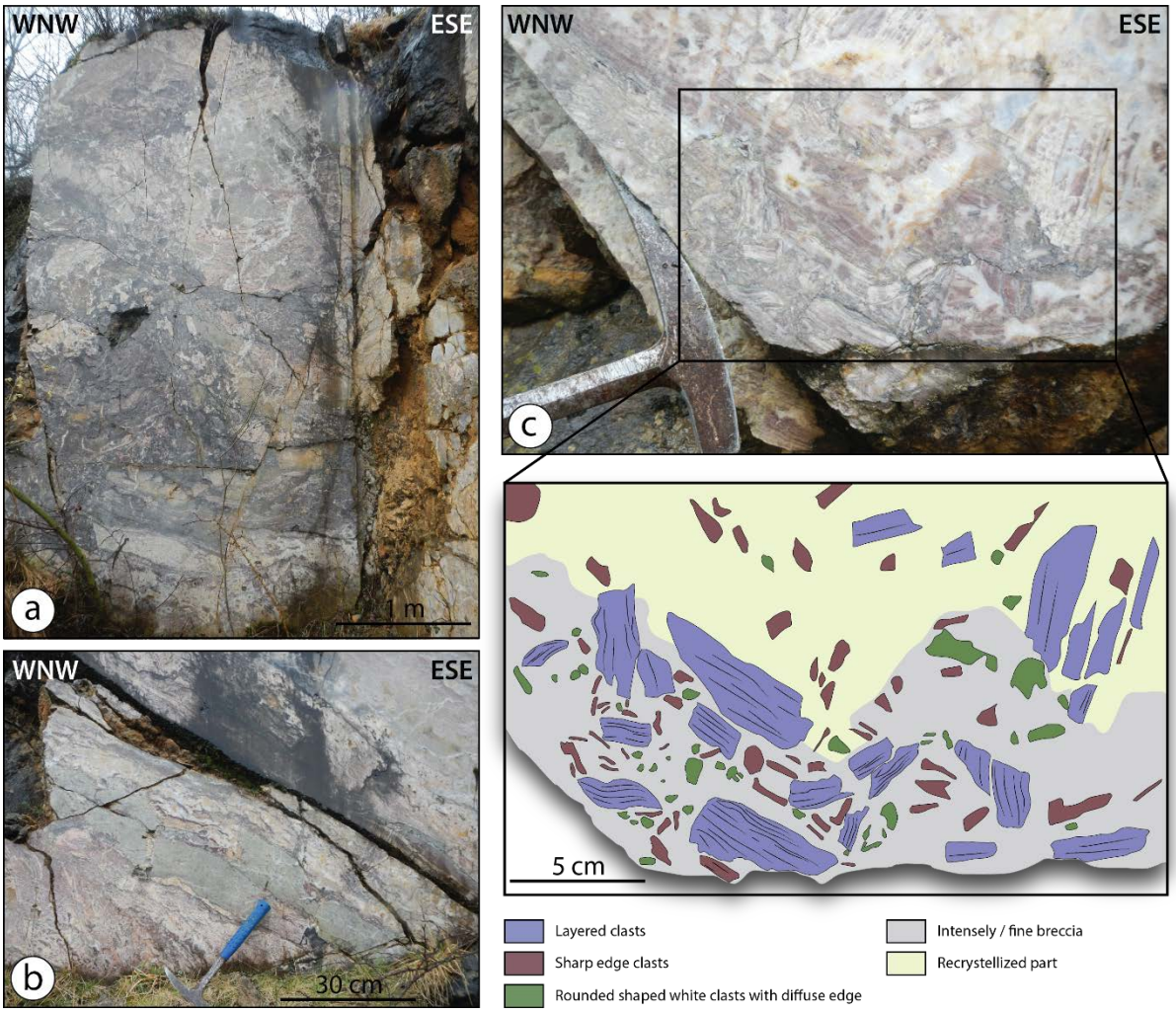


Figure III-11: Field photograph and interpretation of the tectonic breccia located at the base of the eastern part of NMU in the Jurassic marble. a) View on the part of breccia in the abandoned carry that exposed Lower Jurassic formation (43°5'7.83"N; 1°37'0.22"W). b) Detail of the breccia that show an alternation of versicolor clasts layer and a more massive layer composed of grey carbonates (43°5'7.83"N; 1°37'0.03"W). c) Detail of the breccia that show detail of the different clast and the cement. (43°5'7.91"N; 1°37'0.54"W).

This tectonic breccia widely affects the Upper Triassic and the lower part of Lower Jurassic sediments, suggesting a décollement level. This décollement corresponds to a third fault set, localized to the base of Lower Jurassic and represented as red lines in the structural map (Figure III-5).

The fourth fault set, which is the most represented on the map, was probably developed during the main compressional episod of the Pyrenean orogeny and corresponds to reverse faults and thrusts (represented in black on Figure III-5). These faults strike usually E-W and are parallel to the axes of the large folds and to the regional $S_2$ foliations. The largest thrusts, such as the Alarar thrust (Figure III-3), which is a major reverse fault with top-to-the north kinematics, are found in the southern part of the NMU (Figures III-3 and III-5). Other thrusts

are present in the central part of the NMU, associated with anticlines cored by Jurassic and Triassic evaporitic deposits. The rigid behaviour of ophite bodies, sedimentary packages adjacent to diapirs and salt walls may also favoured the localisation of the deformation. The Variscan basement is also affected by such reverse faults that intersect the first and second fault sets. This is clearly expressed in the southeastern part of the Cinco Villas Massif. In this area, the unconformable Lower Triassic reddish sandstones and shales are pinched within inverted grabens limited by top-to the south reverse faults. In the Alduides Massif, such reverse faults and thrusts are less frequent and fault displacements are not significant. It is often difficult to attribute these faults to an identified deformational phase but they relate to a post-triassic compression and are thus probably Pyrenean in age.

The Leitza fault is the major structure between the Central Depression and the NMU (Figure III-5). It separates the NMU affected by a $S_{0\text{-}1}$ ductile foliation, intense folding, locally by $S_2$ cleavage and HT-LP metamorphism, from the Central Depression affected only by a folding associated to $S_2$ cleavage and made of non-metamorphic sediments. This fault intersects the third fault set and numerous ophites, Upper Triassic sediments and basement lenses (Figure III-5). The Leitza Fault is never directly observable on the field but it is probably subvertical or steeply dipping toward the north. This steeply dipping fault displays variable dip attitudelaterally from north-dipping to south-dipping (Martinez-Torres, 1989). In the eastzern part of NMU, one additional reverse fault with top-to-the north kinematics also intersects the décollement plane. This subvertical fault crosscuts the ophitic laccolith, the ante-rift sediments and the Alduides basement. It allows the ophitic laccolith to overthrust the Jurassic sediments, coevally with the development of the intense folding observed in Almandoz quarry, as previously described. This fault set has been developped during a late-deformational event, because they intersect the whole structures of the NMU and the surrounding units.

### *III.1.4.5 Structural position of the Nappe des Marbres Unit and relationships with the Central Depression and the Basement*

Based on the structural study detailed above, we can propose three N-S geological cross-sections in the NMU area (Figure III-12, see locations of the cross sections on Figure III-3). The NMU shows an alternation of large folds and the presence of an important Upper Triassic evaporitic layer (Figures III-5 and III-12). All of these cross-sections show the décollement plane within Upper Triassic sediment and at the interface between the Upper Triassic and the Lower Jurassic sediments previously described. The fourth fault set, represented in black, intersects all earlier structures and the basement (Figure III-12). These faults affect the basement, the décollement plane accommodates the deformation and the displacement of the NMU. The Leitza Fault is the major structure, commonly described as a vertical crustal fault (Choukroune, 1976; Martinez-Torres, 1989; Peybernès et al., 2003), however the vertical relative displacement between the Cinco Villas block and the NMU is limited to several hundreds of meters to a kilometer. The steeply-dipping to the north attitude of the Leitza fault attests that this fault present a transpressional component which is probably responsible of the presence of lenses of basement, ophites and Upper Triassic and of NW-SE striking local folds localised close to it.

In the western part of the NMU, salt tectonics is well expressed by the large Lekumberri diapir (Figure III-12a). The cross-section (Figure III-12a) illustrates the presence of mini-basins (e.g. Hudec and Jackson, 2006; 2009; Hudec et al., 2009: Callot et al., 2014 and references therein) separated by diapirs. Salt tectonics was still active during the Cenomanian-Maastrichtian as these diapirs intersect the post-rift sediments. The NMU shows large E-W striking folds intersected by late faults, including the Leitza Fault that affects also the basement and the décollement plane (Figure III-12a). The Basement of the Cinco Villas to the north experienced a Pyrenean compressional deformation highlighted by the occurrence of large antiformal structures of Lower Triassic sediments, by the basement locally overthrusting the Central Depression with top-to the south kinematics and by the pinching of vertical Early Triassic red beds in inverted and shortenedhalf-grabens (Figure III-12a, b).

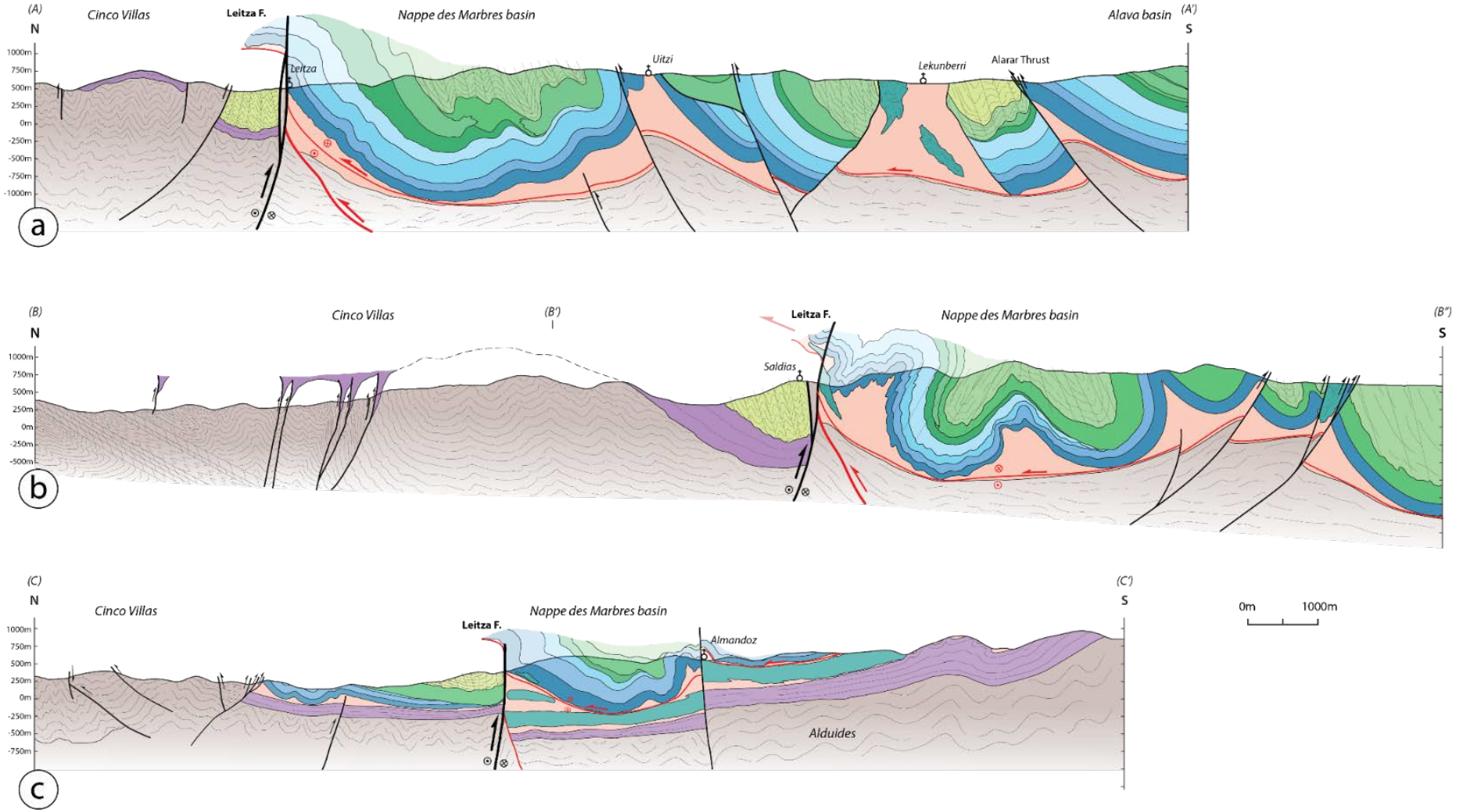


Figure III-12: N-S geological cross-sections through the Nappe des Marbres Unit (NMU) and adjacent areas, from west to east of the study area (see location and legend on the figure 3).

In the central part of the NMU near the Leitza fault, $S_{0\text{-}1}$ and $S_2$ foliations are generally parallel and subvertical to steeply-dipping to the north (Figures III-3, III-5, III-12 and III-13). Approaching the fault, the attitude of $S_{0\text{-}1}$ with respect to $S_2$ foliations shows a reverse dip. $S_0$ in the Central Depression also shows a reverse dip but toward the south. The throw of Leitza Fault is difficult to estimate, but the NMU is clearly structurally higher than the Central Depression (Figure III-13). An early top-to the north overthrusting of the NMU via the décollement plane can be proposed to account for the juxtaposition of Mesozoic marbles to the south with post-rift sediments of the Central Depression to the north of the fault (Figure III-12b).

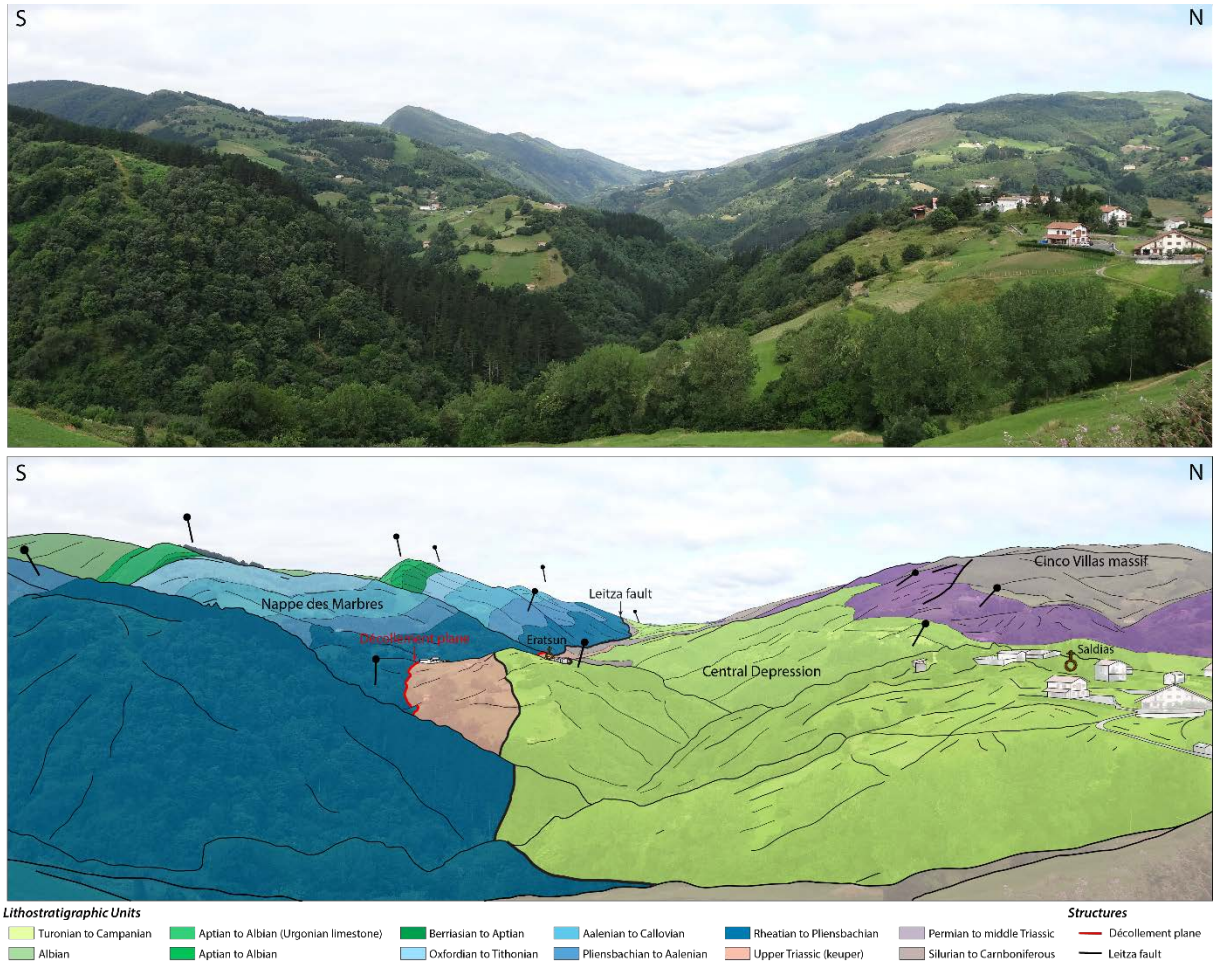


*Figure III-13: Panoramic view showing the contact between the Nappe des Marbres Unit (NMU) and the Central Depression marked by the Leitza Fault. The Nappe de Marbres Basin is overthrusted on the Central Depression. The black dashs illustrate the dip of different geological units*

In the eastern part of the study area, the NMU overthrusts the Alduides Massif. The décollement plane is localised between Lower Jurassic sediments and the ophitic laccolith (Figure III-12c). The basement, large ophitic bodies and the décollement layer are intersected and deformed by the late fault close to Almandoz. To the north of this fault, the NMU is more intensely deformed with decametric folds previously described. This deformation is probably due to the presence of ophitic body during the Pyrenean compression. To the north, the NMU overthrust the non-metamorphic ante-rift sediments and unconformable post-rift sediments of the Central Depression and was deformed and intersected by the Leitza Fault (Figure III-12c).

The NMU appears "allochthonous" over all surrounding units, the Central Depression and the Alduides Massif, justifying the denomination of "Nappe des Marbres" (Lamare, 1936). The distribution of metamorphic assemblages, despite the lack of precise P-T estimations, also suggests (1) a significant relative displacement across the Leitza Fault and (2) a strong temperature gradient within the NMU. In order to quantify this gradient and the metamorphic gap across the Leitza Fault, we have undertaken a comprehensive study of the thermal structure of the NMU.

## III.1.5 New insights on the thermal structure of the NMU with Raman spectroscopy

### *III.1.5.1 Raman spectroscopy of carbonaceous materials: analytical method*

Raman spectroscopy of carbonaceous materials (RSCM, Beyssac et al. 2002a; Lafhid et al. 2010) has been applied on 89 samples in order to characterize the distribution of the recorded maximum temperature ($T_{max}$) in the study area. This analytical method allows characterizing the structural evolution of carbonaceous material (CM), reflecting a transformation from disordered to well-ordered CM during metamorphism (Wopenka and Pasteris, 1993). The irreversible polymerization and reorganization of these materials is reflected in their Raman spectrum by the decreasing width of the graphite G band and gradual disappearance of the defect bands, first D3 and D4, then D1 and D2. The Raman spectrum of well-ordered CM (perfect graphite) contains only the G band. The link between this increasing graphitization and temperature was quantified, leading to a tool to determine peak temperatures attained by metamorphic rocks (Beyssac et al., 2002a). Since graphitization is an irreversible process, the RSCM method gives the peak metamorphic temperatures (Pasteris and Wopenka, 1991; Beyssac et al., 2002a). This is the basis of the RSCM geothermometer, which was calibrated in the range between 330 and 650°C by Beyssac et al. (2002a) and extended to the range between 200 and 320°C by Lahfid et al. (2010). In this study, we applied these two calibrations to estimate paleotemperatures in marbles and pelitic metasedimentary rocks from the Paleozoic to Upper Cretaceous series of the study area (NMU + Central Depression + Variscan basement). Raman analyses were performed using a Renishaw (Wotton-under-Edge, UK) InVIA Reflex microspectrometer at the BRGM in Orléans. Before each session, the spectrometer was calibrated with silicon standard. The light source was a 514 nm Spectra Physics argon laser. The output laser power is around 20mW, but only around 1mW reached the surface sample through the DMLM Leica (Wetzlar, Germany) microscope with a 100µm objective (NAD0.90). Edge filters eliminated the Rayleigh diffusion, and the Raman light was dispersed using a 1800 gmm.1 grating before being analysed by a Peltier-cooled RENCAM CCD detector. Measurements were performed *in situ* on polished thin sections cut normal to the foliation and parallel to the stretching lineation (XZ structural planes), when L1 was visible. To avoid the effect of polishing on the CM structural state, the CM particles analysed were below a transparent adjacent mineral, usually calcite or quartz (Pasteris, 1989; Beyssac et al., 2002b; Scharf et al., 2013). Eleven to eighteen points were measured for each sample with 10 to 15 accumulations of 10 seconds acquisition periods. The measured Raman spectra of the

carbonaceous material were decomposed for all Raman peaks of carbon by using PeakFit (v4.06) software. The entire results are presented in Table III-1 and Figure III-13.

| Samples | Coordinates | | Localisation | Lithology | Expected age | Number of spectra | Number of used spectra | Raman parameter | | RSCM Temperature | | SE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | X | Y | | | | | | Average | SD | Average | SD | |
| *znp127* | -1,719885 | 43,095346 | Urrotz | Black marble | Middle Jurassic | 16 | 13 | 0,16981 | 0,06637 | **563** | 13,10725 | 3,6353 |
| *znp128* | -1,704614 | 43,087575 | Urrotz | Grey marble | Cretaceous (Albian) | 18 | 18 | 0,15484 | 0,0451 | **572** | 20,0693 | 4,73038 |
| *znp130* | -1,679795 | 43,114629 | Oitz | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | - | | - | - | **<200** | - | - |
| *znp132* | -1,70398 | 43,08635 | Oitz | Marly limestone, black marl | Cretaceous (Albian) | 16 | 16 | 0,1412 | 0,06478 | **578** | 28,82497 | 7,20624 |
| *znp134* | -1,711403 | 43,073343 | Beintza-Labaien | Marly limestone, black marl | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,28294 | 0,04972 | **515** | 22,12326 | 5,7122 |
| *znp136* | -1,676699 | 43,089732 | Artze | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,21881373 | 0,04934202 | **544** | 21,9571981 | 5,66932416 |
| *znp142* | -1,899935 | 43,070547 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Aptien-Albien) | 15 | 15 | 0,30237 | 0,07124 | **506** | 31,70139 | 8,18526 |
| *znp147* | -1,953861 | 43,077137 | Leitza | Grey marble | Jurassic (Bajocian) | 12 | 12 | 0,51651 | 0,03576 | **411** | 15,91441 | 4,59409 |
| *znp148* | -1,956174 | 43,070736 | Leitza | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,62028 | 0,04258 | **365** | 18,94896 | 4,8926 |
| *znp151* | -2,006985 | 43,134081 | Berastegi | Grey limestone | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 11 | 10 | 0,62705591 | 0,02535243 | **320** | 19,1943332 | 6,06978111 |
| *znp155* | -2,032922 | 43,093955 | Lizartza | Grey limestone | Middle Jurassic | 15 | 15 | 0,65262 | 0,01355 | **351** | 6,02939 | 1,55678 |
| *znp486* | -1,758502 | 43,091158 | Saldias | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | 16 | - | - | - | **<200** | - | - |
| *znp499* | -1,778183 | 43,086370 | Saldias | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,62657077 | 0,01352016 | **312** | 16,4621408 | 4,25050648 |
| *znp499b* | -1,778183 | 43,086370 | Saldias | Cellular dolomite | Triassic (Keuper) | 15 | 13 | 0,59188829 | 0,0314185 | **275** | 27,0499154 | 7,50229668 |
| *znp506* | -1,779963 | 43,033877 | Igoa | Limestone breccia | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 13 | 0,61918752 | 0,02031171 | **311** | 12,9924475 | 3,60345659 |
| *znp514* | -1,554765 | 43,136587 | Irurita | Grey limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| *znp517* | -1,528330 | 43,108865 | Irurita | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,67191223 | 0,01024363 | **342** | 4,558417 | 1,17697821 |
| *znp523* | -1,610438 | 43,093005 | Almandoz | Dolomite | Triassic (Rhaetian) | 15 | 14 | 0,58583618 | 0,0617714 | **377** | 24,2473995 | 6,4803901 |
| *znp546* | -1,741927 | 43,126340 | Zubieta | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,6239191 | 0,01194202 | **363** | 5,31419868 | 1,3721202 |
| *znp549* | -1,737480 | 43,121708 | Zubieta | Grey brecciated limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| *znp550* | -1,736150 | 43,118355 | Zubieta | Black limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| *znp551* | -1,735897 | 43,117670 | Zubieta | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| *znp558* | -1,782937 | 43,094047 | Saldias | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| *znp570* | -1,776313 | 43,081302 | Saldias | Grey marble | Jurassic (Bathonian to Oxfordian) | 15 | 15 | 0,22452007 | 0,04109903 | **541** | 18,2890678 | 4,722217 |
| *znp572* | -1,773952 | 43,075572 | Saldias | Grey marble | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 15 | 0,17896454 | 0,04473272 | **561** | 19,9060614 | 5,13972296 |
| *znp575* | -1,769397 | 43,073485 | Saldias | Black marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 13 | 0,1706173 | 0,06558613 | **573** | 23,0037229 | 6,38008482 |
| *znp580* | -1,768800 | 43,060873 | Saldias | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,54426034 | 0,03388361 | **399** | 15,0782085 | 3,89317669 |
| *znp587* | -1,759683 | 43,050903 | Igoa | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,66992958 | 0,02494354 | **343** | 11,0998772 | 2,86597597 |
| *znp595* | -1,759995 | 43,050012 | Igoa | Black limestone | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,66182222 | 0,02221501 | **346** | 9,88567858 | 2,55247123 |
| *znp596* | -1,759285 | 43,047938 | Igoa | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,68307299 | 0,02036947 | **337** | 9,06441378 | 2,34042157 |
| *znp598* | -1,755345 | 43,041950 | Igoa | Limestone and marl | Cretaceous (Aptian to Albian) | 10 | 5 | 0,57446483 | 0,05997877 | **314** | 30,6025511 | 13,6858769 |
| *znp600* | -1,757945 | 43,032588 | La Ferreria | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,63777479 | 0,01338404 | **326** | 16,2964107 | 4,20771515 |
| *znp601* | -1,759048 | 43,029593 | La Ferreria | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,61351148 | 0,00731285 | **296** | 8,9041307 | 2,46956152 |
| *znp602* | -1,759464 | 43,017625 | Orokieta | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,5743982 | 0,00782476 | **249** | 9,52743331 | 2,4599727 |
| *znp603* | -1,758772 | 43,022772 | Orokieta | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 14 | 0,58159542 | 0,02172223 | **254** | 22,5477619 | 6,02614285 |
| *znp615* | -1,801903 | 43,081083 | Eratsun | Grey marble | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,29054556 | 0,05180145 | **512** | 23,051644 | 5,95190889 |
| *znp617* | -1,806267 | 43,077758 | Eratsun | Grey marble | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 12 | 0,25803206 | 0,05874709 | **536** | 19,2847133 | 5,5670172 |
| *znp619* | -1,789282 | 43,080417 | Eratsun | Black marble | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 14 | 0,23420901 | 0,04935332 | **540** | 17,8021027 | 4,75781208 |
| *znp625* | -1,793278 | 43,073187 | Eratsun | Black marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 13 | 0,22160256 | 0,07578787 | **533** | 25,1627651 | 6,97889536 |
| *znp626* | -1,794032 | 43,072152 | Eratsun | Grey marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,26106885 | 0,04295204 | **525** | 19,1136558 | 4,93512469 |
| *znp628* | -1,926937 | 43,091822 | Leitza | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 16 | 15 | 0,6461427 | 0,0127725 | **353** | 5,68376443 | 1,46754166 |
| *znp629* | -1,919873 | 43,088820 | Leitza | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | 15 | 15 | 0,59586799 | 0,00978065 | **273** | 9,9068509 | 2,64771727 |
| *znp630* | -1,923787 | 43,087438 | Leitza | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | 15 | 15 | 0,60082702 | 0,00707623 | **281** | 8,61601677 | 2,3896531 |
| *znp632* | -1,918377 | 43,074082 | Leitza | Grey marble | Jurassic (Bathonian to Oxfordian) | 15 | 15 | 0,28581439 | 0,03505687 | **513** | 15,6003061 | 4,02798171 |
| *znp634* | -1,915773 | 43,069963 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Barremian to Valanginian) | 15 | 15 | 0,28376985 | 0,04105666 | **515** | 18,2702118 | 4,71734841 |
| *znp637* | -1,913918 | 43,067438 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,35120951 | 0,04208647 | **485** | 18,728477 | 4,83567197 |
| *znp640* | -1,916047 | 43,071267 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Tithonian to Valanginian) | 17 | 13 | 0,44336601 | 0,08670019 | **461** | 23,4016761 | 6,49045716 |
| *znp641* | -1,900790 | 43,012550 | Lekunberri | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | 15 | 15 | 0,58611716 | 0,01015813 | **263** | 12,3685434 | 3,19354418 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *znp642* | -1,918130 | 43,063898 | Leitza | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,58046728 | 0,05527914 | **383** | 24,5992175 | 6,35149064 |
| *znp647* | -1,919045 | 43,053393 | Uitzi | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,63958464 | 0,01812544 | **356** | 8,06582019 | 2,08258582 |
| *znp649* | -1,916810 | 43,048470 | Uitzi | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,65497164 | 0,01414129 | **350** | 6,29287482 | 1,62481329 |
| *znp650* | -1,917682 | 43,045528 | Uitzi | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,64799301 | 0,04985929 | **353** | 22,1873824 | 5,72875751 |
| *znp653* | -1,923923 | 43,044437 | Uitzi | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,65664837 | 0,05419382 | **349** | 24,1162493 | 6,22678879 |
| *znp656* | -1,914653 | 43,035065 | Uitzi | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,67345439 | 0,01461435 | **341** | 6,50338426 | 1,6791666 |
| *znp658* | -1,910063 | 43,032055 | Uitzi | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 11 | 0,62323137 | 0,02086908 | **298** | 21,3407693 | 6,43448404 |
| *znp661* | -1,906047 | 43,029463 | Uitzi | Grey limestone | Jurassic (Oxfordian to Kimmeridgian) | 15 | 15 | 0,62892901 | 0,00876873 | **315** | 10,6768036 | 2,75673882 |
| *znp665* | -1,905057 | 43,020235 | Lekunberri | Beige limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 16 | 12 | 0,59619356 | 0,03477592 | **286** | 27,0060969 | 7,79598866 |
| *znp688* | -1,7598 | 43,051432 | La Ferreria | Marly limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,66267018 | 0,01652527 | **346** | 7,35374491 | 1,89872877 |
| *znp697* | -1,850662 | 43,156538 | Goizueta | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,35910915 | 0,04196371 | **481** | 18,6738518 | 4,82156781 |
| *znp727* | -1,864763 | 43,095507 | Gorriztaran | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,48761874 | 0,032268 | **424** | 14,3592617 | 3,70754543 |
| *znp728* | -1,870082 | 43,079507 | Gorriztaran | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,62421733 | 0,01548801 | **363** | 6,89216508 | 1,77954937 |
| *znp730* | -1,814772 | 43,04816 | Arrarets | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,66998072 | 0,00959469 | **343** | 4,26963565 | 1,10241519 |
| *znp737* | -1,522982 | 43,084053 | Irurita | Grey siltite and limestone | Devonian (Frasnian) | 15 | 14 | 0,63416925 | 0,01053895 | **324** | 8,78886014 | 2,34892168 |
| *znp752* | -1,681165 | 43,06428 | Urrotz | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 14 | 13 | 0,62312756 | 0,06781904 | **356** | 12,1950699 | 3,38230383 |
| *znp753* | -1,681673 | 43,063185 | Urrotz | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,5700401 | 0,04156941 | **387** | 18,498388 | 4,77626324 |
| *znp757* | -1,661378 | 43,060265 | Urrotz | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,64499313 | 0,02073881 | **354** | 9,22876913 | 2,38285794 |
| *znp760* | -1,659572 | 43,06636 | Urrotz | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,6444277 | 0,02708333 | **354** | 12,0520798 | 3,11183361 |
| *znp762* | -1,661567 | 43,072375 | Urrotz | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,53543862 | 0,03872646 | **403** | 17,2332733 | 4,44961204 |
| *znp765* | -1,656775 | 43,082995 | Urrotz | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,34279562 | 0,03938474 | **488** | 17,5262111 | 4,52524826 |
| *znp768* | -1,64332 | 43,095773 | Doneztebe | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,3505636 | 0,03159904 | **485** | 14,0615721 | 3,63068231 |
| *znp773* | -1,647282 | 43,105138 | Doneztebe | Grey marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 13 | 0,41083451 | 0,0676537 | **450** | 23,2771206 | 6,45591169 |
| *znp777* | -1,646783 | 43,11734 | Doneztebe | Grey-black limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| *znp783* | -1,677357 | 43,045808 | Urrotz | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,61221109 | 0,00818084 | **295** | 9,96099187 | 2,57191704 |
| *znp785* | -1,784877 | 43,03264 | Igoa | Grey limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 13 | 0,63420339 | 0,00780829 | **319** | 5,61247956 | 1,55662176 |
| *znp795* | -1,800473 | 43,034203 | Igoa | Grey limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 15 | 0,66091973 | 0,03866034 | **347** | 17,2038518 | 4,44201544 |
| *znp797* | -1,803073 | 43,040207 | Igoa | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,66097527 | 0,01806237 | **347** | 8,03775281 | 2,07533885 |
| *znp802* | -1,819257 | 43,063185 | Ezkurra | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,44728442 | 0,02342416 | **442** | 10,4237519 | 2,69140116 |
| *znp805* | -1,842752 | 43,039958 | Beruete | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,67985976 | 0,02084685 | **338** | 9,27684646 | 2,39527146 |
| *znp806* | -1,852022 | 43,046562 | Beruete | Grey limestone | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,67516406 | 0,01595994 | **341** | 7,10217213 | 1,83377296 |
| *znp807* | -1,851318 | 43,047572 | Beruete | Grey limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 15 | 0,63249078 | 0,02873669 | **360** | 12,7878292 | 3,30180331 |
| *znp808* | -1,85543 | 43,05115 | Beruete | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 14 | 0,63901911 | 0,05032003 | **351** | 9,14619415 | 2,44442321 |
| *znp809* | -1,859108 | 43,053615 | Beruete | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,6465495 | 0,02022759 | **353** | 9,00127822 | 2,32412004 |
| *znp811* | -1,85056 | 43,060713 | Beruete | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,5894421 | 0,04210073 | **379** | 18,734824 | 4,83731076 |
| *znp813* | -1,854642 | 43,064582 | Leitza | White-grey marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,42725749 | 0,07981123 | **451** | 35,5159952 | 9,17019054 |
| *znp814* | -1,849462 | 43,06665 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,33105352 | 0,04049511 | **494** | 18,0203246 | 4,65282782 |
| *znp819* | -1,608118 | 43,11393 | Berroeta | Black limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,61348855 | 0,03464904 | **367** | 15,4188224 | 3,98112282 |
| *znp822* | -1,623012 | 43,109343 | Berroeta | Grey-black marble | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,45015856 | 0,04042762 | **441** | 17,9902894 | 4,64507274 |
| *znp826* | -1,957712 | 43,058703 | Gorriti | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,65208043 | 0,01871054 | **351** | 8,32618978 | 2,14981296 |
| *znp863* | -1,609758 | 43,086892 | Almandoz | Grey marble | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,57738259 | 0,04037458 | **384** | 17,9666887 | 4,63897908 |

*Table III-1: RSCM peak temperatures from the Nappe des Marbres Unit. The parameters RA1Lahfid (Lahfid et al., 2010) and R2Beyssac (Beyssac et al., 2002) are used to estimate temperatures < 320 and > 330°C, respectively. RA1Lahfid, R2Beyssac and T are expressed in terms of mean values and SD of all the data obtained for each of the 89 samples from the Nappe des Marbres basin. The total number of spectra and the number of used spectra are detailed. Standard errors (SE) are given for all the temperatures (SD divided by the square root of the number of measurements).*

### *III.1.5.2 Distribution of Tmax and thermal variations within the study area*

Sample distribution was designed to quantify $T_{max}$ within all structural units (e.g. NMU, Central Depression and Variscan basement) and across potential gradients or gaps in order to characterize the spatial distribution of the HT-LP Cretaceous metamorphism (Figure III-14a). Results of RSCM show a temperature range from less than 200°C to 578°C (Table III-1). These minimum values <200°C cannot be more precisely constrained as they are out of range of temperatures indicated for using the method developed by Lahfid et al. (2010), which is between 200 and 320 ° C.

Firstly, the RSCM method was applied on samples from the Variscan basements and associated Paleozoic sedimentary covers. Four samples from the Cinco Villas Massif were analysed and indicate respectively temperatures of 353 ± 6°C, 363 ± 5°C and 424 ± 14°C for samples from the south of the Massif and a temperature of 481 ± 19°C for a sample from the central part of the Massif. The higher temperature along the southern edge of the Massif is probably linked to the occurrence of a nearby ophitic intrusion. The temperature measured in the central part of the Cinco Villas Massif may be correlated with the Permian Aya plutonic intrusion and associated metamorphism (Pesquera and Velasco, 1988) (Figure III-2). Only one sample was analysed in the Alduides Massif and indicates a temperature of 324 ± 9°C. Temperatures measured between 324 ± 9°C to 363 ± 5°C in the Variscan basements correspond to the low-grade metamorphism (greenschist facies) behind the variscan or pyrenean metamorphism. The attribution of this metamorphism event remains unclear.

Several samples were collected north of the Leitza Fault, in the post-rift sediments of the Central Depression and in the non-metamorphic unconformable Mesozoic sediments overlying the basement. Eight samples were analysed in the central and eastern parts of the Central Depression and the obtained temperatures are all below 200°C. Further west, the Calcareous Flysch shows temperatures of 281 ± 9°C and 273 ± 10°C, while the Mesozoic sediments show a temperature of 320 ± 20°C and. This suggests that the post-rift sediments of the Central Depression are not affected by the HT-LP metamorphism. Higher temperatures in the east of the Central Depression indicate that the base of this sedimentary basin probably deepens eastward. Ante-rift sedimentary cover in the southwest margin of the Cinco Villas Massif is only slightly affected by the Cretaceous metamorphic event.

Several samples were collected from the basement shreds and associated Upper Triassic sediments that crop out along the Leitza Fault. Two samples analysed in the basement yield temperatures of 363 ± 7°C and 312 ± 16°C and one sample in an Upper Triassic cellular dolomite yields a temperature of 270 ± 27°C. The temperatures obtained in the Variscan siltites corroborate the temperatures obtained in the Cinco Villas Massif further north and the Triassic cellular dolomite does not seem to be affected by the HT-LP metamorphism.

Most of the samples were collected south of Leitza Fault within the NMU, with a tighter mesh size to better constrain metamorphism distribution within this unit. RSCM results indicate temperatures higher than 500°C along the Leitza Fault in ante- and syn-rift sediments. Maximum temperatures are found in the Albian flysch and Lower Cretaceous marbles of the central part of the NMU, around Saldias, with temperatures between 572 ± 20°C and 578 ± 29°C (Figure III-14a). Laterally, eastward and westward, measured Tmax decreases within a same lithostratigraphic unit. We observe a rapid eastward temperatures decrease, of approximately 100°C within a few kilometres (Figure III-14a). Temperature values in the eastern part of the NMU are lower than in the central part of the unit, despite the occurrence of a lherzolite body cropping out at Ziga (Mendia and Ibarguchi, 1991; DeFelipe et al., 2017). Astrong temperatures decrease occur also toward the south. For example, south of Saldias, Tmax decreases from 550°C near the Leitza Fault, to 400°C in the Albo-Cenomanian flysch and down to 340°C to the south on the Jurassic antiform (Figure III-14a). South of the large anticlinal fold, temperatures decrease is less significant and Tmax is comprised between 296 ± 9°C and 249 ± 10°C, for the southernmost value. This dense grid distribution of $T_{max}$ values obtained by the RSCM method can then be used to build a map of isometamorphic zones within the NMU (Figure III-14b). This map is compatible with the metamorphic map obtained from the classical petrological study by Martinez Torrez (1989) but our data are more precise. The map of Figure III-14b reflects the spatial distribution of the HT-LP metamorphism within the basin. First, there is a strong contrast of $T_{max}$ between the NMU and the Central Depression to the north of the Leitza fault, with a temperature gap exceeding 350°C (Figure III-14a). Therefore, the Leitza Fault is a major crustal structure that separates two distinct units, a HT-LP metamorphic unit to the south and a non-metamorphic unit to the north, which is consistent with field observations. Secondly, E-W and N-S lateral thermal gradients occur in the NMU with maximum temperatures localised along the Leitza Fault. Isotherms intersect geological structures observed in the basin (such as the large-scale folds), suggesting that these structures were partly formed before the thermal overprint.

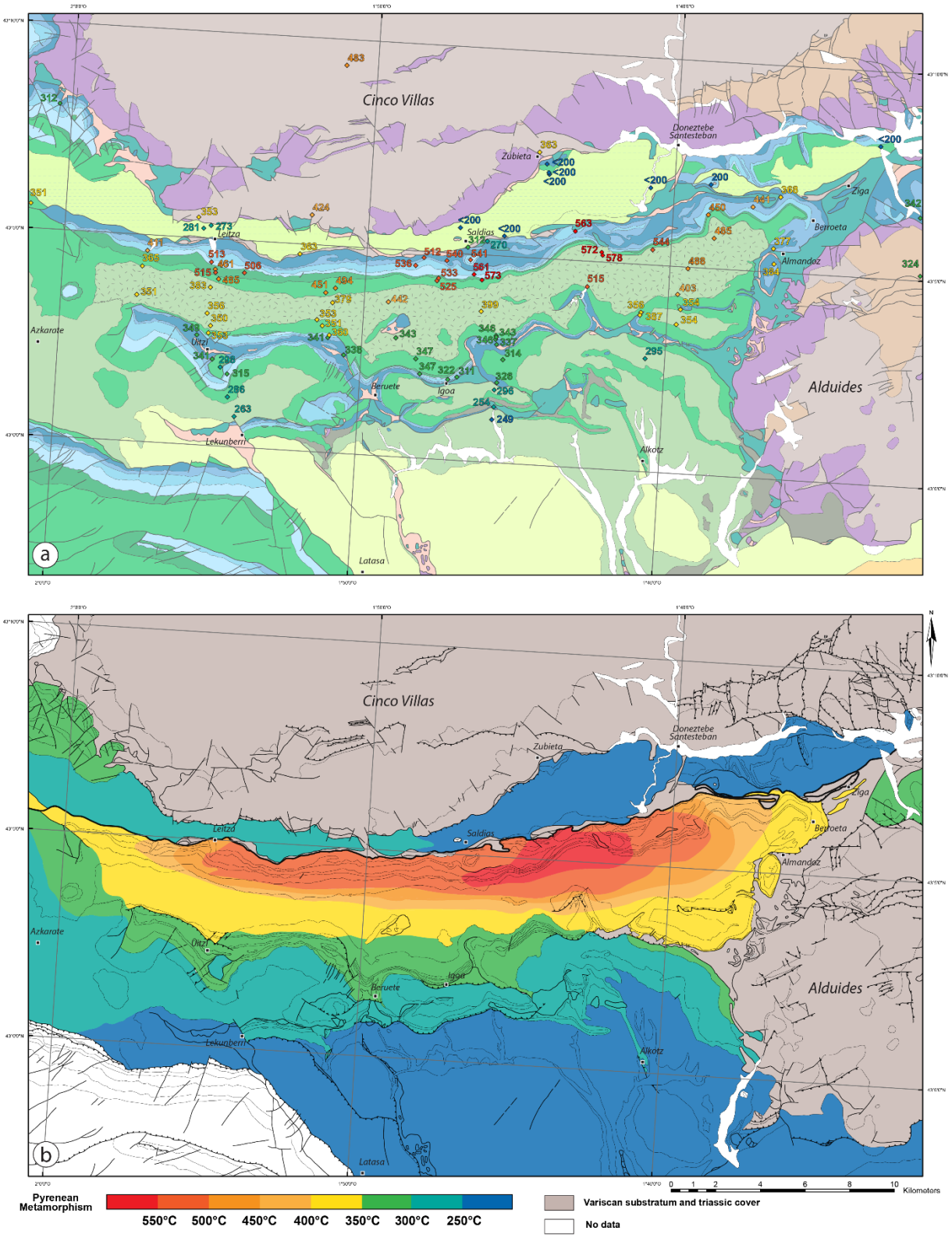


*Figure III-14: Maps of RSCM peak temperatures obtained and associated isotherms in the study area. a) Geological map representing the location of samples and the value of RSCM peak temperatures obtained in this study. b) isometamorphic map of the Nappe des Marbres Basin representing the actual state of the basin associated with RSCM peak temperatures recorded by rocks during the Pyrenean metamorphic event.*

### III.1.6 Discussion and interpretation

#### *III.1.6.1 Thermal structure and Tmax distribution in favour of an "hyper-extension" model*

##### *III.1.6.1.1 3D Thermal structure of the NMU*

The spatial distribution of $T_{max}$ during the HT-LP metamorphism in the NMU is heterogeneous with lateral gradients and a strong thermal gap across the Leitza Fault. The highest $T_{max}$ are localised in the central part of the basin within Jurassic to Cretaceous marbles and Albian black flyschs with temperatures exceeding 570°C, which is close to the highest values recorded in the IMZ where it can locally exceed 600°C (Bernus- Maury, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Vauchez et al., 2013; Clerc et al., 2015). Thermobarometric data are comparable to IMZ with temperatures exceeding 500°C and pressure of 3-5 kbar (Mendia, 1987; Mendia et Ibarguchi, 1991). The metamorphism affecting the NMU was dated by radiochronologic methods between 101±16 Ma and 81±3 Ma (Montigny et al., 1986; Albarède and Michard-Vitrac, 1978), which corresponds to Late Albian-Early Cenomanian and Late Santonian-early Campanian respectively. These ages correspond to the main period of Cretaceous rifting, thus reinforcing the correlation of this HT-LP metamorphism with the extensional stage.

The NMU is weakly deformed during the Pyrenean orogeny and partly preserves the original thermal structure of the basin. Isotherms intersect geological structures in the basin, suggesting the occurrence of an early structuration acquired before the metamorphic event. (Figures III-14 and III-15). However, isotherms are have to be affected by late compressional events but the density of our sampling for Tmax estimates does not allow us to characterize more precisely this statement (Figure III-15). High Tmax are associated with intense ductile deformation associated with the Cretaceous rifting. $S_{0\text{-}1}$ foliations are more expressed in the central part of the study area near Leitza fault where temperatures reach their maximum. It suggests that $S_{0\text{-}1}$ structures are developed during an extensional event coevally with the HT-LP metamorphism.

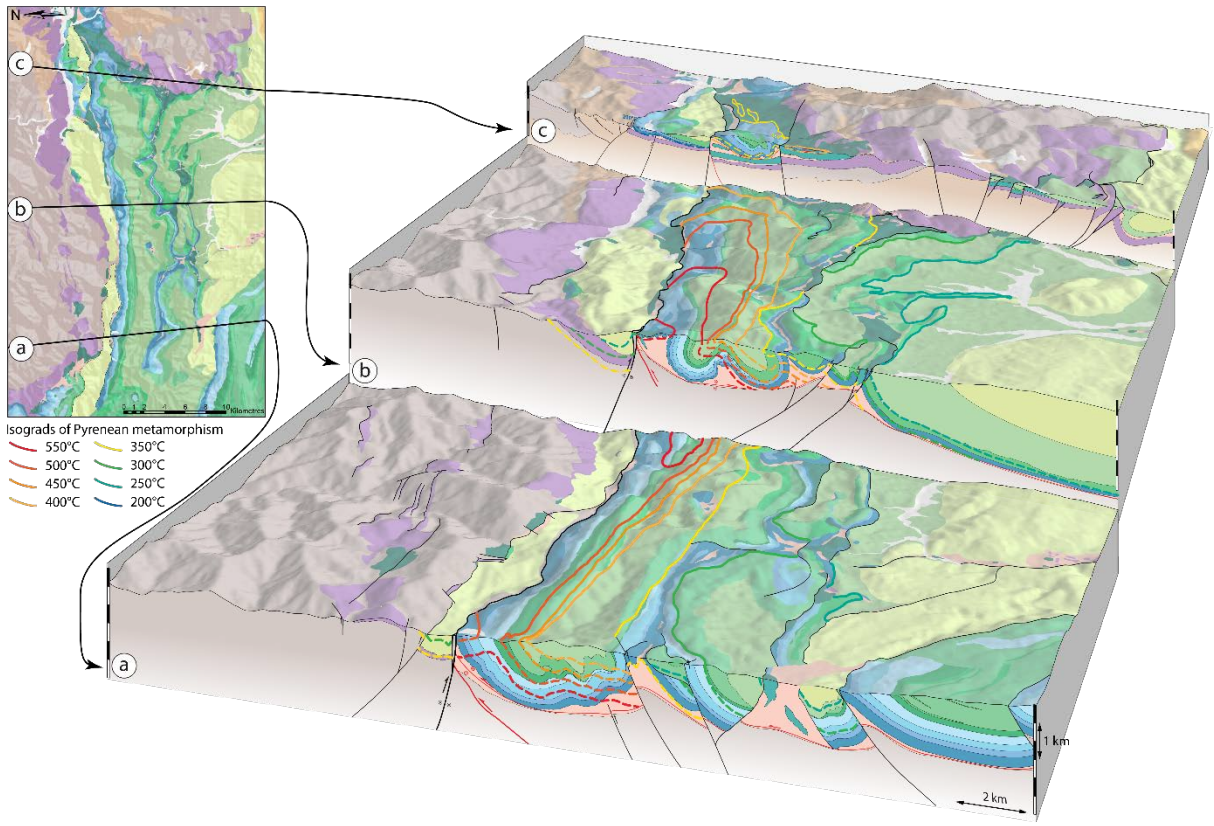


*Figure III-15: 3D bloc diagram of the NMU that show the relationship between the thermal distribution and the geological structures.*

The Central Depression is not metamorphic, with $T_{max}$ lower than 250°C. Temperatures in the Alduides and the Cinco Villas Massifs are around 350°C. This range of temperatures may correspond to the Variscan regional metamorphism. This suggests that the basement is not significantly affected by the Cretaceous HT-LP metamorphism. The basement lenses associated with Upper Triassic sediments close to the Leitza Fault also indicate rather moderate temperatures, between 312°C and 350°C, which may also correspond to a Variscan metamorphic event. This is confirmed by a temperature of 270°C measured in Triassic sediments associated with the basement lenses. Within the basement, $T_{max}$ obtained during the syn-rift HT-LP metamorphism have thus not exceeded $T_{max}$ of regional Variscan metamorphism. This suggests also that rocks to the North of the Leitza fault were not or little affected bu the high grade metamorphism, whereas the sole thrust of the NMU is strongly metamorphic. This strong thermal contrast between the footwall and hangingwall of the Leitza fault strengthens the hypothesis of a northward displacement of the NMU on a décollement plane within the Upper Triassic sediment.

Scarce ophites associated with Lower Jurassic marbles near Saldias are affected by a HT metamorphic event as examplified by the presence of numerous scapolites. Such ophites

affected by Cretaceous metamorphism were already noticed near Almandoz (Walgenvitz, 1977). This indicates that the ophitic bodies associated with marbles are locally above the décollement plane and displaced together with the NMU.

The NMU presents the same features as frequently observed within the IMZ with HT-LP metamorphism associated with intense ductile deformation, important thermal overprint and a basin bounded by a large crustal fault. We propose that the NMU is a westward extension of the IMZ. Finally, $T_{max}$ close to 600°C in the NMU indicate that the E-W thermal gradient classically admitted within the IMZ at the scale of the Pyrenean belt (Ravier, 1959; Bernus-Maury, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Clerc et al., 2015) does not exist and consequences in terms of geodynamics implications have to be reconsidered.

#### *III.1.6.1.2. Spatial distribution of the HT-LP metamorphic overprint in the NMU*

The highest $T_{max}$ are observed along the Leitza fault between Almandoz and Leitza with temperatures exceeding 570°C (Figure III-14). Laterally (from east to west, and from north to south), $T_{max}$ decreases quickly around 350°C to 300°C, and become homogeneous with temperatures lower than 250°C (Figure III-14). These E-W and N-S lateral gradients correspond to a progressive decrease of temperature, unlike to the Leitza fault that abruptly limits the metamorphic domain.

The distribution of metamorphism is difficult to characterize further west, because of missing data and lack of outcrops of Jurassic to Cretaceous sediments associated with the HT-LP metamorphic event. Laterally, in the southern margin of the Biscay syncline, vitrinite reflectance measured in drill holes reveals a thermal overprint with reflectance of 6-7% (Robert 1971), corresponding to temperatures higher than 350°C (e.g. Ferreiro Mählmann and Le Bayon, 2016 and references therein). These relatively high temperatures are also present within the Biscay folds and the Lower Cretaceous series to the top of the Albian sediments or the lower part of the Cenomanian series (Robert 1971) that is the westward extension of the NMU.

The central part of the Biscay syncline contains a thick subaqueous sequence of differentiated basalts, trachytes and numerous sills of alkaline dolerites (Azambre et al., 1992). Interbedded sediments associated to volcanic rocks were dated from the Late Albian to Turonian (~104 to 83 Ma) (Lamolda et al., 1983; Montigny et al., 1986; Castanares et al., 1997; 2001). In the Pyrenean belt this alkaline magmatism is considered as a consequence of thinning and fracturing of the continental crust (e.g Azambre and Rossy, 1976; Azambre et al., 1992; Rossy et al., 1992). Metamorphism and alkaline volcanism are closely associated in space and time during the Cretaceous rifting. This high grade metamorphism is not centered on the NMU but it is largely spread to the west.

#### *III.1.6.1.3 Metamorphism related to an hyper-extended domain*

In the NPZ, the thermal anomaly responsible for the development of the HT-LP metamorphic event is attributed to very high geothermal gradients related to an intense crustal and lithospheric thinning episode during the Cretaceous (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Golberg, 1987; Golberg and Maluski, 1988; Dauteuil and Ricou, 1989; Golberg and Leyreloup, 1990, Clerc et al., 2015; Lagabrielle et al., 2016). The distribution of metamorphism and magmatism in the NMU and its westward extension clearly indicates a rifting event associated with a high heat flux given that pressure values do not exceed 3-5 kbar in the NMU area (Mendia, 1987; Mendia and Ibarguchi, 1991) and 4 kbar in the NPZ (Bernus- Maury, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Vauchez et al., 2013). Recent tomographic data highlight the absence of subduction of a wide oceanic domain during the Pyrenean orogeny (Souriau et al., 2008; Chevrot et al., 2014, 2015). Therefore, the measured high $T_{max}$ were necessarily reached in the depth of a basin with a very high thermal gradient equivalent to or higher than 100°C/km. Such gradient range involves an important thickness of sediments, higher than 5-6 km deposed during the metamorphic event for obtaining local temperatures close to 600°C at the base of the basin (Figure III-15). The Basque-Cantabrian region is characterized by four main subsidence pulses from the Aptian to the Albian (García-Mondéjar et al, 2005). The extensive calcareous turbiditic and hemipelagic sedimentation during latest Albian-early Cenomanian, which is transgressive onto the Paleozoic massifs, attests to an important subsidence of the NMU (Bodego et al, 2015). Furthermore this sedimentation is attributed to high subsidence rates of thermal origin (Vergés and Garcia-Senz, 2001).

Rare outcrops of lherzolite bodies occur near Ziga. It consists in brecciated lherzolites and ophicalcites with large fractures filled with calcite and strong alteration to serpentinite (Mendia and Ibarguchi, 1991, De Felipe et al., 2017). According to Mendia and Ibarguchi (1991), Cr and Na contents in clinopyroxenes indicate that the Ziga lherzolite corresponds to a sub-continental mantle fragment. Unfortunately, the geometrical relationships between the lherzolites and surrounding Mesozoic sediments is impossible to observe and the outcrops are located in the eastern part of the NMU where $T_{max}$ are moderate around 350-400°C, a situation very different from the rest of the NPZ, where lherzolite bodies are in direct contact with Mesozoic marbles (e.g Monchoux 1970, Fabriès et al. 1991, 1998; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Clerc et al., 2012; Clerc et al., 2013: St Blanquat et al., 2016).

The exhumation of sub-continental peridotite of the NPZ is attributed to extreme thinning of the lithosphere (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Lagabrielle and Bodinier, 2008). We assume that the NMU corresponds to an extensional domain during the Cretaceous rifting with an extreme crustal thinning linked to the HT-LP metamorphism and the exhumation of lherzolites. The exhumation of the mantle during extension requires a detachment at the base of the basin (Turner, 1996; Roca et al., 2011; Tugend et al., 2014). Roca et al., 2011 proposed a model where extension is accommodated by a low-angle south-dipping fault above the exhumed mantle in the Parentis basin and Basque-Cantabrian Basin separated by the Landes High crustal block.

NMU thus shows (1) an HT-LP assemblage with ductile foliation recorded during an extensional or transtensional event, (2) HT-LP metamorphism contemporaneous with an episode of alkaline magmatism and (3) HT-LP Mesozoic sediments spatially related to tectonically exhumed deep-seated material (Roca et al., 2011; Tugend et al., 2014). The NMU thus presents the same characteristics as NPZ inverted rifts but with a less intense syn-orogenic shortening.

### *III.1.6.2 Role of the Leitza Fault and main inherited faults*

The segmentation pattern of the Pyrenean-Basque-Cantabrian rift system is presumably controlled by lithospheric-scale structures inherited from the late to post-Variscan evolution (e.g., Arthaud and Matte, 1975, 1977; Burg et al., 1994a, 1994b). More recently, the North Pyrenean Fault has been described as a suture zone related to the inversion of the former hyperextended and exhumed mantle domains (Tugend et al., 2014). Similarly to the North Pyrenean Fault, the Leitza Fault is a sharp discontinuity bounded by peridotite and basement shreds, limiting a domain with HT-LP metamorphism and intense ductile deformation. This suggests that the NMU are controlled by a normal fault active during the rifting episode and consequently the fault strike corresponds to the strike of the basin during its opening. The whole of the Pyrenean-Basque-Cantabrian rift system is characterized by strong NE-SW to NNE-SSW trending segmentation (Jammes et al., 2009; Roca et al., 2011; Tugend et al., 2014). The strike of normal faults in the Alduides Massif is compatible with the regional fault pattern of the rifted domain. Furthermore, the Cretaceous deposits on the southern margin of the Cinco Villas Massif have been interpreted as the infilling of a complex fault-bend type transtensional basin along the Leitza fault (Iriarte, 2004). Iberia displacement relative to Europe was accommodated within a wide, diffuse plate boundary along which E-W trending transtensional basins accommodated a large left-lateral movement after late Aptian to early Albian times (Jammes et al., 2009, 2010; Tugend et al., 2014; Bodego et al., 2015), including the Basque-Cantabrian Basin and the NMU. This rift domain and exhumed mantle were segmented by large crustal faults acting as transfer or strike-slip faults (Jammes et al., 2010, Roca et al., 2011; Tugend et al., 2014). These large structures correspond to major Variscan crustal discontinuities already reactivated during the Permo-Carboniferous as strike-slip or transfer faults (Arthaud and Matte, 1975, 1977; Burg et al., 1994a, 1994b) and locally reactived as normal fault limiting intracontinental basins during the Permo-Triassic rifting (Curnelle et al., 1982). We thus assume that a large normal fault was connected to a large detachment affecting the lithosphere and allowing the exhumation of mantle rocks that induced the HT-LP metamorphism in the NMU. This detachment plane then played a major role during the inversion of the basin.

The NMU is bounded by two of such crustal faults. The Pamplona fault represents a major crustal discontinuity (Turner, 1996; Larrasoaña et al., 2003; Jammes et al., 2010c) delimiting the Basque-Cantabrian (limiting the eastern part of NMU) from the Arzacq-Mauléon basin (Figure III-1). This fault is not directly exposed but it controls the Mesozoic sedimentation

(Larrasoaña et al., 2003), represents a major crustal offset observed from gravity modeling (Jammes et al., 2010c) and controls the Pyrenean deformation with a switch of thrusting direction on either side (Turner, 1996). The surface expression of the Pamplona Fault is marked by an alignment of Triassic salt diapirs (Kind 1967; Pflug 1967; Serrano & Martinez del Olmo 1990). The western part of the NMU is delimited by the Hendaye Fault (Del Valle De Lersundi, 1986, Martinez-Torres, 1989) (Figure III-1). These crustal faults limit rift segments and portions of exhumed mantle that is the origin of the metamorphism and related ductile deformation. These faults also localise the geometry of the system of detachments that exhumed the subcontinental mantle. Themetamorphic contrast across the Leitza Fault shows that it has juxtaposed during compression two domains with very different thermal gradients during the rifting episode.

In the Basque-Cantabrian Basin most, or a very significant part of Pyrenean horizontal shortening is accomodated by the contractional reactivation of preexisting crustal-scale low-angle extensional detachments (Roca et al., 2011). The sinistral displacement observed during rifting (Martinez-Torres, 1989) was still active during horizaontal shortening as examplified by N-S folds observed along the Leitza Fault. The obliquity of foliation and of the strike of fold axes shows a sinistral transpressional motion on the Leitza Fault during compressional event.

*III.1.6.3 Salt tectonic and early structuration of the Nappe des Marbres Unit.*

The complex geometry of the NMU is partly due to the occurrence of a thick Upper Triassic evaporitic layer, as commonly described in the Western Pyrenean (Mathieu, 1986; Canérot, 1989; Biteau and Canérot, 2007: Jammes et al., 2010b). In the NMU, many diapirs made and salt walls of Triassic evaporites formed during the rifting phase (Martinez-Torres, 1989; Rowan et al., 2014) (Figures III-2 and III-3). In the central part of the NMU, the Jurassic trend forming an antiform with axial trace marked by Keuper sediments may probably correspond to a remnant salt ridge (s.s Hudec and Jackson et al., 2007) later softly deformed during the collisional event (e.g Lekumberri diapir). Along the Leitza fault, the Lower Jurassic metasediments are constituted with calcareous breccia described by Peybernès et al. (2003) as a "Danian-Selandian sedimentary breccia" that seals Late-Cretaceous structures. Our fieldwork shows that clasts of these breccias are constituted of marbles, cellular dolomites and residual elements of Keuper deposits. We instead interpret this brecciated limestone as resulting from the collapse of diapirs. This evaporitic sequence is important and largely spread over the NMU as shown by the numerous scapolite crystals growing in metamorphosed carbonates. In the NPZ, most of scapolite occurrences are generally limited to the Triassic and Liassic units (Ravier and Thiebaut, 1982), but in NMU these scapolites are present until the upper part of the Lower Cretaceous marbles. These minerals show a chemical zonation that results from the interaction with Na- and Cl-rich fluids, suggesting small-scale fluid circulation within the sedimentary pile (Golberg and Leyreloup, 1990). These allochemical scapolites observed in the sedimentary pile may form by such fluids originating from Triassic and Liassic lagoonal deposit (Clerc et al., 2015). Their large distribution in NMU sedimentary pile may confirm the presence of thick layer of Triassic evaporites in the basin.

Within the NMU, important internal pinching out of the sedimentary stack, especially in ante- and syn-rift sediments, results from early salt tectonics acting during the beginning of crustal thinning. The NMU is furthermore affected by a pre-Albian phase of NNW-SSE folding that induces complex geometrical relationships between the Upper Jurassic, the Lower Cretaceous and the base of the Albian "black flysch" such as local unconformities (Martinez-Torres, 1989). According to the author, these pre-Albian folds are formed by the sinistral strike-slip fault displacement of the Leitza Fault during rifting and the associated translation of Iberian plate with respect to Eurasia. However, this early folding may be attributed to salt tectonics with the development of mini-basins as for example in the Sivas Basin (e.g. Callot et al., 2014;

Ribes et al., 2015; Kergaravat et al;, 2016). This early salt tectonics forming mini-basins has major consequences on the current complex structure, the folds and faults development.

Salt tectonics and salt diapirs play an important role during rift inversion allowing the décollement of the sedimentary cover (Rat et al., 1983; Turner, 1996; Rowan et al., 2014), the localization of thrusts and compressional folds within the basin. Early diapir formation during extension may play a role in the later localization of thrusts and compressional folds during the compressional event. Furthermore, the foreland flexure of the Basque-Cantabrian margin develop coevally with compressional structures corresponding to the squeezing of Albian to Upper Cretaceous salt diapirs and, locally, in the later stages of compressional event, from the inversion of some early extensional faults (Roca et al., 2011).

### *III.1.6.4 Structural Evolution of the Nappe des Marbres Unit*

The NMU shows a complex 3D structure resulting from successive deformational events, from the rifting to the subsequent Pyrenean orogeny. The NMU is clearly affected by two deformation phases associated with the succession of two superimposed foliations, $S_{0\text{-}1}$ and $S_2$ and by three faults sets attributed to the Pyrenean orogenesis that affected Lower Triassic and post rift deposit. The conceptual model proposed on the Figure III-16 summarizes the structural and thermal evolution of the NMU. The first phase of deformation (D1) corresponds to the rifting phase that occurred during the late Aptian-Cenomanian (Figure III-16a). The NMU corresponds to an inverted hyperextended basin resting above exhumed mantle. The depositional systems of Aptian to Cenomanian age on the margin of the Cinco Villas Massif show intense syn-sedimentary tectonic activity with abrupt thickness and facies changes related to mid-Cretaceous rifting and the opening of the Bay of Biscay (Bodego et al., 2015). Therefore, the rifting phase marked by several normal faults in the basement and ductile deformation in the ante-rift sediments of the NMU may have occurred during late Aptian to Cenomanian. The NMU shows a thick layer of syn-rift sediments that were never deposited to the north of Leitza Fault, and the post-rift sediments of Central Depression directly onlap the Cinco Villas Massif. Indeed, we observed several clasts of basement, Lower Triassic ophite in the debris flow at the base as well as basement clasts in the upper part of the Central Depression, implying that the Cinco Villas basement was already near the surface during the deposition of the post-rift sequence. So, the Cinco Villas Massif corresponds to a crustal block separating the NMU from the San Sebastian Basin. The northern edge of the NMU basin, i.e. the southern extensional margin of the Cinco Villas Massif, is limited by a major normal fault connected to a crustal-scale detachment responsible for mantle exhumation. This detachement accommodates the crustal thinning of and associated mantle exhumation. The ductile foliation $S_{0\text{-}1}$ characterized by the development of a ductile foliation parallel to $S_0$ and associated with an intense ductile deformation coeval with the HT-LP metamorphic is ante compression. This early extensional deformation is recorded in the deep parts of the basin in pre-rift sediments that are thinned, boudinaged and ductilely intensely folded. We assume that this deformation is associated with the detachment accommodating the extension. Only the Jurassic and Lower Cretaceous carbonates are affected by the ductile foliation. $S_{0\text{-}1}$ is then comparable to $S_1$ described in the NPZ (Clerc et al 2015) and associated with syn-extensional deformation during Cretaceous rifting (Golberg 1987; Golberg and Leyreloup, 1990; Lagabrielle et al., 2010; Clerc and Lagabrielle, 2014, Clerc et al., 2015).

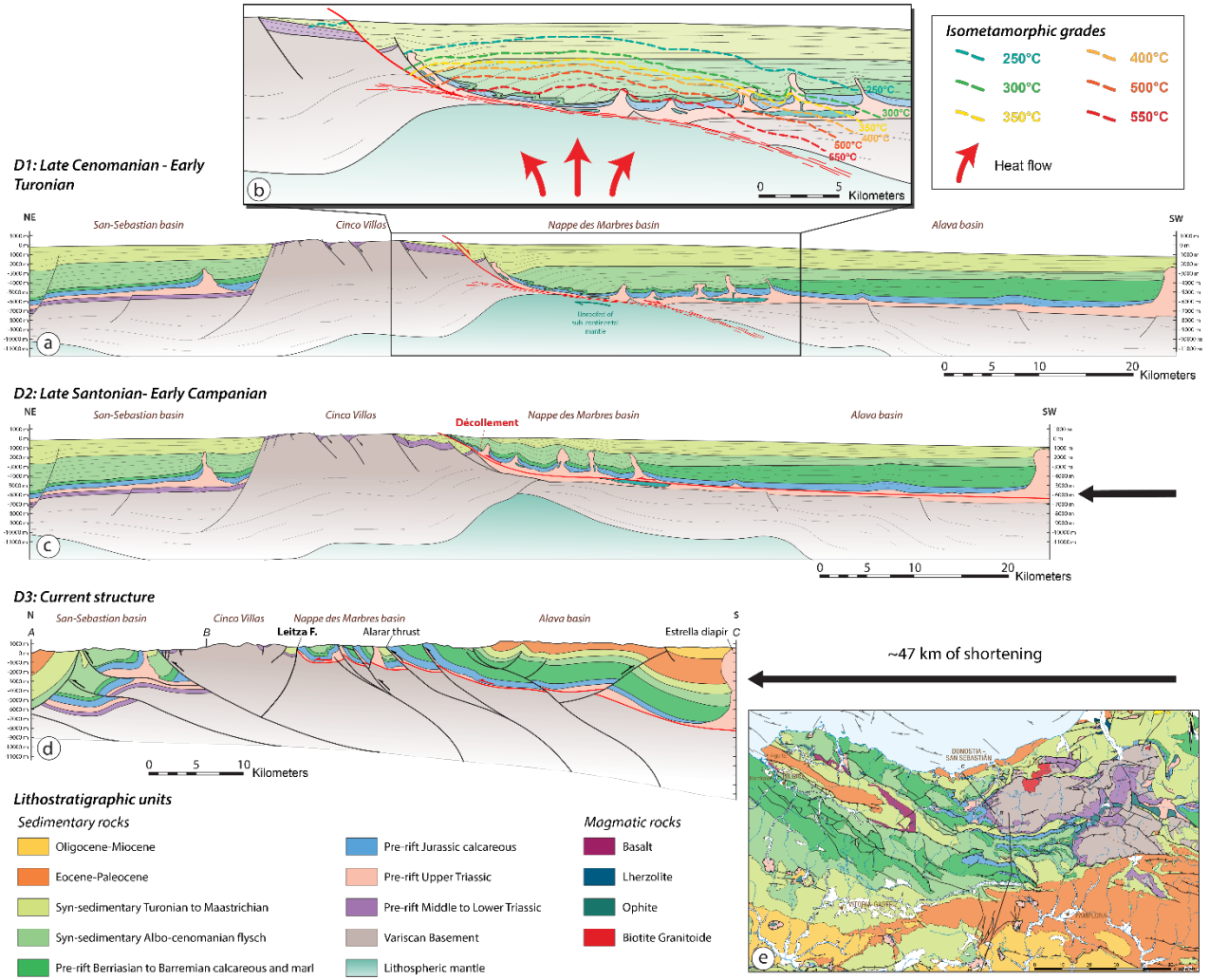


*Figure III-16: geodynamic model of the Nappe des Marbre Unit evolution depicting origin of the high temperature metamorphism. a) Schematic NE-SW restoration at the roof of the Late Cenomanian – Early Turonian post-rift sediments. b) Estimation of the isometamorphic grades distribution during the extensional event. c) Schematic NE-SW restoration during the onset of the main compressional event. d) Regional N-S structural section of the current configuration of the NMU, modified after (Turner 1996). e) Regional summarised map of the study area and localization of section. Section and restoration zoom shows isotherms formed during the rifting event and then actual shape in NMU.*

A zoom on the Figure III-16b illustrates the attitude of isotherms within the basin during HT-LP metamorphic event. The highest temperatures, exceeding 550°C, are found near the base of the deep basin. Temperatures then decreases upward in the sedimentary pile, but isograds are oblique on the bedding (Figure III-16b). The exhumed mantle domain is confined in the central part of the basin, as shown by the distribution of $T_{max}$ and the lateral decrease of thermal gradients in all directions (Figure III-14b). The zone of temperature higher than 550°C corresponds to a limited domain of hyperextension with exhumed mantle. Laterally, a highly thinned continental crust with steep thickness gradients explains the lateral thermal gradients. During the rifting stage, salt tectonics and diapirism develop within the basin (Figure III-16a). The internal structure of the NMU does not show a strong penetrative shortening and the fold formation can be partly attributed to early salt tectonic.

The second stage (D2) corresponds to the early compressional deformation that started in the Late Cretaceous. We assume that the compressional event is starting in the time range Late Santonian- early Campanian, which is slightly younger than the onset of compression in the central Spanish Pyrenees (Garrido-Megias & Rios 1972; McClay et al. 2004). The NMU is displaced northward on a décollement layer that may partly correspond to the inherited detachment plane at the base of the basin (Figure III-16c). The strong thermal contrast along the Leitza fault is in favour of the displacement of the NMU that show temperature higher than 500°C whereas north of the Leitza Fault, maximum temperature is below 200°C. Furthermore, the calcareous flysch of the Central Depression located to the north of Leitza Fault are overturned to the north and its south flank are systematically shortcut. The NMU unit composed by high-temperature marble has thus been uplifted and superposed onto non-metamorphosed sediments with the same age observed under the Central Depression in the eastern part of the study area. During horizontal shortening, this overthrusting of the NMU on the Variscan basement and his post-rift sedimentary cover toward the north or northeast has been accommodated by a décollement layer corresponding to the evaporitic layer and/or the base of the metamorphic basin. This décollement is observable along the Leitza Fault where granulites, migmatites and lherzolites outcrops occur (Mendia and Ibarguchi, 1991; DeFelipe et al., 2017) and in the eastern termination of the NMU. The amount and the direction of this horizontal displacement are difficult to constrain. However, the absence of geophysical anomalies close to the Leitza fault suggests that crustal thinning and mantle exhumation have occurred mostly to the south and that the displacement of the NMU to the north is rather important (Figure III-16b). The NMU experienced a moderate deformation with the formation of large folds

associated with the $S_2$ foliation in black and grey flysch formations. However, the deformation and displacements seem localised along the décollement plane at the base of the basin. The NMU is thus an allochthonous unit that deserves to be called a "nappe". In the first stages of compression, shortening was mainly accommodated, in a thin-skin manner, by sliding along the reactivated decollement layer. Once the two pieces of continental basement were brought in close contact, the basement started to shorten in a thick-skinned fashion.

The third stage (D3) corresponds to the main compressional event involving thick-skin tectonics. The N-S schematic cross-section shows the current structure of the NMU at crustal scale (Figure III-16d) located on the regional schematic map (Figure III-16e).

The basement and the NMU are affected by several E-W thrusts and reverse faults. These steeply-dipping faults intersect folds, $S_{0\text{-}1}$ foliation, $S_2$ cleavage and the basement and its cover, up to post-rift sediments. The basement is affected by several reverse faults that intersect the Mesozoic cover and the décollement plane. The Cinco Villas basement is also affected by horizontal shortening as exemplified by the vertical squeezing of Triassic red beds originally deposited within half-grabens. Moreover, the Cinco Villas massif overthrusts the San Sebastian Basin above north-directed thrusts involving a large part of the basement. On the south edge of the Cinco Villas the deformation consists of top-to-the south thrust on the Central Depression with local refolding of the $S_0$ of post rift sediments. The Basement and the NMU are affected predominantly by top-to the north thrusting, however the NMU is also affected by top-to-the south back-thrusting that intersects the Eocene-Palaeocene sediments. In the eastern part of the NMU, near Almandoz, late E-W reverse faults with steep dip intersect the basement and the offset the Lower Triassic sediments. These faults seem to extend to the thick ophitic laccolith with a steep south dip and they intersect the decollement layer and juxtaposed these laccoliths with lower Jurassic marble deformed with the disharmonic folds previously described. The steeply north-dipping Leitza Fault overturned and intersects the décollement marking today the limit between the Cinco Villas basement and the metamorphic NMU. This type of steeply dipping thrusts can be seen in the structural analyses along Leitza Fault by i) systematically south-directed refolding of NMU series, ii) dip variation of the fault (Martinez-Torres, 1989) associated with transpressional settings and iii) NE-SW striking folding close to Leitza Fault as already described along the North Pyrenean Fault (Choukroune, 1976). So, we assume that the décollement plane at the base of NMU has been tilted and steepened by the late faulting and the Leitza Fault as already described in the Bearn Ranges (Dumont el al., 2015). So, the Leitza

Fault corresponds to a late brittle transpressional fault that intersects and tilts the NMU as well as the décollement plane.

Indeed, an important gravity anomaly is present on the basin center, interpreted as resulting from lower crustal rocks stacking (Pedreira et al., 2003, 2007) or mantle rocks initially exhumed during the rifting stage and emplaced at shallow levels during compression (Tugend et al., 2015). Recent Moho cartography of the Iberian Peninsula and under the Nappe des Marbres, indicated a depth upper than 30km (Diaz et al., 2016). So, currently there is no evidence of shallow depth mantle rocks under this unit (Figure III-16d). Most of the deformation is localised within the NMU that corresponds to the remains of the rift domain where extensional structures were preferentially reactivated during shortening (Jammes et al., 2009; Roca et al., 2011) while the more proximal necking domain formed by the Cinco Villas basement accommodated a relatively weak crustal shortening (Tugend et al., 2015). The NMU has already been described as the western equivalent of the NPZ and more exactly as the IMZ of the Pyrenean belt (Souquet et al 1977). Although this continuity with the NPZ was later discredited (e.g. Canérot et al., 1978), our description shows that the characteristics of the NMU are closely identical to the IMZ, and we assume that the NMU is indeed a western equivalent of the IMZ.

### III.1.7 Conclusions

The Nappe des Marbres Unit corresponds to a Pyrenean aborted rift affected by Cretaceous HT-LP metamorphism and ductile deformation, inverted and transported above a décollement during the Pyrenean orogeny.

Our study outlines three phases of deformation: i) a first extensional ductile event (D1) associated with $S_{0\text{-}1}$ foliation development and mantle exhumation during the Cretaceous rifting; ii) a first episod of compression (D2) with northward transport of the NMU over the Cinco Villas and his Mesozoic sedimentary cover via a décollement plane at the base of the NMU, corresponding to a thin-skin tectonics period. This translation is associated with the $S_2$ cleavage development, and iii) the main phase of compression (D3) with the development of several crustal thrusts affecting the basement and the NMU as well as the décollement plane (thick-skin tectonics period). The Leitza Fault shows in addition evidences of a component of sinistral transpressional motions.

The Nappe des Marbres Unit was affected by an early structuration during the rifting event involving salt tectonics and associated formation of salt diapirs that complicated the architecture of the basin. The temperature peaks obtained during the HT-LP metamorphism obtained with the RSCM method indicate temperatures exceeding 570°C in the central part of the NMU and lateral steep gradients in all directions. The E-W gradient of temperatures previously described at the scale of the Pyrenees is thus no longer observed. The highest temperatures are closely related to intense ductile D1 structures. The Nappe des Marbres structure corroborates the "hyper-extension" models proposed for the Internal Metamorphic Zone better than anywhere else. The major part of compressional deformation and shortening was accommodated by a décollement at the base of the basin localised in thick Upper Triassic evaporatic layer and/or at the base of Mesozoic marbles and by several crustal faults affecting the basement and the NMU. An important part of horizontal shortening was also accommodated by a distributed deformation in the basement of the Cinco Villas Massif and marked the transition between thin-skin and thick-skin tectonics.

### III.1.8 Acknowledgments

This work has received fundings from the Labex Voltaire and from the Institut Universitaire de France. It is a contribution of the Labex VOLTAIRE. This work was realized within the scope of the "Référentiel Géologique de la France" (RGF) developped by the French geological survey (BRGM). We are grateful to S. Janiec and J.G. Badin (ISTO) for the preparation of thin sections, A. Menant and R. Augier for many discussions on the Pyrenean range and their constructive comments.

### III.1.9 References

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978a. Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 327–332.

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978b. Datation du metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees par les methodes (super 39) Ar- (super 40) Ar et (super 87) Rb- (super 87) Sr; ses relations avec les peridotites associees. Dating Metamorph. Mesoz. Terrains In 20, 681–687.

Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. GSA Bull. 88, 1305–1320. doi:10.1130/0016-7606(1977)88<1305:LPSFIS>2.0.CO;2

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics 25, 139–171. doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1

Azambre, B., Rossy, M., 1976. Le magmatisme alcalin d'age cretace, dans les Pyrenees occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le metamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. Geol. Fr. S7–XVIII, 1725–1728. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725

Azambre, B., Rossy, M., Albarede, F., 1992. Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean rift zone (France and Spain). Eur. J. Mineral. 4, 813–834.

Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps; implications for crustal rheology. Tectonophysics 560–561, 62–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022

Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. Tectonics 33, 84–111. doi:10.1002/2013TC003294

Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241, 193–224. doi:10.1016/0040-1951(94)00185-C

Bernus-Maury, C., 1984. Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées (French). Paris 6.

Bertrand, L., 1940. Sur la structure geologique du versant nord des Pyrenees. Bull. Serv. Carte Geol. Fr. 204.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. J. Metamorph. Geol. 20, 859–871. doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Beyssac, O., Rouzaud, J.-N., Goffé, B., Brunet, F., Chopin, C., 2002. Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. Contrib. Mineral. Petrol. 143, 19.

Biteau, J.-J., Canerot, J., 2007. La chaine des Pyrenees et ses avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre; caracteristiques structurales, evolution geodynamique et tectono-sedimentaire. Pyrenees Their Forelands Aquitaine Ebro Basins Their Struct. Character 155, 16–28.

Blay, P., Cosgrove, J.W., Summers, J.M., 1977. An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. J. Geol. Soc. 133, 329–342. doi:10.1144/gsjgs.133.4.0329

Bodego, A., Iriarte, E., Agirrezabala, L.M., García-Mondéjar, J., López-Horgue, M.A., 2015. Synextensional mid-Cretaceous stratigraphic architecture of the eastern Basque–Cantabrian basin margin (western Pyrenees). Cretac. Res. 55, 229–261. doi:10.1016/j.cretres.2015.01.006

Boillot, G., 1984. Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. Geol. Mag. 121, 407–412.

Boillot, G., Capdevila, R., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M., Lepretre, J.-P., 1973. La zone nord-pyreneenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. Elongation North. Pyrenees Zone Cont. Margin North. Spain Its Struct. Significance 277, 2629–2632.

Boulvais, P., Parseval, P. de, D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. Mineral. Petrol. 88, 499–526. doi:10.1007/s00710-006-0124-x

Branellec, M., Nivière, B., Callot, J.-P., Ringenbach, J.-C., 2016. Mechanisms of basin contraction and reactivation in the basement-involved Malargüe fold-and-thrust belt, Central Andes (34–36°S). Geol. Mag. 153, 926–944. doi:10.1017/S0016756816000315

Brown, D., Alvarez-Marron, J., Perez-Estaun, A., Puchkov, V., Ayala, C., 1999. Basement influence on foreland thrust and fold belt development; an example from the Southern Urals. Tectonophysics 308, 459–472.

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994a. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe : Modes and structural consequences, in: Géologie de La France. Presented at the L'extension syn-a-post-épaississement de la chaîne varisque en Europe occidentale : Modalités et conséquences (French), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, pp. 33–51.

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994b. Syn- to post-thickening extension : mode and consequences. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 319, 1019–1032.

Callot, J.-P., Jahani, S., Letouzey, J., 2007. The role of preexisting diapirs in fold and thrust belt development. in Thrust belts and foreland basins: from fold kinematics to

hydrocarbon systems, edited by O. Lacombe, J. Lavé, F. Roure and J. Verges, 309-326.

Callot, J.-P., Ribes, C., Kergaravat, C., Bonnel, C., Temiz, H., Poisson, A., Vrielynck, B., Salel, J.-F., Ringenbach, J.-C., 2014. Salt tectonics in the Sivas basin (Turkey): crossing salt walls and minibasins. Bull. Société Géologique Fr. 185, 33–42. doi:10.2113/gssgfbull.185.1.33

Callot, J.-P., Trocmé, V., Letouzey, J., Albouy, E., Jahani, S., Sherkati, S., 2012. Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 363, 545–561. doi:10.1144/SP363.27

Campos, J., 1979. Estudio geologico del Pirineo Vasco al W del rio Bidasoa. Geol. Study Basque Pyrennees West Bidasoa River 31, 3–139.

Canérot, J., 2008. Les Pyrénées: histoire géologique et itinéraires de découvertes, Atlantica-BRGM éditions. ed.

Canérot, J., 1989. Early Cretaceous rifting and salt tectonics on the Iberian margin of the Western Pyrenees (France). Structural consequences. ResearchGate 13, 87–99.

Canérot, J., 1988. Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (zone Nord-Pyrénéenne) au Crétacé inférieur. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 306, 1099–1102.

Canérot, J., Lenoble, J.L., 1993. Diapirisme cretace sur la marge iberique des Pyrenees occidentales; exemple du pic de Lauriolle; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrenees centrales et orientales. Bull. Société Géologique Fr. 164, 719–726.

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y., 2001. La faille nord-pyrénéenne, mythe ou réalité ?, Strata. Laboratoire de géologie sédimentaire et paléontologie, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Canérot, J., Peybernès, B., Ciszak, R., 1978. Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises), Bull. Soc. Geol. Fr., 5, 673–676.

Capote, R., 1983. La fracturacion subsecuente a la orogenia hercinica. Geol. Esp., Inst. Geol. Min. España, Madrid Tomo II, 17–25.

Carbayo, A., León, L., Villabolos, 1977. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 115, Gulina, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Castañares, L.M., Robles, S., Bravo, J.C.V., 1997. Distribucion estratigrafica de los episodios volcanicos submarinos del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia). Geogaceta 22, 43–46.

Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D., Bravo, J.C.V., 2001. The Submarine Volcanic System of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain): Stratigraphic Framework, Facies, and Sequences. J. Sediment. Res. 71, 318–333. doi:10.1306/080700710318

Casteras, M., 1974. Les Pyrénées In: Debelmas J. - Géologie de la France. Doin Éd Paris V. 2, 296–345.

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., 2015. The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. Geophys. J. Int. 200, 1094–1105. doi:10.1093/gji/ggu400

Chevrot, S., Villasenor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougoulat, G., Delmas, P., Blanquat, M., Diaz, J., Gallart, J., Grimaud, F., Lagabrielle, Y., Manatschal, G., Mocquet, A., Pauchet, H., Paul, A., Pequegnat, C., Quillard, O., Roussel, S., Ruiz, M., Wolyniec, D., 2014. High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 6399–6420. doi:10.1002/2014JB010953

Choukroune, P., 1976. Strain patterns in the Pyrenean Chain. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 283, 271–280.

Choukroune, P., 1972. Relations entre tectonique et metamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyreneenne centrale et orientale. Relatsh. Tecton. Metamorph. Mesoz. Terrains Cent. Orient. North Pyr 14, 3–11.

Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39.

Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrenees: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. Plate Tecton. Pyrenees Action North. Pyrenean Transform Fault Comp. 20, 689–700.

Choukroune, P., Seguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées.

Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de St Blanquat, M., 2013. Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. Int. J. Earth Sci. 103, 141–163. doi:10.1007/s00531-013-0927-z

Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics 33, 2013TC003471. doi:10.1002/2013TC003471

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., de Saint Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 183, 443–459.

Clerc, C., Lahfid, A., Monie, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6, 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015

Combes, P.-J., Peybernès, B., Leyreloup, A.F., 1998. Altérites et bauxites, témoins des marges européenne et ibérique des Pyrénées occidentales au Jurassique supérieur — Crétacé inférieur, à l'ouest de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques, France). Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 327, 271–278. doi:10.1016/S1251-8050(98)80085-2

Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. J. Struct. Geol. 24, 1729–1739. doi:10.1016/S0191-8141(01)00169-9

Cristallini, E.O., Ramos, V.A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan,

Argentina (32°SL). Tectonophysics 317, 205–235. doi:10.1016/S0040-1951(99)00276-0

Curnelle, R., 1983. Evolution structuro-sedimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Struct.-Sediment. Evol. Triassic Low. Liassic Aquitaine 7, 69–99.

Curnelle, R., Dubois, P., Seguin, J.C., Whitaker, D., Matthews, D.H., Roberts, D.G., Kent, P., Laughton, A.S., Kholief, M.M., 1982. The Mesozoic-Tertiary Evolution of the Aquitaine Basin. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 63.

Dauteuil, O., Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute-temperature a l'origine du metamorphisme cretace nord-pyreneen. Circ. High-Temp. Fluids Orig. North Pyrenean Cretac. Metamorph. 3, 237–250.

Debat, P., 1969. Tectonique tertiaire dans les formations metamorphiques des vallees de Gavarnie et d'Heas (Hautes-Pyrenees). Tert. Tecton. Metamorph. Form. Gavarnie Heas Val. Hautes-Pyrenees 2, 31–33.

Debroas, E.J., 1990. Le flysch noir albo-cenomanien temoin de la structuration albienne a senonienne de la Zone nord-pyreneenne en Bigorre (Hautes-Pyrenees, France). Bull. Société Géologique Fr. 6, 273–285.

Debroas, E.J., 1987. Le flysch a fucoides d'Uchentein temoin d'un escarpement turono-senonien inferieur de la paleofaille nord-pyreneenne, Pyrenees centrales, France. Fucoidal Flysch Uchentein Indic. Turonian-Low. Senonian Escarpm. Of 3, 77–93.

Debroas, E.J., 1978. Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien superieur au Senonien inferieur (zone interne metamorphique des Pyrenees navarro-languedociennes). Evol. Up. Albian Low. Senonian Slaty Flysch Trench Intern. Metamorp 20, 639–648.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1976. Sédimentogenese et position structurale des flyschs crétaces du versant nord des Pyrénées centrales. Sediment. Genes. Struct. Position Cretac. Flysch North. Slope Cent. Pyrenees 305–320.

Dechesne, R.G., Mountjoy, E.W., 1992. multiple thrust detachment at deep levels of the southern Canadian Rocky Mountain Main Range, Alberta and British Columbia: in Structural Geology of Fold and Thrust Belts, edited by S. Mitra and G. W. Fisher, pp. 225 – 238, John Hopkins Univ. Press, Baltimore, Md.

DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J.A., Iriarte, E., Mendia, M., 2017. Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (NSpain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz). Geochem. Geophys. Geosystems n/a-n/a. doi:10.1002/2016GC006690

Del Valle de Lersundi, J., 1986. Comentarios sobre la tectonica navarra, en el marco de la genesis del Pirineo. Inedito.

Del Valle, J., Villalobos, L., kl Bornhorst, A., de Boer, H.U., Krausse, H.F., Mohr, K., Müller, R., Pilger, A., Requadt, H., Avidad, J., García-Dueñas, V., Garrote, A., Ramón, R., 1973. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 90, Sumbilla, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Diaz, J., Gallart, J., Carbonell, R., 2016. Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys. Tectonophysics, SI:Crustal seismology 692, 74–85. doi:10.1016/j.tecto.2016.08.023

Dumont, T., Replumaz, A., Rouméjon, S., Briais, A., Rigo, A., Bouillin, J.-P., 2015. Microseismicity of the Béarn range: Reactivation of inversion and collision structures at the northern edge of the Iberian plate. Tectonics 34, 2014TC003816. doi:10.1002/2014TC003816

Ewert, F.., 1964. Gelogie des Sudteiles der Baskischen Pyrenaen (Thesis). Munster-Diss.

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. 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. J. Petrol. Special_Volume, 55–76. doi:10.1093/petrology/Special_Volume.2.55

Ferreiro Mählmann, R., Le Bayon, R., 2016. Vitrinite and vitrinite like solid bitumen reflectance in thermal maturity studies: Correlations from diagenesis to incipient metamorphism in different geodynamic settings. Int. J. Coal Geol. 157, 52–73. doi:10.1016/j.coal.2015.12.008

Ferrer, O., Roca, E., Jackson, M.P.A., Muñoz, J.A., 2009. Effects of Pyrenean contraction on salt structures of the offshore Parentis Basin (Bay of Biscay). Trab. Geol. 29. doi:10.17811/tdg.29.2009.%p

Feuillée, P., Rat, P., 1971. Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. In : Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Publications Institut français du Pétrole. Colloques et séminaires n° 22, t. 2.

Floquet, M., Mathey, B., 1984. Evolution sedimentologique, paleogeographique et structurale des marges iberique et europeenne dans les regions basco-cantabrique et nord-iberique au Cretace moyen et superieur. Sedimentol. Paleogeographical Struct. Evol. 3, 129–136.

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. J. Geol. Soc. 173, 419–437. doi:10.1144/jgs2015-129

Gabaldón, V., Fernández, J.C., Davó, A.O., Merino, J.R., Sedó, J.S., Vilches, L.V., 1983. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 89, Tolosa, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Gabaldón, V., Merino, J.R., Davó, A.O., Vilches, L.V., González, L.L., Olivares, A.C., 1984. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 114, Alsasua, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Garcia-Mondejar, J., Lopez-Horgue, M.A., Aranburu, A., Fernandez-Mendiola, P.A., 2005. Pulsating subsidence during a rift episode; stratigraphic and tectonic consequences (Aptian-Albian, northern Spain). Terra Nova 17, 517–525. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00644.x

Garrido-Megias, A., Rios Aragues, L.M. (super a), 1972. Sintesis geologica del Secundario y Terciario entre los rios Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lerida). Summ. Mesoz. Tert. Geol. Cinca Segre Rivers Souther 83, 1–47.

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. doi:10.1016/0040-1951(86)90256-8

Golberg, J.M., 1987. Le metamorphisme mesozoique dans la partie orientale des Pyrenees; relations avec l'evolution de la chaine au cretace. Universite des Sciences et Techniques du Languedoc, Centre Geologique et Geophysique : Montpellier, France, France.

Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contrib. Mineral. Petrol. 104, 194–207. doi:10.1007/BF00306443

Golberg, J.M., Maluski, H., 1988. Donnees nouvelles et mise au point sur l'age du metamorphisme pyreneen. New Data Discuss. Age Pyrenean Metamorph. 306, 429–435.

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Sci. Rev. 102, 121–158. doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002

Heddebaut, C., 1975. Etudes geologiques dans les massifs paleozoiques basques. Geol. Stud. Paleoz. Basque Pyrenees 5–30.

Heuschmidt, B., 1977. Le gîte plombo-zincifere de Modesta: (Navarre, Espagne) et ses controles tectoniques. Université Claude Bernard, Lyon.

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2009. Interaction between spreading salt canopies and their peripheral thrust systems. J. Struct. Geol. 31, 1114–1129. doi:10.1016/j.jsg.2009.06.005

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2007. Terra infirma: Understanding salt tectonics. Earth-Sci. Rev. 82, 1–28. doi:10.1016/j.earscirev.2007.01.001

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2006. Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. AAPG Bull. 90, 1535–1564. doi:10.1306/05080605143

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., Schultz-Ela, D.D., 2009. The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins. Geol. Soc. Am. Bull. preprint, 1. doi:10.1130/B26275.1

Iriarte, E., 2004. Depresion Intermedia entre Leitza y Elizondo (Pirineo occidental): estratigrafía y relaciones tectonica-sedimentacion durante el Cretacico. Unpublished PhD thesis. UPV/EHU, 310 pp.

Jackson, J.A., 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature 283, 343–346. doi:10.1038/283343a0

Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1994. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. Geol. Soc. Am. Bull. 106, 57–73. doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0057:REAAGT>2.3.CO;2

James, V., Canerot, J., 1999. Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentale et de l'Aquitaine méridionale (France). Eclogae Geol. Helvetiae 63. doi:10.5169/seals-168647

Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. J. Struct. Geol. 9, 207–219. doi:10.1016/0191-8141(87)90026-5

Jammes, S., Lavier, L., Manatschal, G., 2010a. Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. Geochem. Geophys. Geosystems, 2010a 11, Q10016. doi:10.1029/2010GC003218

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., 2010b. Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The example of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). AAPG Bull., 2010b 94, 957–975. doi:10.1306/12090909116

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. Tectonics 28, TC4012. doi:10.1029/2008TC002406

Jammes, S., Tiberi, C., Manatschal, G., 2010c. 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. Tectonophysics, 2010c 489, 210–226. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.023

Juch, D., Schäfer, D., 1974. L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arizakum dans la partie orientale du massif de Cinco-Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne). Pirineos 111, 41–58.

Kergaravat, C., Ribes, C., Legeay, E., Callot, J.-P., Kavak, K.S., Ringenbach, J.-C., 2016. Minibasins and salt canopy in foreland fold-and-thrust belts: The central Sivas Basin, Turkey. Tectonics 35, 2016TC004186. doi:10.1002/2016TC004186

Kind, H.D., 1967. Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien). Hannover.

Klarr, K., 1974. La structure géologique de la partie sud-est du Massif des Aldudes-Quinto Real (Pyrenees Occidentales). Pirineos 111, 41–58.

Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. Tectonophysics 301, 75–94. doi:10.1016/S0040-1951(98)90223-2

Krausse, H.F., 1973. Uebersicht über tektonische Formungen und strukturen in den spanischen Westpyrenän (A View on Tectonical Deformation and Structures of the Spanish Western Pyrenees). Tecton. Deform. Struct. West. Pyrenees Spain 142, 1–29.

Krausse, H.F., Müller, D., Requadt, H., Campos Fernández, J., Garcia-Dueñas, V., Garrote, A., Navarro-Vilá, F., Velasco, F., Solé Sedó, J., Villalobos Vilches, L., 1972. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 65, Vera de Bidasoa, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens; insights from recent collisions belts; Taiwan, Western Alps, Pyrenees. Tectonics 21. doi:10.1029/2001TC901018

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. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2016. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus Geosci.,

From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 290–300. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29, TC4012. doi:10.1029/2009TC002588

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffe, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). Terra Nova 22, 354–360. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x

Lamare, P., 1936. Recherches géologiques dans le Pyrénés basques d'Espagne. Mém. Société Géologique Fr. XII, 465 p.

Lamolda, M.A., Mathey, B., Rossy, M., Sigal, J., 1983. La edad del volcanismo cretacico de Vizcaya y Guipuzcoa. Age Cretac. Volcanism Vizc. Guipuzcoa 39, 151–155.

Larrasoana, J.C., Pares, J.M., Millan, H., del Valle, J., Pueyo, E.L., 2003. Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion; the Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). Tectonics 22. doi:10.1029/2002TC001446

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 Académie Sci. Paris 271, 1941–1944.

Letouzey, J., 1990. Fault reactivation, inversion and foldthrust belt, in Petroleum and tectonics in Mobile Belts, edited by J. Letouzey. Tech. Paris 101–128.

López-Mir, B., Muñoz, J.A., García-Senz, J., 2014. Extensional salt tectonics in the partially inverted Cotiella post-rift basin (south-central Pyrenees): structure and evolution. Int. J. Earth Sci. 104, 419–434. doi:10.1007/s00531-014-1091-9

Martinez Torres, L.M., 1989. El Manto de los Marmoles (Pirineo occidental): geologia estructural y evolucion geodinamica (Thesis). Universidad del Pais Vasco, Leioa.

Martinez Torres, L.M., Eguiluz, L., Ramon-Luch, R., Llanos, H., 1984. Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco. I Congr. Esp. de Geología, t. III, p. 207-217.

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin; the example of the Arzacq-Mauleon rift system (western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. Geol. Rundsch. 103, 1569–1596. doi:10.1007/s00531-014-1023-8

Mathey, B., Floquet, M., Miguel Martînez-Torres, L., 1999. The Leiza palaeo-fault: Role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). Paléo-Fail. Leiza Rô Importance Dans Sédimentation Paléogéographie Pyrén. Basqu. Au Crétac. Supér. Esp. Fr. 328, 393–399. doi:10.1016/S1251-8050(99)80105-0

Mathieu, C., 1986. Histoire géologique du sous-bassin de Parentis, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, 33–47.

Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la Chaîne des Pyrenées. Essent. Struct. Traits Pyrenees 10, 3–11.

Mattauer, M., 1964. Sur les schistosites d'age tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrenees. Comptes Rendus Hebd. Seances Acad. Sci. 259, 2891–2894.

Mattauer, M., Henry, J., 1974. Pyrénées. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts — Data for orogenic studies. A.M. Spencer. Earth-Sci. Rev. 11, 181–182.

Mattauer, M., Seguret, M., 1966. Sur le style des deformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrenees. Style Tert. Deform. Hercynian Axial Zone Pyrenees 1, 10–13.

McClay, K., Munoz, J.-A., Garcia-Senz, J., 2004. Extensional salt tectonics in a contractional orogen; a newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. Geol. Boulder 32, 737–740. doi:10.1130/G20565.1

Mendia, M.S., 1987. Estudio petrológico de las rocas metamórfica prealpinas asociadas a la Falla de Leiza (Navarra). (Tesis de Licenciatura). Universidad del País Vasco, UPV/EHU.

Mendia, M.S., Gil Ibarguchi, J.I., 1991. High-grade metamorphic rocks and peridotites along the Leiza Fault (Western Pyrenees, Spain). Geol. Rundsch. 80, 93–107.

Mirouse, R., 1980. Les Pyrénées In: Bulletin Centre Recherche Exploitation Production Elf Aquitaine. Mém V3 Chapitre 5 28–29.

Mitra, S., Mount, V.S., 1998. Foreland Basement-Involved Structures. AAPG Bull. 82, 70–109.

Monchoux, P., 1970. Les Lherzolites pyrénéennes: contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations.

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, 257–273.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1982. Etude K/Ar du magmatisme basique lie au Trias superieur des Pyrenees; consequences methodologiques et paleogeographiques. KAr Study Basic Magmat. Up. Triassic Pyrenees Methodol. Paleogeographic Consequences 105, 673–680.

Mouthereau, F., Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Variations along the strike of the Taiwan thrust belt: Basement control on structural style, wedge geometry, and kinematics. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 358, 31–54. doi:10.1130/0-8137-2358-2.31

Mouthereau, F., Lacombe, O., 2006. Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the western foreland of Taiwan. J. Struct. Geol. 28, 1977–1993. doi:10.1016/j.jsg.2006.08.007

Mouthereau, F., Petit, C., 2003. Rheology and strength of the Eurasian continental lithosphere in the foreland of the Taiwan collision belt: Constraints from seismicity, flexure, and structural styles. J. Geophys. Res. Solid Earth 108, 2512. doi:10.1029/2002JB002098

Mouthereau, F., Watts, A.B., Burov, E., 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. Nat. Geosci. 6, 785–789. doi:10.1038/ngeo1902

Muñoz, J.A., 2002. The Pyrenees. In: GIBBONS, W. & MORENO, M. T. (eds) The geology of Spain. Geological Society, London, p. 370–385.

Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt; ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: MCCLAY, K. R. (ed) Thrust tectonics. Chapman & Hall : London, United Kingdom, pp. 235–246.

Olivet, J.-L., 1996. La cinematique de la plaque Iberique. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 20, 131–195.

Pasteris, J., Wopenka, B., 1991. Raman-Spectra of Graphite as Indicators of Degree of Metamorphism. Can. Mineral. 29, 1–9.

Pasteris, J.D., 1989. In situ analysis in geological thin-sections by laser Raman microprobe spectroscopy; a cautionary note. Appl. Spectrosc. 567–570.

Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Diaz, J., 2003. Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). J. Geophys. Res. 108. doi:10.1029/2001JB001667

Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Torné, M., 2007. Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. J. Geophys. Res. Solid Earth 112, B12405. doi:10.1029/2007JB005021

Pesquera, A. [b1] (analytic), Velasco, F. (analytic), 1988. Metamorphism of the Palaeozoic Cinco Villas massif (Basque Pyrenees): illite crystallinity and graphitization degree (English). Métamorphisme Massif Paléozoïque Cinco Villas Pyrén. Basqu. Cristal. Illite Degré Graph. Fr. 52, 615–625.

Pesquera, A., Velasco, F., 1997. Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain). Contrib. Mineral. Petrol. 129, 53–74. doi:10.1007/s004100050323

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., 2003. Le front de la « Zone des marbres » (Pyrénées basco-cantabriques, Espagne), un chevauchement fini-crétacé fossilisé par les brèches marines paléocènes ? Front 'Marble Zone' Basqu. Pyrenees Spain Late-Cretac. Overthrust Sealed Mar. Palaeocene Breccias Engl. 335, 335–344. doi:10.1016/S1631-0713(03)00050-6

Pflug, R., 1967. Der diapir von Estella (Nordspanien): tektonik und stratigraphie im Vorland des Spanischen Westpyrenaen. Beihette Geological Jahrbuch. 66, 21-62.

Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. J. Geol. Soc. 167, 751–767. doi:10.1144/0016-76492009-144

Rat, P., 1988. The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates, some facts but still many problems. Rev. Soc. Geol. Espana 1, 327–348.

Rat, P., Amiot, M., Feuillée, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A., Salomon, J., 1983. Vue sur le Cretace Basco-cantabrique et Nord-Iberique; Une marge et son arriere-pays, ses environnements sedimentaires. Basque-Cantab. North Iber. Cretac. Margin Back Basin Sediment. Environ. 9.

Ravier, J., 1959. Le metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees. Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser. 38.

Ravier, J., Thiebaut, J., 1982. Lagunar origin of mesozoic marbles and hornfelds at the col-dagnes (ariege), C. R. Acad. Sci. Paris, 294, 127–130.

Ribes, C., Kergaravat, C., Bonnel, C., Crumeyrolle, P., Callot, J.-P., Poisson, A., Temiz, H., Ringenbach, J.-C., 2015. Fluvial sedimentation in a salt-controlled mini-basin: stratal patterns and facies assemblages, Sivas Basin, Turkey. Sedimentology 62, 1513–1545. doi:10.1111/sed.12195

Richter, D., 1963. Uber Querfaltung in den spanischen Westpyrenäen. Geol Mitt Vol 2 185–196.

Robert, P., 1971. Etude petrographique des matieres organiques insolubles par la mesure de leur pouvoir reflecteur; contribution a l'exploration petroliere et a la connaissance des bassins sedimentaires. Petrogr. Insoluble Org. Mater. Based It 26, 105–135.

Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. Tectonics 30, TC2001. doi:10.1029/2010TC002735

Rodríguez Fernández, L.R., Martín-Serrano García, A., Olmedo López, F., Oliveira, J.T., Medialdela Cela, T., Nozal, F., 2015. Mapa geológico de españa y portugal. Escala 1:1.000.000. ISBN: 978-84-7840-949-5.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0

Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., Ternet, Y., 2003. Datation U-Pb sur zircons des dolerites tholeiitiques pyreneennes (ophites) a la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits "infra-liasiques" nord-pyreneens. UPb Zircon Dating Pyrenean Tholeiitic Dolerites E 335, 1071–1080. doi:10.1016/j.crte.2003.09.011

Rossy, 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). Chem. Geol. 97, 33–46. doi:10.1016/0009-2541(92)90134-Q

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics 8, 41–50. doi:10.1029/TC008i001p00041

Roure, F., Colletta, B., 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. Mém. Muséum Natl. Hist. Nat. 170, 173–209.

Roure, F., Howell, D.G., Guellec, S., Casero, P., 1990. Shallow structures induced by deep-seated thrusting, in Petroleum and Tectonics in Mobile Belts, edited by J. Letouzey Technip, Paris, 15–30.

Rowan, M.G., 2014. Passive-margin salt basins; hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics. Basin Res. 26, 154–182. doi:10.1111/bre.12043

Rowan, M.G., Vendeville, B.C., 2006. Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. Mar. Pet. Geol. 23, 871–891. doi:10.1016/j.marpetgeo.2006.08.003

Scharf, A., Handy, M.R., Ziemann, M.A., Schmid, S.M., 2013. Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps); a study with Raman microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). J. Metamorph. Geol. 31, 863–880. doi:10.1111/jmg.12048

Seguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et series decollees de la partie centrale du versant sud des Pyrenees; Caractere synsedimentaire, role de la compression et de la gravite. Tecton. Study Nappes Detached Ser. Cent. Part Of.

Serrano, A., Martinez del Olmo, W., 1990. Tectonica salina en el Dominio Cantahro-Navarro: evolucionidad y origen de las estructuras salinas. In: ORTIC ABO,F . & SALVANYD URAJ.N (, eds) Formaciones evaporiticas de la Cuenca del Ehro y cadenas perifericas, y de la zona de Leuante. Universidad de Barcelona, 39-53.

Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. J. Geophys. Res. Solid Earth 109, B08104. doi:10.1029/2003JB002514

Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E.C., 2014. Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). J. Afr. Earth Sci., Geological Evolution of the Ediacaran and Cambrian in the High Atlas and Anti-Atlas Ranges, Morocco 98, 94–112. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.04.025

Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Dol, J., Thieuloy, J.-P., Bonnemaison, M., Manivit, H., Peybernès, B., 1985. Le Groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomanien) dans les Pyrénées. Bull Cent Rech Exlpo-Prod Elf-Aquitaine Pau 9, 183–252.

Souriau, A., Chevrot, S., Olivera, C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. Tectonophysics 460, 206–214. doi:10.1016/j.tecto.2008.08.014

Souriau, A., Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. Tectonophysics 290, 221–244.

Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R., Reid, I.D., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. Earth Planet. Sci. Lett. 182, 61–76.

St Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., 2015. Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.12.003

Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. J. Virtual Explor. 8, 77–106.

Strecker, M.R., Hilley, G.E., Bookhagen, B., Sobel, E.R., 2011. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the Central Andes in Bolivia and NW Argentina. In Tectonics of Sedimentary Basins (eds C. J. Busby & A. Azor), pp. 508–21.Oxford: Blackwell Publishing Ltd.

Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. Tectonics 17, 395–406. doi:http://dx.doi.org/10.1029/98TC00561

Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernàndez, M., Arboleya, M.-L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. Terra Nova 17, 456–461. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00633.x

Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. Comptes Rendus - Géoscience 348, 257–267. doi:10.1016/j.crte.2015.10.010

Thiebaut, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Fondecave-Wallez, M.J., 1988. Metamorphisme et halocinese cretaces dans les evaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyreneen (Haute-

Garonne et Ariege, France). Cretac. Metamorph. Salt Tecton. Betchat Evaporites North. P 307, 1535–1540.

Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricain (phdthesis). Université de Bretagne occidentale - Brest.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., 2015. Characterizing and identifying structural domains at rifted continental margins: application to the Bay of Biscay margins and its Western Pyrenean fossil remnants. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 413, 171–203. doi:10.1144/SP413.3

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems; insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. Tectonics 33, 1239–1276. doi:10.1002/2014TC003529

Turner, J.P., 1996. Switches in subduction direction and the lateral termination of mountain belts; Pyrenees-Cantabrian transition, Spain. J. Geol. Soc. Lond. 153, Part 4, 563–571.

Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., 2013. Pre-orogenic exhumation of the north Pyrenean Agly Massif (eastern Pyrenees, France). Tectonics 32, 95–106. doi:10.1002/tect.20015

Verges, J., Fernandez, M., Martinez, A., 2002. The Pyrenean orogen; pre-, syn-, and post-collisional evolution. J. Virtual Explor. 8, 57–76.

Vergés, J., García-Senz, 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift Jaume VERGES (I) & Jesus GARCiA-SENZ(2). ResearchGate 187–212.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Mar. Pet. Geol., Integrated Basin Studies 12, 903–915. doi:10.1016/0264-8172(95)98854-X

Vergés, J., Munoz, J.A., 1990. Thrust sequence in the southern central Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 6, 265–271.

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

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Sci. Rev. 114, 61–83. doi:10.1016/j.earscirev.2012.05.001

Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Spakman, W., 2016. Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. Gondwana Res. 34, 49–59. doi:10.1016/j.gr.2016.03.006

Walgenwitz, F., 1977. Etude pétrologique des roches intrusives triasiques, des écailles du socle profond et des gites de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre espagnole). (Thesis). Université de Besançon, Besançon.

Watts, A.B., Lamb, S.H., Fairhead, J.D., Dewey, J.F., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. Earth Planet. Sci. Lett. 134, 9–21. doi:10.1016/0012-821X(95)00095-T

Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America, in Thrust and Nappe Tectonics, edited by K. McClay and

J. N. Price. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 9, 513–528. doi:10.1144/GSL.SP.1981.009.01.46

Wopenka, B., Pasteris, J.D., 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite : applicability of Raman microprobe spectroscopy. Am. Mineral. 78, 533–557.

## III.2 Synthèse de la répartition des phases de déformation à l'échelle de la chaîne

L'ensemble des données obtenues dans notre étude structurale ont permis de mettre en évidence trois phases de déformation, associées à l'orogenèse pyrénéenne. Ces phases de déformations sont associées au développement de différentes générations de foliation et de schistosités, ainsi qu'au développement de plis et de failles.

### III.2.1 Déformation ductile associée à la foliation $S_{0-1}$

La première phase de déformation est à l'origine du développement de la foliation $S_{0-1}$ probablement liée à une phase d'extension anté-collision, associée à l'hyper-amincissement de la croûte continentale lors du rifting crétacé. Cette foliation se développe sur l'ensemble de la ZIM et se développe très localement dans certains bassins plus septentrionaux et rarement dans les écailles bordières (Figure III-17a). Les sétérogrammes résumant les données associées à $S_{0-1}$ montre que cette foliation montre des directions multiples, indiquant la formation de plis postérieurs à cette dernière (Figure III-17a). Cette phase entraine une intense déformation ductile par du boudinage et d'un aplatissement des sédiments anté et syn-rift marqué par la présence des linéations d'étirement et des linéations minérales souvent portées par le scapolite. Au vu du nombre d'affleurements visités les linéations se font rares, souvent peu marquées ou non lisibles dans les marbres blancs sans impureté (77 mesures de linéations toutes confondues pour plus de 860 affleurements visités). Une carte avec l'ensemble des mesures de linéation a été réalisée, afin de montrer la répartition des deux types de structure rencontrés, une linéation d'étirement et une linéation minérale portée par le scapolite (Figure III-17b). Même si deux familles de direction NE-SW et NW-SE semblent se dessiner il est difficile de déterminer une direction d'étirement précise dans la zone de la Nappe des Marbres, car le nombre de données est insuffisant.

*Figure III-17 : Carte de compilation de données à l'échelle de la chaîne et représentation stéréographiques par secteurs ainsi que de l'ensemble des données. a) carte de la répartition de la foliation $S_{0\text{-}1}$ et de la schisyosité de fracture $S_2$. b) carte de la distribution des linéations d'étirements et des linéations minérales portées par le scapolite. c) carte de l'orientation des axes de plis centimétriques à décamétriques.*

Dans le Fossé d'Aulus et dans la région de la Barousse nous pouvons noter à partir des rose-diagrammes une répartition NW-SE et NE-SW des linéations d'étirement (Figure III-17b). Ces deux familles de direction perpendiculaire sont expliquées par un pli de la foliation $S_{0\text{-}1}$ par (Clerc, 2012 ; Clerc *et al.*, 2015). À noter une orientation E-W marqué des linéations minérales. Il s'agit des scapolites orientés et des scapolites étirés et tronçonnées. Nous pouvons donc mettre en avant un étirement ou des mouvements de translation d'orientation E-W. À l'échelle de la chaîne il est difficile de faire ressortir une direction précise de l'étirement durant la phase d'extension, qui semble est totalement reprise par les déformations compresives.

### III.2.2 Seconde phase de déformation associée à la convergence

Dans les Pyrénées, la phase de convergence postérieure à la phase de rifting est l'origine du développement d'une schistosité de fracture $S_2$, qui se retrouve sur l'ensemble de la chaine et également dans le socle paléozoïque. À l'échelle de la chaîne cette schistosité semble bien régler avec une direction moyenne proche de N100°-N110°, qui correspond à l'alignement généralement de la chaîne, de la FNP, de la ZA et des massifs nord-pyrénéens (Figure III-17a). Cette schistosité est également plan axial de nombreux plis kilométriques à décakilométriques observés dans la ZNP, qui forment la structure des bassins et dont l'orientation est globalement en accord avec l'orientation E-W de la chaine. Cette phase de schistosité est également associée à de très nombreux plis d'échelle centimétrique à métrique avec des axes généralement E-W (Figure III-17c). À noter la présence d'une famille de plis dont l'orientation est N-S avec des axes assez fortement à faiblement plongeant. L'orientation de ces plis est perpendiculaire à l'axe de raccourcissement de la chaine qui est E-W (Figure III-17c). Il s'avère que ces plis se localisent généralement proche de grande structures crustales comme la Faille de Leitza et la FNP, qui ont été décrites comme de grandes structures majeures et qui ont joué au cours de leur histoire comme zone de décrochement. Donc ces plis à axes perpendiculaires, par rapport à l'axe de la chaîne, ont pu être formés par la composante décrochante de ces failles, ce qui suggère probablement des mouvements de transpression lors de la fermeture du domaine étiré.

### III.2.3 Troisième phase de déformation associée à la convergence

La troisième phase de déformation est plus localisée et correspond au développement de plans de cisaillement de taille métrique, d'une schistosité de fracture subhorizontale $S_3$ et de plans de faille généralement décrochantes. Cet évènement est tardif et recoupe les structures antérieures qui affectent les différentes formations. Cette schistosité $S_3$ localisée, pourrait être formée par

l'activité tardive des failles qui affectent la zone d'étude. Dans certains secteurs, ces plans de foliation très localisé montrent un axe N-S perpendiculaire à l'axe d'allongement de la chaîne.

# CHAPITRE IV

# Thermicité de la Zone Nord-Pyrénéenne

## IV.1 Méthodologie, description et application de la méthode Raman

### IV.1.1 Principe de la méthode

La spectrométrie Raman utilisé comme un outil dans ce travail de thèse, correspond à une technique analytique, qui utilise la dynamique vibrationnelle des atomes, par excitation du matériau étudié. Cette excitation est obtenue à la suite d'une interaction entre la matière et une lumière monochromatique de type laser, qui permet de porter le matériau (ou l'échantillon, dans notre cas) à un niveau énergétique virtuel, entrainant une réémission de radiation. En effet une matière soumise à une radiation ou une lumière monochromatique peut réfléchir, absorber, transmettre ou diffuser l'onde incidente (Perkowitz, 1993). La réémission de cette radiation comporte deux types de signaux. Le premier, majoritaire, correspond à la diffusion de Rayleigh. Dans ce cas, une partie de la lumière incidente est diffusée élastiquement sans changement d'énergie (sans changement de longueur d'onde) par l'échantillon (Figure IV-1). Le second est lié à l'interaction d'un nombre très limité de photons avec l'échantillon, correspondant à un rayonnement diffusé inélastiquement. L'échantillon va alors absorber ou céder de l'énergie aux photons incidents, selon deux contributions, correspondant à la diffusion Raman Stokes et anti-Stokes (Figure IV-1). La lumière diffusée lors de l'excitation contient donc une information unique et caractéristique de rotations et de vibrations des liaisons de la molécule concernée. Dans le cadre de la spectrométrie Raman, l'intérêt est essentiellement porté sur les énergies de vibration et de rotation, qui sont très faibles, en comparaison de celles des photons incidents. L'effet Raman correspond donc à la diffusion inélastique produite à la suite d'un échange d'énergie entre la lumière et la matière (Figure IV-1). En effet, la matière analysée peut absorber ou céder de l'énergie (Stokes et anti-Stokes) lors du rayonnement monochromatique créant ainsi l'effet Raman. Cet échange d'énergie est simplement caractérisé par la représentation d'un spectre Raman (Raman shift). Dans notre cas nous nous intéresseront aux spectres Raman de la matière carbonée.

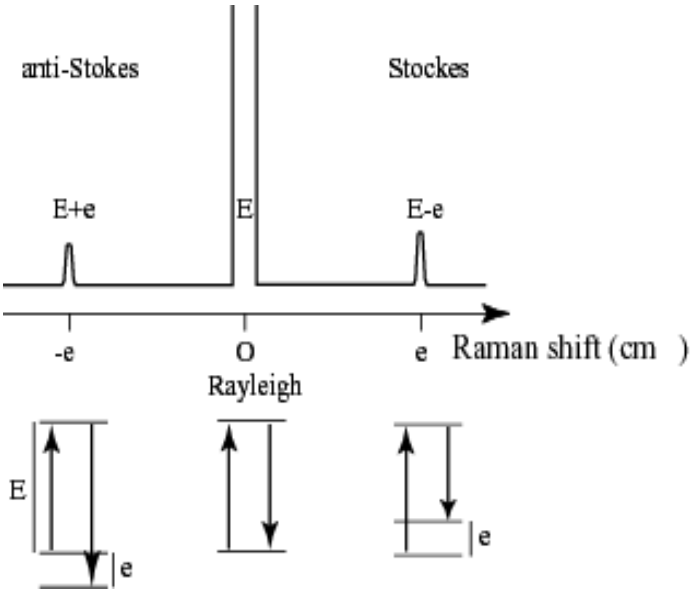


*Figure IV-1: Principe physique de l'effet Raman, d'après Beyssac, 2001. Lors de l'interaction entre la lumière et la matière, plusieurs types de diffusion peuvent avoir lieu. La diffusion à l'origine de l'effet Raman est la diffusion inélastique. La diffusion élastique est appelée effet Rayleigh.*

### IV.1.2 Instrumentation

Les données Raman présentées dans ce travail ont été acquises à l'aide d'un microspectromètre Renishaw inVia acquis en 2011 par la plateforme analytique commune du BRGM/ISTO (Figure IV-2).Ce spectromètre Raman Renishaw InVia Reflex est équipé de 3 sources d'excitation laser à 514,5; 632,8 et 785 nm. Le faisceau laser est focalisé sur l'échantillon à travers un microscope de recherche Leica DM2500 spécialement adapté au système et doté de 4 objectifs Nplan [x5, x20, x50 (Ouverture Numérique = 0.75), x100 (ON=0.90)], 1 objectif longue frontale (x50LW), un dispositif d'illumination en réflexion, un éclairage en lumière transmise et une caméra vidéo couleur. La diffusion Rayleigh, elle aussi élastique, est éliminée grâce aux filtres diélectriques. Le signal Raman est ensuite dispersé à l'aide d'un réseau holographique et mesuré par un détecteur CCD NIR/UV deep depletion 1024x256 pixels refroidi par effet Peltier. Le logiciel Renishaw WiRe 4,0 pilote les différentes composantes de l'appareil Raman et commande directement tous les paramètres d'acquisition des données.

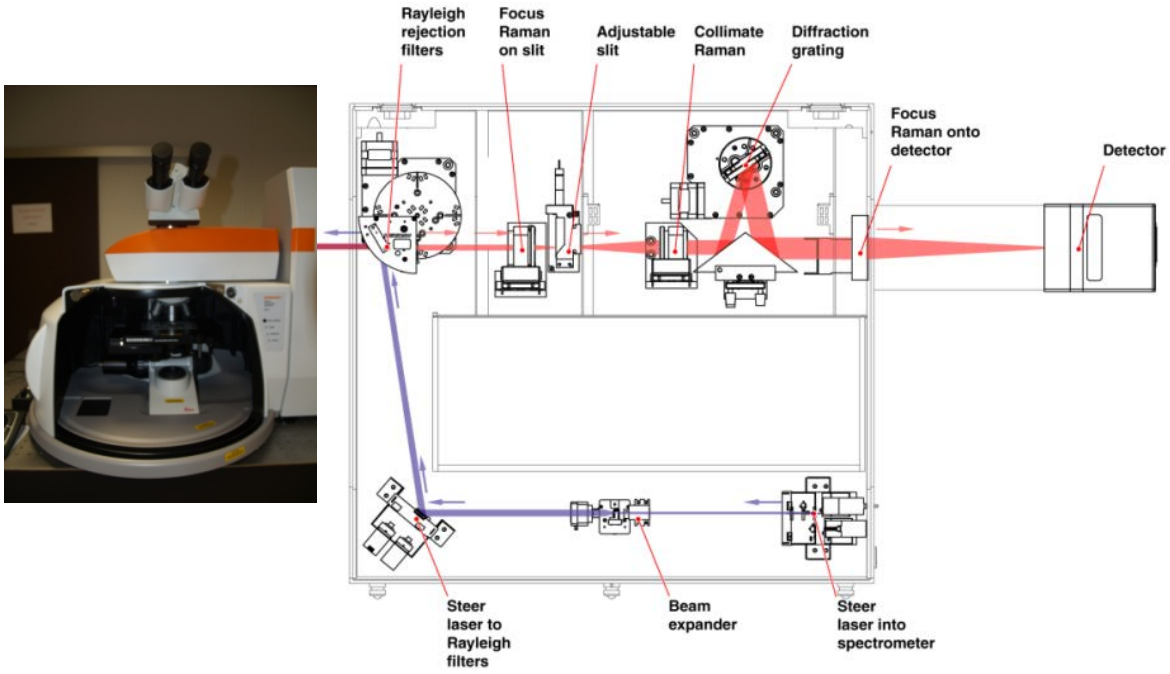


*Figure IV-2: Photographie de la plateforme Raman acquise conjointement par le BRGM/ISTO et schéma de fonctionnement de la machine.*

### IV.1.3 Spectres Raman des matériaux carbonés

Le spectre Raman du premier ordre (1100-1800 $cm^{-1}$) d'un carbone parfait monocristallin est formé uniquement d'une seule bande G située aux alentours de 1580 $cm^{-1}$ (Tableau IV-1) (Tuinstra et Koenig, 1970). Cette bande correspond à la vibration d'étirement C-C des atomes de carbone dans la structure carbonée. Avec l'apparition du désordre structural par rapport au graphite monocristallin de nouvelles bandes de défauts situées à 1350 $cm^{-1}$, 1620 $cm^{-1}$ apparaissent (Wopenka et Pasteris, 1993; Ferrari et Robertson, 2000).

| Band[a] | Raman shift ($cm^{-1}$) | | | Vibration mode[b] |
|---|---|---|---|---|
| | Soot | Disordered graphite[c] | Highly ordered graphite[d] | |
| G | ~1580 $cm^{-1}$, s | ~1580 $cm^{-1}$, s | ~1580 $cm^{-1}$, s | Ideal graphitic lattice ($E_{2g}$-symmetry) [6,17] |
| D1 (D) | ~1350 $cm^{-1}$, vs | ~1350 $cm^{-1}$, m | – | Disordered graphitic lattice (graphene layer edges, $A_{1g}$ symmetry) [6,17] |
| D2 (D′) | ~1620 $cm^{-1}$, s | ~1620 $cm^{-1}$, w | – | Disordered graphitic lattice (surface graphene layers, $E_{2g}$-symmetry) [17] |
| D3 (D″, A) | ~1500 $cm^{-1}$, m | – | – | Amorphous carbon (Gaussian [26] or Lorentzian [3,18,27] line shape) |
| D4 (I) | ~1200 $cm^{-1}$, w | – | – | Disordered graphitic lattice ($A_{1g}$ symmetry) [10], polyenes [3,27], ionic impurities [18] |

*Tableau IV-1: Longueur d'onde des bandes du premier ordre des carbones (suie, graphite) et leurs modes de vibration (d'après Sadezky et al., 2005).*

La bande de défauts localisée à 1350 $cm^{-1}$, qui est la plus importante en intensité relative, est nommée par certains auteurs « bande D » (Wopenka et Pasteris, 1993; Ferrari et Robertson, 2000).

Pour des structures de carbones très désordonnées, deux autres bandes de défauts apparaissent aux alentours de 1500 $cm^{-1}$ et 1200 $cm^{-1}$ appelées respectivement D3 et D4. (e.g. Sadezky et al., 2005). Tous les spectres Raman des MC acquis dans ce travail représentent uniquement les bandes du premier ordre.

### IV.1.4 La spectroscopie Raman des matériaux carbonés : une approche géothermométrique

Plusieurs travaux ont montré que l'application de la spectroscopie Raman sur les matériaux carbonés est un bon moyen pour la caractérisation du degré d'organisation des carbones naturels ayant lieu, soit vers la fin de la diagenèse (métagenèse), soit au cours du métamorphisme (e.g. Bény et Rouzaud, 1985 ; Pasteris et Wopenka, 1991 ; Wopenka et Pasteris, 1993 ; Yui et al., 1996). Ces auteurs ont pu extraire des paramètres Raman caractéristiques du stade d'évolution structurale des matériaux carbonés, tels que, la position, la largeur des bandes et les rapports d'aires entre les différentes bandes.

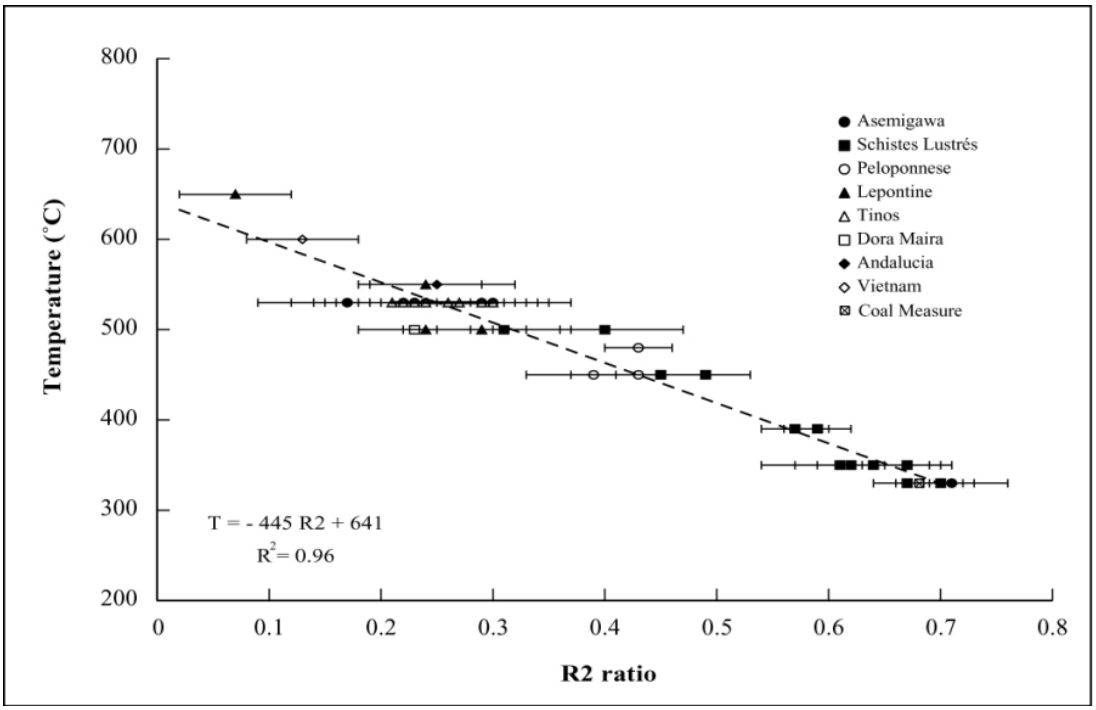


*Figure IV-3: Corrélation linéaire entre le rapport d'aire R2 et les pics thermiques des échantillons étudiés ; représentés dans la Figure IV-5 (d'après Beyssac et al., 2002)*

En effet, les spectres Raman des matériaux carbonés, qui reflètent le caractère désordonné des molécules de matière organique au sein des roches non métamorphiques et ordonné au sein des roches hautement métamorphisées peuvent servir de données afin d'estimer les températures maximales subies par ces roches, soit durant la zone de diagenèse tardive soit durant le métamorphisme.

Afin de montrer la sensibilité de la spectroscopie Raman à l'étude du degré d'organisation des matériaux carbonées, les auteurs des premiers travaux ont cherché des

corrélations entre les paramètres des spectres Raman (positions, largeurs, intensités relatives et aires des bandes) des matériaux carbonés et les paramètres physiques responsables de leur organisation structurale (e.g. Bény et Rouzaud, 1985 ; Pasteris et Wopenka, 1991 ; Wopenka et Pasteris, 1993 ; Yui et al., 1996). Ainsi, Wopenka et Pasteris (1993) ont été à l'origine d'une première calibration qualitative entre le degré d'organisation du matériau carboné et le degré du métamorphisme. Plus tard, Beyssac et al. (2002) ont proposé une calibration pour la quantification de la graphitisation en utilisant un paramètre de quantification qui est un rapport d'aire appelé R2 [R2 = D1/(D1+D2+G)]. Ce rapport variant entre 0 et 0,7 montre une corrélation linéaire positive (Figure IV-3) avec les pics de température du métamorphisme compris entre 330 et 640°C (Figure IV-4 et IV-5). Cette calibration du géothermomètre RSCM présente une précision absolue de ± 50°C, car cette calibration a été obtenu sur des données pétrologique (Beyssac et al., 2002). Cependant les incertitutes relatives sur la température sont beaucoup moins importantes, de l'ordre de 10-15°C (Beyssac et al., 2004).

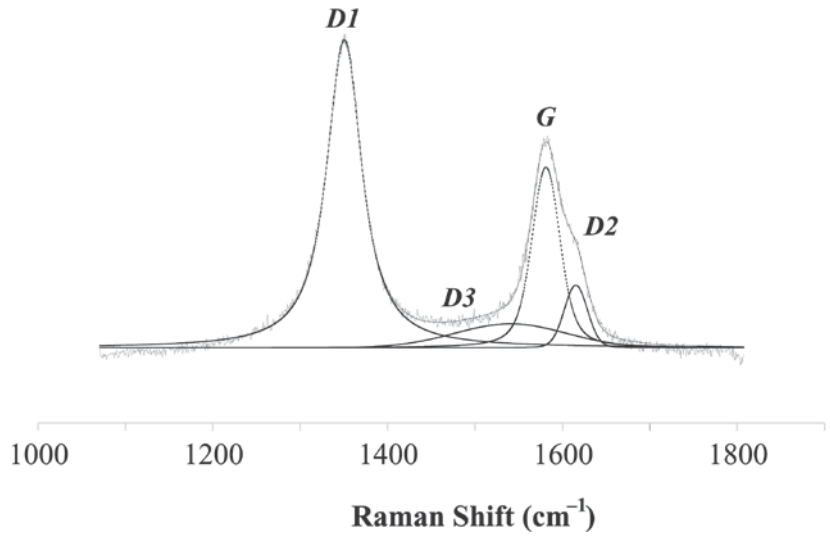


*Figure IV-4 : Décomposition d'un spectre de la matière carbonée issu d'une roche de haut grade avec sa déconvolution en 4 pics (d'après Beyssac et al., 2002)*

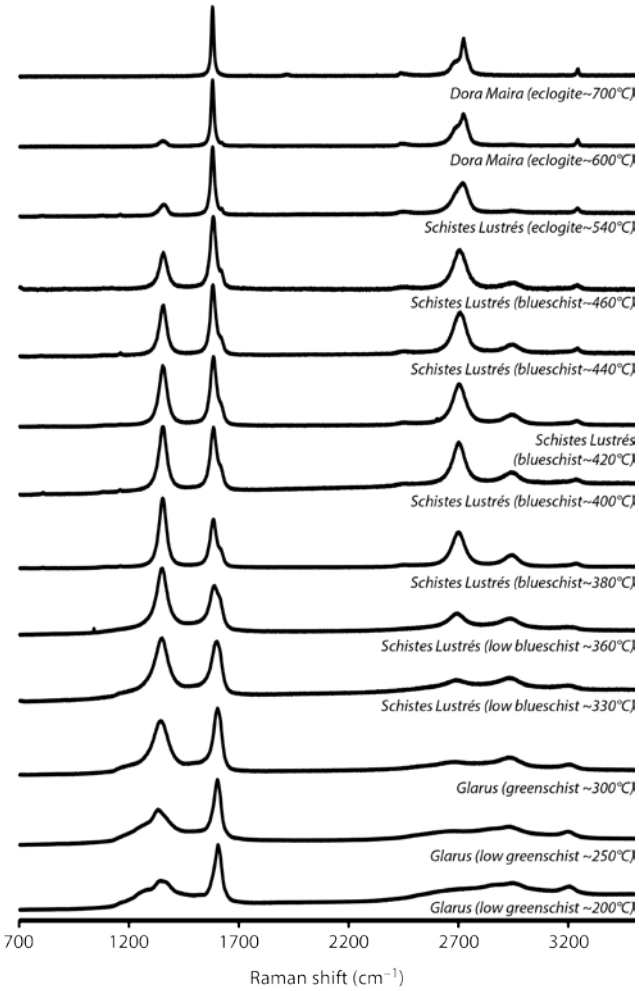


*Figure IV-5 : Evolution des spectres Raman des matériaux carbonés en fonction de la variation de la température dans la gamme 200-700°C (d'après Beyssac et Lazzeri, 2012).*

Récemment, Lahfid et al. (2010) ont tenté de quantifier la carbonisation naturelle. Ainsi ils ont proposé un paramètre RA1 [RA1 = (D1+D4)/(D1+D2+D3+D4+G)] qui est un rapport d'aires. Ce rapport variant entre 0.54 et 0,64 montre une corrélation linéaire négative avec les pics de température compris entre 200 et 330°C (Figure IV-6 et IV-7). Cette extension de la calibration du géothermomètre RSCM vers les basses températures présente une précision absolue de ± 25°C (Lahfid et al., 2010).

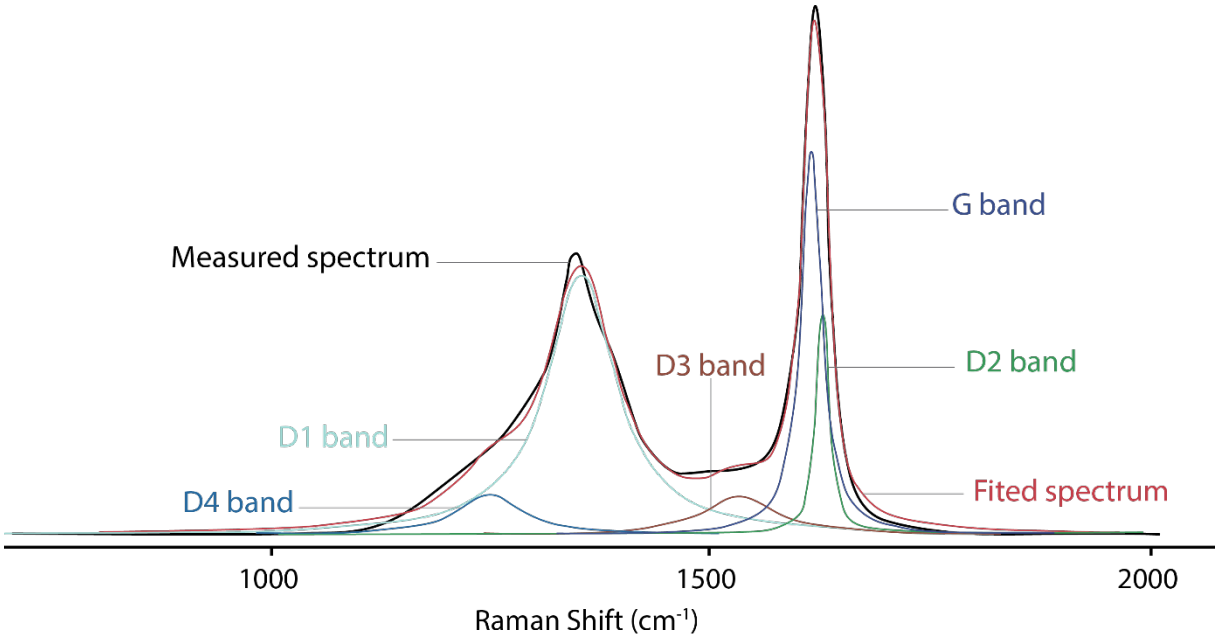


*Figure IV-6 : décomposition d'un spectre Raman de la matière carbonée issu d'une roche de bas grade métamorphique et sa déconvolution en 5 pics (d'après Lahfid et al., 2010).*

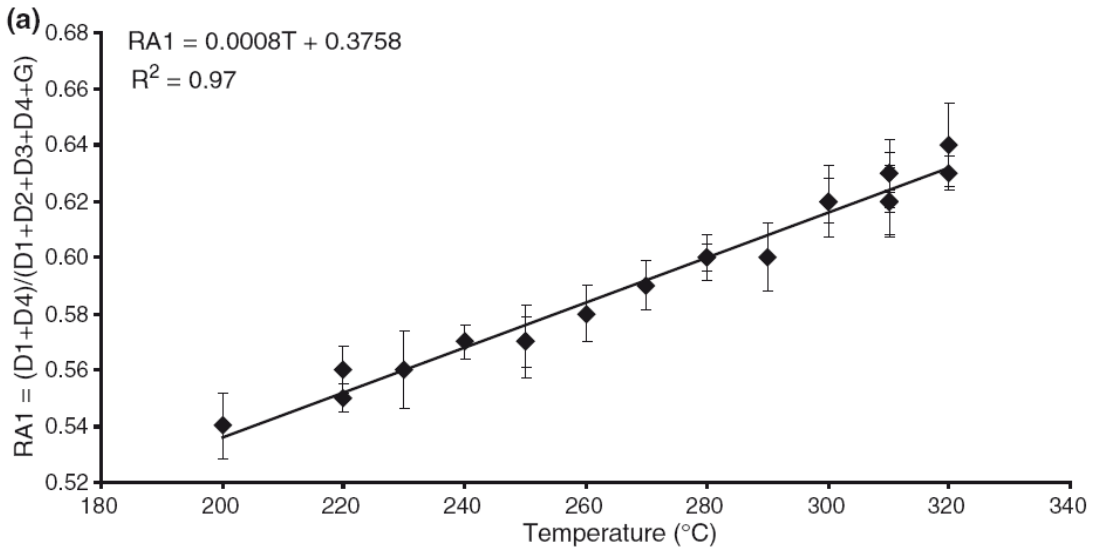


*Figure IV-7 : Corrélation linéaire négative du rapport d'aire RA1 avec les pics de température compris entre 200 et 330°C, figure d'après Lahfid et al., 2010.*

### IV.1.5 Analyses Raman sur des matériaux carbonés : protocoles d'analyse

Afin que les analyses Raman soient correctes et reproductibles, nous avons appliqué le protocole analytique proposé dans les travaux de Beyssac et al. (2002) pour la caractérisation des MC ordonnées et celui proposé par Lahfid et al. (2010) pour la caractérisation des MC désordonnées. Ces protocoles rappellent que :

- le polissage des lames minces peut créer ou augmenter artificiellement une bande de défaut (Pasteris ; 1989),
- l'analyse en spectroscopie Raman des MC ne concerne donc que les subsurfaces des échantillons. Lespade et al. (1984) ont estimé la profondeur d'analyse à une centaine de nanomètres. Ces subsurfaces sont susceptibles d'être abîmées si elles ne sont pas recouvertes par des minéraux. En effet, Les matériaux carbonés peuvent chauffer sous l'effet du laser incident puissant (Everall et al., 1991 ; Kagi et al., 1994)

Pour éviter ces déviations de la lecture de l'organisation de la matière organique, toutes nos analyses Raman ont été effectuées sur des matériaux carbonés recouverts par des minéraux transparents, comme par exemple de la calcite ou du quartz.

Afin d'obtenir des informations sur l'hétérogénéité structurale au sein de l'échantillon, nous avons réalisé 10 à 25 (15 en moyenne) mesures par échantillon, réparties sur l'ensemble de la lame mince. Concernant le temps d'acquisition d'un spectre Raman du MC, il varie de 10s au minimum à quelques minutes, en fonction de la particule carbonée et de la matrice minérale qui recouvre cette particule. Plusieurs acquisitions ont été accumulées (le nombre d'acquisitions varie de 10 à 15 accumulations) afin d'améliorer la qualité du signal.

Le traitement ou la décomposition des spectres Raman des matériaux carbonés ont été faits à l'aide du logiciel Peakfit V4.06. Cette étape est primordiale pour le calcul des paramètres Raman R2 (Beyssac et al., 2002) et RA1 (Lahfid et al., 2010) permettant ainsi l'estimation des paléo-températures Raman. Dans le manuscrit nous utiliserons le terme « $T_{RSCM}$ », qui correspond aux paléotempératures maximales estimées par l'approche géothermométrique RSCM.

### IV.1.6 Limites de la méthode

La thermométrie Raman est basée sur la structure naturelle du carbone, qui évolue en fonction de la température. Hors il est important de s'interroger sur les effets des paramètres extérieurs, concernant la modification de la structure du carbone. Il existe de nombreux paramètres à prendre en compte notamment, la nature du précurseur, la pression, la déformation, l'apport de fluides et les effets de la lithologie. Les études concernant le sujet ont montré que des paramètres tels que la nature du précurseur et la pression, n'influencent pas de manière significative la structure du carbone, dont l'état est défini par la température, ce qui implique que les résultats obtenus par cette méthode sont correctes (e.g. Beyssac et al., 2002b ; Beyssac et al., 2003). Les effets mécaniques de la déformation pourraient également contribuer à la modification structurelle de la matière carbonée. Cependant l'effet de la déformation (cisaillement mécanique) associé aux hétérogénéités inter-échantillons pourrait contribuer à une incertitude d'environ 6°C (Beyssac et al., 2004).

Une grande partie des $T_{RSCM}$ ont été acquise sur des carbonates et notamment des carbonates pauvres en matière organique. Il est important de prendre en compte ce paramètre important, car la calibration de la méthode a été réalisée sur des roches pélitiques (e.g. Beyssac et al., 2002 ; Lahfid et al., 2010). Les interrogations se portent donc sur l'effet de la matrice carbonatée et sur l'origine de la matière organique. La majorité des carbonates étudiés dans notre travail sont organiques, notamment les carbonates de plateforme du Jurassique et les carbonates récifaux du faciès de l'Urgonien (Crétacé inférieur), riche en fossiles et matière organique. Néanmoins, il existe une forte probabilité de retrouver la présence de carbonates hydrothermaux, correspondant à la formation de veines de calcites, associées au passage important de fluides dans la pile sédimentaire lors de l'épisode de métamorphisme (e.g. Clerc et al., 2015 ; Boulvais, 2016). Associé aux veines, le matériel carbonaté peut être également affecté et lessivé par la ségrégation ainsi que la percolation de fluides (e.g. Clerc et al., 2015). Il est donc probable que les données de température maximale obtenues sur des lames minces de carbonates blancs, même si elles sont quantifiées par RSCM dans cette étude, peuvent être issues de mesures sur carbones inorganiques. En effet Van Zuilen et al. (2002) ont montré que la formation des cristaux de graphite provenant de veines secondaires de carbonates métasomatiques dans les roches d'Isua, provenait de la dismutation des carbonates riches en fer à des températures élevées (~550°C), remettant en cause l'origine biogénique de ce carbone. Par ailleurs le $CO_2$ de décarbonatation ne précipite qu'à des températures supérieures à 500°C

(Luque et al., 2009). De ce point de vue, les $T_{RSCM}$ obtenues dans les carbonates sont correctes d'une manière qualitative. Afin de valider les données de façon quantitative, l'utilisation de données isotopiques sur carbonates pourrait permettre de vérifier l'origine des carbones.

## IV.2 Démarche et protocole d'échantillonnage

Afin de déterminer l'extension cartographique de la ZIM, de quantifier les valeurs de températures maximum atteintes lors du métamorphisme, ainsi que d'imager les contacts tectoniques majeurs, des outils d'études structurale et paléothermométrique ont été combinés dans ce travail de thèse.

Dans un premier temps, l'ensemble des bassins constituant la ZIM a été parcouru avec un échantillonnage ponctuel afin d'estimer les paléotempératures ainsi que d'identifier les contacts majeurs entre la ZIM et les unités environnantes.

Dans un second temps, des échantillons ont été prélevés le long de transects N-S visant à quantifier les variations relatives de température perpendiculairement à la ZIM et au sein même de cette unité, en fonction du niveau structural exposé. Avec l'ensemble des données de température et si la configuration de la ZIM le permet, il est possible de calculer un gradient géothermique fossile existant lors de la phase extensive Crétacée.

La majorité des échantillons a été prélevée dans du matériel carbonaté, la ZIM étant composée en grande partie par des marbres jurassiques et crétacés. L'autre partie des échantillons a été prélevée dans des roches pélitiques et marneuses provenant également de la ZIM (Flyschs noirs de la Ballongue, des Baronnies, du Boucheville et du Pays Basque espagnol par exemple) et des unités voisines tel que la zone axiale, les massifs nord pyrénéens et le reste de la ZNP. Des essais ont été réalisés sans succès sur des échantillons provenant du Trias inférieur présentant le faciès germanique typique correspondant à des conglomérats et à des grès rouges (e.g Curnelle 1983 ; Fréchengues 1993) qui ne contenaient pas de matière organique. Lors de l'échantillonnage, une attention particulière a été accordée à la teneur en matière carbonée de ces roches pour l'application du géothermomètre RSCM.

L'ensemble des données de températures acquises par thermométrie Raman ainsi que les coordonnées GPS des échantillons sont reportées dans le Tableau IV-2 et positionnées sur la carte géologique simplifiée des Pyrénées (Figure IV-11a).

| Study area | Samples | Coordinates | | Localisation | Lithologie | Expected age | Number of spectra | Number of used spectra | Raman parameter | | RSCM Temperature | | SE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | X | Y | | | | | | Average | SD | Average | SD | |
| Ballongue | znp070 | 0,9538 | 42,93755 | Argein | Black flysch | Cretaceous (middle Albian to early Cenomanian) | 11 | 11 | 0,15494447 | 0,05025721 | **572** | 22,3644586 | 6,74313798 |
| | znp077a | 0,81433333 | 42,9460833 | Razecueillé | Marls and marly limestones | Jurassic (Pliensbachian to Toarcian) | 15 | 13 | 0,62681825 | 0,00958109 | **315** | 8,92035152 | 2,47406037 |
| | znp077b | 0,81433333 | 42,9460833 | Razecueillé | Dark grey dolomitic marble | Jurassic (Aalenian to Oxfordian) | 15 | 15 | 0,33212862 | 0,05689896 | **493** | 25,3200379 | 6,53760568 |
| Barousse and Baronnies | znp086 | 0,335697 | 43,064785 | Avezac | Limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 12 | 0,35181219 | 0,08651007 | **477** | 17,5939058 | 5,07892311 |
| | znp088 | 0,264717 | 43,075185 | Sarlabous | Black flysch | Cretaceous (middle to late Albian) | 12 | 12 | 0,64291917 | 0,00636595 | **332** | 7,75117849 | 2,23757249 |
| | znp093 | 0,315171 | 43,039956 | Esparros | Black marls and clayey limestones | Cretaceous (Aptian to Albian) | 10 | 10 | 0,5193088 | 0,03995157 | **410** | 17,7784477 | 5,62203881 |
| | znp095a | 0,325116 | 43,036162 | Esparros | Grey marbles | Cretaceous (middle to late Albian) | 25 | 25 | 0,46727157 | 0,05881213 | **433** | 26,1713985 | 5,2342797 |
| | znp095b | 0,325116 | 43,036162 | Esparros | Black limestones | Cretaceous (middle to late Albian) | 10 | 10 | 0,54366283 | 0,03246841 | **399** | 14,4484408 | 4,56899815 |
| Nappe des Marbres | znp127 | -1,719885 | 43,095346 | Urrotz | Black marbles | Middle Jurassic | 16 | 13 | 0,16981 | 0,06637 | **563** | 13,10725 | 3,6353 |
| | znp128 | -1,704614 | 43,087575 | Urrotz | Grey marbles | Cretaceous (Albian) | 18 | 18 | 0,15484 | 0,0451 | **572** | 20,0693 | 4,73038 |
| | znp130 | -1,679795 | 43,114629 | Oitz | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp132 | -1,70398 | 43,08635 | Oitz | Marly limestones, black marls | Cretaceous (Albian) | 16 | 16 | 0,1412 | 0,06478 | **578** | 28,82497 | 7,20624 |
| | znp134 | -1,711403 | 43,073343 | Beintza-Labaien | Marly limestones, black marls | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,28294 | 0,04972 | **515** | 22,12326 | 5,7122 |
| | znp136 | -1,676699 | 43,089732 | Artze | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,21881373 | 0,04934202 | **544** | 21,9571981 | 5,66932416 |
| | znp142 | -1,899935 | 43,070547 | Leitza | Black marbles | Cretaceous (Aptien-Albien) | 15 | 15 | 0,30237 | 0,07124 | **506** | 31,70139 | 8,18526 |
| | znp147 | -1,953861 | 43,077137 | Leitza | Grey marbles | Jurassic (Bajocian) | 12 | 12 | 0,51651 | 0,03576 | **411** | 15,91441 | 4,59409 |
| | znp148 | -1,956174 | 43,070736 | Leitza | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,62028 | 0,04258 | **365** | 18,94896 | 4,8926 |
| | znp151 | -2,006985 | 43,134081 | Berastegi | Grey limestones | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 11 | 10 | 0,62705591 | 0,02535243 | **320** | 19,1943332 | 6,06978111 |
| | znp155 | -2,032922 | 43,093955 | Lizartza | Grey limestones | Middle Jurassic | 15 | 15 | 0,65262 | 0,01355 | **351** | 6,02939 | 1,55678 |
| Chaînons Béarnais | znp165 | -0,316398 | 43,067411 | Pé de Hourat | Grey marbles | Rhaetian to Hettangian | 15 | 15 | 0,50094368 | 0,03275352 | **418** | 14,5753154 | 3,76333027 |
| | znp173 | -0,169224 | 43,082523 | St Pé-de-Bigorre | Grey marbles | Jurassic (Kimmeridgian) | 15 | 14 | 0,32831547 | 0,08011258 | **499** | 33,4005112 | 8,9266621 |
| | znp175 | -0,171708 | 43,081070 | St Pé-de-Bigorre | Grey marbles | Jurassic (Kimmeridgian) | 15 | 15 | 0,48278731 | 0,03964993 | **426** | 17,6442196 | 4,5557179 |
| | znp176 | -0,172181 | 43,080459 | St Pé-de-Bigorre | Grey marbles | Jurassic (Kimmeridgian) | 15 | 15 | 0,43772258 | 0,04211259 | **446** | 18,7401017 | 4,83867344 |
| | znp179 | -0,174256 | 43,078495 | St Pé-de-Bigorre | Grey marbles | Jurassic (Kimmeridgian) | 15 | 15 | 0,42793114 | 0,057732 | **451** | 25,6907406 | 6,63332071 |
| | znp181 | -0,178375 | 43,076084 | St Pé-de-Bigorre | Grey marbles | Jurassic (Callovian-Oxfordian) | 13 | 12 | 0,60661191 | 0,04396788 | **368** | 17,9640486 | 5,18577415 |
| | znp182 | -0,183815 | 43,073845 | St Pé-de-Bigorre | Dolomitic marbles | Rhaetian to Hettangian | 15 | 15 | 0,63820975 | 0,02004673 | **357** | 8,92079653 | 2,30333976 |
| | znp183 | -0,180817 | 43,076735 | St Pé-de-Bigorre | Dolomitic marbles | Jurassic (Callovian-Oxfordian) | 15 | 15 | 0,58082646 | 0,04036615 | **383** | 17,9629389 | 4,63801087 |
| | znp184 | -0,061829 | 43,030569 | Agos-Vidalos | Grey limestones | Lower to upper Devonian | 15 | 15 | 0,67181596 | 0,01324981 | **342** | 5,89616546 | 1,52238338 |
| | znp185 | -0,061627 | 43,032781 | Agos-Vidalos | Breccia | Cretaceous (middle Albian to middle Cenomanian) | 15 | 15 | 0,67203409 | 0,01012284 | **342** | 4,50466475 | 1,16309944 |
| Barousse and Baronnies | znp195 | 0,372676 | 42,955320 | Beyrède-Jumet | Polygenic Breccia | Cretaceous (Cenomanian) | 15 | 14 | 0,63374284 | 0,00478615 | **321** | 5,97638547 | 1,5972562 |
| | znp198 | 0,376293 | 42,965920 | Sarrancolin | Black limestones | Jurassic (Aalenian-Oxfordian) | 15 | 15 | 0,663899 | 0,01484932 | **346** | 6,60794711 | 1,70616461 |
| | znp201 | 0,384586 | 42,963494 | Sarrancolin | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 10 | 10 | 0,37765277 | 0,02813896 | **473** | 12,5218367 | 3,95975245 |
| | znp203 | 0,382754 | 42,959665 | Beyrède-Jumet | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 10 | 10 | 0,25181921 | 0,0268621 | **529** | 11,9536352 | 3,78007135 |
| | znp208 | 0,397692 | 42,961502 | Sarrancolin | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 15 | 15 | 0,36891175 | 0,06474352 | **477** | 28,8108658 | 7,43893356 |
| | znp211 | 0,396899 | 42,960224 | Sarrancolin | Black flysch | Cretaceous (Upper Albian) | 12 | 12 | 0,32222909 | 0,06811599 | **498** | 30,3116152 | 8,7502096 |
| | znp213 | 0,371671 | 42,955001 | Beyrède-Jumet | Polygenic Breccia | Cretaceous (Cenomanian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp227 | 0,38349 | 42,955887 | Beyrède-Jumet | Grey Flysch | Cretaceous (Turonian to Santonian) | 10 | 9 | 0,64321991 | 0,00153086 | **333** | 1,86397901 | 2,23757249 |
| | znp229 | 0,38564 | 42,949877 | Beyrède-Jumet | Grey Flysch | Cretaceous (Turonian to Santonian) | 11 | 11 | 0,63062136 | 0,003542 | **317** | 4,3127394 | 1,30033985 |
| | znp231 | 0,385616 | 42,956985 | Beyrède-Jumet | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 10 | 9 | 0,21863308 | 0,06399508 | **544** | 28,4778103 | 9,49260345 |
| | znp241 | 0,365253 | 42,96309 | Beyrède-Jumet | Grey marbles | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,21488409 | 0,03734103 | **545** | 16,6167582 | 4,29042853 |
| | znp243 | 0,508548 | 42,902450 | Sost | Shales and limestones | Carboniferous (Tournaisian to Visean) | 15 | 14 | 0,63825584 | 0,00582602 | **326** | 7,33562793 | 1,96052903 |
| | znp244 | 0,514721 | 42,912507 | Sost | Sandstones and pelites | Carboniferous (Visean to Moscovian) | 15 | 15 | 0,62153933 | 0,01242552 | **306** | 15,1293121 | 3,90637158 |
| | znp245 | 0,510698 | 42,921957 | Sost | Sandstones and pelites | Carboniferous (Visean to Moscovian) | 15 | 15 | 0,61206087 | 0,01094195 | **295** | 13,3229139 | 3,43996157 |
| | znp248 | 0,512454 | 42,925168 | Sost | Grey marbles | Jurassic (Kimmeridgian to Tithonian) | 15 | 13 | 0,06142231 | 0,07418955 | **625** | 17,3094947 | 4,80079005 |
| | znp249 | 0,509066 | 42,929190 | Sost | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 15 | 11 | 0,06590215 | 0,05161659 | **611** | 24,0270947 | 7,24444162 |
| | znp250 | 0,510143 | 42,930418 | Sost | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 15 | 13 | 0,10864161 | 0,03938396 | **594** | 17,8591855 | 4,95324685 |
| | znp253 | 0,451230 | 42,944721 | Cap Neste | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 15 | 13 | 0,18973515 | 0,06465981 | **563** | 23,9092934 | 6,63124487 |
| | znp256 | 0,451215 | 42,942803 | Cap Neste | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 15 | 12 | 0,13379337 | 0,05556528 | **581** | 24,7265478 | 7,13793952 |
| | znp257 | 0,452110 | 42,941675 | Cap Neste | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 15 | 15 | 0,11341973 | 0,0659338 | **590** | 29,34054 | 7,57569486 |

| Study area | Samples | Coordinates | | Localisation | Lithologie | Expected age | Number of spectra | Number of used spectra | Raman parameter | | RSCM Temperature | | SE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | X | Y | | | | | | Average | SD | Average | SD | |
| | znp259 | 0,449717 | 42,940694 | Cap Neste | Black marbles | Cretaceous (Upper Albian) | 15 | 15 | 0,11730937 | 0,04802906 | **589** | 21,3729305 | 5,51846692 |
| | znp263 | 0,442931 | 42,938375 | Cap Neste | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 15 | 15 | 0,16113264 | 0,04810156 | **569** | 21,4051944 | 5,52679743 |
| | znp264 | 0,441371 | 42,938260 | Cap Neste | Grey marbles | Middle Jurassic to Albian | 15 | 15 | 0,09142906 | 0,02951303 | **600** | 13,1332996 | 3,39100337 |
| | znp267 | 0,440548 | 42,936503 | Cap Neste | Breccia | Middle to upper Jurassic | 15 | 15 | 0,13792282 | 0,0517982 | **580** | 23,050201 | 5,9515363 |
| | znp271 | 0,444443 | 42,935058 | Cap Neste | Grey marbles | Middle to upper Jurassic | 15 | 13 | 0,16095069 | 0,08264195 | **579** | 28,432265 | 7,88569149 |
| | znp276 | 0,456352 | 42,944217 | Cap Neste | Siltites | Middle to Upper Ordovician | 18 | 15 | 0,19044737 | 0,11976763 | **575** | 34,1106444 | 8,03995599 |
| Arize-Trois Seigneur | znp277 | 1,199255 | 42,831489 | Pont de la Taule | Black shales and sandstones | Carboniferous (Visean to Moscovian) | 12 | 9 | 0,65539771 | 0,00189131 | **347** | 2,30285903 | 0,76761968 |
| | znp278a | 1,207504 | 42,834259 | Pont de la Taule | Grey flysch | Cretaceous (Turonian-Coniacian) | 10 | 10 | 0,65108543 | 0,00655426 | **342** | 7,98046315 | 2,52364403 |
| | znp278b | 1,207504 | 42,834259 | Pont de la Taule | Grey flysch | Cretaceous (Turonian-Coniacian) | 10 | 10 | 0,63869208 | 0,01182492 | **327** | 14,3980274 | 4,55305604 |
| | znp279 | 1,216307 | 42,83173 | Pont de la Taule | Grey marbles | Cretaceous (Aptian) | 15 | 15 | 0,17824707 | 0,06797759 | **562** | 30,2500262 | 7,81052319 |
| | znp282 | 1,19337 | 42,848064 | Coume-Chaude | Black marbles and marls | Lower Albian | 17 | 17 | 0,2076059 | 0,07968753 | **549** | 35,4609502 | 8,60054372 |
| | znp283 | 1,177962 | 42,851030 | Coume-Chaude | Grey flysch | Cretaceous (Turonian-Coniacian) | 10 | 10 | 0,66430563 | 0,00466287 | **358** | 5,67751587 | 1,79538816 |
| | znp284 | 1,215417 | 42,894688 | Soueix | Black flysch | Cretaceous (upper Albian) | 15 | 15 | 0,65733105 | 0,01565058 | **348** | 6,96450797 | 1,79822823 |
| Tarascon Basin | znp299 | 1,404347 | 42,780795 | Aulus-les-Bains | Grey flysch | Cretaceous (Turonian-Coniacian) | 10 | 9 | 0,66334276 | 0,04123878 | **342** | 14,2085352 | 4,49313336 |
| | znp300 | 1,463540 | 42,775184 | Vicdessos | Marls | Cretaceous (Aptien to early Albien) | 15 | 11 | 0,65918837 | 0,01133035 | **345** | 8,64527555 | 2,60664866 |
| | znp302 | 1,475134 | 42,769341 | Auzat | Grey limestones | Cretaceous (Late Barremian) | 10 | 10 | 0,66549951 | 0,00215402 | **360** | 2,62273273 | 0,82938091 |
| | znp307a | 1,51219 | 42,769801 | Sem | Grey Marbles | Cretaceous (Late Barremian) | 15 | 15 | 0,24885778 | 0,03678946 | **530** | 16,3713107 | 4,22705425 |
| | znp307b | 1,512190 | 42,769801 | Sem | Marls | Cretaceous (Aptien to early Albien) | 12 | 12 | 0,67371041 | 0,01685998 | **341** | 7,50269299 | 2,16584091 |
| | znp308 | 1,494903 | 42,762895 | Vicdessos | Grey limestones | Cretaceous (Late Barremian) | 14 | 14 | 0,63998337 | 0,02518289 | **356** | 11,2063873 | 2,99503298 |
| | znp312 | 1,494003 | 42,775700 | Vicdessos | Marbles | Jurassic (Lias) | 15 | 11 | 0,12894821 | 0,10903971 | **608** | 20,6777793 | 6,23458504 |
| | znp314 | 1,497765 | 42,777614 | Vicdessos | Grey marbles | Jurassic | 15 | 14 | 0,09529846 | 0,06954509 | **603** | 26,125518 | 6,98233839 |
| | znp316 | 1,495227 | 42,764475 | Vicdessos | Marls | Cretaceous (Aptien to early Albien) | 15 | 15 | 0,6645638 | 0,0124591 | **345** | 5,54429746 | 1,43153145 |
| | znp318 | 1,500116 | 42,767905 | Vicdessos | Marls | Cretaceous (Aptien to early Albien) | 15 | 15 | 0,67282337 | 0,00871615 | **342** | 3,87868635 | 1,00147251 |
| | znp321a | 1,555726 | 42,768615 | Lercoul | Grey limestones | Cretaceous (Late Barremian) | 15 | 15 | 0,6604638 | 0,00606269 | **347** | 2,69789875 | 0,69659446 |
| | znp333 | 1,234131 | 42,866286 | Oust | Grey flysch | Cretaceous (Cenomanian-Coniacian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp337 | 1,617162 | 42,798026 | Larnat | Black shales | Cretaceous (Turonian-Santonien) | 10 | 9 | 0,63868735 | 0,01278432 | **327** | 15,5661934 | 4,92246257 |
| | znp342 | 1,638165 | 42,801107 | Larnat | Grey Marbles | Cretaceous (Late Barremian) | 15 | 15 | 0,41523542 | 0,03420938 | **456** | 15,223175 | 3,93060688 |
| | znp349 | 1,784033 | 42,767032 | Bestiac | Grey flysch | Cretaceous (Turonian-Coniacian) | 15 | 15 | 0,65623906 | 0,01700783 | **349** | 7,56848583 | 1,95417464 |
| Bessède-de-Sault | znp371 | 2,138357 | 42,800117 | Bessède-de-Sault | Grey limestones | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,69835275 | 0,02168793 | **330** | 9,6511289 | 2,49191077 |
| | znp376 | 2,120545 | 42,816739 | Marsa | Grey limestones | Lower Cretaceous | 15 | 15 | 0,68286521 | 0,01778578 | **337** | 7,91467067 | 2,04355918 |
| | znp384 | 1,976815 | 42,785825 | Mérial | Conglomerates | Carboniferous (Visean) | 15 | 14 | 0,63677433 | 0,04420914 | **353** | 6,60278641 | 1,7646689 |
| Tarascon Basin | znp400 | 1,570193 | 42,768660 | Gestiès | Grey marbles | Jurassic | 18 | 16 | 0,1372191 | 0,10829625 | **592** | 35,2617877 | 8,81544692 |
| | znp402 | 1,569222 | 42,771277 | Gestiès | Grey limestones | Cretaceous (Late Barremian) | 15 | 15 | 0,66028049 | 0,00824761 | **347** | 3,67018737 | 0,9476383 |
| | znp404b | 1,567593 | 42,773097 | Gestiès | Breccia | Jurassic | 15 | 15 | 0,6632444 | 0,0213179 | **346** | 9,48646761 | 2,4493954 |
| | znp412 | 1,519520 | 42,770418 | Sem | White marbles | Jurassic | 16 | 11 | 0,22099369 | 0,10156794 | **567** | 18,3005891 | 5,51783524 |
| | znp426 | 1,430903 | 42,783445 | Saleix | Grey marbles | Middle Jurassic to Oxfordian | 15 | 15 | 0,21501239 | 0,03945028 | **545** | 17,5553767 | 4,69187178 |
| | znp431 | 1,437907 | 42,780765 | Saleix | Black marbles and shales | Jurassic (Pliensbachian to Toarcian) | 15 | 13 | 0,13432991 | 0,06888653 | **590** | 22,2223409 | 6,16336843 |
| | znp435 | 1,595243 | 42,816203 | Niaux | Grey limestones | Cretaceous (Late Barremian) | 12 | 12 | 0,63792719 | 0,02422409 | **357** | 10,7797208 | 2,78331195 |
| | znp439 | 1,577905 | 42,805820 | Lapège | Pink-grey limestones | Jurassic | 13 | 11 | 0,69806464 | 0,04779992 | **338** | 10,0002917 | 3,0152014 |
| | znp442 | 1,576855 | 42,820703 | Génat | Grey limestones | Cretaceous (Late Barremian) | 15 | 15 | 0,66852967 | 0,01828092 | **343** | 8,1350089 | 2,10045027 |
| | znp460 | 1,689595 | 42,797883 | Verdun | White limestones | Jurassic (Lias) | 2 | 1 | - | - | **244** | - | - |
| | znp464 | 1,689917 | 42,802010 | Verdun | Brown limestones | Cretaceous (Late Barremian) | 2 | 1 | - | - | **248** | - | - |
| | znp466 | 1,691523 | 42,803585 | Verdun | Breccia | Cretaceous (Late Barremian) | 16 | 16 | 0,51807804 | 0,03564929 | **410** | 15,8639334 | 3,96598335 |
| | znp472 | 1,605480 | 42,807197 | Niaux | Grey marbles | Cretaceous (Late Barremian) | 15 | 15 | 0,08378921 | 0,04472024 | **604** | 19,9005047 | 5,13828821 |
| | znp486 | -1,758502 | 43,091158 | Saldias | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | 16 | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp499 | -1,778183 | 43,086370 | Saldias | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,62657077 | 0,01352016 | **312** | 16,4621408 | 4,25050648 |
| | znp499b | -1,778183 | 43,086370 | Saldias | Cellular dolomite | Triassic (Keuper) | 15 | 13 | 0,59188829 | 0,0314185 | **275** | 27,0499154 | 7,50229668 |
| | znp506 | -1,779963 | 43,033877 | Igoa | Limestone breccia | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 13 | 0,61918752 | 0,02031171 | **311** | 12,9924475 | 3,60345659 |
| | znp514 | -1,554765 | 43,136587 | Irurita | Grey limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |

| Study area | Samples | Coordinates | | Localisation | Lithologie | Expected age | Number of spectra | Number of used spectra | Raman parameter | | RSCM Temperature | | SE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | X | Y | | | | | | Average | SD | Average | SD | |
| Nappe des Marbres | znp517 | -1,528330 | 43,108865 | Irurita | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,67191223 | 0,01024363 | **342** | 4,558417 | 1,17697821 |
| | znp523 | -1,610438 | 43,093005 | Almandoz | Dolomite | Triassic (Rhaetian) | 15 | 14 | 0,58583618 | 0,0617714 | **377** | 24,2473995 | 6,4803901 |
| | znp546 | -1,741927 | 43,126340 | Zubieta | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,6239191 | 0,01194202 | **363** | 5,31419868 | 1,3721202 |
| | znp549 | -1,737480 | 43,121708 | Zubieta | Grey brecciated limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp550 | -1,736150 | 43,118355 | Zubieta | Black limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp551 | -1,735897 | 43,117670 | Zubieta | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp558 | -1,782937 | 43,094047 | Saldias | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp570 | -1,776313 | 43,081302 | Saldias | Grey marble | Jurassic (Bathonian to Oxfordian) | 15 | 15 | 0,22452007 | 0,04109903 | **541** | 18,2890678 | 4,722217 |
| | znp572 | -1,773952 | 43,075572 | Saldias | Grey marble | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 15 | 0,17896454 | 0,04473272 | **561** | 19,9060614 | 5,13972296 |
| | znp575 | -1,769397 | 43,073485 | Saldias | Black marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 13 | 0,1706173 | 0,06558613 | **573** | 23,0037229 | 6,38008482 |
| | znp580 | -1,768800 | 43,060873 | Saldias | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,54426034 | 0,03388361 | **399** | 15,0782085 | 3,89317669 |
| | znp587 | -1,759683 | 43,050903 | Igoa | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,66992958 | 0,02494354 | **343** | 11,0998772 | 2,86597597 |
| | znp595 | -1,759995 | 43,050012 | Igoa | Black limestone | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,66182222 | 0,02221501 | **346** | 9,88567858 | 2,55247123 |
| | znp596 | -1,759285 | 43,047938 | Igoa | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,68307299 | 0,02036947 | **337** | 9,06441378 | 2,34042157 |
| | znp598 | -1,755345 | 43,041950 | Igoa | Limestone and marl | Cretaceous (Aptian to Albian) | 10 | 5 | 0,57446483 | 0,05997877 | **314** | 30,6025511 | 13,6858769 |
| | znp600 | -1,757945 | 43,032588 | La Ferreria | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,63777479 | 0,01338404 | **326** | 16,2964107 | 4,20771515 |
| | znp601 | -1,759048 | 43,029593 | La Ferreria | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,61351148 | 0,00731285 | **296** | 8,9041307 | 2,46956152 |
| | znp602 | -1,759464 | 43,017625 | Orokieta | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,5743982 | 0,00782476 | **249** | 9,52743331 | 2,4599727 |
| | znp603 | -1,758772 | 43,022772 | Orokieta | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 14 | 0,58159542 | 0,02172223 | **254** | 22,5477619 | 6,02614285 |
| | znp615 | -1,801903 | 43,081083 | Eratsun | Grey marble | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,29054556 | 0,05180145 | **512** | 23,051644 | 5,95190889 |
| | znp617 | -1,806267 | 43,077758 | Eratsun | Grey marble | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 12 | 0,25803206 | 0,05874709 | **536** | 19,2847133 | 5,5670172 |
| | znp619 | -1,789282 | 43,080417 | Eratsun | Black marble | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 14 | 0,23420901 | 0,04935332 | **540** | 17,8021027 | 4,75781208 |
| | znp625 | -1,793278 | 43,073187 | Eratsun | Black marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 13 | 0,22160256 | 0,07578787 | **533** | 25,1627651 | 6,97889536 |
| | znp626 | -1,794032 | 43,072152 | Eratsun | Grey marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,26106885 | 0,04295204 | **525** | 19,1136558 | 4,93512469 |
| | znp628 | -1,926937 | 43,091822 | Leitza | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 16 | 15 | 0,6461427 | 0,0127725 | **353** | 5,68376443 | 1,46754166 |
| | znp629 | -1,919873 | 43,088820 | Leitza | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | 15 | 15 | 0,59586799 | 0,00978065 | **273** | 9,9068509 | 2,64771727 |
| | znp630 | -1,923787 | 43,087438 | Leitza | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | 15 | 15 | 0,60082702 | 0,00707623 | **281** | 8,61601677 | 2,3896531 |
| | znp632 | -1,918377 | 43,074082 | Leitza | Grey marble | Jurassic (Bathonian to Oxfordian) | 15 | 15 | 0,28581439 | 0,03505687 | **513** | 15,6003061 | 4,02798171 |
| | znp634 | -1,915773 | 43,069963 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Barremian to Valanginian) | 15 | 15 | 0,28376985 | 0,04105666 | **515** | 18,2702118 | 4,71734841 |
| | znp637 | -1,913918 | 43,067438 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,35120951 | 0,04208647 | **485** | 18,728477 | 4,83567197 |
| | znp640 | -1,916047 | 43,071267 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Tithonian to Valanginian) | 17 | 13 | 0,44336601 | 0,08670019 | **461** | 23,4016761 | 6,49045716 |
| | znp641 | -1,900790 | 43,012550 | Lekunberri | Grey flysch | Cretaceous (Turonian to Campanian) | 15 | 15 | 0,58611716 | 0,01015813 | **263** | 12,3685434 | 3,19354418 |
| | znp642 | -1,918130 | 43,063898 | Leitza | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,58046728 | 0,05527914 | **383** | 24,5992175 | 6,35149064 |
| | znp647 | -1,919045 | 43,053393 | Uitzi | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,63958464 | 0,01812544 | **356** | 8,06582019 | 2,08258582 |
| | znp649 | -1,916810 | 43,048470 | Uitzi | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,65497164 | 0,01414129 | **350** | 6,29287482 | 1,62481329 |
| | znp650 | -1,917682 | 43,045528 | Uitzi | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,64799301 | 0,04985929 | **353** | 22,1873824 | 5,72875751 |
| | znp653 | -1,923923 | 43,044437 | Uitzi | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,65664837 | 0,05419382 | **349** | 24,1162493 | 6,22678879 |
| | znp656 | -1,914653 | 43,035065 | Uitzi | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,67345439 | 0,01461435 | **341** | 6,50338426 | 1,6791666 |
| | znp658 | -1,910063 | 43,032055 | Uitzi | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 11 | 0,62323137 | 0,02086908 | **298** | 21,3407693 | 6,43448404 |
| | znp661 | -1,906047 | 43,029463 | Uitzi | Grey limestone | Jurassic (Oxfordian to Kimmeridgian) | 15 | 15 | 0,62892901 | 0,00876873 | **315** | 10,6768036 | 2,75673882 |
| | znp665 | -1,905057 | 43,020235 | Lekunberri | Beige limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 16 | 12 | 0,59619356 | 0,03477592 | **286** | 27,0060969 | 7,79598866 |
| Barousse and Baronnies | znp675 | 0,365957 | 42,999037 | Rebouc | Black limestones | Jurassic (Kimmeridgian) | 15 | 15 | 0,69591598 | 0,014496 | **331** | 6,4507197 | 1,66556866 |
| | znp676 | 0,369134 | 42,998200 | Rebouc | Black dolomites | Jurassic (Aalenian to Oxfordian) | 15 | 15 | 0,67682341 | 0,01086283 | **340** | 4,83395886 | 1,24812281 |
| | znp678 | 0,370224 | 43,020928 | Hèches | Beige limestones | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,67366341 | 0,01077818 | **341** | 4,79629061 | 1,23839691 |
| | znp679 | 0,350853 | 43,026196 | Hèches | Black flysch | Cretaceous (middle to late Albian) | 15 | 14 | 0,61862358 | 0,01784946 | **299** | 17,6274675 | 4,71113886 |
| | znp680 | 0,332470 | 43,041618 | Esparros | Black flysch | Cretaceous (middle to late Albian) | 15 | 14 | 0,55960402 | 0,03634909 | **394** | 13,963006 | 3,73177033 |
| | znp681 | 0,334842 | 43,051693 | Prat | Black flysch | Cretaceous (middle to late Albian) | 15 | 15 | 0,57508095 | 0,02195117 | **385** | 9,76827021 | 2,52215652 |
| | znp682 | 0,339349 | 43,059996 | Avezac | Black flysch | Cretaceous (middle to late Albian) | 16 | 13 | 0,59756947 | 0,0238313 | **380** | 8,2972429 | 2,39520771 |
| | znp683 | 0,333270 | 43,071079 | Avezac | Black flysch | Cretaceous (middle to late Albian) | 15 | 10 | 0,61079712 | 0,03279218 | **314** | 20,0190279 | 6,33057248 |
| | znp688 | -1,7598 | 43,051432 | La Ferreria | Marly limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,66267018 | 0,01652527 | **346** | 7,35374491 | 1,89872877 |

| Study area | Samples | Coordinates | | Localisation | Lithologie | Expected age | Number of spectra | Number of used spectra | Raman parameter | | RSCM Temperature | | SE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | X | Y | | | | | | Average | SD | Average | SD | |
| Nappe des Marbres | znp697 | -1,850662 | 43,156538 | Goizueta | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,35910915 | 0,04196371 | **481** | 18,6738518 | 4,82156781 |
| | znp727 | -1,864763 | 43,095507 | Gorriztaran | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,48761874 | 0,032268 | **424** | 14,3592617 | 3,70754543 |
| | znp728 | -1,870082 | 43,079507 | Gorriztaran | Black siltite | Carboniferous (Serpukovian to Moscovian) | 15 | 15 | 0,62421733 | 0,01548801 | **363** | 6,89216508 | 1,77954937 |
| | znp730 | -1,814772 | 43,04816 | Arrarets | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,66998072 | 0,00959469 | **343** | 4,26963565 | 1,10241519 |
| | znp737 | -1,522982 | 43,084053 | Irurita | Grey siltite and limestone | Devonian (Frasnian) | 15 | 14 | 0,63416925 | 0,01053895 | **324** | 8,78886014 | 2,34892168 |
| | znp752 | -1,681165 | 43,06428 | Urrotz | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 14 | 13 | 0,62312756 | 0,06781904 | **356** | 12,1950699 | 3,38230383 |
| | znp753 | -1,681673 | 43,063185 | Urrotz | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,5700401 | 0,04156941 | **387** | 18,498388 | 4,77626324 |
| | znp757 | -1,661378 | 43,060265 | Urrotz | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,64499313 | 0,02073881 | **354** | 9,22876913 | 2,38285794 |
| | znp760 | -1,659572 | 43,06636 | Urrotz | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,6444277 | 0,02708333 | **354** | 12,0520798 | 3,11183361 |
| | znp762 | -1,661567 | 43,072375 | Urrotz | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,53543862 | 0,03872646 | **403** | 17,2332733 | 4,44961204 |
| | znp765 | -1,656775 | 43,082995 | Urrotz | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,34279562 | 0,03938474 | **488** | 17,5262111 | 4,52524826 |
| | znp768 | -1,64332 | 43,095773 | Doneztebe | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,3505636 | 0,03159904 | **485** | 14,0615721 | 3,63068231 |
| | znp773 | -1,647282 | 43,105138 | Doneztebe | Grey marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 13 | 0,41083451 | 0,0676537 | **450** | 23,2771206 | 6,45591169 |
| | znp777 | -1,646783 | 43,11734 | Doneztebe | Grey-black limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp783 | -1,677357 | 43,045808 | Urrotz | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,61221109 | 0,00818084 | **295** | 9,96099187 | 2,57191704 |
| | znp785 | -1,784877 | 43,03264 | Igoa | Grey limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 13 | 0,63420339 | 0,00780829 | **319** | 5,61247956 | 1,55662176 |
| | znp795 | -1,800473 | 43,034203 | Igoa | Grey limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 15 | 0,66091973 | 0,03866034 | **347** | 17,2038518 | 4,44201544 |
| | znp797 | -1,803073 | 43,040207 | Igoa | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,66097527 | 0,01806237 | **347** | 8,03775281 | 2,07533885 |
| | znp802 | -1,819257 | 43,063185 | Ezkurra | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,44728442 | 0,02342416 | **442** | 10,4237519 | 2,69140116 |
| | znp805 | -1,842752 | 43,039958 | Beruete | Grey limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,67985976 | 0,02084685 | **338** | 9,27684646 | 2,39527146 |
| | znp806 | -1,852022 | 43,046562 | Beruete | Grey limestone | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,67516406 | 0,01595994 | **341** | 7,10217213 | 1,83377296 |
| | znp807 | -1,851318 | 43,047572 | Beruete | Grey limestone | Jurassic (Aalenian to Callovian) | 15 | 15 | 0,63249078 | 0,02873669 | **360** | 12,7878292 | 3,30180331 |
| | znp808 | -1,85543 | 43,05115 | Beruete | Grey limestone | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 14 | 0,63901911 | 0,05032003 | **351** | 9,14619415 | 2,44442321 |
| | znp809 | -1,859108 | 43,053615 | Beruete | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,6465495 | 0,02022759 | **353** | 9,00127822 | 2,32412004 |
| | znp811 | -1,85056 | 43,060713 | Beruete | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,5894421 | 0,04210073 | **379** | 18,734824 | 4,83731076 |
| | znp813 | -1,854642 | 43,064582 | Leitza | White-grey marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,42725749 | 0,07981123 | **451** | 35,5159952 | 9,17019054 |
| | znp814 | -1,849462 | 43,06665 | Leitza | Black marble | Cretaceous (Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,33105352 | 0,04049511 | **494** | 18,0203246 | 4,65282782 |
| | znp819 | -1,608118 | 43,11393 | Berroeta | Black limestone | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,61348855 | 0,03464904 | **367** | 15,4188224 | 3,98112282 |
| | znp822 | -1,623012 | 43,109343 | Berroeta | Grey-black marble | Jurassic (Pliensbachian to Aalenian) | 15 | 15 | 0,45015856 | 0,04042762 | **441** | 17,9902894 | 4,64507274 |
| | znp826 | -1,957712 | 43,058703 | Gorriti | Black flysch | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,65208043 | 0,01871054 | **351** | 8,32618978 | 2,14981296 |
| Boucheville-Agly | znp831 | 2,733865 | 42,746525 | Calce | Sandstones | Silurian | 16 | 16 | 0,6510692 | 0,02646534 | **351** | 11,7770749 | 2,94426872 |
| | znp833 | 2,814163 | 42,764825 | Baixas | White marbles | Cretaceous (Aptian to Valanginian) | 15 | 12 | 0,28701964 | 0,07711764 | **529** | 9,35974293 | 2,70192505 |
| | znp834 | 2,770820 | 42,785095 | Cases-de-Pènes | Black marls | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,23950251 | 0,04217952 | **534** | 18,7698868 | 4,84636393 |
| | znp835 | 2,753410 | 42,784940 | Cases-de-Pènes | White marbles | Cretaceous (Aptian) | 15 | 15 | 0,16840958 | 0,03417216 | **566** | 15,2066094 | 3,92632967 |
| | znp839 | 2,729090 | 42,812110 | Tautavel | Black flysch | Cretaceous (Late Aptian to Albian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp841 | 2,747630 | 42,785890 | Cases-de-Pènes | White marbles | Cretaceous (Aptian to Valanginian) | 15 | 14 | 0,15435659 | 0,06403459 | **570** | 27,4263823 | 7,60670982 |
| | znp844 | 2,566490 | 42,804090 | Maury | Black flysch | Cretaceous (Late Aptian to Albian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| | znp851 | 2,587920 | 42,828390 | Maury | Black flysch | Cretaceous (Late Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,57230176 | 0,0068461 | **246** | 8,33581118 | 2,15229719 |
| | znp852 | 2,517080 | 42,773550 | St Arnac | Breccia | Eocene ? | 19 | 15 | 0,45543748 | 0,11521278 | **424** | 32,3488072 | 8,35242611 |
| | znp863 | -1,609758 | 43,086892 | Almandoz | Grey marble | Jurassic (Rhaetian to Pliensbachian) | 15 | 15 | 0,57738259 | 0,04037458 | **384** | 17,9666887 | 4,63897908 |

*Tableau IV-2 : Ensemble des $T_{RSCM}$ obtenues par la spectrométrie Raman dans le cadre de cette thèse. Le tableau contient les différents paramètres obtenus par les deux méthodes de thermométrie Raman utilisées. Les différentes zones géographiques explorées par la thermométrie Raman sont représentées par des couleurs différentes dans la première colonne. SD correspond à l'écart-type et SE correspond à la valeur de 1sigma. Les estimations effectués sur les échantillons de carbonate gris/noirs sont représentés par surbrillance jaune et les échantillons de carbonates blancs sont représentés par une surbrillance grise.*

## IV.3. Applicabilité de la méthode

Afin de tester la robustesse de la méthode, nous avons effectué des mesures témoins sur des lithologies différentes pour des températures normalement proches ou identiques. Le but étant d'échantillonner deux faciès différents très rapprochés dans l'espace et séparés par un contact géologique normal, afin d'éviter tout déplacement et par conséquent des températures différentes.

Nous nous sommes donc intéressés aux échantillons ZNP 316 et ZNP 308 situés entre le fossé d'Aulus et le bassin de Tarascon-sur-Ariège (Figure II-34). Ces deux échantillons se situent à une distance réduite l'un de l'autre (178m) et sont localisés directement au sud du tracé de la FNP. Cette zone correspond à un domaine sédimentaire mésozoïque non métamorphique reposant en discordance sur le socle varisque de la ZA. Elle n'est donc pas soumise aux variations importantes de température liées à l'évènement métamorphique de HT/BP affectant la ZIM. Les $T_{RSCM}$ obtenues dans ce domaine sur l'ensemble du segment pyrénéen montrent une certaine homogénéité et peu de variations. Les deux échantillons ont été collectés dans la formation des flyschs gris cénomano-turoniens (probablement uniquement Coniacien selon Peybernès et al., 2001) et sont caractérisés par deux lithologies différentes, correspondant i) à des alternances de niveaux marneux et marno-calcaires et ii) des bancs de calcaires massifs avec un aspect du faciès « urgonien ». Etant situé dans une formation du même âge, le contact entre ces deux formations est normal et ne montre aucun déplacement majeur.

La comparaison visuelle des deux familles de spectres Raman obtenus par la méthode de calibration 330-640°C d'après Beyssac et al., (2002) indique un aspect des courbes légèrement différent, mais montre une intensité relative identique entre les 3 pics (G, D1, D2) (Figure IV-8). Pour l'échantillon ZNP 308, l'intensité du signal correspondant aux 3 pics de la matière organique est réduite au détriment du pic du carbonate (1085 cm-1). Ce pic est largement présent car cet échantillon provient d'un calcaire gris contenant majoritairement, voire essentiellement, de la calcite. De plus, l'épaulement du pic D2 est plus marqué que pour l'échantillon ZNP 316. Pour cet échantillon, le pic du carbonate est présent mais il est beaucoup moins marqué et présente une intensité inférieure. Il a été retiré pour une lecture correcte des pics de la matière organique.

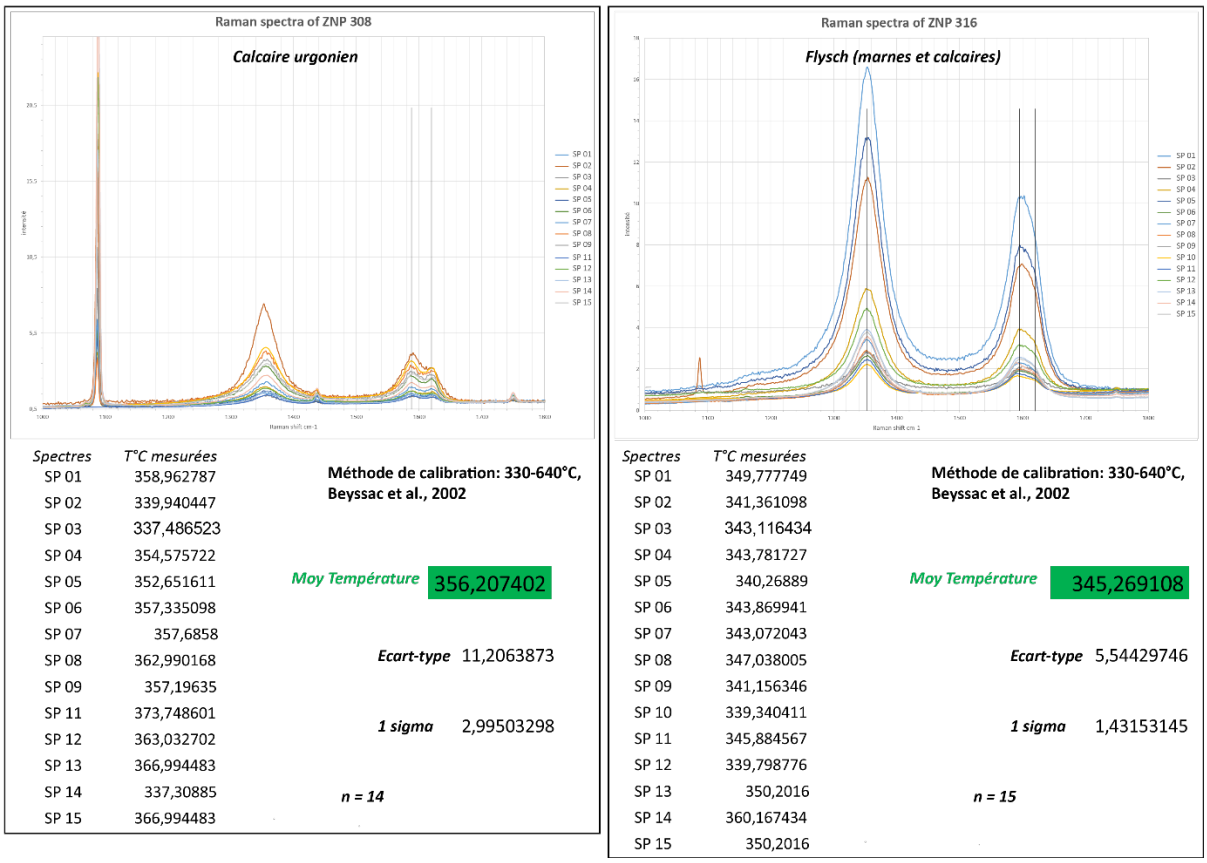


*Figure IV-8 : Comparaisons visuelle et statistiques des spectres Raman pour deux lithologies différentes situées dans la couverture sédimentaire mésozoïque non métamorphique de la ZA.*

Statistiquement, le calcul des températures pour chaque spectre indique des températures assez proches et est cohérent avec l'allure de ces spectres. Les moyennes de température pour les deux échantillons sont relativement proches avec 356±11°C pour l'échantillon ZNP 308 et 345±6°C pour l'échantillon ZNP 316. Les valeurs de 1 sigma sont très correctes et confirment l'homogénéité des spectres mesurés. Si l'on considère les barres d'erreurs (écart-type) pour les deux températures moyennes, ces deux échantillons ont des valeurs de $T_{RSMC}$ relativement semblables. Si l'on considère seulement les températures moyennes, le faible écart de température de 10°C pourrait s'expliquer par la différence d'altitude des deux échantillons au sein de la pile sédimentaire. Effectivement, si l'on calcule très grossièrement le gradient géothermique lié à l'épisode de métamorphisme avec seulement ces deux données, nous obtenons un gradient de 62,9°C/km (Figure IV-9). Cette valeur reste cohérente pour une zone affectée par un épisode extensif de rifting et se rapproche de la valeur du gradient géothermique estimé à 80°C/km par Vacherat et al,. (2014). Un apport supplémentaire dans cette zone et à plus grande distance aurait pu permettre d'estimer un gradient géothermique de façon plus précise.

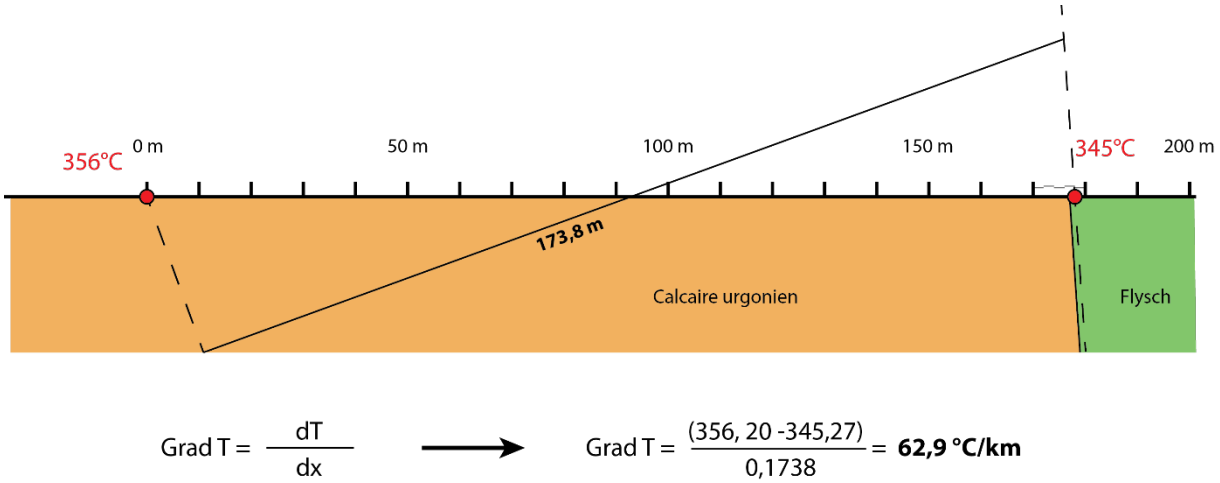


*Figure IV-9 : Estimation du gradient géothermique dans la couverture sédimentaire mésozoïque de la ZA dans la région de Vicdessos. Les lignes en pointillés indiquent le pendage de la stratification.*

La comparaison des données obtenues par spectrométrie Raman sur nos deux échantillons indique des températures similaires, malgré la différence de lithologies. Si l'effet de la pile sédimentaire est pris en compte, nous pouvons donc estimer que la spectrométrie Raman est un outil fiable pour estimer des températures dans les roches constituées essentiellement de carbonates et où la matière organique est largement moins présente.

Ajouté au test de la lithologie, nous avons aussi réalisé plusieurs mesures de thermométrie Raman qui avaient déjà été contraintes par des travaux antérieurs (e.g. Clerc et al., 2015 and Chelalou, 2015). Dans la région de Tarascon sur Ariège, proche de la ville de Vicdessos (Figure IV-20), nous avons pu comparer les valeurs de $T_{RSMC}$ nouvellement obtenues lors de cette thèse sur deux échantillons dont les $T_{RSMC}$ avaient précédemment été estimées par Clerc et al., (2015). Le premier échantillon (SUC1) donnait un $T_{RSMC}$ de 621°C dans les marbres de la ZIM et le second (LHZ98) un $T_{RSMC}$ de 341 ± 6°C dans les flysch gris. Notre premier échantillon (ZNP 312 équivalent de SUC1) présente une température de 608 ± 21°C et notre second échantillon (ZNP 300 équivalent de LHZ98) présente une température de 345 ± 9°C. En tenant compte des barres d'erreur obtenues lors du calcul de $T_{RSMC}$, les données montrent des valeurs de $T_{RSMC}$ identiques pour les différents échantillons provenant exactement de la même zone géographique.

Sur l'ensemble du processus de traitement des données Raman, nous nous sommes appliqués à utiliser des spectres de qualité et à respecter une valeur de 1 sigma inférieure à 9 pour un résultat statistiquement viable. De plus, les températures obtenues pour chaque

échantillon sur l'ensemble de la chaine pyrénéenne semblent cohérentes avec les différentes textures et minéraux métamorphiques observés dans ces échantillons.

Cette méthode nous semble donc robuste et parfaitement adaptée à notre zone d'étude qui comporte en grande majorité des roches carbonatées avec très peu de matière organique et dans lesquelles il est difficile d'appliquer les méthodes de thermobarométrie classiques.

## IV.4 Thermicité du segment Pyrénéen

L'épisode d'amincissement voire d'hyper amincissement crustal (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009, 2010; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012, 2013; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014 ; Lagabrielle et al., 2015) survenu entre les plaques Ibérie et Eurasie précédant l'orogenèse pyrénéenne est caractérisé par un très fort gradient géothermique à l'origine d'un métamorphisme de HT/BP (Ravier, 1959; Bernus-Maury, 1984; Azambre and Rossy, 1976; Golberg and Leyreloup, 1990; Dauteuil and Ricou, 1989; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015). L'impact de ce métamorphisme d'âge crétacé est essentiellement représenté dans la ZNP composée principalement de sédiments carbonatés et de flyschs crétacés. L'utilisation de la paléothermicité par spectroscopie Raman dans ce secteur clé des Pyrénées est particulièrement adaptée pour quantifier l'impact du métamorphisme sur les sédiments carbonatés de la ZNP et plus particulièrement de la ZIM.

### IV.4.1 Zonation thermique à l'échelle de la chaîne

Les premières compilations de données concernant la répartition des températures dans les Pyrénées ont été réalisées par Clerc et al (2012, 2015) (Figure IV-10). Les données paléothermométriques et les estimations thermobarométriques classiques de l'évènement métamorphique affectant les sédiments mésozoïques de la ZNP et plus particulièrement de la ZIM permettent de distinguer une zonation à l'échelle du domaine pyrénéen (Ravier, 1959; Choukroune and Séguret, 1973 ; Choukroune, 1976 ; Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987 ; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc et al 2015). En accord avec les données de ces auteurs, Clerc et al (2015) distingue trois secteurs d'ouest en est: (1) Un large domaine occidental représenté principalement par le bassin de Mauléon, affecté par un métamorphisme de bas grade avec des température généralement inférieures à 350°C (Clerc et al., 2015) ; (2) Un domaine central impliquant les bassins de la Ballongue, de la Barousse et des Baronnies présentant des températures comprises entre 300 et 450°C (Goujou et al., 1988; Clerc et al., 2015) qui localement peuvent dépasser les 550°C près des lentilles de manteau associées aux sédiments mésozoïques (e.g. péridotites d'Avezac et de Arguenos-Moncaup) ; (3) Un domaine oriental correspondant aux bassins crétacés du Fossé d'Aulus, du Pays de Sault, du Boucheville et du Bas-Agly. Ces bassins sont affectés par un métamorphisme de haut grade de type HT-BP, avec des températures avoisinant 600°C ou plus (Golberg and Leyreloup, 1990; Clerc et al., 2015). Le domaine pyrénéen montrerait donc une zonation thermique d'est en ouest (Figure IV-10), mais aussi une zonation nord-sud observée uniquement dans le domaine oriental avec des

températures maximales dans les bassins de Boucheville et d'Aulus, tandis que les bassins de Saint Paul de Fenouillet et de Camarde sont caractérisés par une rapide diminution du métamorphisme (Clerc et al., 2015).

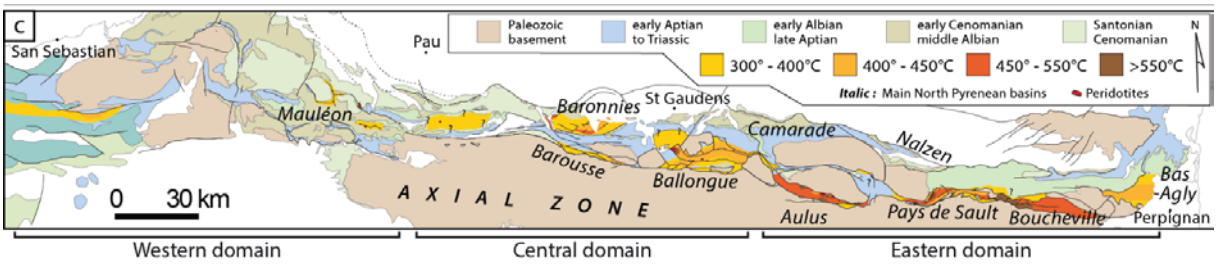


*Figure IV-10 : Carte des zones d'isométamorphiques de la ZNP réalisée à l'aide de la thermométrie Raman, d'après Clerc et al., (2015).*

### IV.4.2 Apport des nouvelles données Raman sur l'ensemble du segment pyrénéen

Les premiers travaux de synthèse impliquant des données semi-quantitatives et quantitatives sur la thermicité de la ZIM ont donc permis à Clerc et al. (2015) d'établir une première carte de la répartition du métamorphisme sur l'ensemble de la ZNP (Figure IV-10). Cette carte a été établie à partir des données de la littérature (e.g Ravier, 1959, Choukroune and Séguret, 1973; Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc et al., 2015) et notamment à partir des nombreuses données de thermométrie Raman obtenues par Clerc et al. (2012, 2015). Cependant, la majeure partie des données quantitatives nécessaires à l'établissement d'une carte complète et détaillée de la répartition du métamorphisme de la ZNP concerne uniquement la partie orientale (Bassins du Boucheville et Pays de Sault) et les bassins contenant de nombreux pointements de lherzolites (le Fossé d'Aulus, la zone d'Arguenos-Moncaup et le Bassin du Mauléon). Il existe donc de nombreuses zones où aucune donnée de thermométrie Raman n'existe, notamment dans le domaine occidental de la Nappe des Marbres (métamorphisme uniquement étudié par des données semi-quantitatives [e.g Martinez-Torres, 1989]), dans le Bassin des Baronnies (métamorphisme étudié par données semi-quantitatives [e.g Sagon et Azambre, 1986 ; Debroas, 1990]), dans le Bassin de la Barousse, dans le Bassin de la Ballongue (métamorphisme étudié par des données semi-quantitatives [e.g Ravier 1959 ; Debroas, 1978]) et dans le Bassin de Tarascon.

Les nouveaux travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont permis de compléter l'acquisition d'un ensemble des données de thermométrie Raman ($T_{RSMC}$) mesurées dans différents domaines de la ZNP. Ces nouvelles données et les données de la littérature ont été représentées sur une carte générale des Pyrénées (Figure IV-11a). Afin de compléter et de caractériser la répartition de ce métamorphisme de type HT-BP pyrénéen, 188 échantillons ont été analysés par spectrométrie Raman, préférentiellement dans des zones non couvertes par les travaux précédents.

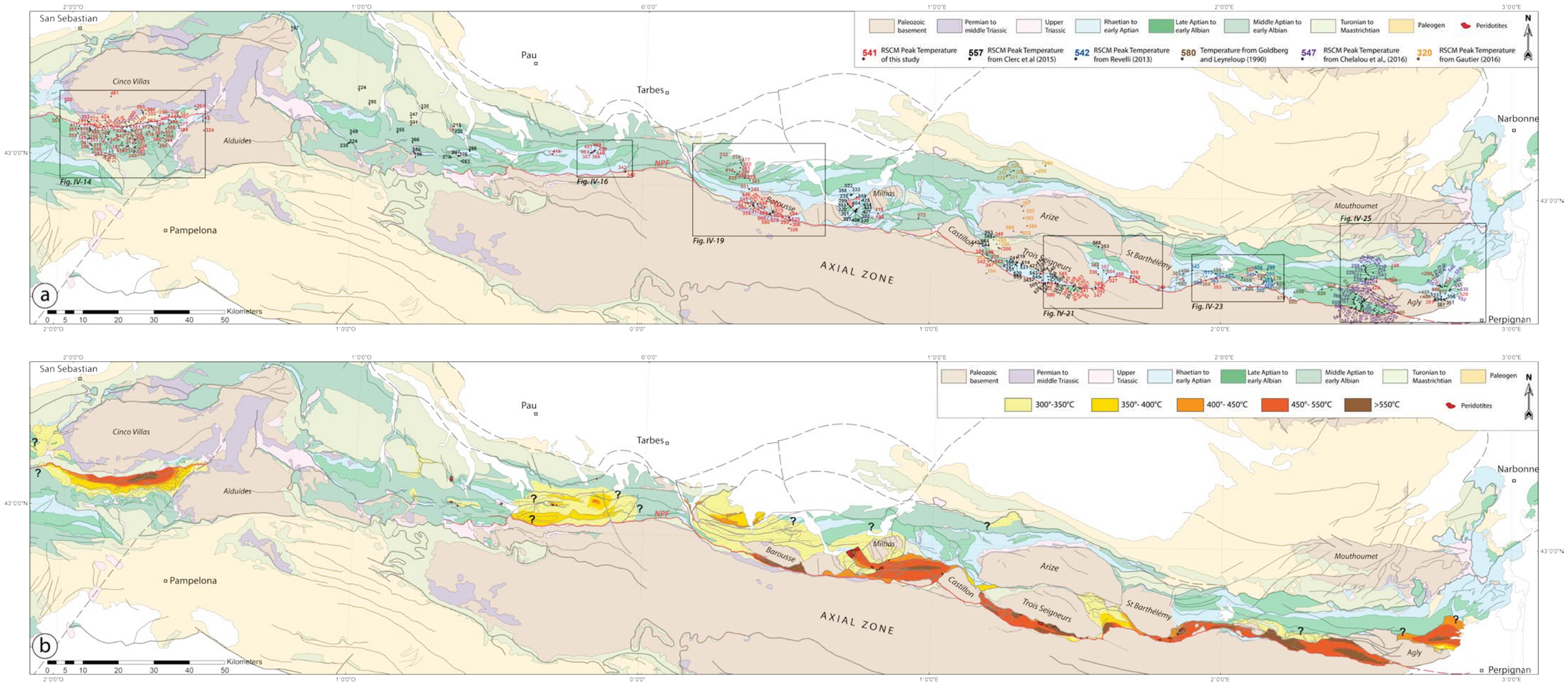


*Figure IV-11 : (a) Carte des températures du pic métamorphique ($T_{RSMC}$) obtenues à l'aide de géothermométrie Raman (RSCM) (Points et valeurs numériques en rouge sur la carte). La majeure partie des points a été représentée sur la carte. Les autres points correspondent à la compilation de différentes études antérieures de la thermométrie dans les Pyrénées. Les données de $T_{RSMC}$ de Clerc et al., (2015) sont représentées en noir, celles de Golberg et Leyreloup (1990) en marron et celles de Chelalou (2015) en violet. Des données de travaux de master associés à ce travail sont aussi représentées, Revelli (2013) en bleu et Gautier, (2016) en orange. (b) Carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques ; les données compilées proviennent de cette étude, des différentes études Raman et de la littérature (Choukroune and Séguret, 1973; Bernus-Maury, 1984; Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc et al, 2015)*

Les données de la littérature utilisées pour réaliser notre carte (Figure IV-11a) proviennent d'études précédentes : i) la première est celle de Golberg and Leyreloup (1990), qui ont utilisé des méthodes de thermobarométrie sur des roches pélitiques mais aussi sur des carbonates ; ii) Clerc, (2012) et Clerc et al., (2015) ont réalisé de nombreuses mesures de $T_{RSMC}$ par spectrométrie Raman, qui correspondent à la majeure partie des données disponibles dans la littérature ; et iii) la thèse de Chelalou (2015), ainsi que ses résultat associés (Chelalou et al., 2016) apportent des contraintes dans la partie orientale de la ZIM. En plus de ces résultats, nous avons compilé des données de thermométrie Raman provenant de travaux de Master, notamment les travaux des Masters de Revelli (2013) dans la région de Bessède-de-Sault et de Gautier (2016) dans la région des massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs. La localisation et les valeurs numériques des données Raman de ces études sont synthétisées respectivement dans les tableaux IV-3 et IV-4.

L'ensemble des $T_{RSMC}$ représentées sur la carte de répartition des températures (Figure IV-11) couvre en grande partie la ZIM de la Nappes des Marbres à l'ouest jusque dans sa partie extrême orientale dans les bassins du Boucheville et du Bas-Agly.

La valeur de $T_{RSMC}$ la plus élevée a été obtenue dans la ZIM au cœur du fossé d'Aulus qui est aussi le siège d'un métamorphisme important de haut grade avec de nombreuses $T_{RSMC}$ dépassant 600°C. Elle a été mesurée par Clerc et al. (2015) et est égale à 626 ± 4°C. La valeur de $T_{RSMC}$ la plus élevée que nous ayons obtenue provient de la partie occidentale du bassin sédimentaire mésozoïque de Sarrancolin avec une température de 625 ± 17°C. En observant l'ensemble des températures à l'échelle des Pyrénées, il apparait que les températures les plus élevées se situent entre la ZA et les massifs nord pyrénéens. Dans le Bassin de Sarrancolin, au sud du massif de la Barousse, les $T_{RSMC}$ sont comprises entre 473°C et 625°C avec de nombreuses $T_{RSMC}$ supérieures à 575°C (Figure IV-11a).

| Zone d'étude | Echantillon | Longitude | Latitude | Paramètre R2 | | Nombre de Spectres | Températures RSCM | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Moyenne | Ecart type | | Moyenne (°C) | Ecart type | 1 sigma |
| Synclinorium d'Axat | AXTB 631 | 631204 | 6191770 | 0,61489451 | 0,01218906 | 10 | 298 | 14,8414041 | 5,24722872 |
| | AXTB 621 | 630674,75 | 6190533,5 | — | — | | <200 | — | — |
| | AXTB 600 | 628163,63 | 6191263 | 0,67752584 | 0,07054876 | 8 | 339 | 31,3941977 | 11,0995251 |
| Couverture Secoondaire de Bessède | B 28 | 629919 | 6187884 | 0,63290996 | 0,04189154 | 11 | 359 | 19,7663438 | 6,25066675 |
| | B 30 | 630171,4251 | 6188310,6934 | 0,66884608 | 0,07254132 | 20 | 350 | 25,582662 | 5,72045712 |
| | B 31 | 630213,7239 | 6188460,3827 | 0,64961953 | 0,01960348 | 26 | 351 | 8,72354666 | 2,18088667 |
| Primaire Bessède | AXTB 602 | 627742,06 | 6190512 | 0,65599486 | 0,01069017 | 12 | 348 | 13,016346 | 3,75749542 |
| ZIM | AXTB 524 | 614049,5 | 6190033 | 0,39728421 | 0,13214684 | 25 | 513 | 23,2217751 | 5,80544378 |
| | AXTB 511 | 621712,06 | 6189755 | 0,18910162 | 0,06245459 | 19 | 557 | 27,7922929 | 6,37598928 |
| | AXTB 672 | 610029,06 | 6191738,5 | 0,24127929 | 0,09471143 | 10 | 542 | 32,9925379 | 10,4331566 |
| FNP | AXTB 527 | 616674 | 6189467,5 | 0,32441874 | 0,23167798 | 20 | 562 | 32,3011709 | 8,95873291 |
| Couverture Mésozoïque ZA | AXTB 548 | 623517,06 | 6186764 | 0,65142550 | 0,06669565 | 9 | 327 | 31,0678875 | 12,6834119 |
| | AXTB 609 | 628424,25 | 6186845,5 | 0,61726674 | 0,01127722 | 14 | 300 | 13,7311469 | 3,66980338 |
| Paléozoïque | AXTB 527 B | 616674 | 6189467,5 | 0,57565107 | 0,12722715 | 11 | 363 | 31,7845917 | 10,5948639 |
| | AXTB 683 | 612490,06 | 6189008,5 | 0,21667005 | 0,19015846 | 14 | 598 | 34,5555916 | 13,060786 |

*Tableau IV-3 : Températures obtenues par spectrométrie Raman dans la région de Bessède-de-Sault d'après Revelli (2013).*

| Echantillon | Position (WGS84) | | Altitude | Lithologie | Sp | R2 ou Ra1 | | Temp (°C) | | | Méthode |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Longitude | Latitude | (m) | | | Moyenne | 1σ | Moyenne | SDV | 1σ | |
| Zone sous-pyrénéenne | | | | | | | | | | | |
| MC49 | 1,384955 | 43,07755 | 378 | lignite | - | - | - | < 200 | - | - | Lahfid et al |
| MC50 | 1,351881 | 43,05649 | 350 | lignite | - | - | - | < 200 | - | - | Lahfid et al |
| Zone subariégeoise | | | | | | | | | | | |
| MC28 | 1,2770 | 43,0640 | 654 | schiste noir | 20 | 0,633 | 0,002 | 320 | 9 | 1,96 | Lahfid et al |
| MC29 | 1,2810 | 43,0630 | 626 | conglomérat | 20 | 0,585 | 0,002 | 261 | 10 | 2,16 | Lahfid et al |
| MC27 | 1,2696 | 43,0606 | 660 | schiste noir | 24 | 0,643 | 0,002 | 333 | 11 | 2,23 | Lahfid et al |
| MC26 | 1,2656 | 43,0528 | 615 | schiste noir | 28 | 0,634 | 0,002 | 321 | 10 | 1,88 | Lahfid et al |
| MC25 | 1,2583 | 43,0509 | 612 | schiste noir | 22 | 0,626 | 0,001 | 311 | 8 | 1,71 | Lahfid et al |
| MC24 | 1,2546 | 43,0488 | 590 | schiste noir | 19 | 0,597 | 0,003 | 276 | 17 | 3,84 | Lahfid et al |
| MC23 | 1,2992 | 43,0363 | 382 | schiste noir | 21 | 0,559 | 0,002 | 230 | 14 | 3,04 | Lahfid et al |
| Massif de l'Arize | | | | | | | | | | | |
| MC15 | 1,3095 | 42,9727 | 614 | schiste | 21 | 0,606 | 0,001 | 287 | 5 | 1,17 | Lahfid et al |
| MC14 | 1,3160 | 42,9621 | 768 | schiste | 22 | 0,635 | 0,002 | 323 | 12 | 2,56 | Lahfid et al |
| MC41 | 1,3174 | 42,9435 | 1092 | schiste noir | 27 | 0,627 | 0,006 | 362 | 15 | 2,88 | Beyssac et al |
| MC10 | 1,3296 | 42,9242 | 906 | micaschiste | 19 | 0,125 | 0,007 | 586 | 13 | 2,92 | Beyssac et al |
| MC1 | 1,2832 | 42,9103 | 582 | Marbre | 18 | 0,163 | 0,007 | 569 | 13 | 3,09 | Beyssac et al |
| MC11 | 1,3098 | 42,9082 | 698 | gneiss | 20 | 0,018 | 0,004 | 633 | 8 | 1,73 | Beyssac et al |
| Bassin d'Oust | | | | | | | | | | | |
| MC46 | 1,215107 | 42,88729 | 499 | Flysch | - | - | - | < 200 | - | - | Lahfid et al |
| MC48 | 1,2261 | 42,87609 | 656 | Flysch | - | - | - | < 200 | - | - | Lahfid et al |
| MC47 | 1,231443 | 42,86787 | 552 | Flysch | - | - | - | < 200 | - | - | Lahfid et al |
| Zone Primaire Axiale | | | | | | | | | | | |
| TP17 | 1,1980 | 42,8385 | 581 | calcschiste | 23 | 0,67 | 0,004 | 343 | 9 | 1,89 | Beyssac et al |
| TP14 | 1,1930 | 42,8017 | 662 | calcschiste | 22 | 0,65 | 0,006 | 354 | 13 | 2,79 | Beyssac et al |

*Tableau IV-4 : Températures obtenues par spectrométrie Raman dans la région des Massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs d'après Gautier (2016).*

Il en est de même dans le Fossé d'Aulus avec des températures comprises entre 412 et 626°C. Comme pour le Bassin de Sarrancolin, les températures au sein du Fossé d'Aulus sont réparties sur un intervalle de plus de 200°C. Ce bassin affiche des valeurs élevées de $T_{RSMC}$ dans son ensemble et il abrite de nombreux massifs de lherzolites qui sont également associés à des hautes températures. La répartition des températures dans le Bassin de Tarascon-sur Ariège est, quant à elle, moins bien contrainte par les données Raman, mais une température de 604 ± 20°C a été mesurée dans la partie sud du bassin (Figure IV-11a). Plus à l'est, au niveau du massif de Bessède-de-Sault, les $T_{RSMC}$ sont aussi très élevées avec des valeurs comprises entre 500 et 570°C. Dans cette zone, les températures semblent assez homogènes même si la densité des échantillons analysés est moindre. Au niveau de la terminaison orientale de la ZIM, les hautes valeurs de $T_{RSMC}$ (supérieures à 500°C) se localisent dans deux bassins de part et d'autre du Massif de l'Agly. Le Bassin du Boucheville est situé dans le prolongement de la ZIM au sud du Massif de l'Agly. Les $T_{RSMC}$ mesurées dans ce bassin sont comprises entre 401 ± 16°C et 580 ± 25°C (Figure IV-11a). La température minimum de 401 ± 16°C semble unique dans le bassin et se localise dans sa partie sud proche de la FNP. Si l'on regarde l'ensemble de ce bassin, les $T_{RSMC}$ semblent assez homogènes et sont globalement comprises entre 530 et 580°C (Chelalou et al., 2016). Le Bassin du Bas-Agly situé au nord du Massif de l'Agly indique des valeurs maximales de $T_{RSMC}$ comparables à celles mesurées dans le Bassin du Boucheville, avec des valeurs avoisinant les 570°C. Cependant, l'ensemble des températures mesurées dans cette unité montre une importante variation avec des valeurs comprises entre 337 ± 4°C et 570 ± 27°C (Figure IV-11a). Les valeurs de $T_{RSMC}$ les plus faibles se localisent sur la bordure sud du bassin du Bas-Agly, tandis que les $T_{RSMC}$ les plus élevées se situent au cœur du bassin, à la fois dans les métasédiments d'âges Jurassique et Crétacé.

La ZIM forme donc un bassin ou un chapelet de bassins mésozoïques quasiment continu depuis le Massif de la Barousse jusqu'à son extrémité orientale au niveau du Massif de l'Agly. Néanmoins, il existe un bassin mésozoïque affecté largement par un métamorphisme de type HT-BP qui a été moins étudié (e.g Ravier, 1959 ; Martinez-Tores, 1989) et pour lequel aucune donnée de $T_{RSMC}$ n'a été obtenue. Il s'agit de la partie orientale du Bassin Basco-Cantabre au niveau de l'Arc Basque Plissé, communément appelée « la Nappe des Marbres », qui se localise entre les massifs du Cinco Villas au nord et des Alduides à l'est. Nous nous sommes particulièrement intéressés à cette région, car l'étude structurale y a révélé une déformation largement moins importante que dans le reste de la ZIM. Un grand nombre de données a été obtenu dans cette zone afin de caractériser la répartition du métamorphisme. Les valeurs de

$T_{RSMC}$ montrent une grande variation comprise entre 249 ± 9°C et 578 ± 29°C (Figure IV-11a). Les $T_{RSMC}$ les plus élevées se situent dans la partie centrale du bassin, proche de la Faille de Leitza, à la fois dans les sédiments crétacés et jurassiques comme pour le Bassin du Bas-Agly. Le maillage serré des données nous permet de mettre en évidence une diminution des $T_{RSMC}$ selon un axe est-ouest. En effet, les valeurs de $T_{RSMC}$ se situent aux alentours des 350°C dans les extrémités est et ouest du bassin. Il est important de noter que cette diminution de température se fait aussi vers le sud, avec des $T_{RSMC}$ qui passent progressivement d'une moyenne de 550°C à des valeurs de 260-250°C. Contrairement aux autres bassins connus dans la ZIM, celui- ci n'est pas segmenté par deux failles de direction est-ouest. Il est seulement limité dans sa partie nord par une faille (la Faille de Leitza). Le Bassin de la Nappe des Marbres montre des températures élevées qui en font le prolongement occidental de la ZIM. L'étude concernant la caractérisation du métamorphisme dans la Nappe des marbres est présentée en détails dans le chapitre suivant (*IV.5.1 La Nappe des Marbres*).

La majorité des $T_{RSMC}$ a été obtenue dans le segment affecté par un métamorphisme de HT-BP qu'est la ZIM, mais une partie des données a été acquise dans la ZNP au nord des Massifs Nord-Pyrénéens où le métamorphisme est moindre ou absent. En effet, les estimations de $T_{RSMC}$ montrent que les températures enregistrées dans le Bassin du Mauléon n'excèdent pas 370°C, et sont majoritairement comprises entre 220 et 260°C (Clerc et al., 2015) (Figure IV-11a). Nous nous sommes aussi intéressés brièvement à la zone des Chainons Béarnais où les $T_{RSMC}$ mesurées dépassent localement 400°C. Nous avons obtenu une température de 418 ± 15°C proche de la lherzolite de Montcaou (Figure IV-11a). Hormis ces valeurs ponctuelles, les données de $T_{RSMC}$ indiquent tout de même des températures comprises entre 340 et 380°C.

La zone des Baronnies présente aussi un intérêt dans la mesure dans laquelle il n'existait aucune donnée quantitative d'estimation de la température dans ce domaine. Nous avons donc réalisé un transect N-S dans ce bassin albo-cénomanien. Les $T_{RSMC}$ obtenues dans ce bassin sont relativement élevées, bien que ce bassin se situe dans une position relativement septentrionale dans la chaine. En effet, les températures sont comprises entre 300 et 450°C avec une valeur locale dépassant 477°C. Cette $T_{RSMC}$ a été enregistrée au contact d'un lambeau de lherzolite.

Latéralement vers l'est, dans la continuité du bassin albo-cénomanien des Baronnies, nous retrouvons des $T_{RSMC}$ comprises entre 230 et 340°C dans le Bassin de Camarade situé au nord du Massif de l'Arize. Comme pour le Bassin des Barronies, ces températures sont

également élevées pour une zone aussi septentrionale et sont différentes de ce qui était supposée au regard des conclusions des travaux précédents (e.g. Clerc et al., 2015).

Une partie des mesures de $T_{RSMC}$ a été réalisée directement dans le socle paléozoïque de la chaine pyrénéenne, recouvert en discordance par sa couverture sédimentaire mésozoïque non métamorphique. Ces données sont concentrées dans une grande majorité au sein de la Zone Axiale, mais quelques données de $T_{RSMC}$ ont aussi été acquises pour les Massifs Nord-Pyrénéens et leur couverture. La majorité de ces données indique des $T_{RSMC}$ comprises entre 300 et 360°C, avec une tendance autour de 350°C. Le résultat principal de cet échantillonnage dans le socle et sa couverture est que les températures sont souvent identiques entre ces deux unités juxtaposées par une discordance angulaire, qui montre localement un léger décollement de l'unité sédimentaire mésozoïque sur le socle. Nous détaillerons davantage la distribution de ces $T_{RSMC}$ lors de l'étude de la répartition de la température bassin par bassin.

Avec l'ensemble de ces données de $T_{RSMC}$ que nous avons mesurées et celles présentes dans la littérature nous avons pu établir une carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques (Figure IV-11b). La lecture directe de cette carte nous indique que les plus haute $T_{RSMC}$ (supérieures à 450°C) se localisent essentiellement dans la ZIM s.s. Ces valeurs maximales de $T_{RSMC}$ se localisent entre la ZA et les Massifs Nord-Pyrénéens et sont exposées de manière plus ou moins continue sur ce segment est-ouest. Le métamorphisme de HT-BP s'interrompt brusquement au niveau de la terminaison occidentale du Bassin de Sarrancolin et se retrouve dans la partie occidentale de la chaine où nous retrouvons le bassin de la Nappes des Marbres que nous présentons comme une partie intégrante de la ZIM car il présente sensiblement les mêmes valeurs de $T_{RSMC}$. D'un point de vue global, la ZIM correspond donc à un ensemble de bassins ayant subi un métamorphisme de HT avec une gamme de $T_{RSMC}$ relativement homogène avec des $T_{RSMC}$ comprises entre 400 et 630°C (Figure IV-11b). Les parties centrales de la ZIM (Bassin de Sarrancolin et Fossé d'Aulus) correspondent aux domaines où le métamorphisme de HT-BP a été le plus intense avec de nombreuses zones où les $T_{RSMC}$ dépassent les 600°C. Contrairement aux arguments avancés par Clerc et al (2015), nous ne retrouvons pas de zonation thermique et de gradient de température est-ouest à l'échelle de la chaîne. Les auteurs distinguaient trois domaines (cf partie IV.4.1) i) de HT à l'est avec des températures dépassant les 600°C, ii) de MT dans la partie centrale avec des températures comprises entre 300 et 450°C et iii) de bas grade dans l'ouest (Bassin de Mauléon) avec des températures inférieures à 350°C. Les données de notre étude montrent très bien que le domaine de la ZIM affiche des gammes de températures homogènes

sur son ensemble et ne montre aucun gradient de température à l'échelle de la chaine. Cependant, nous observons des gradients de température directement au sein des bassins qui composent la ZIM, notamment dans les bassins de la Nappe des Marbres, de Tarascon-sur-Ariège et du Bas-Agly (Figure IV-11b). Ces gradients de température sont multi-directionnels et montrent que la diminution de la température n'est pas liée à des accidents majeurs. Cette évolution de la température est parfaitement bien exprimée et caractérisée dans la Nappe des Marbres (*cf Chapitre II et partie IV.5.1*). Au contraire de ces gradients progressifs, nous observons aussi des contrastes de température importants, notamment de part et d'autre de la FNP et d'une faille parallèle à cette dernière, d'extension est-ouest et qui limite généralement la ZIM dans sa partie nord. Ces contrastes thermiques sont bien visibles au nord de la Nappe des Marbres, de la Ballongue, du Pays de Sault et du Bas-Agly (Figure IV-11b). Ces contrastes de températures sont parfois supérieurs à 250°C.

La lecture de la carte (Figure IV-11b) révèle aussi que certaines zones situées au nord de la ZIM, dans la ZNP, montrent des températures relativement élevées, notamment le Bassin des Baronnies et la zone des Chainons Béarnais où les températures moyennes sont comprises entre 300°C et 400°C avec des valeurs dépassant localement 450°C. Certaines de ces $T_{RSMC}$ élevées dans cette zone sont localisées autour de pointements de lherzolites. Certaines zones décrites comme non métamorphiques montrent des températures comprises entre 300 et 350°C comme la couverture sédimentaire du massif de Milhas, le Bassin de Camarade, le nord du Bassin de Tarascon-sur-Ariège et la couverture sédimentaire du massif de Bessède-de-Sault (Figure IV-11b). La couverture occidentale du massif du Cinco Villas montre également la même gamme de température.

S'il n'existe pas de gradient de température au sein de la ZIM, on retrouve un gradient est-ouest au sein de la ZNP. En effet, la zone centrale qui comprend les bassins des Baronnies et des Chainons Béarnais correspond à une zone de moyenne température (MT-BP) et latéralement la température diminue, à l'ouest dans le Bassin du Mauléon, zone de métamorphisme de bas grade où la température est comprise entre 200 et 300°C. Il en est de même vers l'est ou la température diminue dans le Bassin de Camarade où les $T_{RSMC}$ sont identiques au Bassin du Mauléon. Ensuite, plus vers l'est dans le Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet, les températures n'excèdent pas les 250°C, ce qui correspond à une zone non ou peu métamorphique.

Finalement, au niveau du méridien du Massif de la Barousse, le métamorphisme dans cette zone est largement étendu si l'on considère le Bassin de Sarrancolin et le Bassin des Baronnies. Cartographiquement, la zone de répartition du domaine métamorphique associée aux structures finies dans cette partie centrale de la chaine présente une extension nord-sud assez large (environ 30 km) La largeur du domaine métamorphique dans les parties occidentale et orientale de la chaine des Pyrénées est beaucoup plus limitée (environ 10 km) (Figure IV-11b).

L'empreinte de l'extension Crétacée est parfois difficile à retrouver et des modèles récents ont proposé que le mouvement relatif de l'Ibérie par rapport à l'Europe aurait été accommodé dans une zone assez large et diffuse avec l'ouverture en transtension de nombreux bassins crétacés (Jammes et al., 2009, 2010; Tugend et al., 2014), ce qui impliquerait que la zone de rifting ait eu une large extension. Cependant, le métamorphisme de HT-BP lié au rifting est seulement présent dans la ZNP, large bassin inversé pendant la compression. Donc, l'étude de la répartition du métamorphisme crétacé dans la ZNP est un point clé pour déterminer l'architecture des bassins et l'intensité du métamorphisme pendant cet épisode extensif qui a précédé la formation de la chaîne. Dans la partie suivante nous porterons une attention particulière à la thermicité de plusieurs bassins de la ZIM pour mieux détailler et comprendre la répartition de ce métamorphisme.

## IV.5 Thermicité à l'échelle des bassins

### *IV.5.1 La Nappe des Marbres*

Le premier secteur que nous allons détailler correspond à la zone la mieux couverte dans ce travail de thèse, où le plus grand nombre d'échantillons a été prélevé pour l'étude de thermométrie Raman. L'étude de la répartition du métamorphisme a déjà été largement décrite précédemment dans le manuscrit (*cf chapitre III, partie III.1.5.2*). Nous résumerons ici les points essentiels du chapitre précédent concernant l'étude du métamorphisme crétacé et nous apporterons quelques éléments supplémentaires non abordés et qui n'ont pas été développés en raison du format sous forme d'article du *chapitre III*. L'unité de la Nappe des Marbres ainsi que le métamorphisme associé ont été décrits pour la première fois par Lamare (1936). Le métamorphisme a ensuite été étudié par Ravier (1959) qui a attribué cet évènement métamorphique dans cette zone à une phase anté-cénomanienne ainsi que pour l'ensemble de la ZIM. Plusieurs travaux ont été réalisé par la suite (e.g Mendia 1987 ; Mendia et al., 1991 ; Martinez-Torres, 1989) qui ont permis d'établir que les conditions du métamorphisme montraient des températures n'excédant pas 500°C et des pressions aux alentours de 3-5 kbars. Le métamorphisme anté-cénomanien a été qualifié de façon relative par la succession de 3 faciès métamorphiques : a) la zone à chlorite ; b) la zone à chlorite + muscovite + biotite ; c) la zone à biotite (Martinez-Torres, 1989) (Figure IV-12). Ajouté au métamorphisme principal considéré comme anté-cénomanien, Martinez-Torres (1989) décrit un métamorphisme de bas grade (faciès métamorphique à chlorite) dans la partie sud-ouest du bassin (lignes bleues horizontales - Figure IV-12) qu'il attribue à la compression tertiaire. Il apparait très difficile de différencier l'impact de deux évènements métamorphiques d'âge différent qui présentent les mêmes faciès métamorphiques (zones à chlorite). Cette esquisse de la répartition du métamorphisme indique déjà clairement des gradients est-ouest et nord-sud (Figure IV-12). La carte plus récente proposée par Clerc et al 2015 indiquait des températures comprises entre 300 et 450°C. En plus de ces informations relatives au métamorphisme, cette zone apparait beaucoup moins déformée et limité seulement par une faille majeure, contrairement à la majeure partie de la ZIM. Voilà les raisons pour lesquelles cette zone présentait un intérêt majeur pour l'étude structurale et métamorphique de ce segment de la chaine.

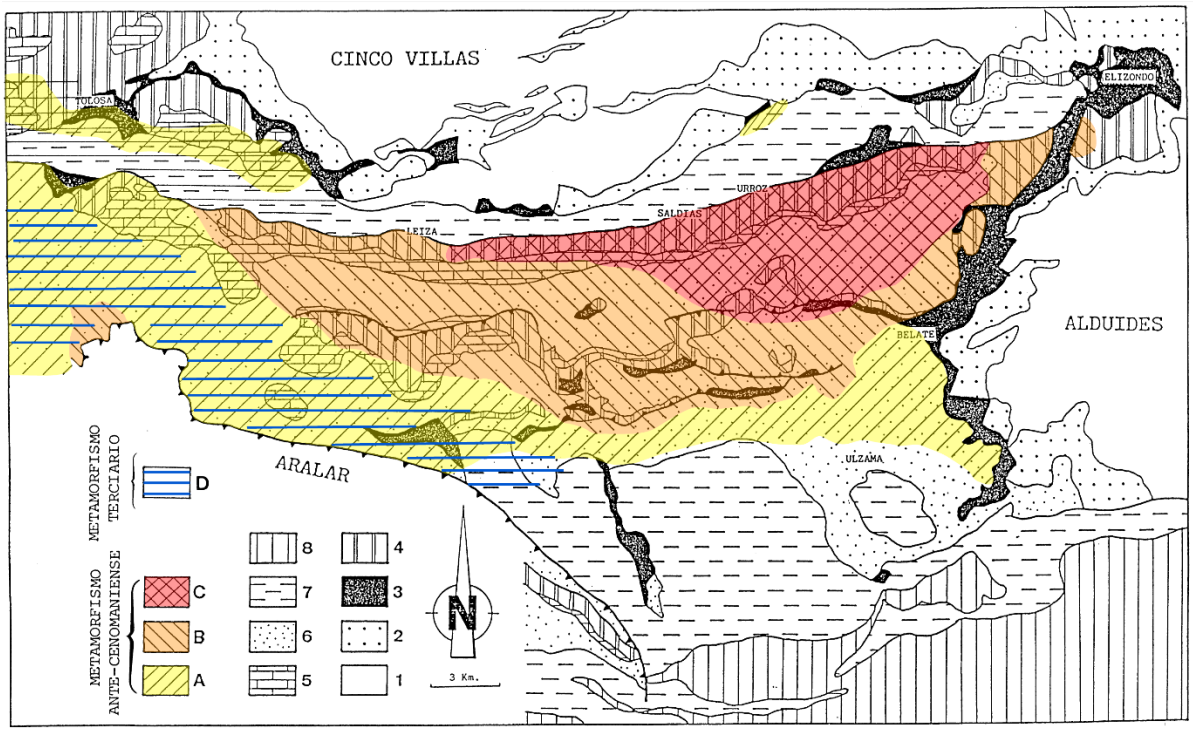


*Figure IV-12 : Carte de la répartition du métamorphisme dans la Nappe des Marbres, modifié d'après Martinez-Torres (1989). Lithostratigrahie : 1 : Paléozoïque ; 2 Bundsandstein ; 3 : Keuper et ophites; 4 : Jurassique ; 5 : Purbeck-Weald et Urgonien (Tithonien à Aptien) ; 6 : Albien ; 7 : Crétacé Supérieur ; 8 : Tertiaire. Métamorphisme anté-cénomanien : A : zone à chlorite ; B : zone à chlorite + muscovite + biotite ; C : zone à biotite. Métamorphisme tertiaire : D : zone à chlorite.*

Afin de bien quantifier et déterminer la répartition du métamorphisme HT-BP, nous avons appliqué la thermométrie Raman sur 89 échantillons prélevés selon un maillage assez resserré pour couvrir la majeure partie du bassin ainsi que les deux massifs varisques environnants (Cinco Villas et Alduides) et leur couverture sédimentaire non métamorphique (e.g Dépression Centrale) (Figure IV-13). L'ensemble des $T_{RSMC}$ obtenues varie depuis des températures de <200 à 578°C (*cf Chapitre III, Tableau III-1* et Tableau IV-2). La limite de température à 200°C correspond à la limite de la méthode appliquée qui a été développée pour le métamorphisme de bas grade (Lahfid et al., 2010).

Les $T_{RSMC}$ obtenues dans le substratum varisque de la Nappe des Marbres montrent des températures globalement homogènes autour de 350°C avec cependant des valeurs ponctuelles plus élevées. Dans le massif du Cinco Villas, quatre échantillons ont été analysés avec des $T_{RSMC}$ indiquant respectivement 353 ± 6°C, 363 ± 5°C and 424 ± 14°C sur la bordure sud et 481°C ± 19 dans la partie centrale du massif (Figure IV-13). La $T_{RSMC}$ élevée obtenue sur la bordure sud est probablement due au métamorphisme de contact observé autour des intrusions ophitiques triasiques (Walgenwitz, 1977).

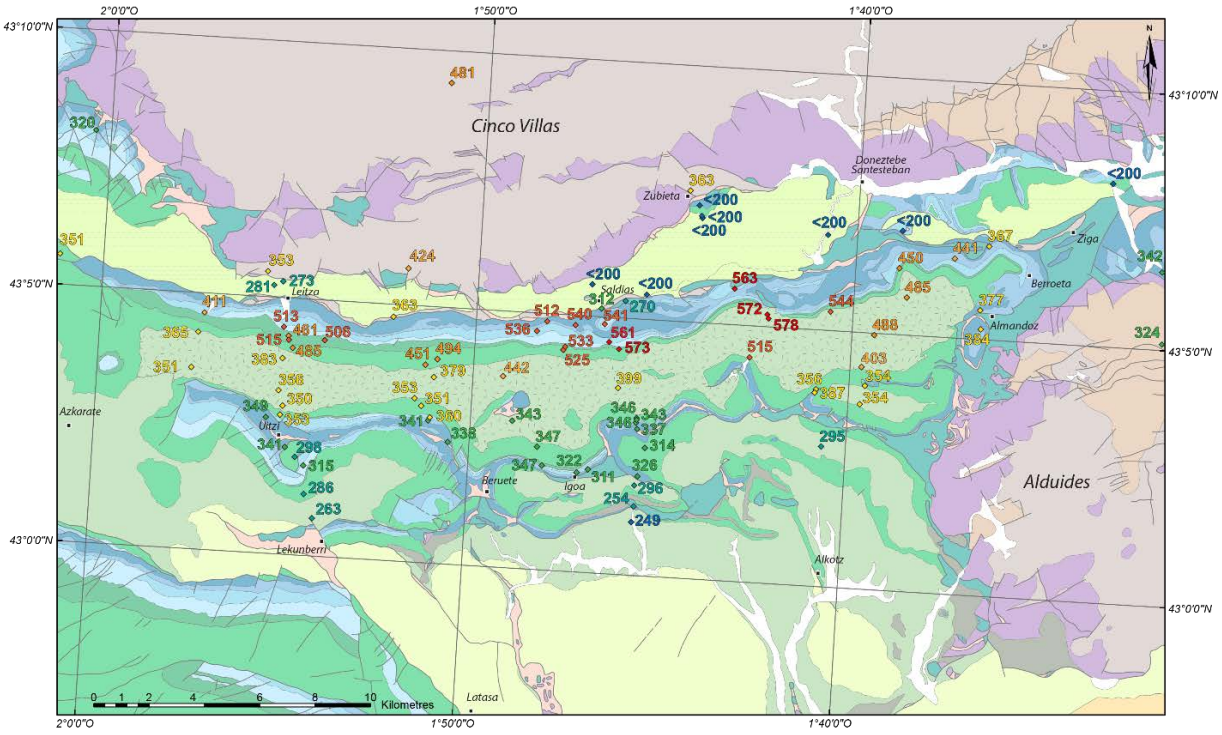


*Figure IV-13 : carte de la répartition des températures obtenues par spectroscopie Raman dans la région de la Nappe des Marbres. Localisation de la zone d'étude sur la Figure IV-11a.*

La $T_{RSMC}$ obtenue dans le cœur du massif correspond à un échantillon situé dans la zone de métamorphisme de contact du pluton permien d'Aya (Pesquera and Velasco, 1988). Concernant le massif des Alduides, un seul échantillon a été analysé et il montre une température de 324 ± 9°C (Figure IV-13). Dans cette zone nous avons aussi obtenu deux $T_{RSMC}$ dans des lambeaux de socle le long de la Faille de Leitza dont les valeurs sont 363 ± 7°C et 312 ± 16°C. Les $T_{RSMC}$ mesurées en dehors du métamorphisme de contact montrent donc des températures comprises entre 324 et 363°C (Figure IV-13). La question importante est de savoir si ces $T_{RSMC}$ correspondent à un évènement métamorphique varisque de bas grade (faciès des schistes verts) ou au métamorphisme crétacé lié à l'amincissement crustal. Nous discuterons de ces résultats dans le *chapitre VI* après avoir détaillé les résultats des $T_{RSMC}$ obtenus sur l'ensemble des différentes zones d'études.

Concernant la couverture sédimentaire du massif du Cinco Villas considérée comme non métamorphique, nous avons réalisé 8 mesures de $T_{RSMC}$ dans les sédiments anté-rift du Lias à l'Aptien et dans les flyschs gris de la Dépression Centrale. La majeure partie de cet ensemble sédimentaire montre des températures inférieures à 200°C, hormis dans la partie occidentale de la Dépression Centrale où les $T_{RSMC}$ sont égales à 281 ± 9°C et 273 ± 10°C, et dans la couverture sédimentaire anté-rift au sud-est du massif du Cinco Villas avec une température de 320 ± 20°C

(Figure IV-13). Ces résultats suggèrent que ces sédiments sont peu affectés par le métamorphisme crétacé de HT-BP. Il en est de même pour la partie occidentale de cette zone, où nous pouvons observer la faible influence de l'évènement thermique dans la couverture sédimentaire qui montre une $T_{RSMC}$ supérieure à 300°C.

Ces sédiments non métamorphiques sont limités au sud par la Faille de Leitza qui marque le contact entre cette unité non métamorphique et le bassin de la Nappe des Marbres affecté par une déformation importante et un métamorphisme de HT-BP. En effet, le contraste de température important est mis en évidence par Martinez-Torres (1989) et par notre étude de thermométrie Raman dont les températures les plus élevées dépassent 550°C (Figure IV-13). En effet, les $T_{RSMC}$ les plus élevées enregistrées au sein de la Nappe des Marbres se localisent dans la partie centrale du bassin proche de la Faille de Leitza, affectant à la fois les sédiments anté-rift jurassiques/crétacés inférieur (561 ± 19°C, 563 ± 13°C et 573 ± 23°C) et syn-rift albo-cénomaniens (572 ± 20°C et 578 ± 29°C) (Figure IV-13).

Nous observons une diminution assez continue des valeurs de $T_{RSMC}$ depuis le centre du bassin vers l'extérieur. En direction de l'est, les températures diminuent sensiblement jusqu'au méridien de Ziga. On passe successivement des valeurs les plus chaudes au cœur du bassin à 544 ± 22°C, 485 ± 14°C, 441 ± 18°C puis 368 ± 15°C et enfin 342 ± 5°C (Figure IV-13). Les températures dans la terminaison orientale de la Nappe des Marbres montrent des $T_{RSMC}$ qui correspondent à un métamorphisme de moyenne température semblable à celui observé dans les sédiments de couverture de la ZA et des massifs nord-pyrénéens. Pourtant un pointement de lherzolite affleure dans cette zone, près de la ville de Ziga (Mendia and Ibarguchi, 1991). Dans le reste de la ZNP, les affleurements de lherzolite sont généralement localisés au sein de zones où le gradient thermique était relativement élevé et donc associé à un métamorphisme de haute température.

Comme pour la décroissance de température vers l'est, il en est de même vers l'ouest avec une décroissance moins rapide des températures, avec une zone comprise entre 500 et 550°C plus étendue, puis des valeurs de $T_{RSMC}$ de 411± 16°C et de 351 ± 6°C obtenues dans la partie la plus occidentale du bassin le long du prolongement de la Faille de Leitza (Figure IV-13).

Outre ces gradients de température est-ouest, nous observons aussi un gradient de température nord-sud. Sur le méridien de Saldias, nous pouvons observer parfaitement cette

diminution de température. Depuis les hautes températures supérieures à 550°C, nous observons une décroissance rapide avec une valeur de 399 ± 15°C °C au cœur du synforme de flysch noir albo-cénomanien, puis des valeurs entre 337 et 346°C dans l' antiforme de Jurassique et de Trias. Au sud de cet anticlinal la température diminue encore mais dans une moindre mesure avec des valeurs de 326 ± 16°C, 296 ± 9°C, 254 ± 23°C et 249 ± 10°C qui correspond à la température la plus méridionale de la zone d'étude (Figure IV-13).

Avec l'ensemble des données de $T_{RSMC}$ obtenues à l'aide de la thermométrie Raman, nous pouvons donc établir une carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques (Figure IV-14). La première information importante que nous livre cette carte est la visualisation du contraste thermique important entre la Nappe des Marbres qui présente un métamorphisme de HT ($T_{RSMC}$ >500°C) et la Dépression Centrale qui est constituée de sédiments non métamorphiques ($T_{RSMC}$ <200°C). L'écart de température entre les deux unités dépasse localement les 350°C, ce qui confirme que la Faille de Leitza sépare deux domaines métamorphiques bien distincts (Figure IV-14).

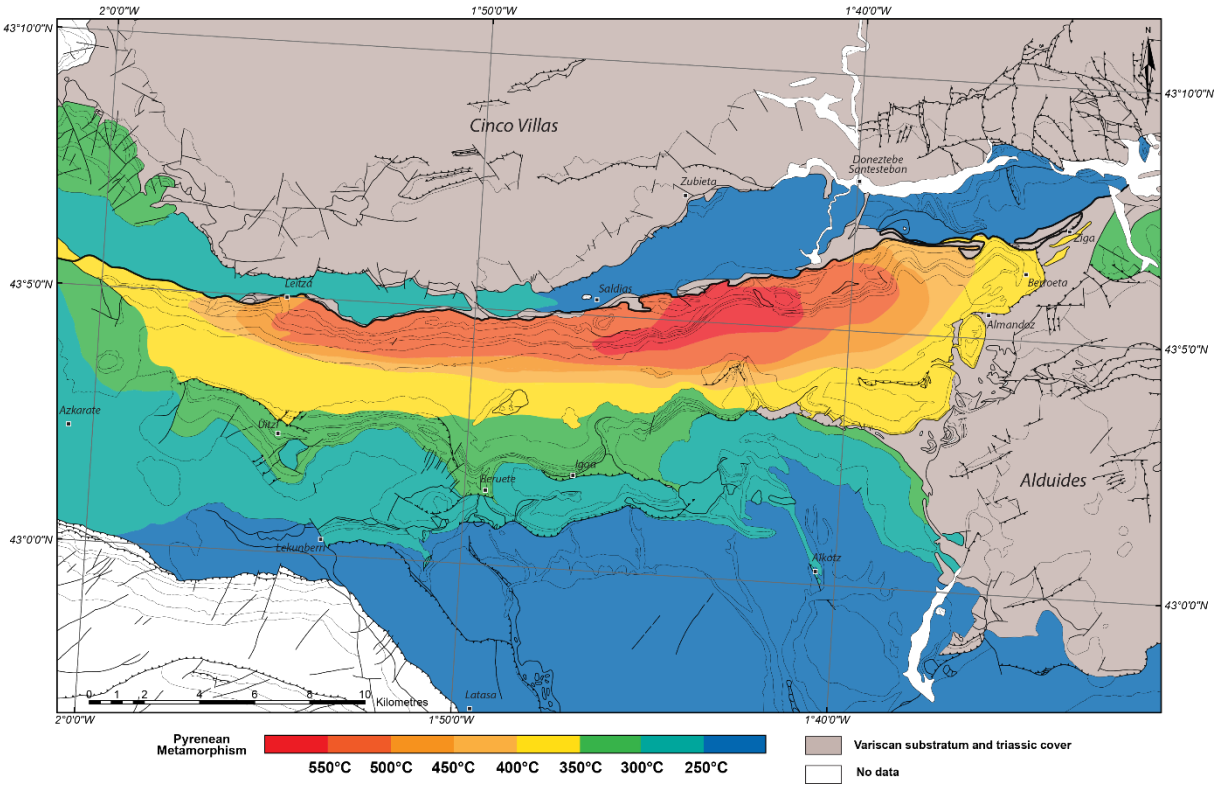


*Figure IV-14 : carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région de la Nappe des Marbres.*

La seconde information importante concerne les gradients de température est-ouest et nord-sud que nous pouvons observer avec cette carte (Figure IV-14). Depuis la partie centrale du bassin proche de la Faille de Leitza, les températures diminuent selon un axe est-ouest avec une diminution plus rapide vers l'est. Il en est de même vers le sud, où les températures montrent une diminution. Cette répartition des températures suggère que les isothermes recoupent complètement les structures géologiques observées dans le bassin, ce qui suggère également qu'une bonne partie de la structuration du bassin est anté-métamorphique. Notre carte de la répartition du métamorphisme est compatible avec celle réalisée par Martinez Torrez (1989). En effet la localisation des domaines les plus chauds concorde relativement bien et nous observons des gradients de températures similaires (Figures IV-12 et IV-14), que nous pouvons quantifier, grâce à la méthode employée.

Si les contrastes métamorphiques sont connus sur l'ensemble de la ZIM, la répartition du métamorphisme dans la Nappe des Marbres souligne pour la première fois l'existence de gradients thermiques au sein même d'un bassin. La répartition du métamorphisme dans la Nappe des Marbres nous amène à repenser complètement la structure thermique de la ZIM. Nous porterons donc une attention particulière à la répartition du métamorphisme dans l'ensemble des bassins de la ZIM que nous avons étudiés au cours de cette thèse.

### *IV.5.2 Les Chainons Béarnais*

Nous nous sommes intéressés brièvement aux Chainons Béarnais et plus particulièrement la structure de Tres-Crouts impliquant un plissement salifère où les sédiments jurassiques sont affectés sur une petite zone par une foliation et un métamorphisme à scapolites (Castéras et al., 1970). Nous avons donc réalisé un transect Raman à travers cette zone métamorphique (zone avec hachures verticales rouges Figure IV-15) composée essentiellement de roches carbonatées. Les résultats obtenus montrent des températures supérieures à 400°C avec une valeur maximale de 499 ± 33°C (Figure IV-15). Un échantillon prélevé en dehors de la zone métamorphique représentée sur la carte géologique au 1/50000 de Lourdes (Castéras et al., 1970) montre une température de 451 ± 26°C. L'extension géographique de cette zone affectée par le métamorphisme semble donc avoir été légèrement minimisée sur la carte géologique (Figure IV-15). Vers le sud-ouest, les températures diminuent assez vite avec des valeurs de 383 ± 18°C, 368 ± 17°C et 357± 9°C. Les $T_{RSMC}$ semblent donc devenir homogènes hors de cette zone métamorphique et sont inférieures à 400°C.

Un point important de cette étude Raman dans les Chainons Béarnais concerne les deux valeurs de $T_{RSMC}$ mesurées dans le socle de la ZA et dans les sédiments mésozoïques de la ZNP. Au sud-est de la carte géologique, près d'Agos-Vidalos, nous avons échantillonné les shales dévoniens du socle et les marnes noires albo-cénomaniennes qui sont séparés par la FNP.

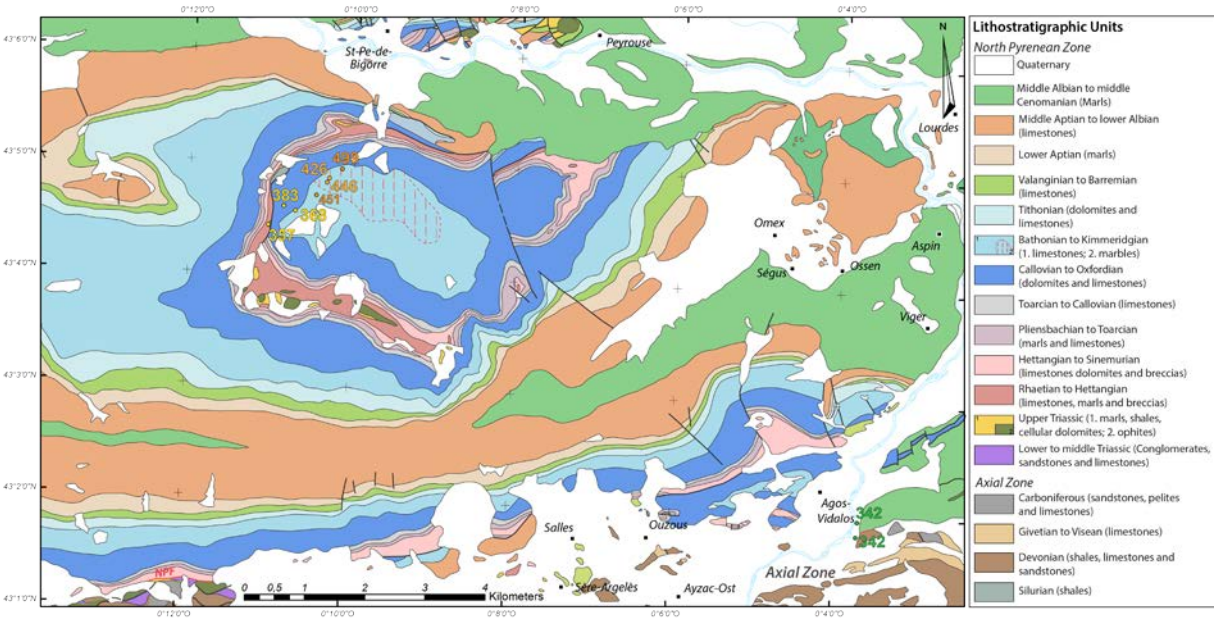


*Figure IV-15 : carte de la répartition des températures dans la région des Chainons Béarnais. Fond géologique modifié d'après la carte géologique au 50 00ème de Lourdes (Castéras et al., 1970). Localisation de la zone d'étude sur la Figure IV-11a.*

Les valeurs de $T_{RSMC}$ sont identiques avec 342 ± 6°C pour les shales dévoniens et 342 ± 5°C pour les marnes albo-cénomaniennes. Ces deux unités montrent donc des températures identiques mais séparées par un contact majeur. La question qui demeure réside dans la quantité de mouvements verticaux entre ces deux unités. La FNP est caractéristique de contrastes thermiques importants, mais son tracé vers l'ouest est clairement moins marqué que dans le domaine central et oriental de la chaîne et plus particulièrement dans cette région des Chainons Béarnais et du Bassin de Mauléon. (Figure IV-11). Si le mouvement de la FNP s'amortit dans ces régions, il est donc important de considérer ces valeurs de $T_{RSMC}$, notamment pour discuter de l'étendue de la répartition globale du métamorphisme crétacé.

Les valeurs de $T_{RSMC}$ estimées dans cette zone nous permettent d'établir une carte de la répartition du métamorphisme. Nous pouvons remarquer que le métamorphisme de HT (>400°C) affecte seulement la partie centrale de cette structure particulière qui forme un pli synforme en forme de blague à tabac (Choukroune, 1976). Nous observons donc une décroissance des températures sans contact métamorphique. Comme pour la Nappe des Marbres, nous observons donc un gradient de température au sein d'un bassin. Hormis la zone centrale de la structure de Tres-Crouts, l'ensemble du domaine semble montrer des températures relativement homogènes comprises entre 300 et 380°C.

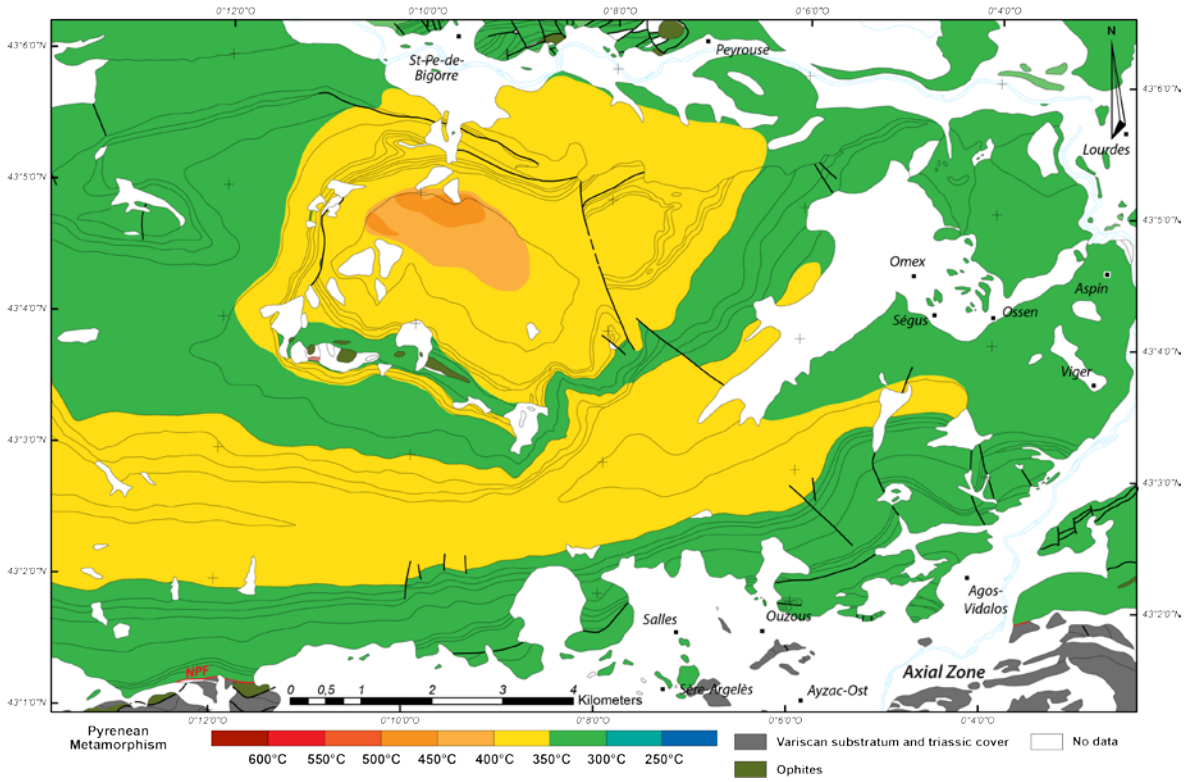


*Figure IV-16 : carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région des Chainons Béarnais.*

Ce gradient de température indique que les isothermes semblent recouper complètement la structure générale du bassin qui présente des foliations subverticales dans la partie centrale du synforme. Cette caractéristique signifie que la structure du bassin est acquise (au moins pro parte) avant l'épisode de métamorphisme crétacé. La zone des Chainons Béarnais est marquée par la présence de diapirs ou de lignes salifères représentées par le niveau de Trias supérieur à l'origine des nombreuses variations latérales d'épaisseur, des lacunes sédimentaires et des discordances angulaires. L'ensemble des plis est décollé sur ce niveau évaporitique et basculé vers le nord (Teixell et al., 2016). La formation de ces diapirs est liée à une tectonique salifère précoce qui a débuté à la fin du Jurassique et qui est à l'origine du développement de plis anticlinaux (James et Canérot 1999 ; Canérot et al., 2005). L'évolution et le développement de ces structures salifères ont perduré jusqu'à l'Albien et ces structures ont ensuite été déformées et resserrées lors de la compression pyrénéenne (James et Canérot 1999 ; Canérot et al., 2005). La formation de ces diapirs était déjà donc bien établie à l'Albien, c'est-à-dire avant que l'ensemble du bassin soit affecté par l'épisode de métamorphisme HT-BP crétacé (110-85 Ma) (Albarède and Michard-Vitrac, 1978a; Albarède and Michard-Vitrac, 1978b; Montigny et al., 1986; Golberg and Maluski, 1988; Golberg et al., 1986; Bandet and Gourinard in Thiébaut et al., 1988; Clerc et al., 2015. Nous pouvons donc estimer que la tectonique salifère est responsable de la structure actuelle du bassin et que celle-ci a seulement été légèrement modifiée lors de la compression pyrénéenne.

### *IV.5.3 Zone du massif de la Barrousse et du Bassin des Baronnies*

Le secteur central de la chaîne pyrénéenne est une zone clé pour l'étude du métamorphisme, notamment car le segment de la ZIM s'interrompt brusquement. Elle est ici représentée par le Bassin de Sarrancolin, circonscrite entre la ZA au sud et le massif de la Barousse au nord et est jalonnée par deux failles crustales majeures qui semblent se rejoindre dans son extrémité orientale. L'étude du métamorphisme la plus récente dans cette zone est celle de Ravier (1959) et l'ensemble des terrains mésozoïques métamorphiques ont été cartographiés avec difficulté lors du levé de la carte géologique d'Arreau (Barrère et al., 1984). Il n'existe donc aucune donnée quantitative connue à ce jour pour l'estimation des températures affectant cette zone lors de l'évènement métamorphique crétacé.

Cette zone cartographique est aussi intéressante car plus au nord l'évènement métamorphique affecte également le Bassin des Baronnies, majoritairement composé de Flyschs noirs albo-cénomaniens (Debroas, 1990). Le métamorphisme qui affecte ce bassin est décrit comme passant de la mésozone à la diagenèse (Sagon et Azambre, 1986 ; Debroas, 1982 ; Debroas, 1990 ; Azambre et al., 1991) (Figure IV-17). Nous avons donc réalisé plusieurs estimations de $T_{RSMC}$ au sein de la ZIM, de la couverture sédimentaire non métamorphique de la ZA située au sud du tracé de la FNP et nous avons réalisé un transect nord-sud dans le Bassin des Baronnies afin de déterminer les valeurs de $T_{RSMC}$ dans ces bassins.

Comme nous l'avons vu précédemment, les températures estimées dans le Bassin de Sarrancolin, par extrapolation, étaient généralement comprises entre 300 et 450°C (Clerc et al., 2015), mais nos données de $T_{RSMC}$ ont montré que ce bassin présentait des températures très élevées dépassant aisément les 500°C. Nous pouvons observer une différence notable des valeurs de $T_{RSMC}$ entre les parties orientale, centrale et la partie occidentale du bassin (Figure IV-18).

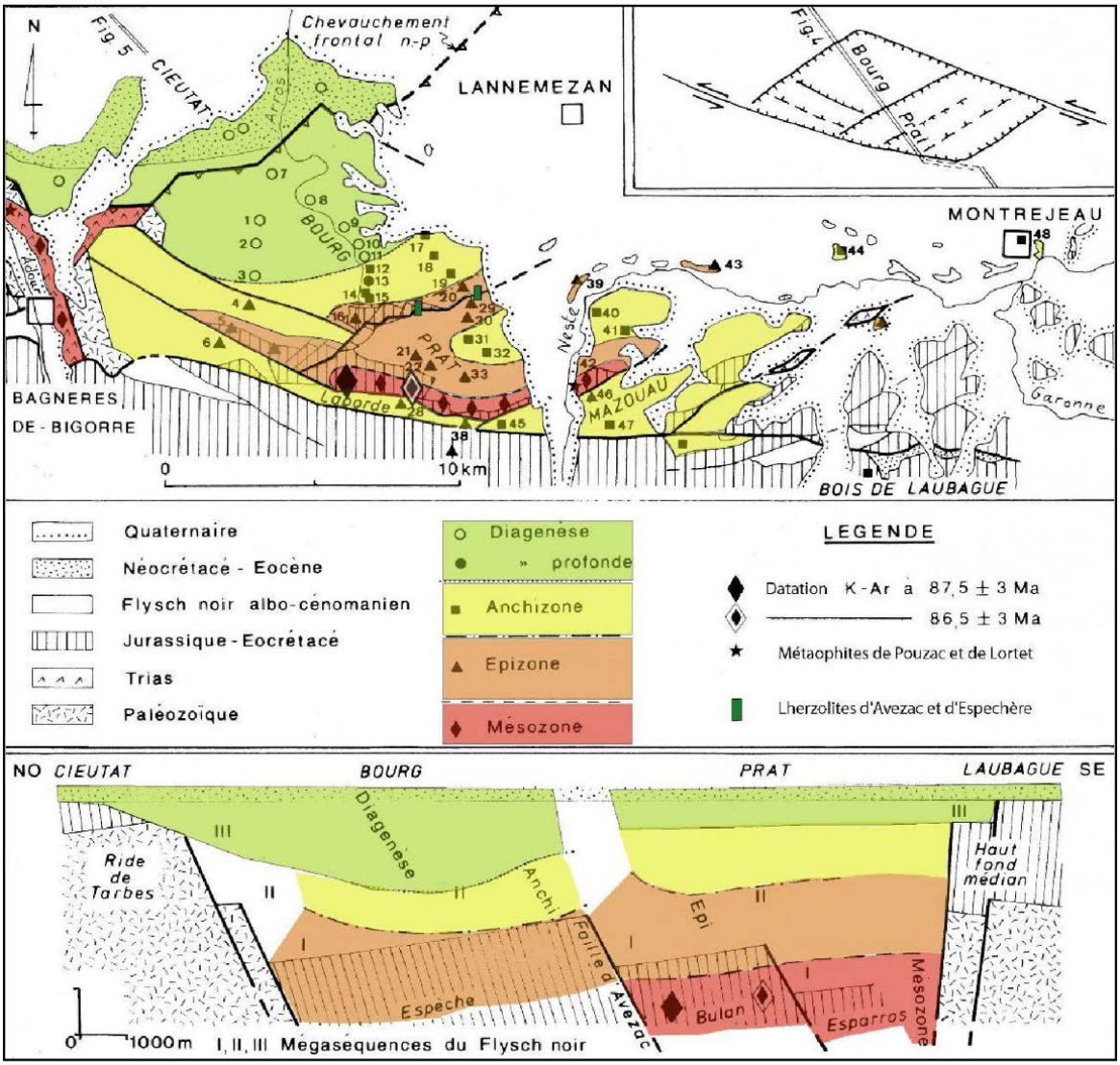


*Figure IV-17 : Répartition du métamorphisme crétacé dans le fossé des Baronnies (d'après Azambre et al., 1991). Selon les auteurs le développement du métamorphisme est contrôlé par les structures syn-rift.*

Effectivement les températures mesurées dans la partie orientale du bassin indiquent des valeurs de 594 ± 17°C, 611 ± 24°C et 625 ± 17°C (Figure IV-18). Les températures dans cette zone sont donc très élevées, elles font même partie des températures les plus élevées dans l'ensemble de la ZIM. Dans la partie centrale du bassin, le transect Raman nord-sud montre des $T_{RSMC}$ assez homogènes proches de 580°C (Figure IV-18). La base de la pile sédimentaire est ici composée de marbres d'âge Jurassique moyen-supérieur qui indiquent des températures de 580 ± 23°C et 579 ± 28°C. Dans les marbres indifférenciés du Dogger à l'Albien, les valeurs de $T_{RSMC}$ mesurées correspondent à 600 ± 13°C, 569 ± 21°C, 590 ± 29°C, 581 ± 24°C et 563 ± 23°C (Figure IV-18). Un échantillon a été analysé dans la partie supérieure de la pile sédimentaire représentée par des marbres noirs albiens et dont la valeur de $T_{RSMC}$ est égale à 589 ± 21°C (Figure IV-18). Les $T_{RSMC}$ sont réparties de manière homogène et elles ne tiennent

pas compte de l'arrangement de la pile sédimentaire qui présente pourtant des valeurs de pendages assez élevées et un plissement synforme de la foliation $S_{0\text{-}1}$ bien marqué.

Dans la partie occidentale du bassin, les $T_{RSMC}$ sont nettement plus faibles. Le long de la FNP nous retrouvons deux $T_{RSMC}$ de 544 ± 28°C et 529 ± 12°C, tandis qu'au nord le long de l'accident qui borde le massif de la Barousse nous retrouvons des $T_{RSMC}$ de 473 ± 13°C, 477 ± 29°C dans les marbres du Jurassique moyen-supérieur et 498 ± 30°C dans les marbres noirs de l'Albien (Figure IV-18). Là encore, les températures sont autant élevées dans les marbres albiens que dans les marbres jurassiques.

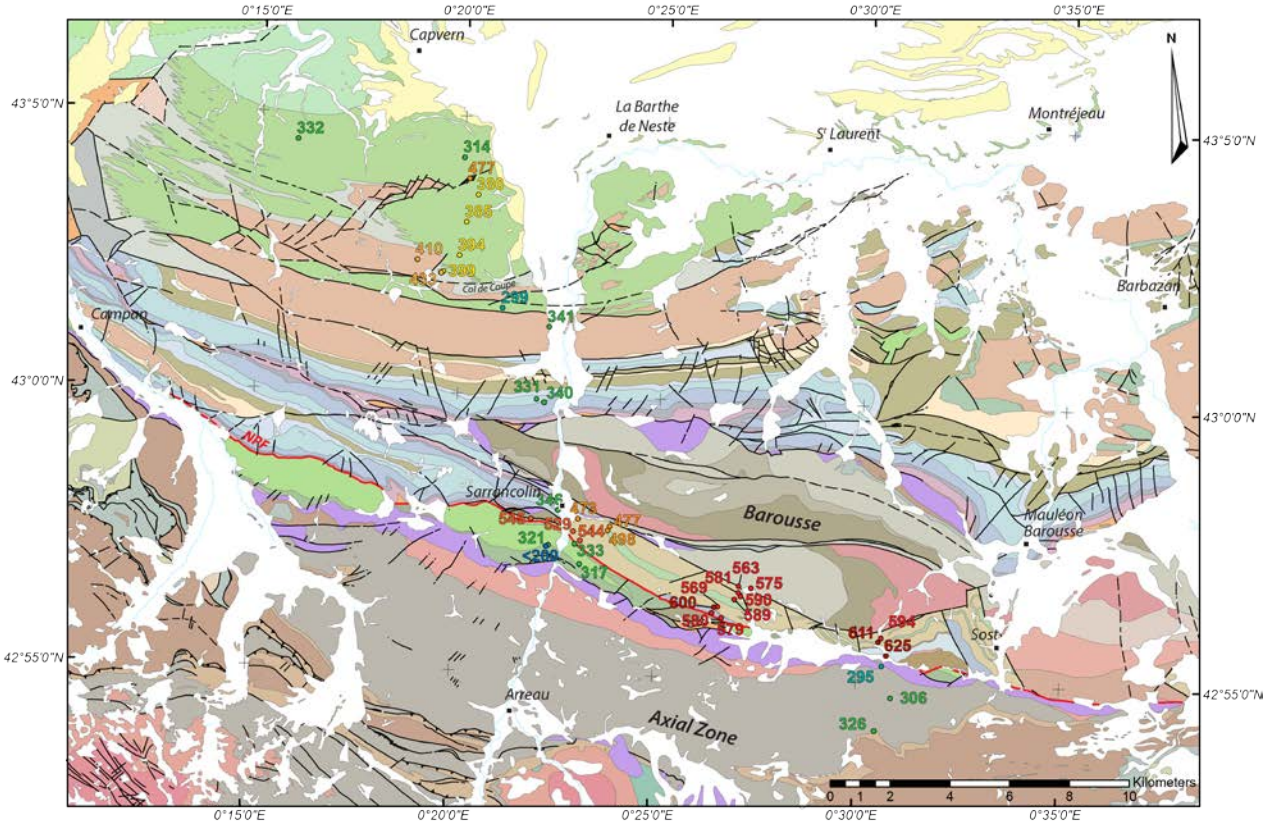


*Figure IV-18 : carte de la répartition des températures dans la région du Massif de la Barousse et du Bassin des Baronnies. Fond géologique modifié d'après les cartes géologiques au 50 000ème de Bagnères-de-Bigorre (Azambre et al., 1989), Montréjeau (Paris et al., 1975), Campan (Ternet et al., 1995) et Arreau (Barrère et al., 1984). Localisation de la zone d'étude sur la Figure IV-11a.*

À l'est de Sarrancolin, la ZIM se ferme en biseaux entre la FNP et le Massif de la Barousse en formant une fine bande au sein de laquelle une valeur de $T_{RSMC}$ de 545 ± 17°C a été obtenue. Dans cette zone, les températures semblent décroître du sud vers le nord. Afin de bien déterminer l'emprise de la ZIM, nous avons analysé des échantillons dans la ZA, ainsi que dans sa couverture sédimentaire représentée par les flysch turono-santoniens, dans le Massif de la Barousse ainsi que dans sa couverture sédimentaire mésozoïque. Les $T_{RSMC}$ dans les flyschs

proches de Sarrancolin, situés au sud du tracé de la FNP, sont homogènes avec des valeurs de 317 ± 4°C, 321 ± 6°C et 333 ± 2°C (Figure IV-18). Il existe une valeur inférieure à 200°C mais il s'agit probablement d'une anomalie, liée à la faible proportion de matière carbonée. Des mesures de $T_{RSMC}$ ont été effectuées directement dans la ZA proche du contact avec la ZIM. Les échantillons prélevés dans les sédiments du Carbonifère montrent des températures homogènes proches de celles observées dans les flyschs, avec des valeurs de 295 ± 13°C, 306 ± 15°C et 326 ± 7°C (Figure IV-18). Il existe donc un contraste de température important entre la $T_{RSMC}$ de 295 ± 13°C mesurée dans le Carbonifère et la $T_{RSMC}$ de 625 ± 17°C mesurée dans la ZIM, deux point séparés par la FNP.

Une analyse Raman a été réalisée dans le Massif de la Barousse et la $T_{RSMC}$ obtenue est de 575 ± 34°C (Figure IV-18). Cette valeur ne correspond pas exactement à la température maximum obtenue par les roches ordoviciennes du massif, ce qui est confirmé par l'écart-type assez élevé. Dans cet échantillon nous avons obtenu 3 familles de spectres. La première famille affiche une moyenne de 463°C, la seconde une moyenne de 537°C et la troisième avec une valeur moyenne de 590°C. La valeur de $T_{RSMC}$ la plus probable de ces sédiments ordoviciens correspondrait donc à la première série de températures avec la moyenne de 463°C. Les deux autres séries de températures mesurées correspondraient à des grains de matières organiques hérités. Si la $T_{RSMC}$ correspond à une valeur de ~463°C, alors il existe également un contraste thermique entre la ZIM et le Massif de la Barousse séparés par une faille majeure.

Des $T_{RSMC}$ ont été mesurées dans la couverture sédimentaire mésozoïque du Massif de la Barousse. La première se situe proche de Sarrancolin au contact direct de la ZIM et indique une température de 346 ± 7°C. Les autres $T_{RSMC}$ mesurées se situent au nord du massif de la Barousse. Les échantillons prélevés dans les carbonates du Jurassique et du Crétacé montrent des valeurs de $T_{RSMC}$ homogènes de 331 ± 6°C, 340 ± 5°C et 341 ± 5°C respectivement (Figure IV-18). Les valeurs de $T_{RSMC}$ de la couverture sédimentaire mésozoïque du Massif de la Barousse sont semblables aux valeurs de $T_{RSMC}$ mesurées dans les flyschs et la ZA au sud du tracé de la FNP. Excepté la portion de la ZIM affichant des $T_{RSMC}$ élevées, les $T_{RSMC}$ sont homogènes dans la région.

Plus au nord, dans le Bassin des Baronnies composé de flyschs noirs albiens et de calcaires aptiens, les valeurs de $T_{RSMC}$ dans les parties centrales et méridionales de ce bassin sont supérieures à celles de la couverture du massif de la Barousse. Hormis une valeur de 299 ± 18°C, les $T_{RSMC}$ sont de l'ordre de 400°C. En effet, nous retrouvons des $T_{RSMC}$ de 410 ± 18°C

dans les carbonates aptiens et de 433 ± 26°C dans des marbres gris albiens qui forment le col de Coupe (Figure IV-18). Proche de cette dernière, dans des calcaires ou marbres noirs albiens (le faciès sur le terrain ne permet pas de trancher entre les deux) nous retrouvons une valeur inférieure de 399 ± 14°C. La différence de température pourrait s'expliquer par la présence d'un contact faillé entre les deux formations. Dans la partie centrale, les températures sont homogènes avec des valeurs de 394 ± 14°C, 385 ± 10°C et 380 ± 8°C (Figure IV-18). Plus au nord, au niveau d'un antiforme faillé constitué de carbonates aptiens associés à des pointements de lherzolites, connus dans cette zone sous le nom d'avezacite (du nom du village d'Avezac (Lacroix, 1917)), nous avons obtenu une valeur de $T_{RSMC}$ de 477 ± 18°C. Il s'agit d'une température locale très élevée que l'on rencontre généralement dans la ZIM. Dans la partie nord du bassin, nous retrouvons des températures équivalentes à la couverture du Massif de la Barousse, avec des valeurs de 314 ± 20°C et 332 ± 8°C (Figure IV-18). L'ensemble des $T_{RSMC}$ dans cette zone des Pyrénées montre des valeurs très hétérogènes, et l'existence d'une zone métamorphique dans le Bassin des Baronnies qui est très septentrionale par rapport aux autres portions de la ZIM dans la chaine.

L'ensemble des données de thermométrie Raman nous a permis de construire une carte de la répartition du métamorphisme dans la région du Massif de la Barousse (Figure IV-19). Cette carte permet de visualiser le contraste thermique important entre la ZIM et le reste de la zone, notamment la couverture sédimentaire mésozoïque de la ZA et du Massif de la Barousse. Les résultats nouvellement obtenus lors de cette thèse, montrent bien que la couverture n'est pas métamorphique, mais qu'elle présente tout de même des températures élevées entre 300 et 350°C et sur une étendue importante notamment en direction du nord.

Le Bassin de Sarrancolin a enregistré des températures très élevées dépassant 600°C, essentiellement dans sa partie orientale. Il fait donc partie des bassins les plus chauds qui composent la ZIM avec le fossé d'Aulus (Figure IV-11b et Figure IV-19). Dans sa partie occidentale nous pouvons clairement observer des gradients de température avec : i) une diminution des températures vers l'ouest et ii) une diminution des températures vers le nord (Figure IV-19).

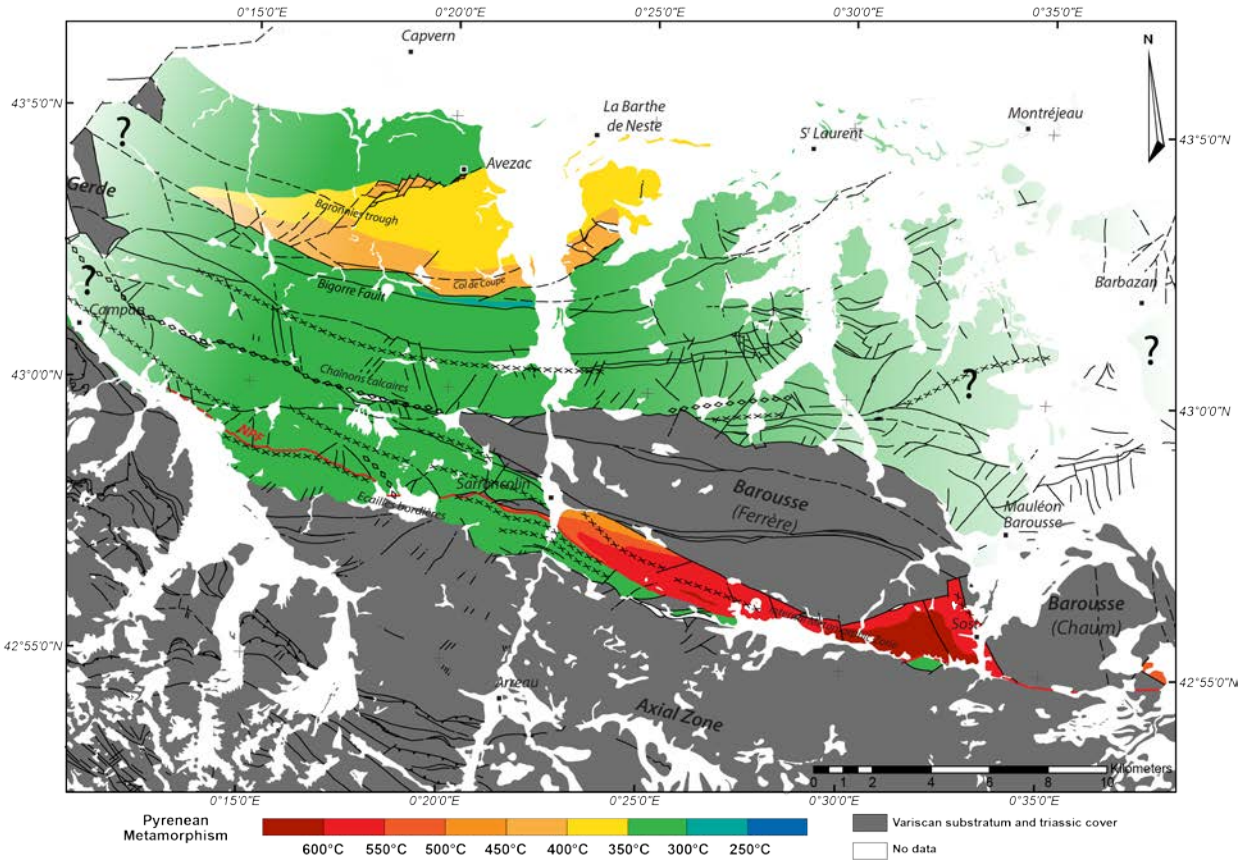


*Figure IV-19 : carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région du Massif de la Barousse et du Bassin des Baronnies. Les axes de plis sont représentés.*

Ces diminutions des $T_{RSMC}$ sont progressives et nous n'avons observé aucune faille majeure au sein du bassin. Cela suggère que les isothermes liées au métamorphisme recoupent clairement les structures du Bassin de Sarrancolin décrit comme un large pli synforme de matériel mésozoïque (Barrère et al., 1984) (Figure IV-19). Le métamorphisme de HT est limité par la FNP au sud, et par la faille bordière septentrionale. Cependant, à l'est du méridien de Sarrancolin, la FNP ne marque plus aucun contraste de température et sépare deux unités (flysch turono-santoniens et calcaires mésozoïques) avec des $T_{RSMC}$ équivalentes (Figure IV-19). Dans cette zone la ZIM est clairement biseautée et ne mesure cartographiquement plus qu'une centaine de mètres, alors que dans la partie centrale du Bassin de Sarrancolin elle dépasse les deux kilomètres. Il s'agit de la terminaison occidentale d'une partie de la ZIM que l'on peut suivre jusqu'à l'extrémité orientale de la chaîne (Figure IV-11b).

Le métamorphisme crétacé qui affecte le Bassin des Baronnies montre une étendue cartographique assez large avec une majeure partie des $T_{RSCM}$ comprises entre 350 et 400°C, sauf dans les calcaires aptiens considérés comme anté-rift (e.g. Debroas, 1982 ; Debroas, 1990) dont les températures sont comprises entre 400 et 450°C, voire supérieures à 450°C localement

(Figure IV-19). Ces $T_{RSMC}$ supérieures à 450°C, estimées dans les carbonates aptiens au niveau d'Avezac, montre une étroite relation avec un pointement de lherzolite. La partie nord du Bassin des Baronnies montre des températures comme nous l'avons vu, semblables à la couverture du Massif de la Barousse. Les terrains affectés par le métamorphisme de HT semblent circonscris entre deux failles limitant les affleurements des calcaires aptiens. Nos résultats sur les données de thermométrie sont en accord avec les données de la répartition des faciès métamorphiques décrites précédemment (Azambre et al., 1991) (Figure IV-17 et IV-19).

### *IV.5.4 Bassin de Tarascon-sur-Ariège*

Nous avons choisi cette zone d'étude pour l'étude du métamorphisme car le Bassin de Tarascon-sur-Ariège marque la jonction entre le fossé d'Aulus à l'ouest et le prolongement orientale de la ZIM composée des Bassins du Pays-de-Sault et du Boucheville à l'est. Il s'agit d'une zone considérée comme non métamorphique (Clerc et al., 2015 ; Figure IV-10) et elle semble notablement plus large que le reste de la ZIM. En effet, le Bassin de Tarascon-sur-Ariège forme un bassin losangique situé entre les massifs des Trois-Seigneurs à l'ouest, l'Arize au nord et le Saint-Barthélemy à l'est (Figure IV-11). Cependant, deux zones, signalées comme étant métamorphiques se localisent dans la partie sud-ouest du bassin, à l'est de Larnat, le long de la FNP et dans la partie occidentale, le long du Massif de Saint-Barthélemy (Casteras et al., 1969). Nous avons donc analysé des échantillons provenant de la terminaison orientale du Fossé d'Aulus, dans une partie du Bassin de Tarascon-sur-Ariège et au contact des zones métamorphiques dans la ZA.

Les premières données de températures ont été obtenues dans le prolongement du Fossé d'Aulus, jusqu'au village de Sem, dans des secteurs non contraints par Clerc et al (2015). Les valeurs obtenues sont concordantes avec les données existantes. Le Fossé d'Aulus montre des températures comprises entre 538 et 590 ± 22°C (Figure IV-20). Du nord au sud, les températures sont relativement homogènes. Dans la terminaison du Fossé d'Aulus, au nord de Vicdessos, nous avons obtenu des valeurs de $T_{RSMC}$ élevées de 608 ± 20°C et 603 ± 26°C. En direction de Sem vers l'est, les températures diminuent avec des valeurs de 530 ± 16°C et 567 ± 18°C (Figure IV-18). Le segment de la ZIM semble s'interrompre au nord de Sem où elle est limitée par une série de failles obliques, orientées NW-SE et NE-SW. Nous avons effectué plusieurs analyses Raman dans les marnes et les calcaires considérés comme d'âges Aptien-Albien et Barrémien respectivement, sur la carte géologique de Vicdessos (Casteras et al., 1969), qui se trouvent finalement être des flyschs turono-santoniens avec des passées calcaires (Peybernès et al., 2001). Ces flyschs situés au sud du tracé de la FNP montrent des températures homogènes comprises entre 340 et 360°C. Le prolongement occidental de ces flyschs au sud du fossé d'Aulus montre des températures équivalentes.

Latéralement vers l'est, nous avons mis en évidence la présence d'un lambeau de ZIM, pincé entre la ZA et des sédiments mésozoïques non métamorphiques, et limité par des failles. Cet aspect structural observé sur le terrain est confirmé par la $T_{RSMC}$ mesurée dans cette unité avec une valeur de 592 ± 35°C.

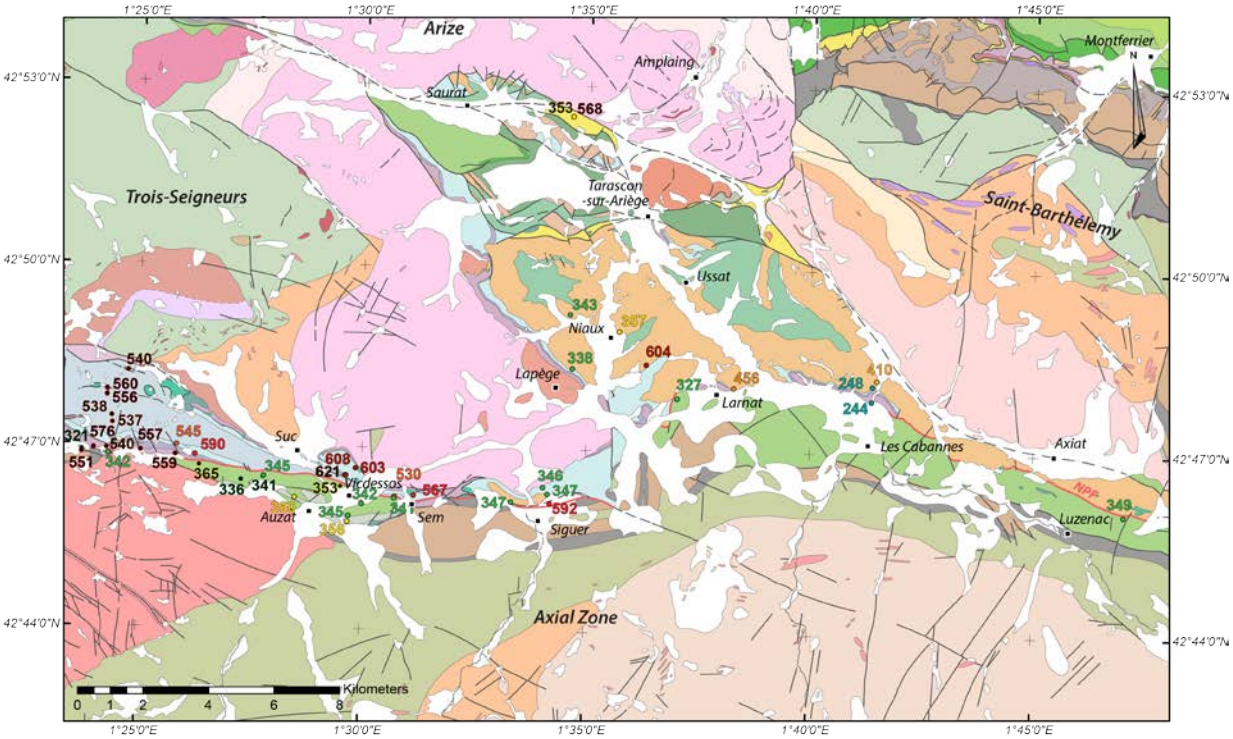


*Figure IV-20 : carte de la répartition des températures dans la région de Tarascon sur Ariège. Les températures avec fond noir correspondent aux données de Clerc et al (2015). Fond géologique modifié d'après les cartes géologiques au 50 00ème de Saint-Girons (Barrouquère et al., 1976), Foix (Bilotte et al., 1988), Aulus-les-Bains (Ternet et al., 1997), Vicdessos (Casteras et al., 1969) et d'après les travaux de Peybernès et al (2001). Localisation de la zone d'étude sur la Figure IV-11a.*

La couverture sédimentaire située au nord affiche, quant à elle, des températures homogènes de 347 ± 4°C, 346 ± 9°C et 347 ± 3°C. Cette dernière $T_{RSMC}$ a été mesurée au contact direct avec la ZIM, ce qui indique bien un contraste important de part et d'autre de la faille que nous avons cartographiée. Nous avions également échantillonné la ZIM composée essentiellement de marbres blancs, mais la méthode de spectrométrie Raman n'a rien donnée, faute de matière organique dans les échantillons.

Les quelques mesures de Raman obtenues dans le Bassin de Tarascon-sur-Ariège montrent des résultats étonnants. Dans un premier temps, dans la partie occidentale du bassin, nous avons obtenu une température de 456 ± 15°C proche du contact avec la FNP. Ensuite, dans une diagonale nord-ouest, nous avons obtenu des températures successives de 604 ± 20°C, 357 ± 11°C et 343 ± 8°C (Figure IV-20). Nous n'avons pas observé de failles majeures dans ce secteur qui pourrait expliquer de tels écarts de température. La couverture sédimentaire jurassique en discordance sur le massif des Trois-Seigneur a aussi été analysée, et une $T_{RSMC}$ de 338 ± 10°C a été obtenue, concordante avec les températures mesurées à proximité (Figure IV-20). Dans un second temps, les autres $T_{RSMC}$ ont été mesurées dans la partie orientale du

bassin sur un transect nord-sud entre la ZA et le Massif du Saint-Barthélemy. Les deux premiers échantillons provenant de calcaires liasiques et jurassiques affichent des $T_{RSMC}$ assez faibles de 244 et 248°C (Figure IV-20). Mais ces mesures ne sont pas fiables, car nous n'avons pas pu obtenir assez de spectres pour le calcul de la température et leur qualité était très médiocre. Cependant, nous pensons que les zones échantillonnées sont faiblement métamorphiques au vue de leur faciès et de leur texture. Les valeurs numériques ont été affichées à titre indicatif. La dernière $T_{RSMC}$ mesurée se localise dans la zone cartographiée comme métamorphique le long du massif du Saint-Barthélemy et montre une température de 410 ± 16°C (Figure IV-20). Ici encore, la différence de température n'est marquée par aucune faille majeure. Les mesures de thermométrie Raman sont difficiles à mettre en place dans ce secteur, car la majorité des carbonates sont blancs et ne possèdent que très peu ou pas de matière organique.

Comme pour la partie occidentale de la zone, nous avons effectué des mesures Raman dans le flyschs turono-santoniens situés au sud du tracé de la FNP. Les deux $T_{RSMC}$ mesurées montrent là aussi des $T_{RSMC}$ homogènes avec une valeur de 327 ± 16°C et 349 ± 8°C. Dans cette zone des Pyrénées, cette bande de flyschs turono-santoniens plus ou moins continue montre des températures homogènes entre 300 de 350°C.

Avec l'ensemble de nos données de thermométrie et celle de la littérature (Clerc et al., 2015), nous avons pu établir une carte de la répartition du métamorphisme en interprétant les données de $T_{RSMC}$ (Figure IV-21). Nous pouvons clairement imager les différentes zones affectées par le métamorphisme de HT/BP. Le fossé d'Aulus montre des températures relativement homogènes avec les températures les plus élevées en bordure de bassin, la partie centrale montre, quant à elle, des températures légèrement moins élevées. En direction de l'est, proche de Vicdessos, les températures de la ZIM dépassent 600°C (Figure IV-21). De plus, nous avons mis en évidence que la ZIM se prolonge jusqu'au méridien du village de Sem où elle est limitée par des failles obliques NW-SE et NE-SW formant deux biseaux le long de la ZA et du massif des Trois-Seigneurs. Dans cette zone, la ZIM semble également être affectée et décalée par des failles d'orientation NW-SE et NE-SW. Dans ce secteur, le tracé exact de la ZIM reste à préciser notamment le long du Massif des Trois-Seigneurs, mais il semble que la ZIM soit biseautée au niveau du village de Siguer, le long de la ZA entre la FNP et la faille bordière méridionale (Figure IV-21).

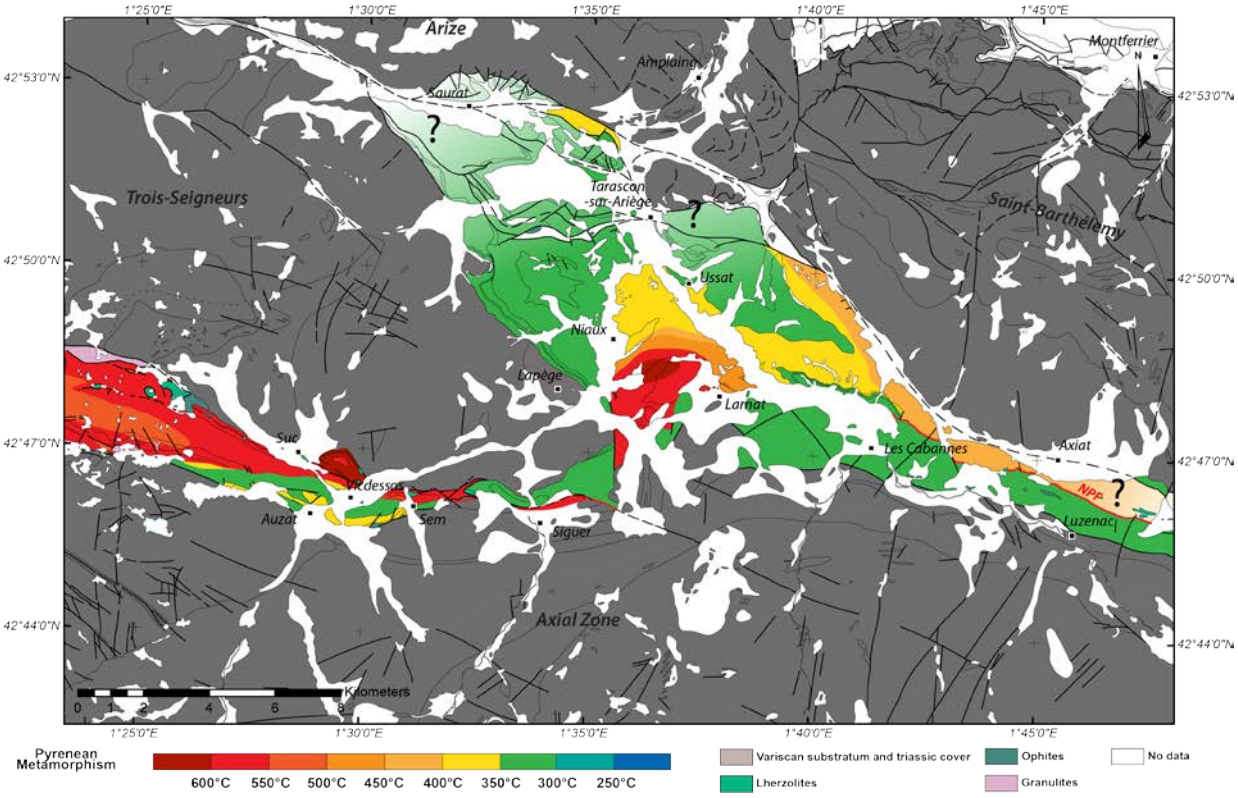


*Figure IV-21 : carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région du Bassin de Tarascon-sur-Ariège.*

La ZIM est limitée au sud par la FNP qui limite deux compartiments ayant enregistré des pics métamorphiques contrastés. En effet, l'écart thermique entre la ZIM, qui a enregistré des valeurs supérieures à 550°C et les flyschs turono-santoniens dont les températures sont homogènes et comprises entre 300 et 350°C, dépasse donc les 250°C (Figure IV-21). Au niveau de Siguer, le contraste thermique est marqué au nord de la ZIM, au contact avec les sédiments non métamorphiques de la couverture sédimentaire du Massif des Trois-Seigneurs qui affiche des températures de ~340°C (Figure IV-21). Le contraste thermique de part et d'autre de la FNP existe toujours, mais il n'a pas été quantifié. A l'est de Siguer le tracé de la ZIM semble se biseauter et tend à s'interrompre par la connexion de la FNP et de la faille bordière méridionale.

La ZIM se retrouve 2km au nord-est où elle est limitée par une faille de direction nord-sud. Elle est limitée au sud par la FNP et est en contact avec les flyschs turono-santoniens qui présentent la même gamme de température que dans la zone d'Auzat (Figure IV-21). A noter que la température de 604 ± 20°C a été mesurée en dehors de la zone cartographiée comme métamorphique, c'est pourquoi nous interprétons cette zone comme ayant enregistré des températures supérieures à 550°C. Il nous a été impossible d'obtenir des résultats Raman à cause de la pureté des marbres blancs qui constituent cette zone. Cependant, le faciès de ces

marbres nous indique que le métamorphisme affectant ces roches semble important. Suite à l'étude des précédents bassins (e.g Nappe des Marbres) et l'absence de faille au cœur du Bassin de Tarascon-sur-Ariège, nous interprétons la diminution sud-nord des températures comme un gradient continu comme dans le cas de la Nappe des Marbres. La diminution de température se fait tout de même assez rapidement vers le nord et de manière plus continue vers l'est (Figure IV-21). Ensuite, la température diminue très peu vers le nord et devient homogène. Dans la partie nord du bassin (au nord du parallèle de Tarascon-sur-Ariège), nous ne disposons pas de données pour décrire la répartition des températures, mais nous interprétons cette zone à l'image de sa partie centre-ouest. Nous retrouvons ensuite la ZIM limitée par une faille, le long du Massif du Saint-Barthélemy dans la zone cartographiée comme métamorphique. Nous observons donc une diminution des températures vers l'ouest sans contact majeur (Figure IV-21). Dans ce secteur, les valeurs de température semblent plus faibles par rapport au reste de la ZIM, mais cela reste à confirmer, fautes de mesures Raman. Pour finir, la ZIM se prolonge entre la ZA et le Massif du Saint-Barthélemy où elle est limitée par deux failles, dont la FNP au sud.

Dans cette zone, la ZIM, ou du moins la zone affectée par le métamorphisme HT/BP, n'est pas limitée par deux failles majeures. Nous retrouvons donc l'image du bassin de la Nappe des Marbres avec des gradients latéraux de température.

### *IV.5.5 Zone du massif de Bessède-de-Sault*

Intéressons-nous maintenant à la partie occidentale de la ZIM où le métamorphisme a été étudié par le passé par des méthodes thermobarométriques (e.g Golberg, 1987, Golberg et Leyreloup, 1990). La première zone que nous avons brièvement étudiée correspond à la zone du Massif Nord-Pyrénéen de Bessède-de-Sault étudiée dans le cadre d'un Master recherche (Revelli, 2013). Nous avons repris l'ensemble des données Raman ainsi obtenues dans le cadre de ce master celles de la littérature (Golberg et Leyreloup, 1990) ainsi que les trois données supplémentaires que nous avons pu mesurer. Les points importants à noter concernant les températures dans ce bassin sont : i) les $T_{RSMC}$ mesurées directement dans la ZIM montrent des valeurs supérieures à 500°C. Les températures obtenues par Globerg et Leyreloup (1990) dans les carbonates, sont probablement sous estimées et se situent dans une gamme assez large de température. La partie centrale de la zone d'étude montre des valeurs de $T_{RSMC}$ supérieures à 550°C, tout comme la partie orientale dans les environs du village de Le Clat, tandis que la partie occidentale montre des valeurs de $T_{RSMC}$ inférieures à 550°C (Figure IV-22). La

température de 562°C proche de Niort-de-Sault a été mesurée dans une brèche de marbres dont l'origine est liée à l'activité de la FNP; ii) les $T_{RSMC}$ obtenues dans la couverture sédimentaire de la ZA sont égales à 327 ± 31°C dans les calcaires du Jurassique supérieur et 300 ± 14°C dans les marnes barrémo-aptiennes (Figure IV-22) ; iii) les $T_{RSMC}$ mesurées dans les pélites carbonifères de la ZA, montrent des valeurs légèrement plus élevées de 363 ± 31°C et 353 ± 7°C. Nous retrouvons un affleurement de micaschistes cambro-ordoviciens au contact de la ZA qui montre une $T_{RSMC}$ de 598 ± 35°C (Figure IV-22) ; iv) une $T_{RSMC}$ a été mesurée dans les pélites carbonifères du Massif de Bessède-de-Sault avec une valeur de 348 ± 13°C (Figure IV-22) ; v) les $T_{RSMC}$ de la couverture sédimentaire du massif de Bessède-de-Sault sont assez homogènes avec des valeurs de 359 ± 20°C, 350 ± 26°C et 351 ± 9°C sur le flanc est du massif et des valeurs de 330 ± 10°C, 337 ± 8°C sur le flanc nord (Figure IV-22) ; vi) les dernières mesures de $T_{RSMC}$ concernent le synclinal d'Axat.

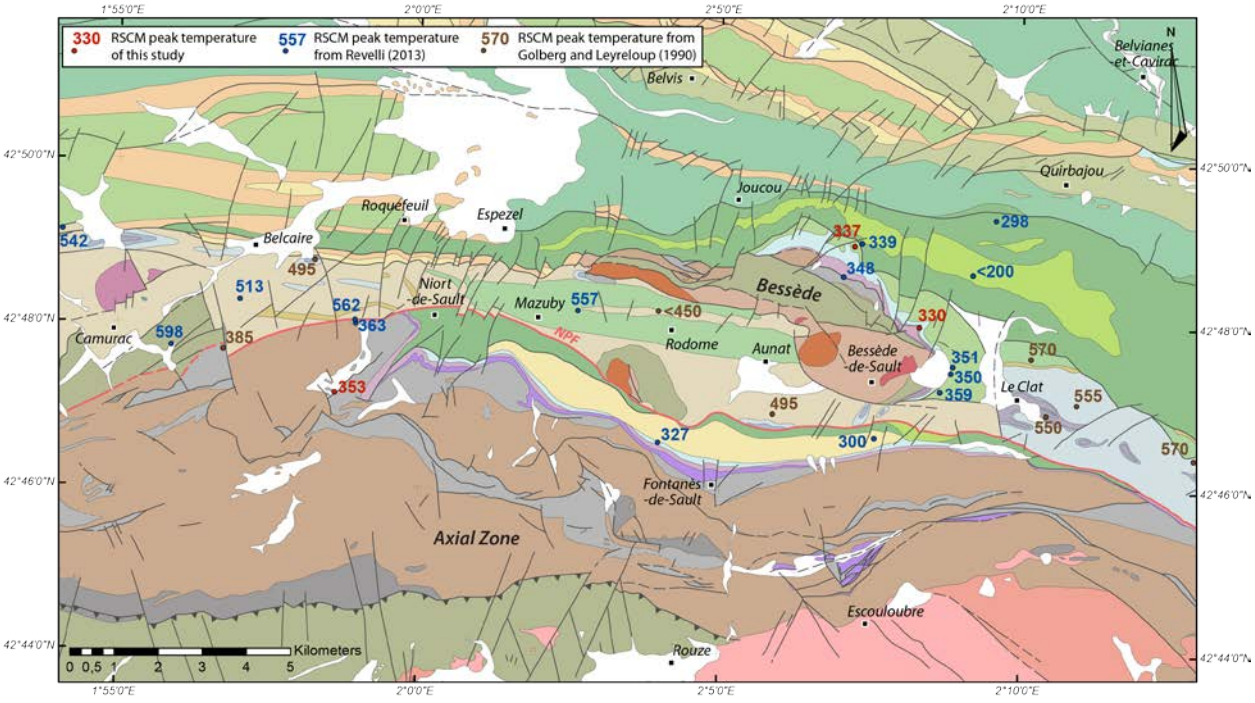


*Figure IV-22 : carte de la répartition des températures dans la région du massif de Bessède-de-Sault. Fond géologique modifié d'après la carte géologique au 50 00ème d'Ax-les-Thermes (Wallez, 1974) et les cartes harmonisées des départements de l'Aude et de l'Ariège (BRGM). Localisation de la zone d'étude sur la Figure IV-11a. En bleu : les données de $T_{RSMC}$ de Revelli (2013), en brun : les données de Goldberg et Leyreloup (1990) et en rouge : les données obtenues dans le cadre de cette thèse.*

Proche de du contact avec la couverture sédimentaire du massif de Bessède-de-Sault, les températures semblent équivalentes à cette dernière avec une $T_{RSMC}$ de 339 ± 31°C. Vers le nord, les températures diminuent sensiblement, notamment dans les sédiments cénomano-turoniens situés au cœur du synclinal d'Axat avec une $T_{RSMC}$ inférieure à 200°C, tandis que dans sa partie méridionale la $T_{RSMC}$ mesurée est de 298 ± 15°C (Figure IV-22).

Avec l'ensemble des données de thermométrie Raman interprétées de la zone, nous avons pu réaliser une carte de la répartition du métamorphisme (Figure IV-23). L'observation la plus directe concerne les contrastes thermiques entre la ZIM et le reste des unités du secteur qui dépassent les 200°C, notamment de part et d'autre de la FNP et la faille bordière méridionale qui borde la ZIM au nord (Figure IV-23). Les températures dans cette zone dépassent largement 500°C dans son ensemble et sont plutôt homogènes avec cependant une augmentation des températures vers le Bassin du Boucheville à l'est (Figure IV-23).

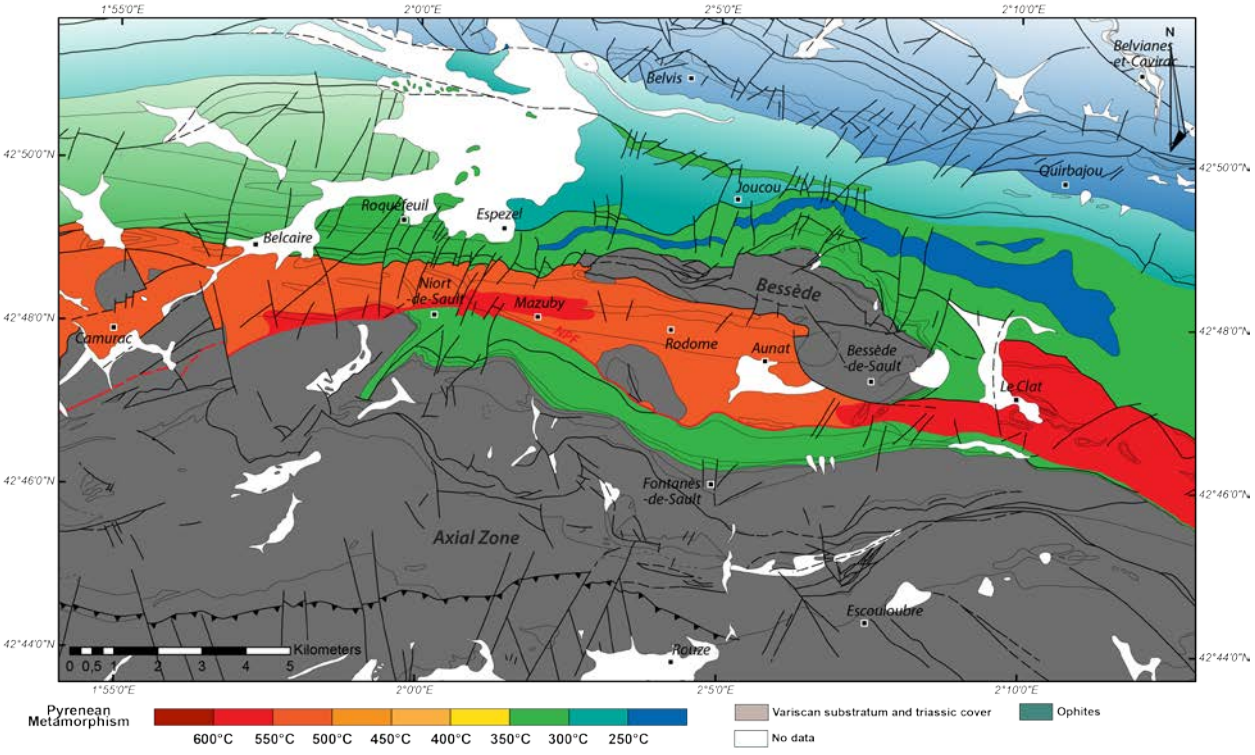


*Figure IV-23 : carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région du massif de Bessède-de-Sault.*

Le manque de données Raman au sein de la ZIM ne permet pas de mettre en évidence l'existence de gradients latéraux de température comme dans les bassins précédents. Le secteur de Bessède-de-Sault comporte une particularité unique dans la chaîne pyrénéenne. C'est la seule zone où se localise de la couverture sédimentaire datant du Jurassique et du Crétacé inférieur en discordance sur la ZA au sud du tracé de la FNP. Ces sédiments sont donc peu

métamorphiques avec des températures inférieures à 350°C. Cette couverture sédimentaire présente les mêmes températures que les flyschs turono-santoniens qui représentent généralement la couverture sédimentaire dans le reste de la chaîne. De plus, nous pouvons observer que les températures de la couverture sédimentaire du Massif de Bessède-de-Sault sont identiques à celles de la couverture sédimentaire de la ZA. Dans la partie nord de la zone d'étude, la température diminue sensiblement, ce qui suggèreque le métamorphisme HT/BP n'affecte seulement que le secteur de la ZIM. Il n'y a aucun témoin d'un métamorphisme étendu vers le nord comme dans l'exemple du Bassin des Baronnies.

### IV.5.6 Zone orientale de la ZIM, Boucheville et Bas-Agly

La dernière zone d'étude que nous avons étudiée concerne la région du Massif de l'Agly, dont les bassins sédimentaires mésozoïques du Boucheville, du Bas-Agly et de Saint-Paul-de-Fenouillet. Le métamorphisme HT/BP de ce secteur de la ZIM a été largement étudié et de nombreuses mesures de température ont été effectuées (e.g Golberg, 1987 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Clerc et al., 2015 ; Chelalou, 2015 ; Chelalou et al., 2016) (Figure IV-24). Les données dans le bassin du Boucheville sont assez complètes avec de nombreuses mesures de $T_{RSMC}$. Il est même possible de comparer les données thermobarométriques de Golberg et Leyreloup (1990) et les données de thermométrie Raman de Chelalou et al (2016). Les estimations de thermobarométrie sont généralement très bonnes dans les roches pélitiques, mais peu précises dans les roches carbonatées. En comparant des données assez proches, nous pouvons voir que les estimations de thermobarométrie montrent des températures sous-estimées, comparées aux données de thermométrie Raman.

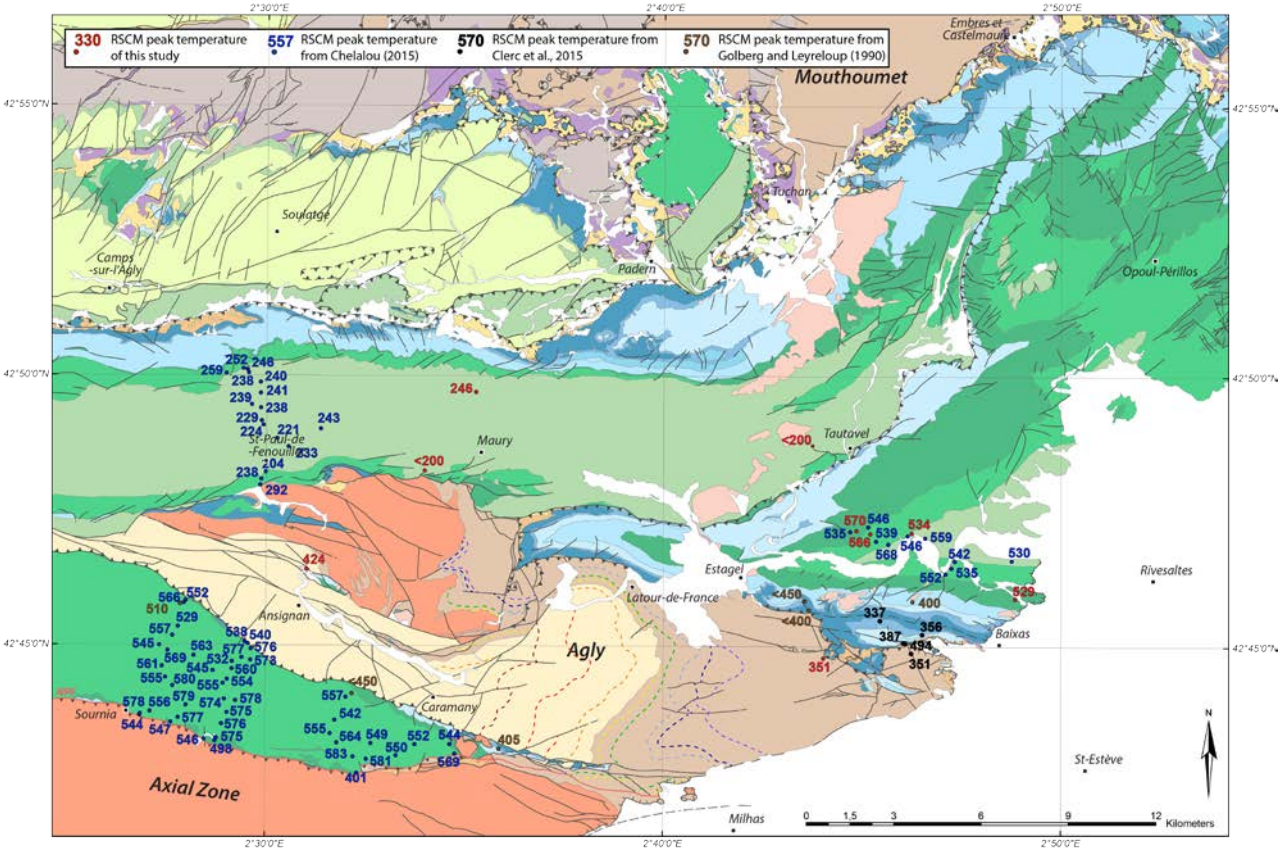


*Figure IV-24 : carte de la répartition des températures dans la région du massif de l'Agly et des Bassin du Boucheville et du Bas-Agly. Les températures en noir correspondent aux données de Clerc et al (2015) et les températures en bleu correspondent aux données de (Chelalou, 2015).Fond géologique modifié d'après les cartes géologiques au 50 00ème de Quillan (Crochet et al., 1989), Tuchan (Berger et al., 1997), Leucate (Bles et Berger, 1982), Rivesaltes (Fonteilles et al., 1993) et Perpignan (Berger et al., 1988),. Localisation de la zone d'étude sur la Figure IV-11a.*

Le premier exemple concerne la partie nord-ouest du Boucheville où la thermométrie Raman indique des températures autour de 566 ± 35°C (Chelalou et al., 2016), tandis que la thermobarométrie propose des températures autour de 510°C (champs de température entre 470 et 580°C) sur un assemblage calcaro-pélitique (Qtz, Bi, An, et Kfs) (Golberg et Leyreloup, 1990) (Figure IV-24), un assemblage qui permet pourtant une bonne approche de la température si nous considérons les barres d'erreur de la thermométrie Raman. Le second exemple concerne la partie nord-est du bassin où la thermométrie Raman indique des températures de l'ordre de 557°C ± 24°C (Chelalou et al., 2016), tandis que la thermobarométrie suggère une température <450°C sur un assemblage calcaro-pélitique (Cc, Qtz, Chl et Ms) (Golberg et Leyreloup, 1990) (Figure IV-24). La thermométrie Raman permet donc une estimation plus fiable des températures que les méthodes de thermobarométrie classiques. Les valeurs de température apportées par la thermobarométrie dans les carbonates sont ainsi à considérer avec une certaine précaution. Les températures obtenues par RSCM dans le bassin du Boucheville semblent assez homogènes comprises entre 530 et 580°C, dont la majeure partie est supérieure à 550°C. Localement, nous retrouvons deux températures inférieures à 500°C, localisées dans le sud du bassin le long de la FNP (Figure IV-24). Il n'existe pas de mesure Raman dans la partie occidentale du bassin, mais elle est considérée et cartographiée comme une zone où les températures sont moins élevées (Chelalou et al., 2016).

Nous avons réalisé deux mesures Raman dans le massif de l'Agly, i) au sein des grès feldspathiques du Silurien dans sa partie orientale, qui montrent une $T_{RSMC}$ de 351 ± 12°C, identique à une mesure obtenue plus à l'est de 351 ± 3°C par Clerc et al. (2015) et ii) dans les brèches cartographiées comme éocènes, associées aux carbonates mésozoïques de la Serre de Vergès dans la partie occidentale qui affiche une $T_{RSMC}$ de 424 ± 32°C (Figure IV-24). Ces sédiments complètement bréchifiés montrent des températures très élevées pour la position structurale au cœur du massif de l'Agly. Il s'agit d'une donnée importante pour l'étude de la répartition du métamorphisme.

Concernant le synclinal du Bas-Agly, une récente étude a montré que ce synclinal a enregistré des températures relativement élevées, identiques à celles connues dans la ZIM (Chelalou, 2015). Effectivement, de telles températures sont atypiques compte tenu de sa position géographique. Il s'agit du seul bassin présentant des températures supérieures à 550°C situé au nord des Massifs Nord-Pyrénéens. Le Bassin des Baronnies est affecté par le métamorphisme de HT-BP, mais les températures sont largement inférieures à celles mesurées dans le Bas-Agly. La particularité de ce bassin réside dans la localisation des plus hautes

températures mesurées qui sont concentrées dans sa partie centrale. En effet, nous avons mesuré des températures de 570 ± 27°C dans les marbres apto-valanginiens, 566 ± 15°C dans les marbres aptiens et 534 ± 19°C dans les marbres noirs albiens. Dans ces derniers, une température de 559°C a aussi été mesurée (Chelalou, 2015) (Figure IV-24). Ces sédiments forment le cœur du pli synclinal, mais ils montrent les températures les plus élevées. Si nous considérons comme fiables, les estimations basées sur la pétrologie métamorphique de Golberg et Leyreloup (1990), les températures diminuent progressivement vers le sud. En effet, au niveau du pli anticlinal qui laisse affleurer les calcaires et dolomies du Lias et se localisant au niveau du prolongement de la faille inverse de Latour-de-France, les températures sont relativement basses avec des valeurs de 337 ± 4°C et 356 ± 2°C (Clerc et al., 2015) (Figure IV-24). Vers le sud, proche du contact avec le socle, les températures augmentent à nouveau avec des valeurs de 387 ± 6°C et 494 ± 7°C dans les calcaires avec des niveaux riches en anhydrite (Vauchez et al., 2013) (Figure IV-24). Ces valeurs de $T_{RSMC}$ obtenues sur des points très proches géographiquement montrent une grande différence. Cette hétérogénéité pourrait être due à une déformation importante au sein du Trias supérieur qui joue le rôle de décollement (« couche savon ») sur l'ensemble du segment pyrénéen.

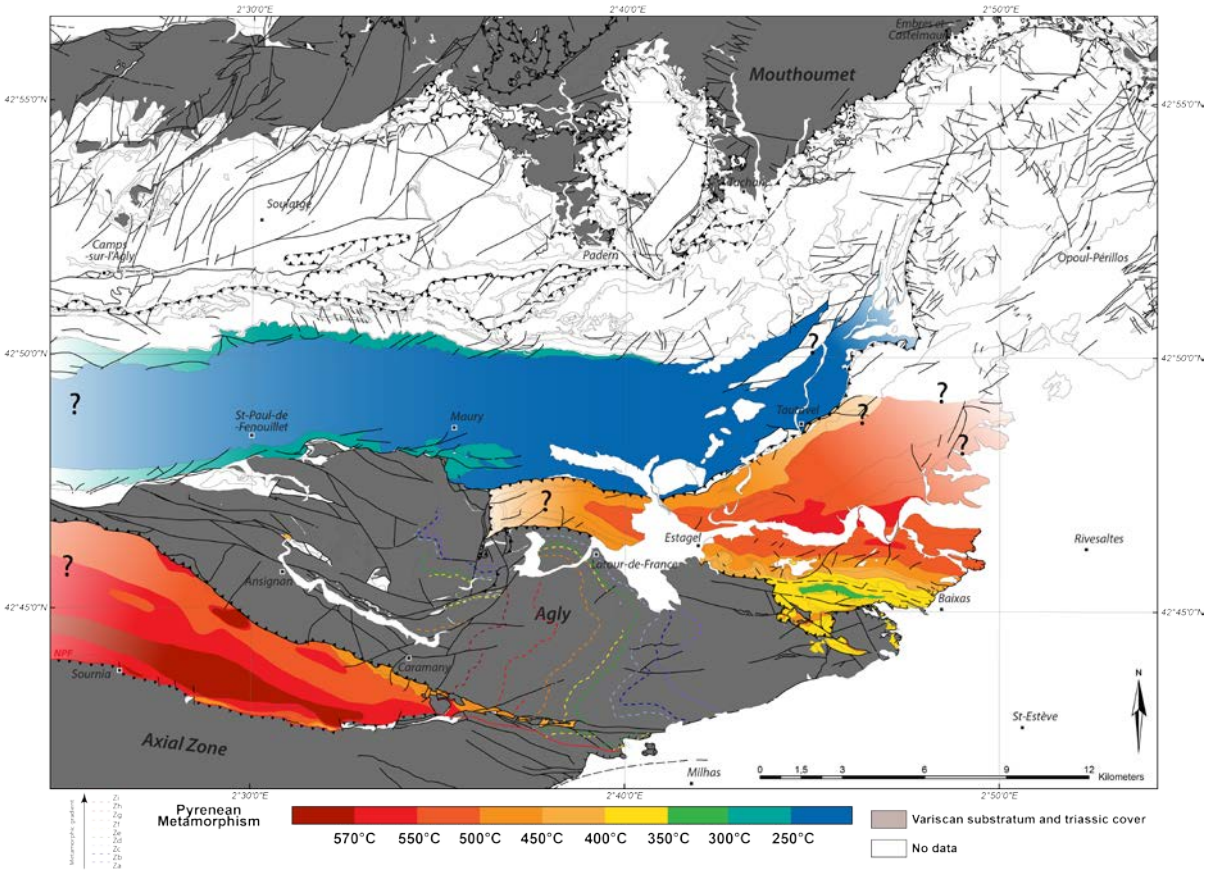


*Figure IV-25 : carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région du massif de l'Agly.*

Cette hypothèse semble raisonnable en considérant que le synclinal du Bas-Agly pourrait être la couverture sédimentaire décollée du Massif de l'Agly (Vauchez et al., 2013). Nous manquons clairement de données dans la partie occidentale et la partie nord du bassin au niveau du contact avec le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet au nord. Nous avions échantillonné les carbonates proches du contact, mais ils ne présentaient pas de matière organique nécessaire pour l'obtention d'une $T_{RSMC}$.

Au nord du Massif de l'Agly et du Bassin du Bas-Agly, nous retrouvons le Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet composé majoritairement de marnes apto-albiennes et limité par le CFNP. Ce bassin montre des températures comprises entre 200 et 300°C sur le méridien de la ville de Saint-Paul-de-Fenouillet, caractéristique d'un métamorphisme de basse température (Chelalou, 2015) (Figure IV-24). Nous avons donc réalisé quelques mesures de Raman dans la partie est du bassin pour confirmer les résultats déjà obtenus. Dans la partie nord, nous avons une valeur semblable avec une $T_{RSMC}$ de 246 ± 8°C, tandis que dans les parties sud et orientale, les températures sont inférieures à 200°C (Figure IV-24). Ce bassin est donc peu affecté par le métamorphisme crétacé et les températures mesurées dans celui-ci sont largement inférieures à celle mesurées dans le synclinal du Bas-Agly.

Avec l'aide des différents travaux réalisés sur la quantification du métamorphisme de haute température, nous avons pu réaliser une carte de la répartition du métamorphisme dans la terminaison orientale de la ZIM (Figure IV-25). Le Bassin du Boucheville formant un synforme asymétrique (e.g. Choukroune, 1976 ; Chelalou et al., 2016) montre les températures les plus élevées majoritairement supérieures à 500°C avec des variations de température entre le cœur et les bordures du bassin. Dans le sud du bassin, nous retrouvons une zone longitudinale parallèle au tracé de la FNP où les températures dépassent les 570°C. Nous retrouvons une petite zone dans sa partie nord proche du contact avec le Massif de l'Agly où les températures dépassent aussi les 570°C. Les bordures nord-est et sud semblent montrer des températures inférieures à la partie centrale du bassin (Figure IV-25). Les mesures de $T_{RSMC}$ ne sont donc pas cohérentes avec la pile stratigraphique et les isothermes ne semblent pas parallèles à la stratification (S0-1) présente dans le bassin, comme décrit par Chelalou et al (2016). Les sédiments jurassiques censés être à la base de la pile ont enregistré des températures inférieures aux sédiments albiens situés au cœur du synforme. Malgré la déformation tardive, le Bassin de Boucheville semble donc montrer des gradients latéraux de température.

Concernant le synclinal du Bas-Agly, nous manquons de données mais nous pouvons clairement affirmer qu'il existe des gradients latéraux de température. En effet, la partie centrale du bassin composée de marnes albiennes montre les températures les plus élevées, supérieures à 550°C (Figure IV-25). Vers le sud, les températures diminuent jusqu'à des $T_{RSMC}$ de l'ordre de 300-350°C. Cette décroissance de température continue suggère l'absence d'existence d'un contact tectonique majeur. La faille de Latour-de-France permet au massif de l'Agly de chevaucher le Bassin du Bas-Agly vers le nord dans sa partie occidentale, mais elle est amortie latéralement dans l'antiforme de sédiments liasiques dans sa partie orientale (Figure IV-24 et IV-25). La faille de Latour-de-France ne décale donc pas les structures du Bassin du Bas-Agly, mais l'extrusion du massif de l'Agly est associée au plissement de la couverture sédimentaire. Nous pouvons donc observer une continuité stratigraphique qui se prolonge au sud sur le Massif de l'Agly où les sédiments du Trias semblent montrer des températures plus élevées, supérieures à 450°C (Figure IV-25). Pour les parties occidentale et méridionale, il semble que la température reste relativement élevée, au vue des faciès observés dans les carbonates. Ceci serait à confirmer par l'obtention de $T_{RSMC}$ par spectrométrie Raman supplémentaires dans ces zones, données difficiles à acquérir du fait de la pauvreté en matière carbonée dans ces lithologies carbonatées.

Le Bassin du Bas-Agly est donc largement affecté par le métamorphisme HT et il marque un fort contraste avec le Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet situé au nord, dans lequel la majorité des températures n'excèdent pas les 250°C, hormis sur les bordures avec des températures comprises entre 250 et 300°C. Proche du contact avec le Bas-Agly, les températures sont même largement inférieures à 200°C, donc ce bassin n'est que très peu ou pas affecté par le métamorphisme (Figure IV-25). Ce contact qui sépare des domaines caractérisés par un contraste de température important (>250°C) correspond au chevauchement de Tautavel qui se poursuit vers le nord et se connecte au CFNP (Figure IV-25). Un tel contact tectonique associé à un contraste métamorphique important plaide en faveur de l'idée que le Bassin du Bas-Agly soit allochtone et appartienne à la ZIM qui montre des températures similaires.

### IV.6 Bilan sur la thermicité du domaine pyrénéen

- Les données de $T_{RSMC}$ apportées par la thermométrie Raman et obtenues dans cette étude de la ZIM, permettent de compléter les travaux de Clerc et al (2015), et de réaliser une carte des températures plus complète sur l'ensemble du domaine pyrénéen (Figure IV-11b et IV-26).
- La Zone Interne Métamorphique localisée dans un segment réduit dans la partie sud de la ZNP est caractérisée par des températures mesurées par thermométrie Raman élevées, comprises entre 400°C et 630°C. La $T_{RSMC}$ la plus forte a été mesurée dans la partie occidentale du bassin sédimentaire mésozoïque de Sarrancolin avec une température de 625 ± 17°C. La mesure de $T_{RSMC}$ la plus élevée mesurée par Clerc et al., (2015) est de 626 ± 4°C, au cœur du Fossé d'Aulus qui est aussi le siège d'un métamorphisme de type HT-BP important, avec de nombreuses $T_{RSMC}$ dépassant les 600°C. Les parties centrales de la ZIM correspondent donc aux zones où le métamorphisme de HT a été le plus intense.
- À l'échelle de la chaine, la ZIM semble montrer des températures équivalentes dans l'ensemble des bassins, de la Nappe des Marbres à l'ouest aux Bassins du Boucheville et du Bas Agly à l'est. Il n'y a aucun gradient de température à grande échelle parallèle à la chaîne au sein de cette unité métamorphique.
- Les données de $T_{RSMC}$ mesurées dans le socle paléozoïque et dans la couverture sédimentaire mésozoïque peu métamorphique (généralement représentée par des dépôts de flyschs gris turono-santoniens et plus rarement par des sédiments d'âge Jurassique et Crétacé inférieur) montrent des valeurs comparables, voire très semblables sur l'ensemble du segment pyrénéen.
- À l'échelle des bassins, l'information qui ressort le plus est l'apparition de gradients latéraux de température avec des isothermes qui recoupent les structures propres aux bassins. C'est dans la Nappes des Marbres que ces gradients sont le mieux exprimés et préservés grâce à la relativement faible déformation post-métamorphique de la région, mais nous les retrouvons également dans d'autres bassins (e.g. Sarrancolin, Tarascon-sur-Ariège).
- Le Bassin des Baronnies, qui se situe dans une position septentrionale de la ZIM, montre des températures supérieures à 400°C. Il est intéressant de montrer l'étendue de la répartition du métamorphisme aussi loin en direction nord dans la chaine.
- Le Bassin du Bas-Agly est aussi un exemple atypique avec des températures très élevées semblables à celles retrouvées dans la ZIM et sa position qui se situe au nord du Massif de l'Agly. Il s'agit de l'unique bassin avec de telles températures localisé au nord des Massifs

Nord-Pyrénéens. De manière générale, la ZIM est localisée entre la ZA, via le contact faillé de la FNP et les Massifs Nord-Pyrénéens, via une série de faille crustales importantes.

- Il est très difficile de calculer un gradient géothermique à partir de nos données de température, car les isothermes recoupent les structures. Il est donc difficile de trouver un niveau repère pour déterminer un gradient. De plus, nous avons montré la présence des gradients latéraux qui sont probablement une conséquence d'une répartition hétérogène du flux de chaleur pendant le métamorphisme.
- Notre étude permet donc de mieux contraindre et caractériser les contours de la ZIM sur l'ensemble du segment pyrénéen à travers les différents bassins qui la composent.

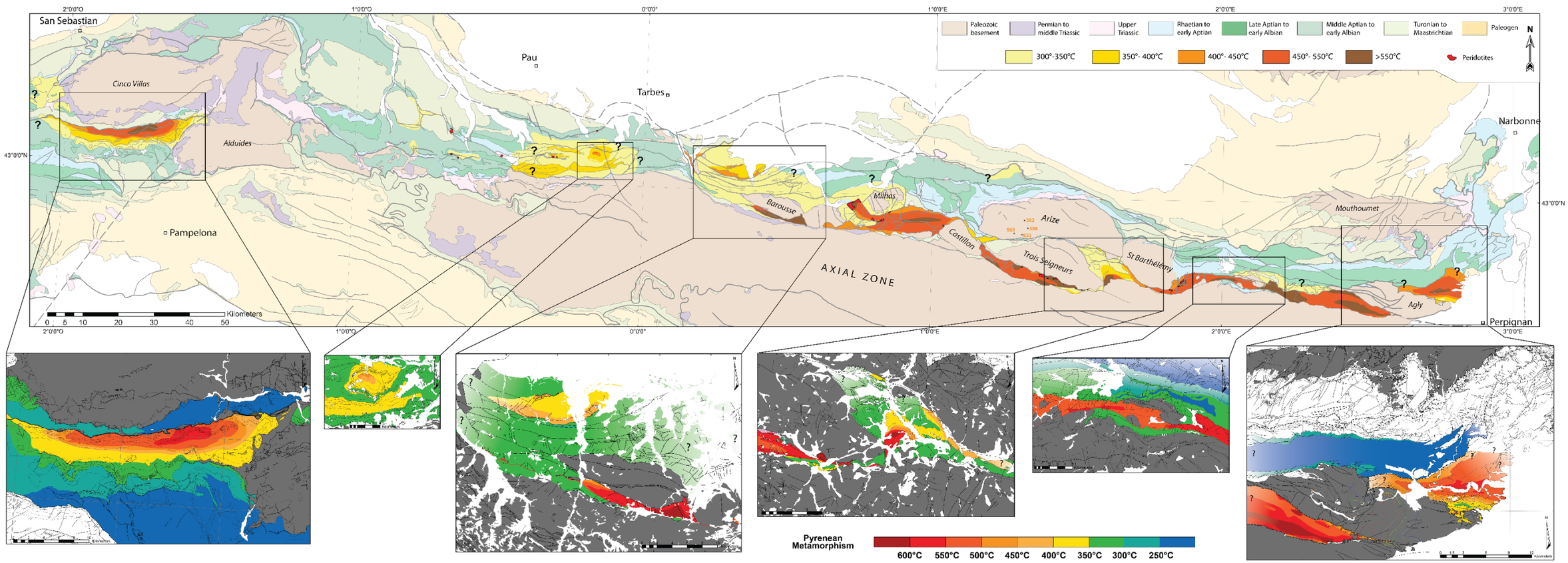


*Figure IV-26 : Synthèse des cartes de la répartition du métamorphisme dans la chaine pyrénéenne. Carte métamorphique de l'ensemble du domaine pyrénéen ainsi que les différents zooms des différentes zones étudiées.*

## IV.7 Référence bibliographique du Chapitre

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978a. Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 327–332.

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978b. Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes 39 Ar- 40 Ar et 87 Rb- 87 Sr. Ses relations avec les péridotites associées. Bull. Société Géologique Fr. S7–XX, 681–687. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.681

Azambre, B., Rossy, M., 1976. Le magmatisme alcalin d'age cretace, dans les Pyrenees occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le metamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. Geol. Fr. S7–XVIII, 1725–1728. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725

Azambre, B., Sagon, J.-P., Debroas, E.J., 1991. Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 313, 1179–1185.

Barrère, P., Taillefer, F., Souquet, P., Peybernès, B., 1984. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Arreau (1072), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Barrouquère, G., Pelissonier, H., Castaing, C., Roux, L., Souquet, P., Rey, J., Peybernès, B., Casteras, M., Fournier, J., Lanau, M., Debroas, E.-J., Lagasquie, J., 1976. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Girons (1074), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Beny-Bassez, C., Rouzaud, J., 1985. Characterization of Carbonaceous Materials by Correlated Electron and Optical Microscopy and Raman Microspectroscopy. Scan. Electron Microsc. 119–132.

Berger, G.M., Bessière, G., Bilotte, M., Viallard, P., 1997. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Tuchan (1078), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Berger, G.M., Clauzon, G., Michaux, J., Suc, J.-P., Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Got, H., Augris, C., Gadel, F., Buscail, R., 1988. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Perpignan (1091), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Bernus-Maury, C., 1984. Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées (French). Paris 6.

Beyssac, O., 2001. Les mécanismes de graphitisation à basse température: une étude analytique et expérimentale sur des matériaux naturels et des molécules modèles (Thèse de doctorat). Université Paris-Sud, France.

Beyssac, 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 Planet. Sci. Lett. 225, 233–241. doi:10.1016/j.epsl.2004.05.023

Beyssac, O., Brunet, F., Petitet, J.-P., Goffé, B., Rouzaud, J.-N., 2003. Experimental study of the microtextural and structural transformations of carbonaceous materials under pressure and temperature. Eur. J. Mineral. 15, 937–951. doi:10.1127/0935-1221/2003/0015-0937

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. J. Metamorph. Geol. 20, 859–871. doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Beyssac, O., Lazzeri, M., 2012. Application of Raman spectroscopy to the study of graphitic carbons in the earth sciences. In: Dubessy, J., Caumon, M.-C., Rull, F. (Eds.), Applications of Raman Spectroscopy to Earth Sciences and Cultural HeritageEMU Notes in Mineralogy 12. European Mineralogical Union and the Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, pp. 415–454.

Beyssac, O., Rouzaud, J.-N., Goffé, B., Brunet, F., Chopin, C., 2002. Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. Contrib. Mineral. Petrol. 143, 19.

Bilotte, M., Casteras, M., Peybernès, B., Rey, J., Soula, J.-C., Taillefer, F., Roche, J., Ternet, Y., 1988. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Foix (1075), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Bles, J.L., Berger, G.M., 1982. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Leucate (1079), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Boulvais, P., 2016. Fluid generation in the Boucheville Basin as a consequence of the North Pyrenean metamorphism. Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 301–311. doi:10.1016/j.crte.2015.06.013

Canérot, J., Hudec, M.R., Rockenbauch, K., 2005. Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. AAPG Bull. 89, 211–229. doi:10.1306/09170404007

Castéras, M., Canérot, J., Paris, J.-P., Tisin, D., 1970. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Oloron Sainte--Marie (1051), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Chelalou, R., 2015. Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées (phdthesis). Université Rennes 1.

Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Poujol, M., Ringenbach, J.C., Ballard, J.F., 2015. Tectonics, tectonophysics: New sedimentological, structural and paleo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.11.008

Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. Société géologique de France, Paris.

Choukroune, P., Séguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées.

Clerc, C., 2012. Evolution du domaine nord-pyreneen au Crétacé. Amincissement crustal extreme et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de St Blanquat, M., 2013. Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. Int. J. Earth Sci. 103, 141–163. doi:10.1007/s00531-013-0927-z

Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics 33, 2013TC003471. doi:10.1002/2013TC003471

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., de Saint Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic

deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 183, 443–459.

Clerc, C., Lahfid, A., Monie, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6, 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015

Colchen, M., Ternet, Y., Debroas, E.-J., Dommanget, A., Gleizes, G., Guérangé, B., Roux, L., 1997. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Crochet, B., Villate, J., Tambareau, Y., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Kuhfuss, A., Bouillin, J.-P., Gélard, J.-P., Bessière, G., Paris, J.-P., 1989. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Quillan (1077), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Curnelle, R., 1983. Evolution structuro-sedimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Struct.-Sediment. Evol. Triassic Low. Liassic Aquitaine 7, 69–99.

Dauteuil, O., Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute-temperature a l'origine du metamorphisme cretace nord-pyreneen. Circ. High-Temp. Fluids Orig. North Pyrenean Cretac. Metamorph. 3, 237–250.

Debroas, E.J., 1990. Le flysch noir albo-cenomanien temoin de la structuration albienne a senonienne de la Zone nord-pyreneenne en Bigorre (Hautes-Pyrenees, France). Bull. Société Géologique Fr. 6, 273–285.

Debroas, E.-J., 1982. Structure du synclinal de Bourg-de-Bigorre et interpretation de la zone de failles de Bigorre dans les Hautes-Pyrenees. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXIV, 855–859. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXIV.4.855

Debroas, E.J., 1978. Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien superieur au Senonien inferieur (zone interne metamorphique des Pyrenees navarro-languedociennes). Evol. Up. Albian Low. Senonian Slaty Flysch Trench Intern. Metamorp 20, 639–648.

Destombes, J.-P., Raguin, E., Casteras, M., Paris, J.-P., 1969. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vicdessos (1087), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Everall, N., Lumsdon, J., Christopher, D., 1991. The Effect of Laser-Induced Heating Upon the Vibrational Raman-Spectra. Carbon 29, 133–137. doi:10.1016/0008-6223(91)90064-P

Ferrari, A.C., Robertson, J., 2000. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. Phys. Rev. B 61, 14095–14107. doi:10.1103/PhysRevB.61.14095

Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.-L., Berger, G.M., 1993. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Riveslates (1090), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Fréchengues, M., 1993. Stratigraphie séquentielle et micropaléontologie du Trias moyen-supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. Toulouse 3.

Gautier, C., 2016. Signature thermique à grande échelle dans un cas de polyphasage tectonométamorphique: étude du versant nord-Pyrénéen (Stage de Master Recherche). Université d'Orléans.

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. doi:10.1016/0040-1951(86)90256-8

Golberg, J.M., 1987. Le metamorphisme mesozoique dans la partie orientale des Pyrenees; relations avec l'evolution de la chaine au cretace. Universite des Sciences et Techniques du Languedoc, Centre Geologique et Geophysique : Montpellier, France, France.

Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contrib. Mineral. Petrol. 104, 194–207. doi:10.1007/BF00306443

Golberg, J.M., Maluski, H., 1988. Donnees nouvelles et mise au point sur l'age du metamorphisme pyreneen. New Data Discuss. Age Pyrenean Metamorph. 306, 429–435.

Goujou, J.C., Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1988. Réactions de décarbonations dans les roches calcareo-pélitiques de la Ballongue (Zone Nord-Pyrénéenne). 1. Formation de biotite et de plagioclase. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Serie II, p.39-44.

James, V., Canerot, J., 1999. Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentale et de l'Aquitaine méridionale (France). Eclogae Geol. Helvetiae 63. doi:10.5169/seals-168647

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. Tectonics 28, TC4012. doi:10.1029/2008TC002406

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, 2010c 489, 210–226. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.023

Kagi, H., Tsuchida, I., Wakatsuki, M., Takahashi, K., Kamimura, N., Iuchi, K., Wada, H., 1994. Proper Understanding of down-Shifted Raman-Spectra of Natural Graphite - Direct Estimation of Laser-Induced Rise in Sample Temperature. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 3527–3530. doi:10.1016/0016-7037(94)90104-X

Lacroix, A., 1917. La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. C R Acad Sc Paris t. 165, 293–298.

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. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2015. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29, TC4012. doi:10.1029/2009TC002588

Lahfid, A., 2008. Géothermomètres dans des séries argileuses très matures. Paris 7.

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffe, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). Terra Nova 22, 354–360. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x

Lamare, P., 1936. Recherches géologiques dans le Pyrénés basques d'Espagne. Mém. Société Géologique Fr. XII, 465 p.

Lespade, P., Marchand, A., Couzi, M., Cruege, F., 1984. Caracterisation de materiaux carbones par microspectrometrie Raman. Carbon 22, 375–385. doi:10.1016/0008-6223(84)90009-5

Luque, F.J., Ortega, L., Barrenechea, J.F., Millward, D., Beyssac, O., Huizenga, J.-M., 2009. Deposition of highly crystalline graphite from moderate-temperature fluids. Geology 37, 275–278. doi:10.1130/G25284A.1

Martinez Torres, L.M., 1989. El Manto de los Marmoles (Pirineo occidental): geologia estructural y evolucion geodinamica (Thesis). Universidad del Pais Vasco, Leioa.

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin; the example of the Arzacq-Mauleon rift system (western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. Geol. Rundsch. 103, 1569–1596. doi:10.1007/s00531-014-1023-8

Mendia, M.S., 1987. Estudio petrológico de las rocas metamórfica prealpinas asociadas a la Falla de Leiza (Navarra). (Tesis de Licenciatura). Universidad del País Vasco, UPV/EHU.

Mendia, M.S., Gil Ibarguchi, J.I., 1991. High-grade metamorphic rocks and peridotites along the Leiza Fault (Western Pyrenees, Spain). Geol. Rundsch. 80, 93–107.

Mendia, M.S., Ibarguchi, J.I.G., 1991. High-grade metamorphic rocks and peridotites along the Leiza Fault (Western Pyrenees, Spain). Geol. Rundsch. 80, 93–107. doi:10.1007/BF01828769

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, 257–273.

Negro, F., Beyssac, O., Goffe, B., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., 2006. Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. J. Metamorph. Geol. 24, 309–327. doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00639.x

Paris, J.-P., Vernet, R., Bixel, F., Icole, M., Choukroune, P., Pyolle, J., 1975. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Montréjeau (1054), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Pasteris, J., Wopenka, B., 1991. Raman-Spectra of Graphite as Indicators of Degree of Metamorphism. Can. Mineral. 29, 1–9.

Pasteris, J.D., 1989. In situ analysis in geological thin-sections by laser Raman microprobe spectroscopy; a cautionary note. Appl. Spectrosc. 567–570.

Perkowitz, S., 1993. Techniques of Physics, Techniques of Physics. Academic Press, Boston. doi:10.1016/B978-0-12-550770-7.50001-1

Pesquera, A. [b1] (analytic), Velasco, F. (analytic), 1988. Metamorphism of the Palaeozoic Cinco Villas massif (Basque Pyrenees): illite crystallinity and graphitization degree

(English). Métamorphisme Massif Paléozoïque Cinco Villas Pyrén. Basqu. Cristal. Illite Degré Graph. Fr. 52, 615–625.

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Eichène, P., 2001. L'olistostrome coniacien de Lordat (Pyrénées ariégeoises) et son équivalent latéral de Vicdessos, témoins d'un nouveau bassin d'avant-pays au front nord de la Haute Chaîne Primaire. Geodin. Acta 14, 289–306. doi:10.1016/S0985-3111(01)01068-3

Ravier, J., 1959. Le metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees. Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser. 38.

Revelli, N., 2013. Structuration de la Zone Nord-Pyrénéenne dans la région de Bessède de Sault, Pyrénées Orientales. (Stage de Master Recherche). Université d'Orléans.

Sadezky, A., Muckenhuber, H., Grothe, H., Niessner, R., Pöschl, U., 2005. Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: Spectral analysis and structural information. Carbon 43, 1731–1742. doi:10.1016/j.carbon.2005.02.018

Sagon, J.-P., Azambre, B., 1986. La cristallinité de l'illite : un marqueur des transformations métamorphiques dans le Crétacé de la zone nord-pyrénéenne occidentale. 11e R.S.T., Clermont-Ferrand, Soc. géol. Fr. édit., Paris, p. 162.

Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Ciszak, R., Marty, F., Tambarreau, Y., Villatte, J., Crochet, B., Taillefer, F., Cosson, J., 1984. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Lavelanet (1076), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. Comptes Rendus - Géoscience 348, 257–267. doi:10.1016/j.crte.2015.10.010

Ternet, Y., Azambre, B., Crouzel, F., Mirabail, H., Charitat, P., Rey, E., Bouvier, A., Médiavilla, F., Debroas, E.-J., Gatinot, F., 1989. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bagnères-de-Bigorre (1053), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Ternet, Y., Barrère, P., Dallas, S., Debon, F., Debroas, E.-J., François, J.-M., Pouget, P., 1995. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Campan (1071), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Thiebaut, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Fondecave-Wallez, M.J., 1988. Metamorphisme et halocinese cretaces dans les evaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyreneen (Haute-Garonne et Ariege, France). Cretac. Metamorph. Salt Tecton. Betchat Evaporites North. P 307, 1535–1540.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems; insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. Tectonics 33, 1239–1276. doi:10.1002/2014TC003529

Tuinstra, F., Koenig, J.L., 1970. Raman Spectrum of Graphite. J. Chem. Phys. 53, 1126–1130. doi:10.1063/1.1674108

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 408, 296–306. doi:10.1016/j.epsl.2014.10.014

Van Zuilen, M.A., Lepland, A., Arrhenius, G., 2002. Reassessing the evidence for the earliest traces of life. Nature 418, 627–630. doi:10.1038/nature00934

Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., 2013. Pre-orogenic exhumation of the north Pyrenean Agly Massif (eastern Pyrenees, France). Tectonics 32, 95–106. doi:10.1002/tect.20015

Walgenwitz, F., 1977. Etude pétrologique des roches intrusives triasiques, des écailles du socle profond et des gites de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre espagnole). (Thesis). Université de Besançon, Besançon.

Wallez, J.-P., 1974. Stratigraphie et structure de la partie méridionale du pays de Sault (Aude) (Thèse de 3e cycle). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Wopenka, B., Pasteris, J.D., 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite : applicability of Raman microprobe spectroscopy. Am. Mineral. 78, 533–557.

Yui, T.F., Huang, E., Xu, J., 1996. Raman spectrum of carbonaceous material: A possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. J. Metamorph. Geol. 14, 115–124. doi:10.1046/j.1525-1314.1996.05792.x

# CHAPITRE V

# Le Bas-Agly : unité allochtone dans la terminaison orientale de la Zone Interne Métamorphique

Ce chapitre est dédié à la terminaison orientale de la ZNP. Les observations effectuées dans la Nappe des Marbres, permettent de mieux comprendre le comportement des unités métamorphiques lors de la phase de convergence et l'inversion du domaine. De plus l'apport des données structurales et des données de thermicité, notamment pour le synclinal du Bas-Agly nous amènes à repenser le modèle géodynamique de ce secteur. Ce travail de réflexion sur la position septentrionale de l'unité du Bas-Agly déterminée comme une unité intégrante de la ZIM, fera l'objet d'une publication scientifique, dans la revue *Geology* ou *Terra Nova*.

**The role of inherited extensional structures during shortening: the allochthonous Bas-Agly syncline and the Pyrenean Internal Metamorphic Zone**

M. Ducoux1,2,3, L. Jolivet1,2,3, T. Baudin1,2,3, C. Gumiaux1,2,3, F. Cagnard2

1 Univ. d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

2 BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

3 CNRS/INSU, UMR 7327, 45071 Orléans, France

## V.1 Abstract

Inherited structures play an important role during mountain building, especially during the early stages of shortening in intra-continental collisional contexts. The Pyrenean belt experienced a Early to Late Cretaceous hyper-extensional event associated with a HT/LP metamorphism prior to a major collisional event in the Late Cretaceous and Eocene. The Pyrenean Internal Metamorphic Zone (IMZ), which belongs to the North Pyrenean Zone (NPZ), forms a few kilometres wide strip from the Agly in the east, to the Nappe des Marbres in the west. The IMZ recorded a HT-LP metamorphic event between 105 and 85 Ma during an episode of crustal hyper-extension and associated exhumation of continental mantle. In the east of the Pyrenees, the highest paleotemperatures are measured in the Boucheville Basin, south of the Agly Paleozoic Massif. Maximum temperatures (Tmax) estimated with the RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materiels) method in the Bas-Agly Syncline, north of the Agly Massif, are around 550°C with a lateral thermal gradient. Such Tmax are mainly observed in the IMZ which is bounded by two major crustal faults and localized between the Axial Zone and the north-Pyrenean massifs, like in the Boucheville Basin. Moreover, the Saint-Paul-de-Fenouillet Syncline, which corresponds to the cover of the Agly Massif in the north, is characterized by lower Tmax below 250°C. The two synclines fringing the Agly Massif to the north thus show a large temperature gap associated with the thrust contact of the Bas-Agly Syncline on top of the Saint-Paul-de-Fenouillet Syncline, a thrust that connects with the North Pyrenean Frontal Thrust further north. As Tmax in the Bas-Agly Syncline are also higher than in the Paleozoic cover of the Agly Massif, we propose that it corresponds to a frontal outlier of the IMZ, initially part of the Boucheville Basin, thrusted on top of the Agly Massif and the Saint Paul de Fenouillet Syncline. This emphasizes the allochthonous position of the IMZ,

corresponding to the former hyper-extended rift domain, and suggests a larger amount of horizontal shortening in the Eastern Pyrenees, as previously suggested.

## V.2 Introduction

Inherited structures and the thermal state of the continental lithosphere before collision play important roles in the structural style of collisional orogens during horizontal shortening (e.g. Watts et al., 1995; Mouthereau et al., 2013). The Pyrenean orogeny is a typical example of an intracontinental mountain belt built from the shortening of an aborted rift, with an Albo-Cenomanian rifting event led to crustal thinning and associated mantle exhumation (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012, 2013; Clerc and Lagabrielle, 2014; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014; Lagabrielle et al., 2016; Clerc et al., 2016). This major crustal thinning episode was associated with a HT-LP metamorphic event observed within narrow stripes on the south edge of NPZ forming the so-called Internal Metamorphic Zone (IMZ), where pre-rift to syn-rift sediments display a HT-LP metamorphism up to 600°C and below 4kbar (Bernus-Maury, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Vauchez et al., 2013; Clerc et al., 2015). The NPZ domain is limited by major crustal faults, the North Pyrenean Frontal Thrust in the north and the North Pyrenean Fault (NPF) along the southern rim, considered as a major discontinuity between two lithospheric plates and assumed to be active since the end of the Variscan orogenic cycle (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976; Choukroune and Mattauer, 1978; Choukroune and ECORS Team, 1989). The precise evolution from the rifting stage to the present-day situation remains however unclear because the Cretaceous hyper-extended rift basins and their coeval high-temperature metamorphism have been most of the time intensely shortened and syn-rift structures are then difficult to assess. In addition, pre-rift sediments are composed of thick layers of Triassic evaporites that played an important role during the Cretaceous extension involving salt tectonics and also during the Pyrenean shortening acting as a décollement layer (Canérot, 1988; Canérot et Lenoble, 1993; James & Canérot, 1999 ; Canérot, 2008 ; Ferrer et al., 2009 ; Jammes et al., 2009 ; 2010b). Furthermore, extension in eastern part of the Pyrenean belt led to intense crustal boudinage associated with a decoupled sedimentary cover (Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2016). Shortening rates in the eastern part of the Pyrenean belt has probably been underestimated because the late Neogene uplift and erosion removed large parts of the upper crust (Vergés and Garcia-Senz, 2001).

This paper presents new Tmax and structural data focused on the Eastern Pyrenees, allowing us to proposethat the IMZ overthrusted the Agly North Pyrenean Massif and its sedimentary cover and that the Bas-Agly Syncline may correspond to a northern klippe of the IMZ. This suggest also that the amount of shortening in the Eastern Pyrenees may be much

larger than classically proposed. In this work, we describe the succession of events that produce the present-day Pyrenees geometries, from the rifting stage to the Cenozoic main horizontal shortening showing how the syn-rift geometry was reworked and how it controlled the finite structure of the belt.

## V.3 Geological setting of the Agly area

The eastern part of the North Pyrenean Zone (NPZ) exposes remnants of HT-LP metamorphic rocks formed during an extensional event and localised within shortened Mesozoic basins sandwiched between the Axial Zone and the North Pyrenean Massifs (defining the IMZ) (Figure V-1). In the study area, the Agly Massif corresponds to the easternmost Variscan basement unit in the NPZ (Figure V-1). It is bounded by the Boucheville Basin to the south and the Saint-Paul-de-Fenouillet and Bas-Agly synclines to the north (Figure V-2a). The Agly Massif corresponds to a N110°E orientated half-dome divided in two parts, with i) a western part composed of high grade gneisses, with a Precambrian protolith age (Vitrac-Michard and Allègre, 1975); ii) an eastern part corresponding to a micaschist cover, Ordovician to Devonian in age (Berger et al. 1993), affected by a HT-LP Variscan metamorphism (e.g Olivier et al., 2004). The Variscan deformation is attributed to a transpressional doming coeval with distributed mylonitic bands development (Olivier et al., 2004; Olivier et al., 2008) or to a late Variscan extensional event with the occurrence of a detachment fault at the interface between the two units (Bouhalier et al., 1991). For some authors, the mylonitic extensional deformation should be partly attributed to a crustal thinning event during the Cretaceous rifting (Passchier, 1984; Costa and Maluski, 1988; St Blanquat et al., 1990; Paquet and Mansy, 1991; Vauchez et al., 2013; Clerc et al., 2016). This massif is intersected by numerous N110°E trending "Alpine" faults that display down-dip stretching lineations related to doming (Olivier et al., 2004). The Agly basement was also affected by an hydrothermal alteration as revealed by the 98±2 Ma albitization within the St. Arnac pluton (Poujol et al., 2010).

In the whole area, the Mesozoic sedimentary cover is characterized by shallow marine Triassic deposits, carbonates, clays and evaporites (Keuper facies) surrounded by Liassic to late Aptian by shallow marine limestones. The Albian period is marked by the opening of large E-W troughs corresponding to Saint-Paul-de-Fenouillet, Boucheville and Bas-Agly Synclines (Figure V-2), filled by "Black Flyschs" (Berger et al., 1997). Early-Cenomanian deposits are transgressive on older sequences (Debroas 1990; Debroas in Ternet et al., 1997). From Turonian to early-Coniacian, the flysch was continuously deposited in the widening basins and it overlapped the northern part of Axial Zone and the North Pyrenean Massifs (Debroas, 1987; 1990). The Pyrenean compression was responsible for the structural inversion of the basins from the Santonian to the Eocene (Bessière et al., 1989). From Miocene to Present, the eastern part of the Pyrenean range is characterized by the development of extensional structures that

intersect Variscan and Cretaceous-Eocene structures during the opening and subsidence of the Gulf of Lion (Berger et al., 1993).

The Boucheville Basin is a large synclinorium (Choukroune, 1970, Chelalou et al., 2016) that shows evidence of early extensional ductile deformation coeval with the rifting event (Chelalou et al., 2016). The Boucheville syncline and the eastern part of the Agly massif are separated from the Axial Zone by the sub-vertical North Pyrenean Fault (NPF) (Figure V-2a). To the northeast of the Agly massif, the Bas-Agly syncline, is thrust northward above the eastern part of the Saint-Paul-de-Fenouillet syncline (Figure V-2a). To the north, the Saint-Paul-de-Fenouillet syncline is limited by the south-dipping North Pyrenean Frontal Thrust (NPFT) (Figure V-2a). The northern border of the Agly Massif shows a décollement of the pre-rift cover (Durand-Delga, 1964; Légier et al., 1987; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2016) with tectonic lineations and drag folds indicating a top to the NNE displacement (Légier et al., 1987; Vauchez et al., 2013).

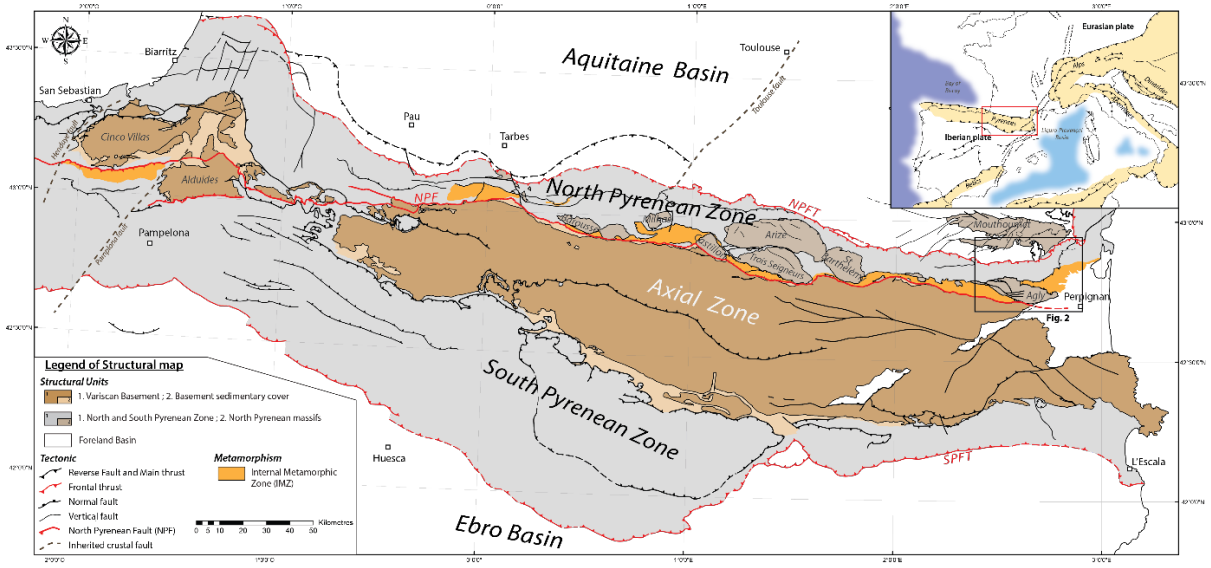


*Figure V-1: Simplified structural map of the Pyrenean belt. Only main "alpine" thrusts and faults are represented: North-Pyrenean Frontal Thrust (NPFT), South-Pyrenean Frontal Thrust (SPFT), and North-Pyrenean Fault (NPF). The Internal Metamorphic Zone (IMZ, orange in the figure) is located in the North Pyrenean Zone (NPZ) and crops out along the strike of the belt. The study area is located in the eastern part of this belt.*

## V.4 Thermal structure of the eastern part of the IMZ

To complete the works of Clerc et al. (2015) and Chelalou (2015) we sampled additional Mesozoic rocks of the Bas-Agly and the St Paul de Fenouillet Synclines for determining the maximum recorded temperatures with the RSCM method (Beyssac et al. 2002a). The eastern part of NPZ has been extensively studied and numerous studies propose temperature estimates for the HT-LP Pyrenean metamorphic event (e.g Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990; Clerc et al., 2015; Chelalou, 2015; Chelalou et al., 2016). The Boucheville Basin is largely affected by this HT-LP metamorphism and recorded rather homogeneous temperatures comprised between 530 and 580°C (Golberg et Leyreloup, 1990; Chelalou et al., 2016) (Figure V-2a). Locally, in the southern edge of the basin, within pre-rift Jurassic sediments, Tmax are below 500°C (Chelalou et al., 2016). The eastern part of the Agly Massif, made of Ordovician to Devonian metasediments, experienced temperatures of 351±12°C and 351±3°C (Clerc et al., 2015) close to the contact with the Bas-Agly syncline (Figure V-2a). These temperatures show that the Cretaceous thermal event has not affected or not exceeded 350°C in upper part of the Agly Massif. Remnants of the metamorphic Mesozoic cover lying on the central-western part of Agly basement (Berger et al., 1993; Fonteilles et al., 1993), more precisely in the Serres de Vergès area, correspond to Jurassic and Lower Cretaceous brecciated metasediments with a Tmax of 424± 32°C (Figure V-2a). This Tmax confirms that the Mesozoic sedimentary cover of the Agly Massif has recorded metamorphic conditions higher than that of the Paleozoic basement cover, which shows temperature lower than 350°C. The central part of the Bas-Agly syncline shows temperatures higher than 550°C (Chelalou, 2015). The highest Tmax estimated in this syncline correspond to respectively 570 ± 27°C and 566 ± 15°C in Valanginian to Aptian metacarbonates. A Tmax of 534 ± 19°C is recorded in black Albian marbles that correspond to the central part of the syncline (Figure V-2a). To the south, close to the contact with the Agly Massif, Tmax decrease around 350°C with a local Tmax of 494°C ± 7°C in anhydrite-rich Upper Triassic sediments (Vauchez et al., 2013). Intermediate temperatures comprised between 450 and 400°C (Golberg and Leyreloup, 1990) indicate a progressive decrease of metamorphism intensity toward the south (Figure V-2a). In the Bas-Agly, the highest temperatures are thus recorded in the central part of the syncline.

Contrary to the Bas-Agly syncline, the Saint-Paul-de-Fenouillet syncline, composed of Albian marls, shows a low grade metamorphism with Tmax comprised between 200 and 290°C (Chelalou et al., 2016). In the eastern part of this basin, close to the contact with the Bas-Agly

syncline, we also obtained Tmax lower than 200°C (Figure V-2a) confirming that the whole basin has not been heated, a major difference with the Bas-Agly syncline.

Available temperature estimates can be compiled on a map of the distribution of metamorphism in the eastern part of the IMZ (Figure V-2b). This map shows a clear contrast in temperature between the Boucheville and the Bas-Agly Basins on the one hand, and the St Paul de Fenouillet Basin on the other hand. Both the Bas-Agly and the Boucheville Basins show lateral temperature gradients within the sediments that cannot be attributed to differential burial.

The thermal gap (>250°C) observed between the Bas Agly and St-Paul de Fenouillet synclines corresponds to the Tautavel fault connected to the North Pyrenean Frontal Thrust to the north (Figure V-2).

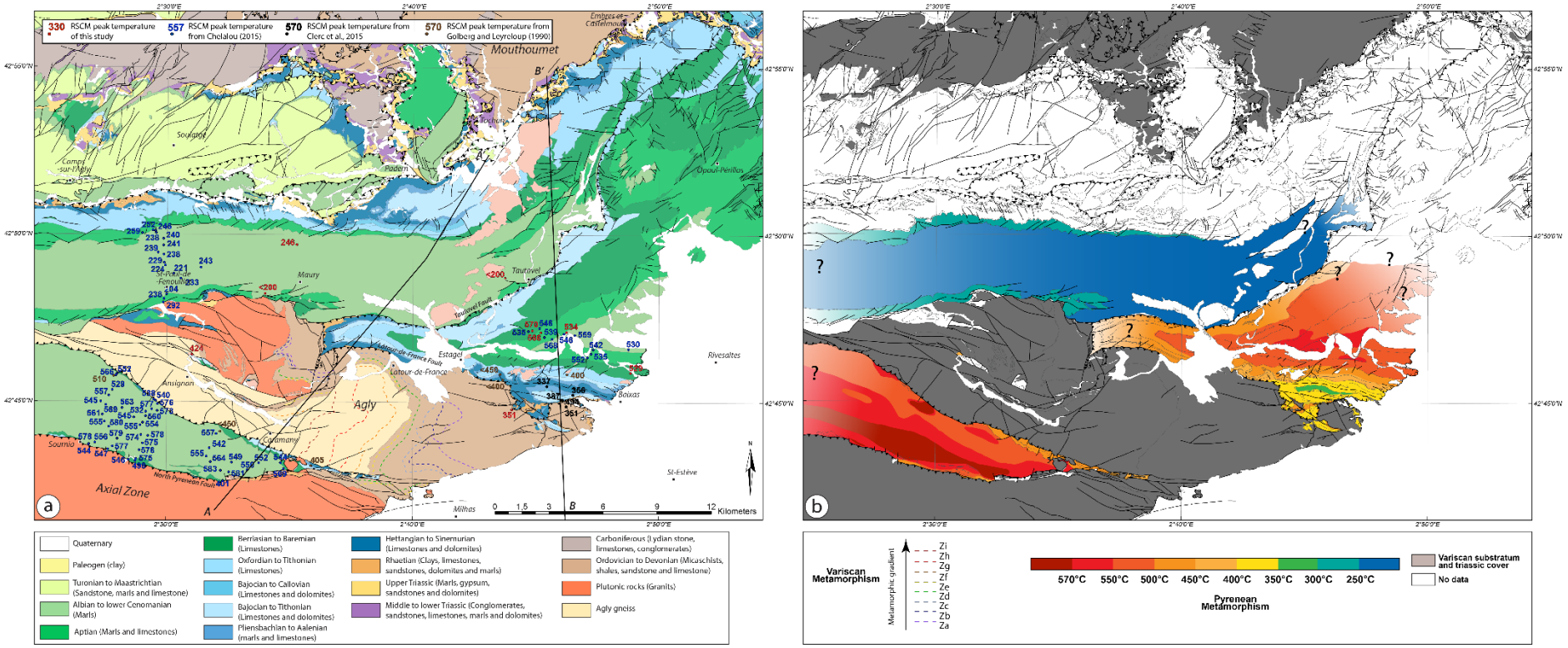


*Figure V-2: a) Geological map of the eastern part of the North Pyrenean Zone (localisation on figure 1) (after Crochet et al., 1989; Berger et al., 1997; Bles and Berger, 1982; Fonteilles et al., 1993) with Tmax measured with Raman spectrometry (Chelalou, 2015 (in blue); Clerc et al., 2015 (in black) and this study (in red)) and thermobarometry estimates (Golberg and Leyreloup, 1990). B) Isometamorphic map of the HT-LP metamorphism distribution in the eastern part of the North Pyrenean Zone.*

### V.5 Tectonic consequences of the IMZ thermal structure

The juxtaposition of tectonic units with contrasting metamorphic grade in mountain belts implies major tectonic contacts. In the IMZ it has been shown that lateral temperature gradients exist within the different basins that cannot be attributed to differential burial. This is in particular the case of the Nappe des Marbres Basin in the western part of the Pyrenean belt (Ducoux et al. submitted). Such lateral gradients also exist in the Bas-Agly and the Boucheville Basins (Figure V-2). The temperature gap between the Bas-Agly and the St-Paul de Fenouillet basins is abrupt and corresponds to a thrust fault that has long been recognized. Similarly temperatures recorded within the Bas-Agly Basin are hotter than the ones of the Paleozoic cover of the Agly Massif on the top of which it presently rests. The overall geometry of the area should then be reconsidered.

The geological cross section of figure V-3 shows the structure of the eastern part of the IMZ and its relationships with NPZ and the Agly basement (Figure V-3). The Boucheville Basin corresponds to an asymmetric synform (e.g. Choukroune, 1976; Chelalou et al., 2016) limited by two steeply-dipping major faults, including the NPF to the south. These faults affect both the basement and the IMZ (Figure V-3a) and can be extended eastward within the Agly Massif where they offset Variscan metamorphic isograds (Figure V-2a). Such steeply-dipping faults are intersected by late normal faults linked to the formation of grabens filled by Miocene-Quaternary sediments (Figure V-2a and V-3b). Variscan structures within the Agly Massif have been deformed during the Pyrenean compression, and are affected by WNW-ESE striking reverse faults (Olivier et al., 2004).

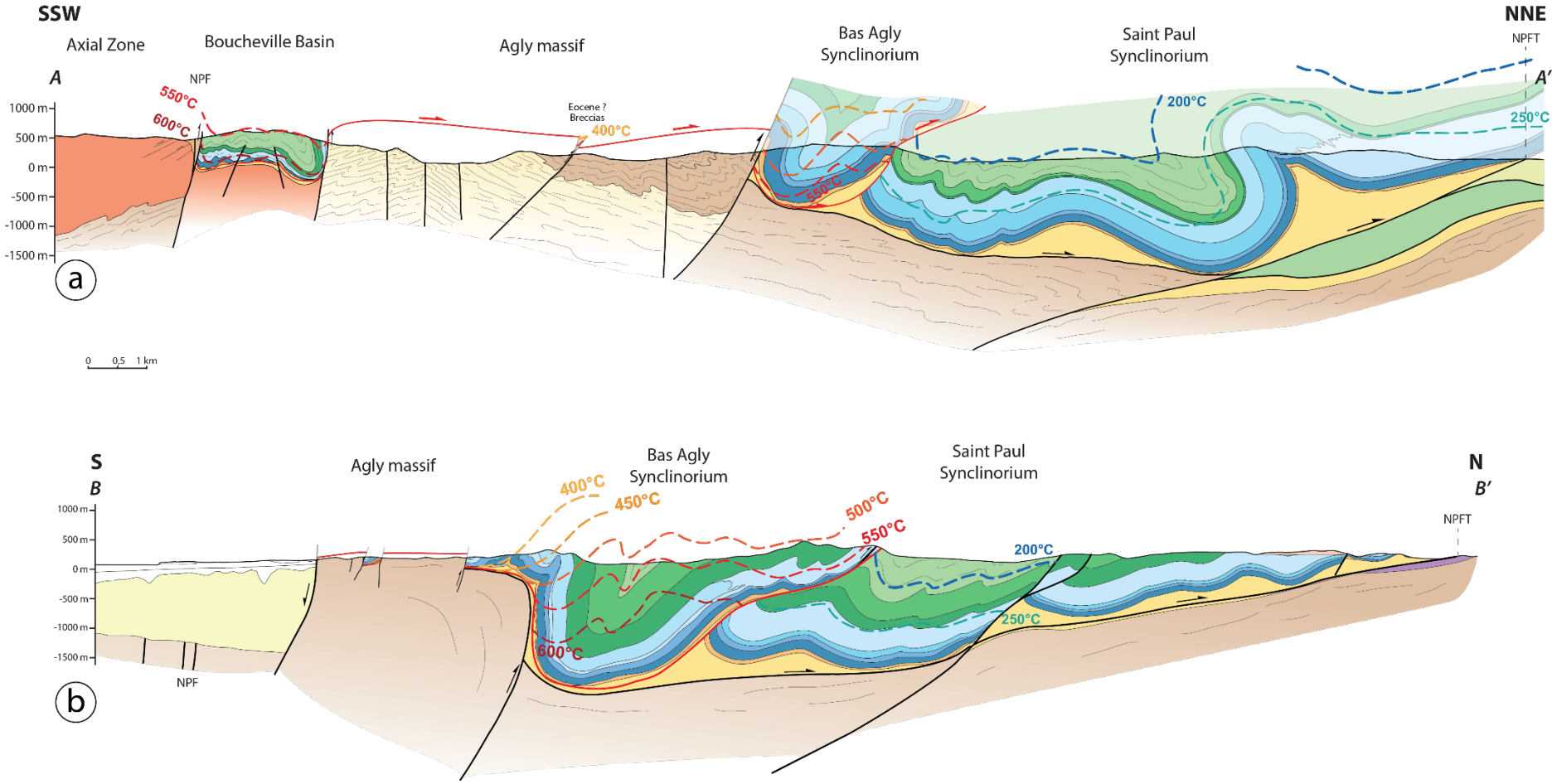


*Figure V-3: Geological cross sections through the eastern part of the IMZ illustrating the relationships between the Bas-Agly syncline and surroundings units. Legend is similar to Figure V-2.*

West of Latour-de-France, the contact between the Bas-Agly syncline and the Agly massif is overturned and faulted (Latour-de-France Fault) while, in the eastern part of this syncline, the Bas-Agly rests horizontally on the top of the Paleozoic series (Figure V-2a). The northern limb of the Bas-Agly syncline overthrusts the St-Paul de Fenouillet Syncline by the Tautavel Fault that extends and connects with the NPFT further north (Figure V-2a).

Isograds of metamorphism are represented on the geological cross sections and show the distribution of HT-LP Cretaceous metamorphism in the eastern NPZ (Figure V-3). In the Boucheville Basin, temperature isograds are clearly intersected by the faults that bound the basin (Figure V-3a). Temperature isograds in the Bas-Agly syncline clearly intersect the bedding. Moreover, a large gap of temperature across the Tautavel Fault is illustrated on both geological cross sections (Figure V-3). Folding observed in the Mesozoic sedimentary cover results mainly from the late compressional event. Temperature isograds are overturned, intersected and shifted by late deformational structures and faults.

## V.6 Discussion and interpretation

### V.6.1 Distribution of metamorphism

It is largely admitted that the regional HT-LP that affects the NPZ is coeval with a major Cretaceous crustal thinning event (Ravier, 1959; Bernus-Maury, 1984; Azambre and Rossy, 1976; Golberg and Leyreloup, 1990; Dauteuil and Ricou, 1989; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015). In the Boucheville basin, the geothermal gradient during this HT metamorphic event has been estimated between 70 and 80°C/km (Chelalou et al., 2016), a figure similar to the central part of the IMZ (Vacherat et al., 2014). Clerc et al. (2015) propose even a geothermal gradient close to 100°C/km. Lateral thermal gradients are observed in the Bas-Agly syncline and in the Boucheville Basin where isograds clearly intersect early folding structures. Recently Ducoux et al. (submitted) have shown in the occidental part of the IMZ (Nappe des Marbres) similar thermal variations with isograds intersecting early folds thus suggesting an episode of salt tectonic within the Cretaceous basin during extension or earlier. This thermal gradient in Bas-Agly syncline may correspond to an early structuration or to the configuration of the hyperextended crust and the localisation of the heat flow. The early thermal gradient associated with the late Pyrenean compressional deformation explain the complexity of the thermal structure.

### V.6.2 A thrust at the base of the Bas-Agly Syncline

The contact between the Agly massif and the Bas Agly syncline has been interpreted as the result of basal truncation of a detached Mesozoic cover (Durand-Delga, 1964; Légier et al., 1987) and recently reinterpreted as an extensional detachment, the Agly Massif being in the position of a metamorphic core complex (Vauchez et al., 2013; Clerc and Lagabrielle, 2014). Extensional deformation near the contact in the Mesosoic cover is expressed by boudinage and drag folds (Clerc et al., 2016). In this interpretation, the Bas-Agly syncline corresponds to the sedimentary cover of the Agly Massif, decoupled via a décollement layer in Upper Triassic sediments (Vauchez et al., 2013; Clerc et al., 2016). EBSD and field study in carbonate layers of the base of the Bas-Agly syncline suggest that this N- to NE trending ductile shearing was developed at a temperature around 400°C (Vauchez et al., 2013), which is comparable to the Tmax observed in the Bas-Agly Syncline. In addition, Vauchez et al (2013) show that the mylonitic fabric observed in Mesozoic limestones was later folded by EW-trending folds north of the Agly massif during the Pyrenean shortening. This décollement layer, along which the assumed thrust has propagated, is marked by cataclastic breccias containing clasts of ductilely deformed Mesozoic marbles that show high temperatures. These breccia are observed at several places at the base of the pre-rift sedimentary sequence, directly above the Paleozoic basement of the Agly Massif, which confirms large displacement along the Triassic décollement level (Clerc et al., 2016). These observations and the temperature higher than 400°C in marble clasts in the Serre de Vergés area confirm that the breccia is a post-metamorphic event. We then assume that the high temperature is coeval with mantle exhumation and that the Agly Variscan basement was affected by low to medium grade metamorphism. So, the presence of Mesozoic sediments affected by HT metamorphism on the Agly Massif that show low grade Creatceous metamorphism, imply that the whole of metamorphic unit show a northward displacement.

The extensional model of Vauchez et al (2013) does not easily explain the thermal imprint in the central part of the syncline and their interpretation raises several other questions. The main question concerns the cover of the Agly Massif. A section along the northern margin of the Agly Massif further west, near Maury, suggests that the St-Paul de Fenouillet Basin may be the detached and poorly metamorphosed Mesozoic cover of the Paleozoic basement. Low temperatures in the St-Paul de Fenouillet Basin fit this interpretation. When moving east, this sedimentary cover is substituted by the Bas-Agly Syncline that is more intensely metamorphosed and the contact between the St-Paul de Fenouillet Syncline and the Bas-Agly Massif corresponds to a well-characterized thrust that connects to the north with the North

Pyrenean Frontal thrust. Then, two hypothesis can be proposed: (1) the Bas-Agly Syncline may be the eastern equivalent of the St-Paul de Fenouillet Basin with a higher metamorphic grade and the two basins were carried along the basal decollement until they got into close contact or (2) the Bas-Agly Syncline is not the cover of the Agly Massif and corresponds to displaced outliers of more internal units.

The second questions arises about the significance of the observed ductile deformation at the base of the Bas-Agly Syncline. The N-NE trend of stretching lineations and calcite fabrics near the base of the Bas-Agly Syncline described by Vauchez et al. (2013) attests for a northward displacement of the metamorphic unit corresponding to the current Bas-Agly syncline but it does not prove that it corresponds to an extensional deformation. In metamorphic core complexes the upper unit, above the main detachment, shows a lower grade metamorphism than the lower unit, below the detachment (Crittenden et al., 1980; Davis and Lister, 1988). Here, the large thermal contrast between the Bas-Agly Syncline and the Paleozoic basement underneath is opposite and thus more compatible with a thrust than with a detachment.

We thus propose an alternative interpretation whereby the Bas-Agly Syncline may correspond to a northern klippe of the IMZ thrusted over the Agly Massif and its cover during the Pyrenean shortening. In this interpretation, the Bas-Agly would connect above the Agly Massif with the more internal Boucheville Basin where high temperatures are recorded. The HT-LP metamorphism during the Cretaceous would be confined south of the Agly Massif, like further west in the Aulus Basin for instance. Late horizontal shortening may have induced the detachment of the metamorphic cover from its original basement and its transport to the north.

This interpretation explains the distribution of metamorphism the observed temperature contrasts recorded within the different basins. However some debatable issues can be addressed. The first one is that one can always argue that the St-Paul de Fenouillet Basin is not metamorphic at the longitude of Maury but was affected by the high temperature further east and that the Bas-Agly is precisely that eastern part. It would explain the distribution of temperatures at the regional scale but then the kinematics of the Tautavel Thrust would bear a significant E-W component to explain the observed overthrusting. The second issue is the continuation of the Tautavel Fault toward the North. If the Bas-Agly Syncline is totally allochthonous on the St-Paul de Fenouillet Syncline, then the whole Mesozoic sediments east of the Tautavel thrust further north would also be allochthonous and their connection with the North Pyrenean Front and the Nappe des Corbières should be reevaluated.

### V.6.3 A 2D model of the IMZ

The figure V-4 presents a series of cross-sections showing a possible evolution of the eastern end of the NPZ during the Pyrenean orogeny. In this sketch, we propose that the Bas-Agly syncline may be allochthonous and was initially part of the same basin as the Boucheville Basin.

The first stage corresponds to the rifting episode, from late Aptian to early Cenomanian. Hyper-extension and mantle exhumation induced HT-LP metamorphism in the pre- and syn-rift sediments and the development of a detachment fault at the base of the basin. This extensional event was responsible of the boudinage of the crust (Figure V-4a), as already proposed by Clerc et al. (2016). IMZ was affected by intense ductile deformation during this episode, especially in the northern part of the Boucheville Basin (Chelalou et al., 2016). The Boucheville, Bas-Agly and Saint-Paul-de-Fenouillet basins are connected and are filled by Albo-Cenomanian flyschs. The Boucheville and Bas-Agly flyschs sediments were deposited above the exhumed mantle and a thinnest crust (Figure V-4a).

The second stage corresponds to the onset of convergence implying the contact between the two hyper-extended margins after the subduction of the exhumed mantle (Figure V-4b). It is difficult to estimate the exact timing of the beginning of such horizontal shortening, but the first evidence of the convergence between Iberia and Eurasia is recorded in the Bay of Biscay in Late Cretaceous time (Campanian to Santonian) (Thinon et al., 2001) and in the South Pyrenean Zone with compressional deformation and development of thrust sheets during the deposition of late Santonian sediments (Garrido-Megias & Rios 1972; McClay et al. 2004). Published plate reconstructions indicate the onset of convergence at ~83Ma ago (Santonian) (Roest and Srivastava, 1991; Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002). A major flat-lying thrust localized at the base of the basin in the Upper Jurassic sediments allowed the northward displacement of the metamorphic unit on top of the Saint-Paul-de-Fenouillet Basin that records only low grade metamorphism. We assume that the inherited detachment at the base of the basin favoured the development of such low-dipping thrusts (thin-skinned tectonics). This decollement plane could have been localised along early salt diapirs. This thrust is probably responsible for the development of breccias localised at the base of the pre-rift cover (Clerc et al., 2016). It is more difficult to estimate the amount and the direction of this general displacement.

The third stage corresponds to the beginning of crustal thickening involving thick-skinned tectonic style and the development of crustal-scale thrust faults (Figure V-4c). The major part of the deformation is then accommodated within the basement. Crustal faults, such as the North Pyrenean Fault, may correspond to inherited structures and heterogeneities formed during the rifting event. These steeply-dipping faults may correspond to flower structures which accommodate a transpressional movement.

The fourth stage represents the exhumation of a basement unit that will form the current Agly massif (Figure V-4d). This uplif may likely occur during the early to middle Eocene, in agreement with published thermochronological data which consistently suggest such a timing: 49±4 to 35±3 Ma in Mauléon Basin (Western Pyrenees) (Vacherat et al., 2014); 50 to 35 Ma for North Pyrenean Massifs in the central Pyrenees (Vacherat et al., 2016); 44 to 35 Ma in the Axial Zone (Fitzgerald et al., 1999)]. A major crustal fault is responsible for this exhumation. The exhumation of the Agly massif caused overturning of the Mesozoic cover and generated the current Bas-Agly syncline.

The fifth stage corresponds to the current structure (Figure V-4e). The Bas-Agly is completely overturned by the uplift of the Agly basement and formed a large syncline. The south part of the section is intersected by normal faulting associated with the opening of Valencia Trough since the middle Oligocene (e.g. Roca et al., 1999; Roca, 2001).

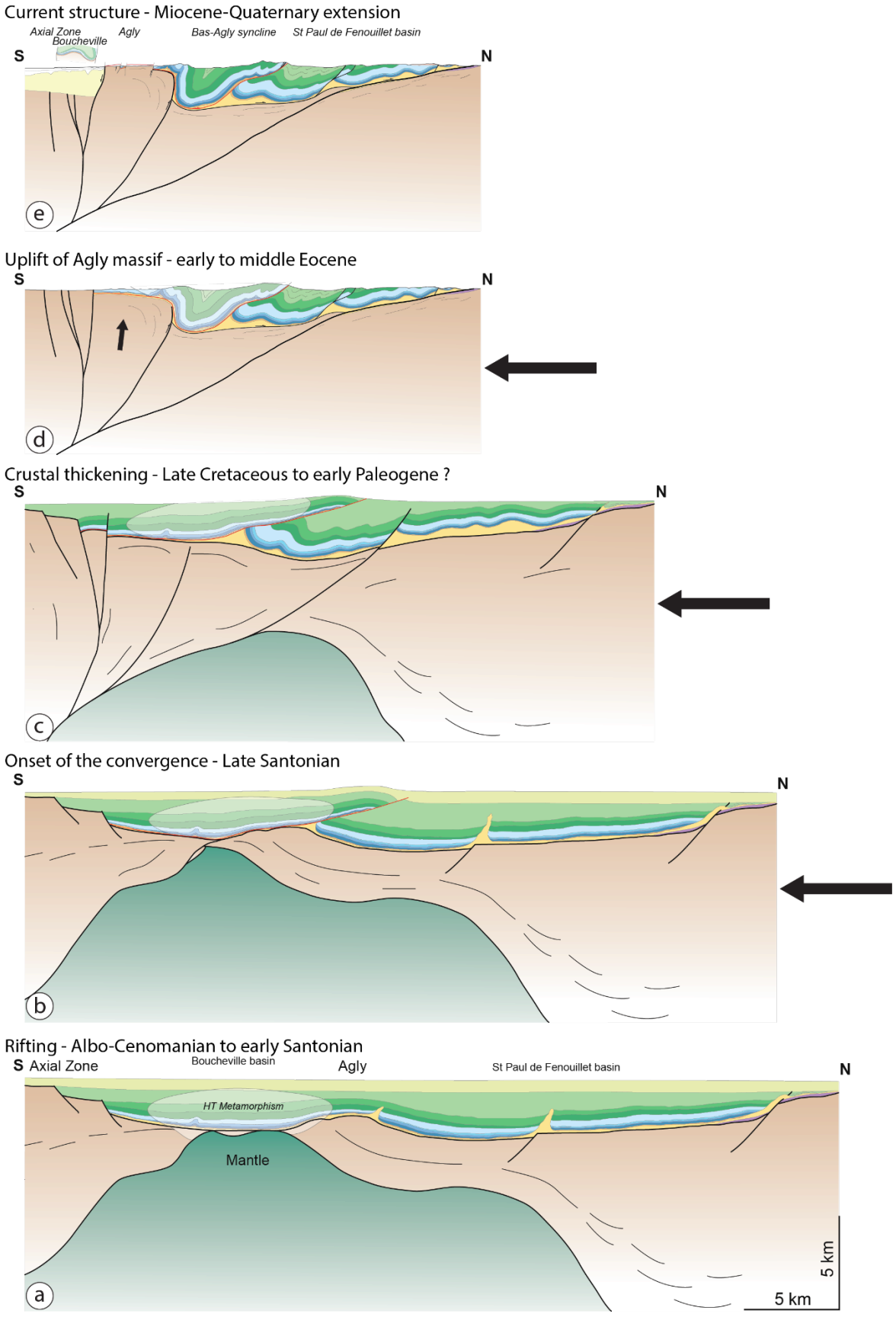


*Figure V-4: Geodynamical model of the eastern part of the NPZ illustrating a structural evolution from the rifting event to the present. The décollmeent plane is represented to red line. The legend is similar to Figure V-2. See text for explanations.*

## V.7 Conclusions

The Bas-Agly syncline is affected by a Cretaceous HT metamorphism with Tmax exceeding 550°C, as for the Boucheville syncline. The remnant Mesozoic sedimentary cover of Agly massif is already affected by the HT metamorphism with temperature higher than 400°C. A strong thermal contrast exists between the Bas-Agly and the Saint-Paul-de-Fenouillet synclines. The Bas-Agly syncline may correspond to an allochtonous unit transposed to the north, during early stages of horizontal shortening (thin skin tectonics). Then the major part of shortening corresponding to the crustal thickening with thick-skin tectonic style and the development of large crustal faults in the basement. The main compressional event during Eocene involves the uplift of the basement that deformed and overturned the early thrust system. From these considerations, it suggests that the amount of horizontal shortening in the eastern part of the Pyrenees, has probably been underestimated.

## V.8 Acknowledgments

This work has received fundings from the Labex Voltaire and from the Institut Universitaire de France. It is a contribution of the Labex VOLTAIRE. This work was realized within the scope of the "Référentiel Géologique de la France" (RGF) funded by the French geological survey (BRGM). We are grateful to S. Janiec and J.G. Badin (ISTO) for the preparation of thin sections, A. Lahfid for precious helpful and advice for the Raman spectrometry.

## V.9 References

Azambre, B., Rossy, M., 1976. Le magmatisme alcalin d'age cretace, dans les Pyrenees occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le metamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. Geol. Fr. S7–XVIII, 1725–1728. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725

Berger, G.M., Bessière, G., Bilotte, M., Viallard, P., 1997. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Tuchan (1078), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Berger, G.M., Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marchal, J.-P., Vautrelle C., 1993. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Rivesaltes (1090), 119 pp., BRGM, Orléans.

Bernus-Maury, C., 1984. Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées (French). Paris 6.

Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Peybernès, B., Tambareau, Y., Villate, J., 1989. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Quillan (1077), 98 pp., BRGM, Orléans.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. J. Metamorph. Geol. 20, 859–871. doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Beyssac, O., Rouzaud, J.-N., Goffé, B., Brunet, F., Chopin, C., 2002. Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. Contrib. Mineral. Petrol. 143, 19.

Bles, J.L., Berger, G.M., 1982. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Leucate (1079), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Bouhallier, H., Choukroune, P., Ballevre, M., 1991. Evolution structurale de la croûte profonde hercynienne : exemple du massif de l'Agly (pyrenees orientales, france). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 647–654.

Canérot, J., 2008. Les Pyrénées: histoire géologique et itinéraires de découvertes, Atlantica-BRGM éditions. ed.

Canérot, J., 1988. Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (zone Nord-Pyrénéenne) au Crétacé inférieur. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 306, 1099–1102.

Canérot, J., Lenoble, J.L., 1993. Diapirisme cretace sur la marge iberique des Pyrenees occidentales; exemple du pic de Lauriolle; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrenees centrales et orientales. Bull. Société Géologique Fr. 164, 719–726.

Chelalou, R., 2015. Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées (phdthesis). Université Rennes 1.

Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Poujol, M., Ringenbach, J.-C., Ballard, J.-F., 2016. New sedimentological, structural and paleo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus - Géoscience 348, 312–321. doi:10.1016/j.crte.2015.11.008

Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. Société géologique de France, Paris.

Choukroune, P., 1970. Contribution a l'etude structurale de la zone metamorphique nord-pyreneenne; tectonique et metamorphisme des formations secondaires de la foret de Boucheville (P.-O.); feuille au 1/50 000 Saint-Paul-de-Fenouillet. Struct. Metamorp 4, 49–63.

Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39.

Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrenees: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. Plate Tecton. Pyrenees Action North. Pyrenean Transform Fault Comp. 20, 689–700.

Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de St Blanquat, M., 2013. Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. Int. J. Earth Sci. 103, 141–163. doi:10.1007/s00531-013-0927-z

Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics 33, 2013TC003471. doi:10.1002/2013TC003471

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Ringenbach, J.-C., Vauchez, A., Nalpas, T., Bousquet, R., Ballard, J.-F., Lahfid, A., Fourcade, S., 2016. Basement – Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. Tectonophysics 686, 82–97. doi:10.1016/j.tecto.2016.07.022

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., de Saint Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 183, 443–459.

Clerc, C., Lahfid, A., Monie, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6, 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015

Costa, S., Maluski, H., 1988. Use of the 40Ar- 39Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthe´le´my massif (Northern Pyrenees, France). Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect. 72, 127–144. doi:10.1016/0168-9622(88)90061-9

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Geol. Soc. Am. 490.

Crochet, B., Villate, J., Tambareau, Y., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Kuhfuss, A., Bouillin, J.-P., Gélard, J.-P., Bessière, G., Paris, J.-P., 1989. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Quillan (1077), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Dauteuil, O., Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute-temperature a l'origine du metamorphisme cretace nord-pyreneen. Circ. High-Temp. Fluids Orig. North Pyrenean Cretac. Metamorph. 3, 237–250.

Davis, G.A., Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; Perspectives from the Southwestern U.S. Cordillera. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 218, 133–160. doi:10.1130/SPE218-p133

de Saint 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. doi:10.1016/0040-1951(90)90284-F

Debroas, E.J., 1990. Le flysch noir albo-cenomanien temoin de la structuration albienne a senonienne de la Zone nord-pyreneenne en Bigorre (Hautes-Pyrenees, France). Bull. Société Géologique Fr. 6, 273–285.

Debroas, E.J., 1987. Le flysch a fucoides d'Uchentein temoin d'un escarpement turono-senonien inferieur de la paleofaille nord-pyreneenne, Pyrenees centrales, France. Fucoidal Flysch Uchentein Indic. Turonian-Low. Senonian Escarpm. Of 3, 77–93.

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.

Ferrer, O., Roca, E., Jackson, M.P.A., Muñoz, J.A., 2009. Effects of Pyrenean contraction on salt structures of the offshore Parentis Basin (Bay of Biscay). Trab. Geol. 29. doi:10.17811/tdg.29.2009.%p

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. Earth Planet. Sci. Lett. 173, 157–170. doi:10.1016/S0012-821X(99)00225-3

Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.-L., Berger, G.M., 1993. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Garrido-Megias, A., Rios Aragues, L.M. (super a), 1972. Sintesis geologica del Secundario y Terciario entre los rios Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lerida). Summ. Mesoz. Tert. Geol. Cinca Segre Rivers Souther 83, 1–47.

Golberg, J.M., 1987. Le metamorphisme mesozoique dans la partie orientale des Pyrenees; relations avec l'evolution de la chaine au cretace. Universite des Sciences et Techniques du Languedoc, Centre Geologique et Geophysique : Montpellier, France, France.

Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contrib. Mineral. Petrol. 104, 194–207. doi:10.1007/BF00306443

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., Zeyen, H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 278, 208–218. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.004

James, V., Canerot, J., 1999. Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentale et de l'Aquitaine méridionale (France). Eclogae Geol. Helvetiae 63. doi:10.5169/seals-168647

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., 2010. Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The example of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). AAPG Bull., 2010b 94, 957–975. doi:10.1306/12090909116

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. Tectonics 28, TC4012. doi:10.1029/2008TC002406

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. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2016. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 290–300. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29, TC4012. doi:10.1029/2009TC002588

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffe, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). Terra Nova 22, 354–360. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x

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 305, 907–911.

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin; the example of the Arzacq-Mauleon rift system (western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. Geol. Rundsch. 103, 1569–1596. doi:10.1007/s00531-014-1023-8

Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la Chaîne des Pyrenées. Essent. Struct. Traits Pyrenees 10, 3–11.

McClay, K., Munoz, J.-A., Garcia-Senz, J., 2004. Extensional salt tectonics in a contractional orogen; a newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. Geol. Boulder 32, 737–740. doi:10.1130/G20565.1

Michard, A.V., Allègre, C.J., 1975. A study of the formation and history of a piece of continental crust by 87Rb-87Sr method: The case of the French oriental Pyrénées. Contrib. Mineral. Petrol. 50, 257–285. doi:10.1007/BF00394853

Mouthereau, F., Watts, A.B., Burov, E., 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. Nat. Geosci. 6, 785–789. doi:10.1038/ngeo1902

Muñoz, J.A., 2002. The Pyrenees. In: GIBBONS, W. & MORENO, M. T. (eds) The geology of Spain. Geological Society, London, p. 370–385.

Olivet, J.-L., 1996. La cinematique de la plaque Iberique. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 20, 131–195.

Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.L., 2004. Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 380, 229–242. doi:10.1130/0-8137-2380-9.229

Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., Sáez, C.M., 2008. Structure and U–Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. J. Geol. Soc. 165, 141–152. doi:10.1144/0016-76492006-185

Paquet, J., Mansy, J.-L., 1991. La structure de l'Est des Pyrénées (transversales du massif de l'Agly) : un exemple d'amincissement crustal. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 913–919.

Passchier, C.W., 1984. Mylonite-dominated footwall geometry in a shear zone, central Pyrenees. Geol. Mag. 121, 429–436. doi:10.1017/S0016756800029964

Pasteris, J., Wopenka, B., 1991. Raman-Spectra of Graphite as Indicators of Degree of Metamorphism. Can. Mineral. 29, 1–9.

Pasteris, J.D., 1989. In situ analysis in geological thin-sections by laser Raman microprobe spectroscopy; a cautionary note. Appl. Spectrosc. 567–570.

Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. J. Geol. Soc. 167, 751–767. doi:10.1144/0016-76492009-144

Ravier, J., 1959. Le metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees. Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser. 38.

Roca, E., 2001. The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution, in Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F., and Crasquin-Soleau, S., eds., Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires Muséum National d'HistoireNaturelle, 186: Paris, 671–706.

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). Tectonophysics 315, 209–229. doi:10.1016/S0040-1951(99)00289-9

Roest, W.R., Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. Geology 19, 613–616. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPBB>2.3.CO;2

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0

Scharf, A., Handy, M.R., Ziemann, M.A., Schmid, S.M., 2013. Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps); a study with Raman microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). J. Metamorph. Geol. 31, 863–880. doi:10.1111/jmg.12048

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 de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Aulus-les-Bains (1086), 146 pp., BRGM, Orléans.

Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P., Olivet, J.-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 561–568. doi:10.1016/S1251-8050(01)01576-2

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems; insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. Tectonics 33, 1239–1276. doi:10.1002/2014TC003529

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R., Radal, J., 2016. Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees. Tectonics 35, 907.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 408, 296–306. doi:10.1016/j.epsl.2014.10.014

Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., 2013. Pre-orogenic exhumation of the north Pyrenean Agly Massif (eastern Pyrenees, France). Tectonics 32, 95–106. doi:10.1002/tect.20015

Verges, J., Fernandez, M., Martinez, A., 2002. The Pyrenean orogen; pre-, syn-, and post-collisional evolution. J. Virtual Explor. 8, 57–76.

Watts, A.B., Lamb, S.H., Fairhead, J.D., Dewey, J.F., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. Earth Planet. Sci. Lett. 134, 9–21. doi:10.1016/0012-821X(95)00095-T

Wopenka, B., Pasteris, J.D., 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite : applicability of Raman microprobe spectroscopy. Am. Mineral. 78, 533–557.

Yelland, A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track studies. Ph.D. thesis, University of London.

## V.10 Supplementary materials

*Raman spectroscopy of carbonaceous materials: analytical method*

Raman spectroscopy of carbonaceous materials (RSCM, Beyssac et al. 2002a; Lafhid et al. 2010) is an analytical method allows characterizing the structural evolution of carbonaceous material (CM), reflecting a transformation from disordered to well-ordered CM during metamorphism (Wopenka and Pasteris, 1993). The relation of this increasing graphitization with temperature was quantified, leading to a tool to determine peak temperatures attained by metamorphic rocks (Beyssac et al., 2002a). Since graphitization is an irreversible process, the RSCM method gives the peak metamorphic temperatures (Pasteris and Wopenka, 1991; Beyssac et al., 2002a). This is the basis of the RSCM geothermometer, which was calibrated in the range between 330 and 650°C by Beyssac et al. (2002a) and extended to the range between 200 and 320°C by Lahfid et al. (2010). In this study, we applied these two calibrations to estimate paleotemperatures in carbonates and pelitic metasedimentary rocks from the Paleozoic to Upper Cretaceous series of the study area. Raman analyses were performed using a Renishaw (Wotton-under-Edge, UK) InVIA Reflex microspectrometer at the BRGM in Orléans. Before each session, the spectrometer was calibrated with silicon standard. The light source was a 514 nm Spectra Physics argon laser. The output laser power is around 20mW, but only around 1mW reached the surface sample through the DMLM Leica (Wetzlar, Germany) microscope with a 100µm objective (NAD0.90). Edge filters eliminated the Rayleigh diffusion, and the Raman light was dispersed using a 1800 gmm.1 grating before being analysed by a Peltier-cooled RENCAM CCD detector. Measurements were performed in situ on polished thin sections cut normal to the foliation and parallel to the stretching lineation (XZ structural planes), when L1 was visible. To avoid the effect of polishing on the CM structural state, the CM particles analysed were below a transparent adjacent mineral, usually calcite or quartz (Pasteris, 1989; Beyssac et al., 2002b; Scharf et al., 2013). Eleven to eighteen points were measured for each sample with 10 to 15 accumulations of 10 seconds acquisition periods. The measured Raman spectra of the carbonaceous material were decomposed for all Raman peaks of carbon by using PeakFit (v4.06) software. This analytical method has been applied on 89 samples in order to characterize the distribution of the recorded maximum temperature (Tmax) in the study area. The entire results are presented in Table V-1 in supplementary materials and Figure V-2.

| Samples | Coordinates | | Localisation | Lithology | Expected age | Number of spectra | Number of used spectra | Raman parameter | | RSCM Temperature | | SE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | X | Y | | | | | | Average | SD | Average | SD | |
| znp831 | 2,733865 | 42,746525 | Calce | Sandstones | Silurian | 16 | 16 | 0,6510692 | 0,02646534 | **351** | 11,7770749 | 2,94426872 |
| znp833 | 2,814163 | 42,764825 | Baixas | White marbles | Cretaceous (Aptian to Valanginian) | 15 | 12 | 0,28701964 | 0,07711764 | **529** | 9,35974293 | 2,70192505 |
| znp834 | 2,770820 | 42,785095 | Cases-de-Pènes | Black marls | Cretaceous (Albian) | 15 | 15 | 0,23950251 | 0,04217952 | **534** | 18,7698868 | 4,84636393 |
| znp835 | 2,753410 | 42,784940 | Cases-de-Pènes | White marbles | Cretaceous (Aptian) | 15 | 15 | 0,16840958 | 0,03417216 | **566** | 15,2066094 | 3,92632967 |
| znp839 | 2,729090 | 42,812110 | Tautavel | Black flysch | Cretaceous (Late Aptian to Albian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| znp841 | 2,747630 | 42,785890 | Cases-de-Pènes | White marbles | Cretaceous (Aptian to Valanginian) | 15 | 14 | 0,15435659 | 0,06403459 | **570** | 27,4263823 | 7,60670982 |
| znp844 | 2,566490 | 42,804090 | Maury | Black flysch | Cretaceous (Late Aptian to Albian) | - | - | - | - | **<200** | - | - |
| znp851 | 2,587920 | 42,828390 | Maury | Black flysch | Cretaceous (Late Aptian to Albian) | 15 | 15 | 0,57230176 | 0,0068461 | **246** | 8,33581118 | 2,15229719 |
| znp852 | 2,517080 | 42,773550 | St Arnac | Breccia | Eocene ? | 19 | 15 | 0,45543748 | 0,11521278 | **424** | 32,3488072 | 8,35242611 |

*Table V-1: RSCM peak temperatures from the eastern part of the IMZ. The parameters RA1Lahfid (Lahfid et al., 2010) and R2Beyssac (Beyssac et al., 2002) are used to estimate temperatures < 320 and > 330°C, respectively. RA1Lahfid, R2Beyssac and T are expressed in terms of mean values and SD of all the data obtained for each of the 9 samples from the eastern part of the IMZ. The total number of spectra and the number of used spectra are detailed. Standard errors (SE) are given for all the temperatures (SD divided by the square root of the number of measurements).*

# CHAPITRE VI
# Synthèse et Discussion générale

L'objectif principal de mon travail de thèse était de comprendre et déterminer l'implication de la ZIM dans le raccourcissement crustal des Pyrénées, pendant la phase de convergence. Ce travail de thèse est basé sur un consensus actuel, qui postule que le rifting pyrénéen est associé à un hyper-amincissement de la lithosphère. En effet, l'ensemble du segment pyrénéen est concerné par la préservation de traces de l'ancien domaine de rifting, dont les témoins sont conservés à la fois en mer (e.g. Bassin de Parentis, Pinet *et al.* 1987 ; Bois & Gariel 1994 ; Jammes *et al.* 2010a, 2010b, 2010c ; Tugend *et al.*, 2014) et à terre dans le cœur de la chaine (Bassins d'Arzacq–Mauléon : Jammes *et al.* 2009 ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Masini *et al.*, 2014 ; Basque–Cantabre : Pedreira *et al.* 2007 ; Roca *et al.* 2011 De Felipe, 2017; Aulus : Lagabrielle & Bodinier 2008 ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Clerc *et al.* 2012 ; Lagabrielle et al., 2016 ; Bassin de Boucheville : Clerc *et al.*, 2016 ; Chelalou *et al.*, 2016). Ce travail de thèse s'est donc penché sur la thermicité du segment pyrénéen, lié au rifting, afin de mieux contraindre la répartition et les conditions de cet amincissement crustal. Il a clairement été mis en avant que la ZIM correspond à un segment associé à des températures très élevées, relativement homogènes à l'échelle de la chaine, ainsi que des gradients de températures au sein même des unités qui constituent l'ensemble de la ZIM (*cf. Chapitre III, IV et V*). En complément de ces résultats sur la thermicité, ce travail de thèse s'est concentré sur la synthèse des différentes structures et déformations observées sur l'ensemble du segment de la ZIM, afin d'identifier les différentes phases de déformation associées à l'orogenèse, généralement décrites au nombre de trois (e.g. Choukroune, 1970, 1972 et 1976). Notre travail effectué sur l'ensemble de la ZNP a permis de mettre en avant ces trois phases de déformation (*cf. Chapitre II et III*), dont la première est associée au rifting (e.g. Clerc et al., 2015). De plus, l'étude structurale a permis de mettre en évidence un niveau de décollement situé à la base des séries sédimentaires de la ZIM, notamment au niveau de la Nappes des Marbres (*cf. Chapitre III*) ainsi que dans la zone du Bas-Agly, et de montrer que la FNP et ses homologues constituent des failles crustales fortement pentées, tardives et associées à la compression et aux mouvements transpressifs senestres (*cf. Chapitre II, III et V*). Ces observations suggèrent deux modes de déformation différents correspondant respectivement à la tectonique thin-skin et thick-skin.

La cartographie de la thermicité du domaine pyrénéen et l'évolution structurale et géodynamique de la ZIM et de la chaîne de manière générale, ont représenté le principal enjeu de ma thèse et constituent le fil conducteur de cette discussion. Dans ce chapitre, les questions scientifiques à l'origine de ce mémoire et présentées à la suite du contexte régional de la chaîne

pyrénéenne (*cf. Chapitre II*) sont discutées à la lumière des résultats obtenus sur l'ensemble du segment structural E-W que constituent les Pyrénées.

## VI.1 Répartition et signification de la thermicité liée au rifting dans le domaine nord-pyrénéen

### VI.1.1 Distribution du métamorphisme à l'échelle de la chaîne

Bien avant la réalisation de ce travail de thèse, il était déjà largement admis que le métamorphisme HT-BP observé dans les métasédiments mésozoïques de la ZNP soit la conséquence de l'évènement de rifting Crétacé (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Golberg, 1987; Golberg and Maluski, 1988; Dauteuil and Ricou, 1989; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc *et al.*, 2015 ; Lagabrielle *et al.*, 2016). De plus, les nouveaux travaux focalisés sur cette période de rifting établissent un quasi-consensus, sur l'aspect des marges et les modalités de l'extension, impliquant des détachements associés à un amincissement extrême ou hyper-amincissement de la croûte continentale ainsi qu'à l'exhumation de manteau sous-continental (Hall et Benett, 1979 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes *et al.*, 2009, 2010c ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Masini *et al.*, 2014 ; Tugend *et al.*, 2014). Cet hyper-amincissement serait donc responsable de la remontée de roches mantelliques, de magmatisme et du métamorphisme de HT-BP, associé aux séries sédimentaires mésozoïques de la ZNP.

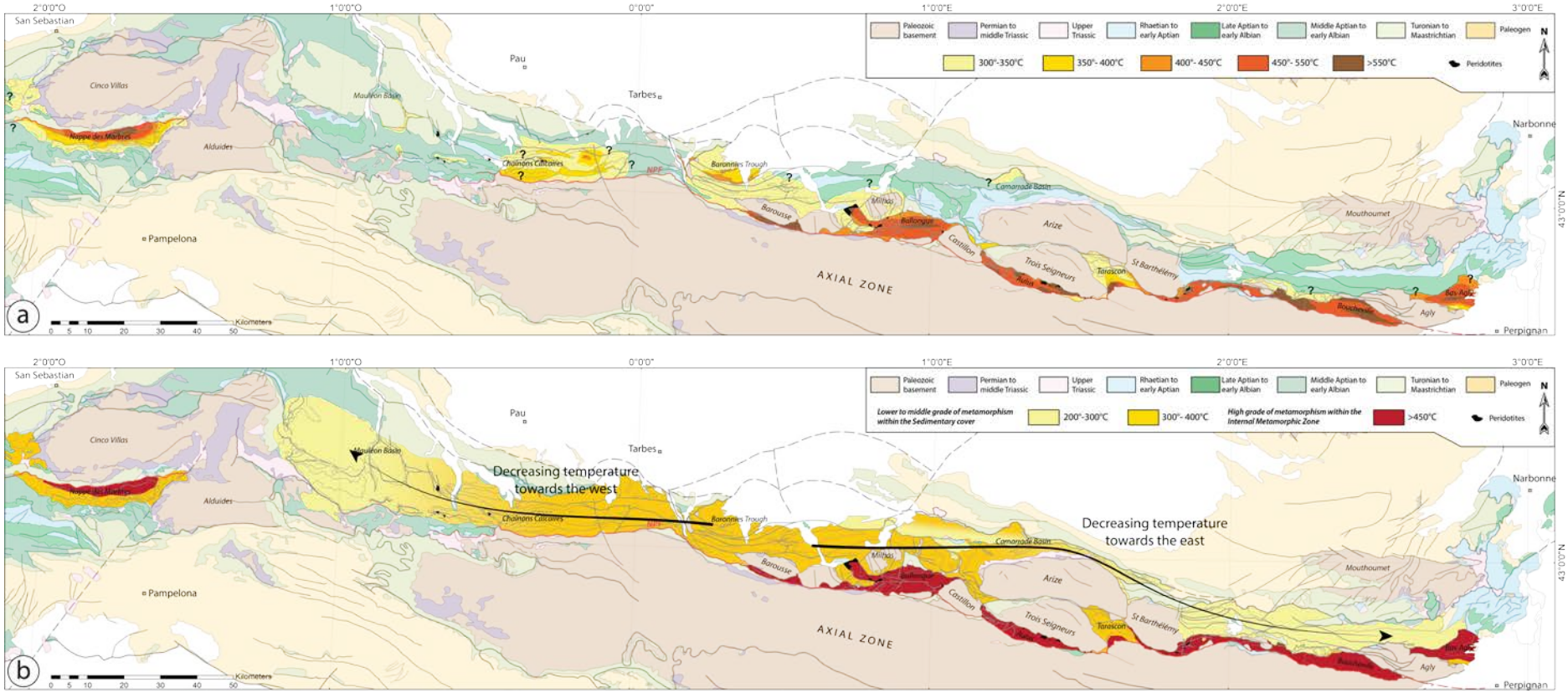


*Figure VI-1 : thermicité du domaine nord-pyrénéen. a) carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques ; les données compilées proviennent de cette étude, des différentes études Raman et de la littérature (Choukroune and Séguret, 1973; Bernus-Maury, 1984;Golberg, 1987; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc et al, 2015) (résultats partie IV.4.2). b) carte de la répartition simplifiée du métamorphisme affichant la variation des températures de premier ordre.*

La distribution des températures liées au métamorphisme HT-BP du domaine nord-pyrénéen a fait l'objet de nombreuses études, indiquant clairement que cet évènement thermique est associé à des températures pouvant atteindre 600°C et des pressions inférieures à 4kbar (Ravier 1959 ; Choukroune 1970 ; Azambre and Rossy, 1976 ; Bernus-Maury 1984 ; Golberg, 1987 ; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Vauchez *et al.*, 2013 ; Clerc *et al.*, 2015 ; Chelalou *et al.*, 2016). Il est classiquement admis qu'il existe un gradient de température à l'échelle de la chaîne, avec une décroissance des températures d'est en ouest (Ravier, 1959; Bernus-Maury, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc *et al.*, 2015). Nos travaux sur la thermicité du segment pyrénéen ont permis de mettre en évidence des températures relativement élevées et homogènes au sein de la ZIM (*cf. Chapitres III, IV et V*), sans gradient de température à l'échelle de la chaîne (Figure VI-1a). En effet, les $T_{RSCM}$ obtenues par la méthode de thermométrie Raman indiquent clairement des températures relativement homogènes supérieures à 450°C et dépassant 550°C autant à l'ouest qu'à l'est, sur une bande longitudinale localisée entre les différents Massifs Nord-Pyrénéens et au niveau de la Nappe des Marbres (Figure VI-1b). Avant nos travaux sur la thermicité et l'apport de nouvelles $T_{RSCM}$, certains secteurs étaient considérés comme affectés par un métamorphisme de moyen grade, notamment les bassins de la Ballongue, de Sarrancolin présentant des températures comprises entre 300 et 450°C (Goujou *et al.*, 1988; Clerc *et al.*, 2015) et de la Nappe des Marbres (e.g. Martinez-Torres, 1989). Or, le Bassin de Sarrancolin est un des bassins les plus chauds avec des températures dépassant les 600°C. Nos données sur la thermicité indiquent également que le secteur de la Nappe des Marbres, partie orientale du Bassin Basco-Cantabre, a enregistré des températures similaires à celles de la ZIM (Figure VI-1). Cependant, ce secteur est déconnecté du Bassin de Mauléon et de la ZIM, par les massifs paléozoïques basques (Alduides et Cinco Villas). L'unité de la Nappe des Marbres semble limitée par un accident crustal correspondant à la Faille de Pampelune, marquée par la présence de grands volumes d'ophites, du contrôle et de la localisation de la sédimentation cénozoïque et par un changement de vergence des chevauchements (Capote, 1983; Feuillée et Rat, 1971; Rat, 1988; Martinez-Torez, 1989, Turner, 1996, Larrasoana *et al.*, 2003; Jammes *et al.*, 2010c). Cet accident est interprété comme une faille de transfert, qui aurait séparé le Bassin Basco-Cantabre du Bassin du Mauléon, durant la période de rifting (Razin, 1989 ; Roca *et al.*, 2011 ;Tugend *et al.*, 2014). La bande cartographique d'unités de couverture affectées par le métamorphisme de HT (>450°C) - et correspondant donc à la ZIM s.s - se prolonge donc vers l'ouest. À l'échelle de la chaîne, cette bande associée aux hautes températures est relativement homogène et il

n'existe donc aucun gradient de température au sein de cette ZIM, contrairement à ce qui était récemment admis (Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc *et al.*, 2015).

Cependant, si les températures sont relativement homogènes dans cette bande étroite qui parcourt le segment pyrénéen, il existe un gradient de température régional au sein des unités mésozoïques constituant la couverture septentrionale des Massifs Nord-Pyrénéens. En effet, la partie centrale de cette zone est marquée par le métamorphisme observé dans le Fossé des Baronnies (Sagon et Azambre, 1986 ; Debroas, 1982 ; Debroas, 1990 ; Azambre *et al.*, 1991). Notre étude a montré que les $T_{RSCM}$ de ce bassin sont majoritairement comprises entre 300 et 400°C avec des valeurs très localisées, notamment au contact de la péridotite, dépassant 450°C (Figure VI-1a). Hormis les complexes d'évaporites métamorphiques du Trias supérieur (Thiebaut *et al.*, 1992), le Fossé des Baronnies représente la zone métamorphique la plus septentrionale de la chaîne. Vers l'ouest, les hautes températures ne sont pas présentes à l'affleurement dans de telles zones aussi externes, le Bassin du Mauléon ayant enregistré des températures plus faibles comprises entre 200 et 350°C (Clerc *et al.*, 2015). Entre ces deux secteurs, il est donc possible d'observer un gradient latéral de température, avec une diminution des températures vers l'ouest, vers le Bassin de Mauléon (Figure VI-1b). Des valeurs de $T_{RSCM}$ ont également été obtenues dans la couverture mésozoïque des Massifs Nord-Pyrénéens dans la partie occidentale de la chaine (*cf Chapitre IV*). Le Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet longeant les Massifs Nord-Pyrénéens de Bessède, de Salvezines et de l'Agly montre des températures relativement faibles entre 200 et 300°C (Chelalou, 2015 & cette étude). Il existe donc également un gradient de température vers l'est avec une diminution des températures. Les gradients de températures précédemment mis en avant existent donc, mais seulement dans les sédiments mésozoïques localisés au nord des Massifs Nord-Pyrénéens et pas dans l'axe de la ZIM. Les hautes températures observées dans l'étroite bande correspondant à la ZIM, lèvent des interrogations sur les modèles d'évolution des marges passives et des modalités de l'extension évoluant d'est en ouest sur l'ensemble du segment pyrénéen, proposés par Clerc et Lagabrielle, (2014). En effet, ce modèle suggère que l'extension dans la partie centrale des Pyrénées représente un état intermédiaire entre les deux extrémités de la chaîne, impliquant déformation fragile dans la croûte supérieure et déformation ductile dans la croûte inférieure. La partie occidentale des Pyrénées semble bien préserver des témoins de l'extension, notamment avec la présence de structures extensives, un détachement à l'interface entre les formations sédimentaires mésozoïques et le socle (Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Masini *et al.*, 2014). La partie orientale des Pyrénées, montrant des températures du

métamorphisme très élevées, est considérée comme une zone où le boudinage est généralisé à l'ensemble de la croûte, durant le rifting (Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc et al., 2016). Si nous considérons les nouvelles données acquises dans notre travail sur la thermicité du segment pyrénéen, les conditions thermiques des Pyrénées centrales, acquises durant la phase de rifting sont identiques voire supérieures à celles de la partie orientale des Pyrénées. Par conséquent, les modalités de l'extension ne devaient pas être très différentes entre ces deux zones.

Il est également important de noter que la répartition des deux différents types de lherzolite (S pour sédimentaire et T pour tectonique ; Lagabrielle *et al.*, 2010) rencontrés dans le domaine nord-pyrénéen montrent une étroite corrélation avec la distribution des températures du métamorphisme HT-BP. Les lherzolites de type S, remaniées dans les sédiments mésozoïques sous forme de brèche (e.g. Lherz) se localisent uniquement dans le secteur de la ZIM où les températures sont relativement homogènes et élevées, tandis que les lherzolites de type T, correspondant à des lentilles associées généralement à des lames de socle et en contact tectonique avec les sédiments mésozoïques (e.g. Saraillé), se localisent uniquement dans la couverture mésozoïque des Massifs Nord-Pyrénéens montrant des températures moyennes et associées à un gradient de température latéral est-ouest (Figure VI-1). Les lherzolites de type T sont donc localisées au sein de formations peu métamorphiques, cependant au contact direct de ces roches, les sédiments montrent toujours des $T_{RSCM}$ élevées, supérieures à 450°C.

La zone du Bassin de Mauléon (e.g. Johnson et Hall, 1989 ; Jammes *et al.* 2009 ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Masini *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2014) et des Chainons Béarnais (e.g. Jammes *et al.* 2009 ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Teixel *et al.*, 2016 ; Corre *et al.*, 2016) constitue un domaine hyper-aminci préservé et inversé lors de la compression pyrénéenne, cependant les températures du métamorphisme n'excèdent pas les 350°C, au contraire de la ZIM où les températures sont supérieures à 550°C. La différence de température entre ces deux domaines, peut s'expliquer par un différentiel de quantité d'extension, de l'épaisseur ou l'absence de la croûte continentale à l'aplomb du manteau lithosphérique exhumé, du gradient géothermique et de l'épaisseur des sédiments dans les bassins sédimentaires. Elles peuvent également s'expliquer par le fait que les hautes températures sont présentes à la base du bassin qui est encore aujourd'hui recouvert par ~4-5 km de flyschs. Les modèles numériques basés sur l'hyper-amincissement et la thermicité indiquent que les températures, mesurées dans le Bassin de Mauléon par thermométrie Raman, sont compatibles avec un gradient géothermique de 80°C/km et une rupture complète de la croûte continentale permettant l'exhumation du manteau lithosphérique (Vacherat *et al.*, 2014). Récemment le gradient géothermique a estimé par des

données thermochronologiques entre 80 et 100°C/km au niveau du domaine d'exhumation du manteau (Hart et al., 2017). De plus, les témoins de l'hypertension sont nombreux, avec la présence d'ophicalcites et de roches du manteau exhumées à la base du Bassin de Mauléon (e.g. Urdach) (e.g. Jammes *et al.*, 2009 ; Debroas *et al.*, 2010b; Lagabrielle *et al.*, 2010). La ZIM et la zone du Bassin de Mauléon sont donc affectés par une extension finie identique, le différentiel de température s'expliquant probablement par l'épaisseur des sédiments, contrôlée par la subsidence des bassins et le paléo-gradient géothermique élevé enregistré dans la plupart des sédiments mésozoïques pré et syn-rift dans le segment de la ZIM (Choukroune, 1974, Clerc *et al.*, 2015). En effet, ce gradient est estimé entre 70 et 80°C dans le Bassin du Boucheville (Chelalou *et al.*, 2016) et Clerc *et al.* (2015) proposent un paléo-gradient proche de 100°C/km au sein de la ZIM. Nous sommes en accord avec un paléo-gradient très élevé, suggéré par les hautes températures mesurées sur l'ensemble du segment de la ZIM, réparties à la fois dans les sédiments anté- et syn-rift. Avec un gradient géothermique inférieur, il faudrait envisager des épaisseurs sédimentaires considérables supérieures à 10 km.

L'étude de la thermicité et l'apport des $T_{RSCM}$ permettent de mettre en évidence une partie de l'étendue du métamorphisme associé au rifting pyrénéen qui est actuellement intégré au prisme orogénique (Figure VI-1). Cette figure illustre la zone d'hyper-amincissement et d'exhumation du manteau lithosphérique marquée par le métamorphisme HT de la ZIM, mais indique aussi clairement que la zone affectée par l'amincissement ne se limite pas à une bande étroite mais qu'elle est distribuée sur une zone plus large à l'échelle de la ZNP. En effet, dans la partie nord de la ZNP, nous avons mis en évidence un gradient latéral de température est-ouest, avec une partie centrale présentant des températures relativement élevées, avec une décroissance plus ou moins rapide vers l'est et vers l'ouest (Figure IV-1b). Cette configuration implique une zone de métamorphisme et de distension dans la partie centrale assez large, tandis que les extrémités de la chaîne présentent un domaine métamorphique plus étroit (Figure IV-1b). La zone d'amincissement n'est donc pas limitée à un unique segment métamorphique, mais à une zone largement plus étendue qui semble notamment plus développée dans la partie centrale de la chaîne. De plus, la zone d'amincissement entre les plaques ibérique et européenne n'est pas limitée à la ZNP, mais semble répartie sur plusieurs bassins (Le Danois, Arzacq-Mauléon, Parentis, Basco-Cantabre, Los Cameros et Organya), représentant une zone large de plus de 500 km (Jammes *et al.*, 2009, 2010c ; Roca *et al.*, 2011 ; Tugend *et al.*, 2014 ; Mouthereau *et al.*, 2014 ;Clerc *et al.*, 2016).

### VI.1.2 Structure thermique et gradients thermiques latéraux et à l'échelle des bassins constituant la ZIM

Si, à l'échelle de la chaîne, les températures de la ZIM semblent relativement homogènes au premier ordre, nos travaux sur la thermicité effectués sur l'ensemble du segment, ont permis de mettre en évidence des gradients latéraux de température à l'échelle des bassins (*cf. Chapitre III, IV et V*). L'utilisation de la thermométrie dans les Pyrénées est très récente (e.g. Clerc *et al.*, 2015) et le nombre de mesures réalisées est encore relativement peu élevé, compte-tenu de la surface à couvrir. Cependant, des estimations relatives du degré de métamorphisme ont déjà pu mettre en évidence une structure thermique relativement complexe et des gradients de températures au sein de quelques bassins, notamment le Bassin Basco-Cantabre (e.g. Martinez-Torrez, 1989) et le Fossé des Baronnies (Sagon et Azambre, 1986 ; Debroas, 1982 ; Debroas, 1990 ; Azambre *et al.*, 1991).

L'observation de ces gradients latéraux a été réalisée pour la première fois dans la région de la Nappe des Marbres, affectée par un raccourcissement par décollement en base de série et préservée d'une déformation compressive tardive intense, contrairement à la ZIM qui est affectée par une verticalisation forte des structures et qui est la plupart du temps limitée par des accidents crustaux, dont la FNP, fortement pentés. L'Unité de la Nappe des Marbres est également limitée au nord par la Faille de Leitza, considérée comme l'équivalent latéral de la FNP (Boillot et al, 1973; Choukroune, 1976; Rat et al, 1983; Floquet and Mathey, 1984; Rat, 1988; Martinez Torres, 1989; Mendia and Ibarguchi, 1991; Combes et al., 1998; Mathey et al., 1999; Peybernès et al., 2003; Larrasoana et al., 2003), mais la partie sud de l'unité n'est pas ou très peu recoupée vers le sud par un tel réseau de failles pentés se prolongeant dans le socle. L'association de la distribution des températures et de la structure permet d'apprécier ces gradients latéraux dans l'Unité de la Nappe des Marbres (Figure IV-2). Nous pouvons clairement observer un gradient de température, décroissant vers le sud et un gradient de température d'orientation est-ouest, avec une partie centrale affectée par les températures les plus élevées.

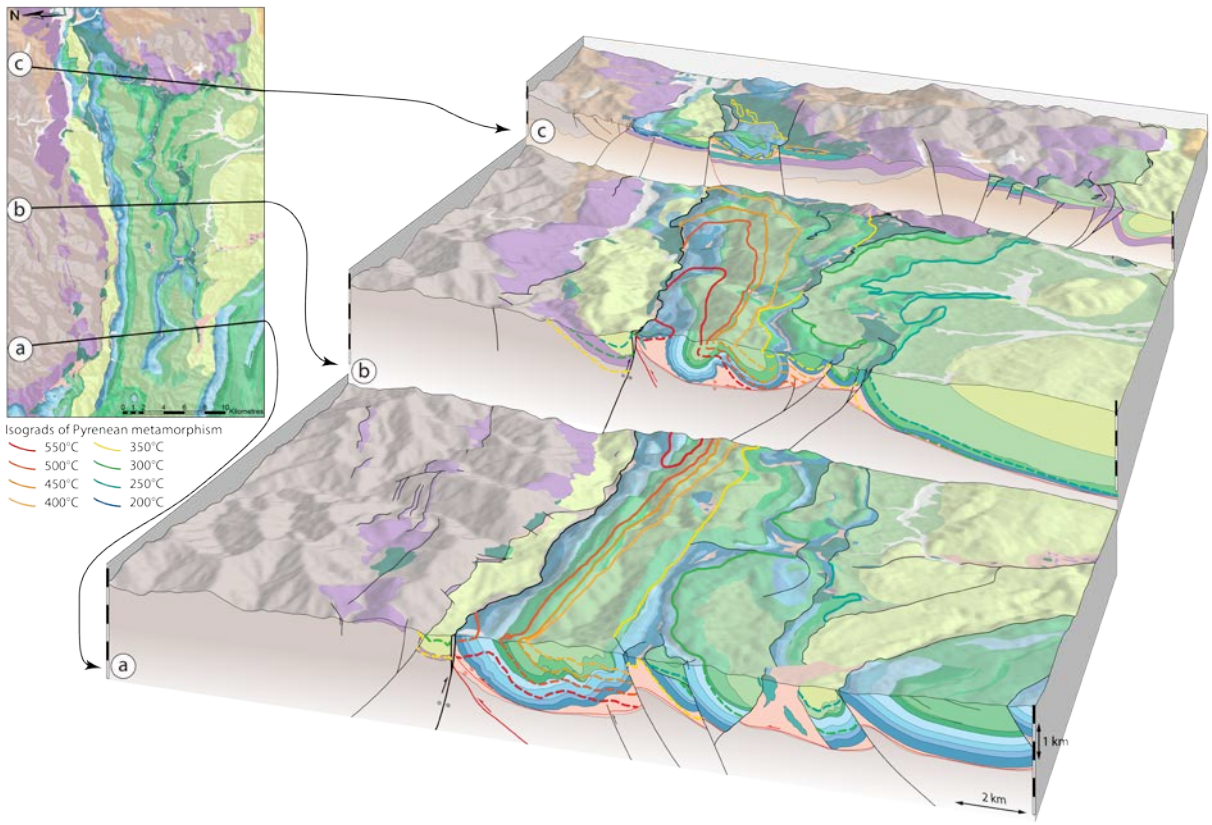


*Figure VI-2 : bloc 3D de l'unité de la Nappe des Marbres, montrant les relations entre la distribution de la thermicité et les structures géologiques (cf. Chapitre III).*

L'extrémité orientale de la Nappe montre une décroissance rapide des températures, avec des valeurs inférieures à 400°C (Figure VI-2). Cette zone est associée à la présence de pointements de lherzolites de type tectonique (type T selon Lagabrielle et al., 2010), suggérant une zone d'hyper-amincissement et d'exhumation de manteau lithosphérique (De Felipe *et al.*, 2017). L'association de lherzolites et des sédiments mésozoïques affectés par des $T_{RSCM}$ comprises entre 300 et 400°C rappelle la structure du Bassin de Mauléon et les Chainons Béarnais. Cette observation au sein de la Nappe des Marbres confirme l'étroite relation entre les $T_{RSCM}$ et le type de mise en place des lherzolites.

La structure thermique est donc complexe dans cette unité et les isogrades recoupent clairement la structure globale du bassin (Figure VI-2). Cette configuration suggère une structuration précoce de cette zone qui, selon nous, est liée à la tectonique salifère antérieure au métamorphisme, responsable de la formation de mini-bassins et de diapirs (Figure-VI-2). Cette hypothèse est étayée par l'occurrence de nombreux diapirs et « salt walls » d'évaporites du Trias supérieur dans la région de la Nappe des Marbres, attribués à la phase de rifting crétacé (e.g. Martinez-Torres, 1989; Rowan et al., 2014). Malgré une déformation tardive liée à la

compression pyrénéenne, la Nappe des Marbres conserve sa structure thermique originale, acquise durant la phase de rifting.

La structure thermique oblique sur les structures et les gradients de températures latéraux s'observent très bien dans la région de la Nappe des Nappes, mais il est plus difficile d'observer cartographiquement cette configuration au sein de la ZIM qui montre des températures relativement homogènes, hormis dans quelques secteurs, dont l'Agly et la région de Tarascon. Une partie des coupes effectuées au sein de la ZIM (*cf. Chapitre II*) ont été associées aux $T_{RSCM}$ mesurées sur ce segment (cf. Chapitre IV), afin d'observer la structure thermique des sédiments métamorphiques de la ZIM (Figure VI-3, VI-4, VI-5, VI-6 et VI-7).

L'étude cartographique de la distribution des températures dans le Bassin de Sarrancolin permet de mettre en évidence un gradient de température latéral, avec une diminution des valeurs de $T_{RSCM}$ vers l'ouest (Figure VI-3d). Même si ce secteur de la ZIM est limité et recoupé par deux accidents importants, les isothermes du métamorphisme permettent de mettre en évidence cette décroissance de température vers l'ouest (Figure VI-3a, b et c). Les températures mesurées dans la partie occidentale de ce bassin permettent également d'imager grossièrement la structure thermique, avec des isothermes qui recoupent intégralement la structure de la ZIM (Figure VI-3a). Le manque de données ne permet cependant pas d'établir précisément cette structure thermique, mais il est clair qu'elle est oblique sur la structure du synforme complexe du Bassin de Sarrancolin. L'observation de la répartition du métamorphisme dans la couverture sédimentaire mésozoïque du Massif de la Barousse est également très intéressante. En effet les températures mesurées sont assez homogènes entre 300 et 350°C (Figure VI-3d).

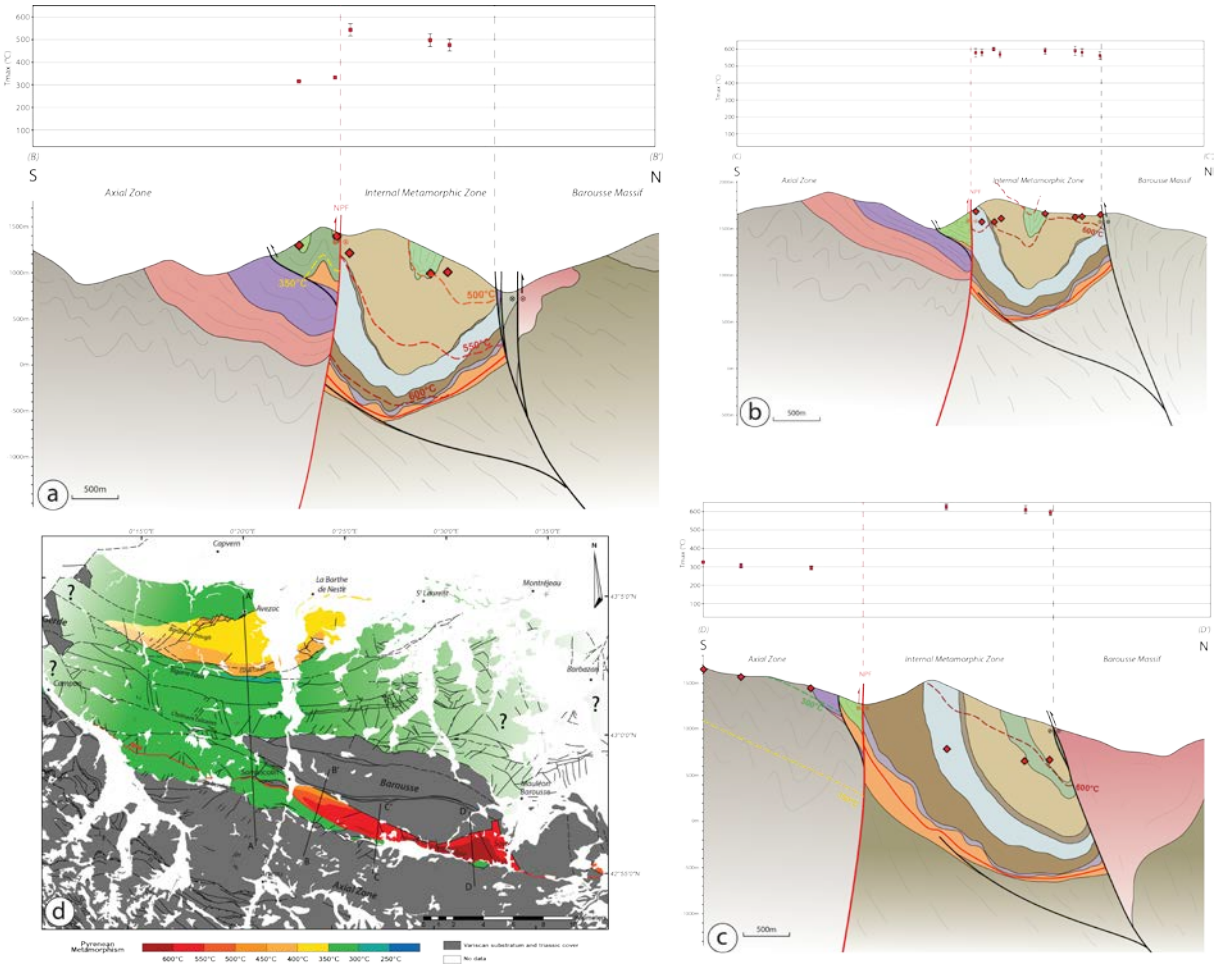


*Figure VI-3 : coupes géologiques de la région du Fossé des Baronnies et du Bassin de Sarrancolin (cf. Chapitre II, partie II.2.3), associées aux $T_{RSCM}$ mesurées à l'aide de la Thermométrie Raman.*

L'association des $T_{RSCM}$ à la coupe géologique régionale effectuée dans ce secteur permet de mettre en évidence que cette unité considérée non métamorphique (Azambre et al., 1989) est en fait affecté par le métamorphisme de haute température, au même titre que l'écaille bordière localisée le long de la ZA (Figure VI-4). Les températures augmentent vers la base de la couverture sédimentaire des Chaînons Calcaires et le manque de données ne permet pas d'exclure une obliquité de la structure thermique sur la série de plis observés (Figure VI-4). Le Fossé des Baronnies montre des températures plus élevées, dépassant les 400°C, notamment dans les calcaires aptiens localisés à sa base (Figure VI-3d et VI-4). Le métamorphisme dans ce bassin est décrit comme prograde vers la base de la série, mise à l'affleurement lors de l'inversion du bassin durant la compression (Sagon et Azambre, 1986 ; Debroas, 1982 ; Debroas, 1990 ; Azambre *et al.*, 1991).

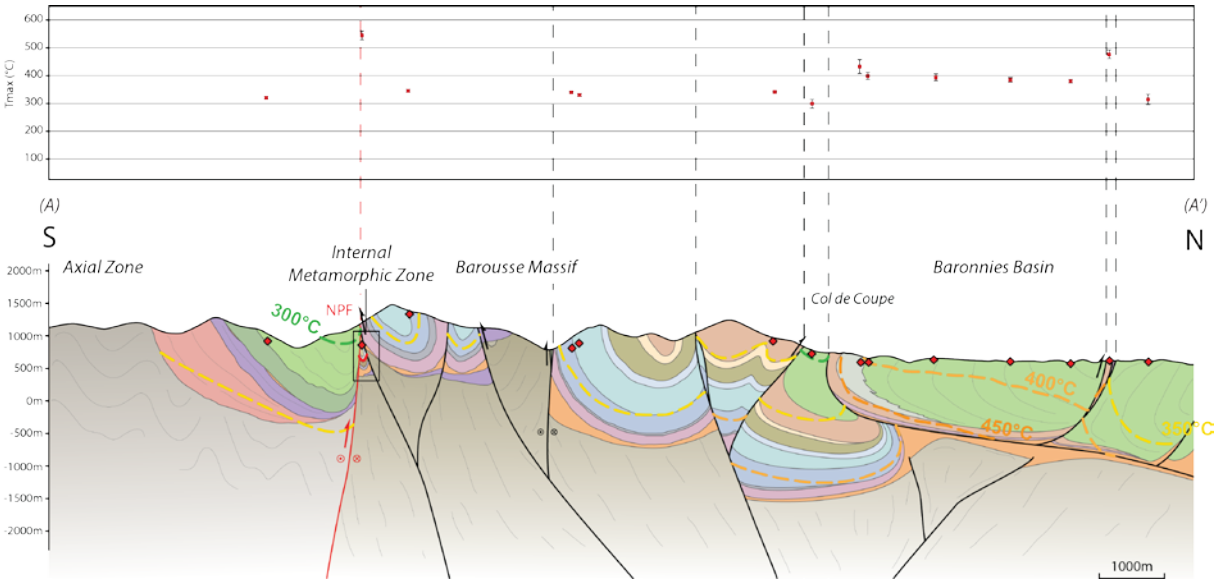


*Figure VI-4 : Coupe géologique régionale du Fossé des Baronnies et de l'extrémité occidentale du Bassin de Sarrancolin (cf. Chapitre II, partie II.2.3), associée aux $T_{RSCM}$ mesurées à l'aide de la Thermométrie Raman.*

Nos mesures de température montrent des valeurs supérieures à 400°C dans les calcaires aptiens au niveau du Col de Coupe, puis elles diminuent progressivement vers le nord, où le bassin est constitué essentiellement de sédiments albo-cénomaniens considérés syn-rift, considérés comme déposés dans des bassins losangiques nés de l'amincissement crustal (Azambre *et al.*, 1989 ; Debroas, 1990). Les températures restent élevées même dans ces formations syn-rift, suggérant que la structure thermique est oblique sur la structure du bassin, indiquant un gradient de température vers le nord (Figure VI-4). Les isogrades sont seulement perturbées par une faille inverse à l'origine de l'extrusion d'une lame de marbres aptiens montrant une $T_{RSCM}$ supérieure à 450°C associée à une lherzolite de type tectonique (Lagabrielle *et al.*, 2010). Les températures anormalement élevées dans ce bassin situé dans une partie aussi septentrionale de la chaîne, suggèrent un amincissement crustal important dans ce secteur durant la phase de rifting, à l'image de celui suggéré dans la ZIM (e.g. Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Mouthereau *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2016). Nous constatons que ce secteur centre-ouest de la ZNP montre une répartition assez large du métamorphisme sur le méridien du Massif de la Barousse avec probablement deux zones majeures d'hyper-amincissement bien distinctes durant la phase de rifitng.

Dans la partie centrale des Pyrénées et notamment dans la partie occidentale de la ZIM, les températures du métamorphisme ont atteint les 550°C. Le manque de données ne permet cependant pas d'établir précisément la structure thermique dans ce segment. Néanmoins, de nombreuses températures ont été mesurées dans les sédiments paléozoïques de la ZA ainsi que

de l'Arize et dans les sédiments mésozoïques correspondant à la couverture sédimentaire du socle varisque (Figure VI-5). Les mesures de $T_{RSCM}$ obtenues dans les bordures septentrionales de la ZA et du Massif de l'Arize sont proches de celle obtenues dans les sédiments mésozoïques, notamment dans les formations crétacées de l'écaille bordière. Les isogrades semblent légèrement obliques sur la structure des formations paléozoïques de la ZA et sont de plus décalés par le jeu d'une faille tardive impliquant une lame d'ophite (Figure VI-5). Nous pouvons également observer que les isothermes du métamorphisme crétacé recoupent clairement le synforme complexe du Bassin de Camarade, formé par le dépôt de sédiments albo-cénomaniens (Figure VI-6). Les $T_{RSCM}$ mesurées sont peu élevées, mais elles dépassent les 300°C, suggérant que ce bassin a été affecté par le métamorphisme pyrénéen. Le bassin s'est probablement formé à l'aplomb d'une zone amincie, également suggérée par la dissymétrie sédimentaire observée et le dépôt des sédiments albo-cénomaniens directement sur le socle varisque (Souquet *et al.*, 1977), indiquant que la couverture sédimentaire anté-rift a été retirée ou n'a jamais été déposée. Cette configuration confirme que le rift pyrénéen était un rift large.

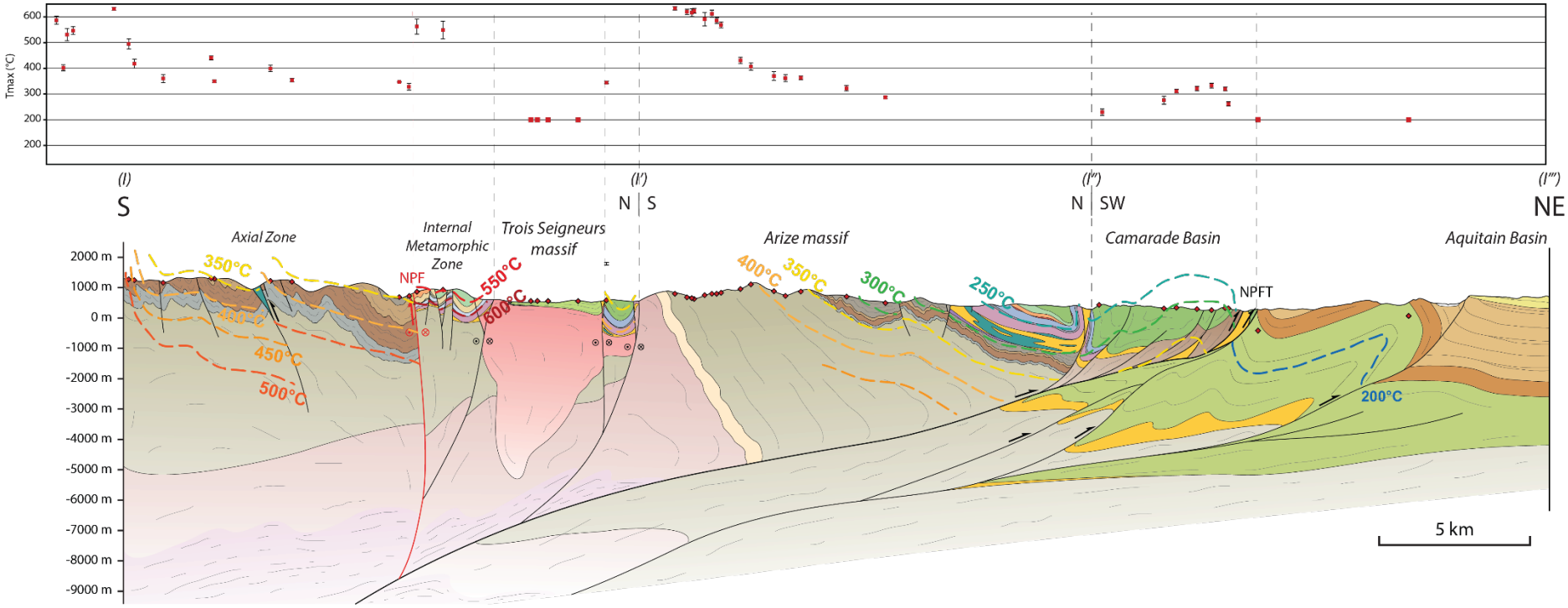


*Figure VI-5 : Coupe géologique régionale dans la partie centrale des Pyrénées, au niveau de la partie occidentale du Fossé d'Aulus, des Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs, du Bassin de Camarade et du Bassin Aquitain (cf. Chapitre partie II.4.3), associée aux $T_{RSCM}$ mesurées à l'aide de la Thermométrie Raman, modifié d'après Gautier(2016).*

Ce bassin chevauche la bordure méridionale du Bassin Aquitain qui n'est pas affecté par le métamorphisme pyrénéen, comme le confirment les valeurs de $T_{RSCM}$ inférieures à 200°C, ne pouvant pas être estimées avec les méthodes de calibration actuellement utilisées (e.g. Beyssac *et al.*, 2002 ; Lahfid *et al.*, 2010). Il est important de noter que les températures mesurées dans les sédiments cénomano-coniaciens déposés sur le Massif des Trois-Seigneurs indiquent également des valeurs inférieures à 200°C. Ces sédiments ne sont pas non plus affectés par le métamorphisme pyrénéen.

La partie nord du Massif de Trois-Seigneurs est donc considérée comme un haut fond durant la phase de rifting, comme le suggère le dépôt en discordance de sédiments de type flysch à fuccoïdes cénomano-coniaciens. Les récentes études thermochronologiques confirment que le massif, dont la disposition était contrôlée par des failles normales pentées vers le sud (e.g. Mouthereau *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2016), était à l'érosion avant sa subsidence et le dépôt de ces sédiments cénomano-conaciens à partir de 90 Ma (Vacherat et al., 2016). Ces données suggèrent que la lithosphère européenne a été modérément amincie durant les phases d'extension Paléozoïque et Mésozoique (e.g. Mouthereau *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2016).

Le secteur du Bassin de Tarascon est intéressant pour l'étude de la distribution du métamorphisme car, contrairement à l'ensemble de la ZIM, cette zone est cartographiquement plus large et montre une déformation moins importante avec des plis ouverts (*cf. Chapitre II, partie II.5*). L'étude de la distribution des températures dans ce bassin montre clairement des gradients latéraux de température nord-sud et est-ouest à l'approche du contact avec la FNP (Figure VI-6b). En effet, il existe une diminution progressive des températures vers le, sans aucune évidence de la présence d'un accident majeur (Figure VI-6b). Cependant, le nombre de données acquises ne permet pas d'établir précisément la variation en 3D des $T_{RSCM}$, comme on peut le faire dans la région de la Nappe des Marbres. Les sédiments de la partie nord du bassin montrent donc des températures inférieures à 350°C ; cependant, les sédiments du Trias supérieur (faciès Keuper) localisés le long de la bordure sud du Massif du Saint-Barthélémy sont caractérisés par un métamorphisme important (Thiebaut *et al.*, 1992 ; Lagabrielle *et al.*, 2010). Ce métamorphisme est caractérisé par des valeurs de $T_{RSCM}$ supérieures à 550°C (Clerc et al., 2015). Cette lame de Trias est constituée d'une puissante formation bréchique de gypse et d'anhydrite, associée à des blocs d'ophites, de marbres calcitiques à scapolites et de nombreux fragments de minéraux (amphibole, micas, chlorites) brisés et déformés (Thiebaut *et al.*, 1992).

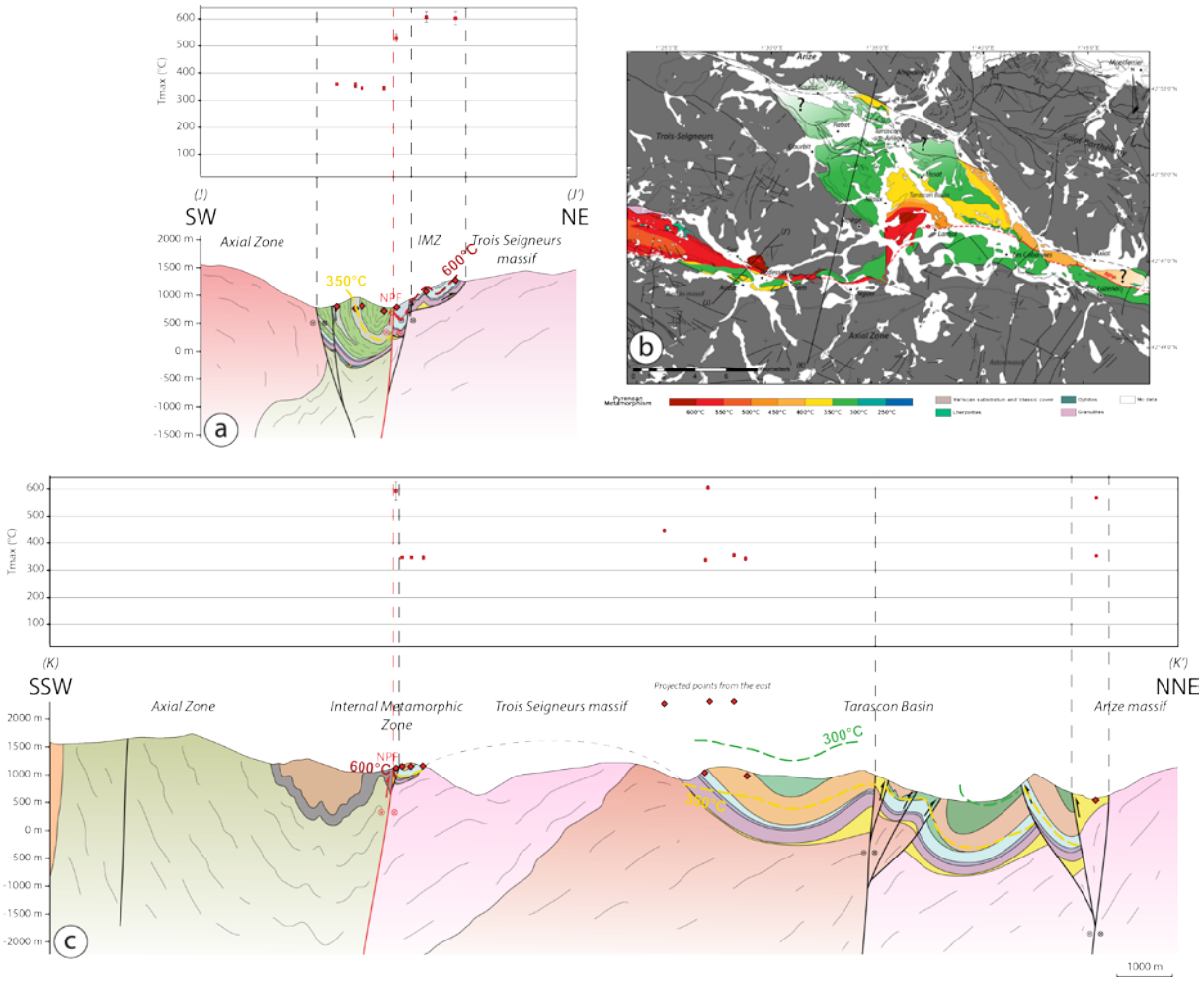


*Figure VI-6 : coupes géologiques dans la région du Bassin de Tarascon (cf. Chapitre II, partie II.5.3), associées aux $T_{RSCM}$ mesurées à l'aide de la Thermométrie Raman.*

Ces formations sont également affectées par une déformation intense, marqué par le développement de foliation, de linéation, de plis et de clastes déformés et cisaillés, suggérant une grande quantité de déplacement de formations méta-évaporitiques durant l'épisode de métamorphisme (Lagabrielle *et al.*, 2010). Ces formations sont en contact *a priori* tectonique avec des sédiments peu ou non métamorphiques. Cette configuration peut également suggérer que les sédiments du Trias constituent une semelle chaude ou un niveau de décollement, sur lequel la ZIM et les formations sédimentaires mésozoïques peuvent être transposées ou déplacées horizontalement lors de la compression pyrénéenne.

La partie sud du Bassin de Tarascon montre des températures très élevées, supérieures à 600°C, comme l'extrémité orientale du Fossé d'Aulus, qui constitue un segment très chaud (Figure VI-6a et b). Les observations de terrain couplées aux mesures de thermométrie Raman ont permis de mettre en évidence une lame de marbres mésozoïques de la ZIM dans le prolongement oriental du Fossé d'Aulus et constitue une portion très réduite des formations

affectées par le métamorphisme HT-BP, le long de la ZA (Figure VI-6b et c). Il est admis que les formations sédimentaires de l'écaille bordière de Vicdessos sont affectées par le métamorphisme et les trois phases de déformation (Choukroune, 1976). Les mesures de $T_{RSCM}$ confirment que cette écaille est affectée par le métamorphisme avec des températures supérieures à 350°C (Figure IV-6a). Il est important de noter que la partie nord du Bassin de Tarascon est affectée par le métamorphisme avec la même intensité que l'écaille bordière de Vicdessos (Figure IV-6c). Cette configuration suggère une distribution assez large du métamorphisme au sein de la ZNP et indique que les sédiments éloignés de la ZIM sont également impactés par le flux de chaleur élevé durant le rifting crétacé.

L'extrémité orientale des Pyrénées est une zone atypique pour la distribution des températures liées au métamorphisme crétacé. En effet, le synclinal du Bas-Agly qui est situé au nord du Massif de l'Agly montre des températures élevées inhabituelles par rapport à la position cartographique de ces unités. Les valeurs de températures que nous avons obtenues coïncident avec des données récemment acquises et qui dépassent les 500°C dans le cœur de cette structure synforme (Chelalou, 2015). Les températures mesurées dans cette unité sont comparables à celles observées dans le Bassin du Boucheville (Figure VI-7a). Les récentes études sur la distribution du métamorphisme dans le Bassin du Boucheville indiquent que les isogrades du métamorphisme sont corrélées avec la stratigraphie du bassin (Chelalou et al., 2016). Cependant, les températures observées sur notre transect montrent une homogénéité proche de 550°C. De plus, les sédiments jurassiques constituant la base de la série montrent des températures inférieures aux marnes albiennes qui occupent le cœur du synforme asymétrique du Boucheville. Cette configuration suggère donc au contraire que les isogrades sont séquents sur la structure synforme du Boucheville, mais ils ont également replissés par la phase de déformation compressive (Figure VI-6b).

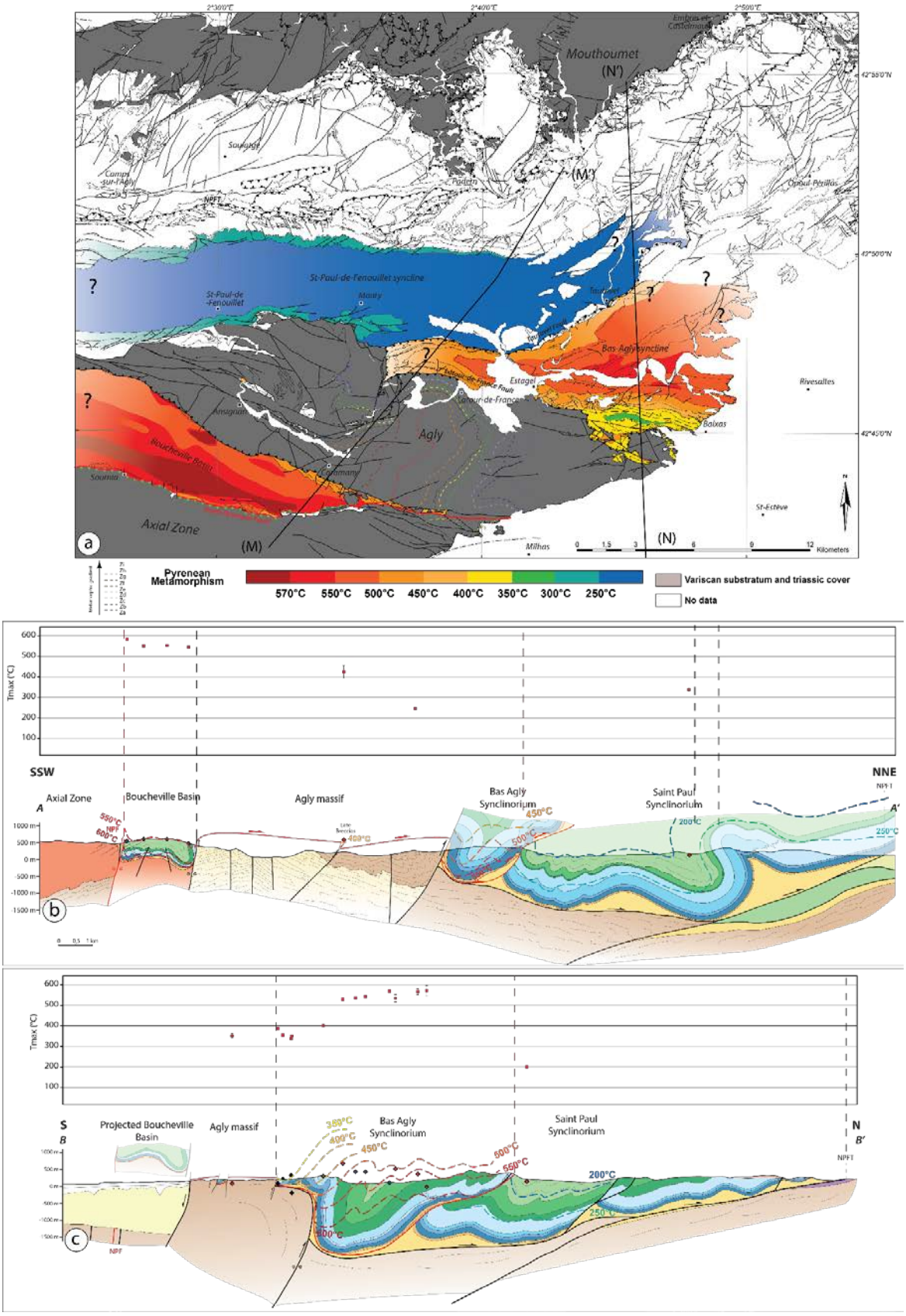


*Figure VI-7 : coupes géologiques de l'extrémité orientale de la ZNP (cf. Chapitre II, partie II.7.3 et Chapitre V), associées aux $T_{RSCM}$ mesurées à l'aide de la Thermométrie Raman.*

Les températures dans le synforme de Boucheville sont donc relativement homogènes, tandis que dans le synclinal du Bas-Agly les températures sont très hétérogènes. En effet, les $T_{RSCM}$ les plus élevées se situent dans le cœur du pli, associées aux sédiments les plus jeunes quand les $T_{RSCM}$ les plus faibles se localisent sur la bordure sud de la structure, au sein des sédiments jurassiques constituant la base de la couverture sédimentaire (Figure VI-7c). Les isogrades recoupent donc clairement l'ensemble de la structure, indiquant des gradients latéraux de température dans cette unité. Les isogrades sont probablement replissées, car nous suggérons que la structure synforme du Bas-Agly soit tardive et liée à l'extrusion verticale du Massif de l'Agly, le long d'accidents à fort pendage (*cf. Chapitre V*). Nous suggérons que l'obliquité de la structure thermique résulte d'une structuration précoce liée à la tectonique ou à la localisation restreinte du flux de chaleur lié à l'amincissement de la croûte. L'ensemble de ces $T_{RSCM}$ dans cette unité, sont identiques à celles observées dans la ZIM (Figure VI-1), ce qui suggère que la position initiale du Bas-Agly était à l'aplomb d'un domaine hyper-aminci associé au métamorphisme de HT-BP.

### VI.1.3 Contrastes ou sauts thermiques associés aux failles majeures

L'étude de la thermicité du domaine pyrénéen que nous avons réalisée a permis de mettre en évidence des gradients continus de température à l'échelle de la chaine et à l'échelle de certains domaines constituant la ZIM (*cf. Chapitre IV*). Cette étude a également permis de mettre en évidence de nombreux sauts et contrastes thermiques sur l'ensemble du domaine pyrénéen affectés par le métamorphisme. De tels contrastes thermiques avait déjà été décrits, notamment dans le secteur du Fossé d'Aulus et de Moncaup (Clerc *et al.*, 2015).

Les plus gros contrastes de température observés se localisent toujours au niveau de failles importantes et notamment le long de la FNP, dans la ZNP (Faille Bordière Méridionale qui limite le nord de la ZIM) et le long de la Faille de Leitza qui limite la partie nord de la Nappe des marbres. Ces sauts de métamorphisme sont marqués par des écarts de température parfois supérieurs à 250°C. La FNP et la Faille de Leitza séparent généralement la ZIM d'unités sédimentaires crétacées (e.g. écailles bordières) et/ou du socle varisque généralement constitué de sédiments paléozoïques moins métamorphiques, où les températures semblent homogènes. Ces deux failles ne sont pas les seules responsables des nombreux contrastes thermiques observées dans la ZNP. La bordure septentrionale de la ZIM est également jalonnée par une zone de faille discontinue mise évidence par des contrastes thermiques importants (e.g. Massif de la Barousse, Fossé de la Ballongue, partie orientale de la ZNP) (Figure VI-1a). L'importance de cet accident limitant la partie nord de la ZIM est probablement sous-estimée et semble présenter par endroits des amplitudes de mouvements verticaux comparables à ceux de la FNP. Lorsque ce type d'accident n'est pas présent, il est possible d'observer au contraire des gradients de températures continus, avec une diminution progressive des températures.

L'association de la structure et de la thermicité permet de bien imager ces contrastes de température le long de ces accidents crustaux et qui découpent la ZIM. Le cas de la Nappe des Marbres illustre parfaitement le rôle que joue la Faille de Leitza dans la formation d'un tel contraste de température. Elle permet la juxtaposition des unités chaudes de la Nappe des Marbres aux sédiments crétacés de la « Dépression Intermédiaire », peu ou pas affectée par le métamorphisme (Figure VI-2). Les isothermes de 500 et 550°C viennent buter directement sur cette faille. Latéralement, avec le gradient de température est-ouest, les contrastes de température de part et d'autre de la faille sont beaucoup moins importants. Cette configuration suggère que le jeu de cet accident soit tardif.

Les contrastes thermiques sont également importants dans la zone du Massif de la Barousse, le long de la FNP, qui recoupe clairement les isothermes de la ZIM et de l'écaille bordière composée de sédiments crétacés (Figure VI-3a, b et c). Ce saut métamorphique n'est pas observable sur la partie nord de la ZIM, car dans ce secteur la partie sud du Massif de la Barousse est constitué par des roches plutoniques d'âge Carbonifère et par des sédiments de haut grade métamorphique. Cependant, au niveau de l'extrémité occidentale de la ZIM qui se termine en biseau, il est possible d'observer ce contraste thermique (Figures VI-3d et VI-4). La ZIM est marquée par des températures très élevées et limitées par des accidents importants qui se rejoignent pour former un seul segment formant la FNP vers l'ouest. De part et d'autre de cet accident, les températures sont peu élevées et relativement homogènes (Figure VI-4). De plus, vers l'ouest, il n'existe plus aucun contraste de température et la FNP recoupe des sédiments peu ou non métamorphiques (Figure VI-3d). Vers le nord, au niveau du Fossé des Baronnies, il est important de noter le contraste thermique important au niveau du Col de Coupe, impliquant la juxtaposition des calcaires aptiens métamorphiques sur les sédiments albo-cénomaniens non métamorphiques.

Dans la partie centrale des Pyrénées, le constat est identique, la ZIM est juxtaposée aux écailles bordières plus froides (Figures VI-5 et VI-6). Les contrastes sont parfois très importants comme au niveau du Massif des Trois-Seigneurs où les sédiments cénomano-coniaciens reposant sur le massif, sont juxtaposés à la ZIM, au sud et au Bassin de Soueix au nord qui montre des températures tout de même moins élevées que la ZIM (Figure VI-5). L'extrémité orientale est identique à la configuration de l'extrémité occidentale du Bassin de Sarrancolin, avec une terminaison en biseau, où la ZIM est encadrée par des failles importantes, qui se connecte entre elles latéralement, et elle montre un contraste très important avec les unités voisines (Figure VI-6).

Dans la partie orientale, le contraste thermique est le plus fort observé, se localise au nord du synclinal du Bas-Agly, avec un écart de température supérieur à 300°C par rapport au Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (Figure VI-7). Ce contraste implique un chevauchement majeur relativement peu penté, qui est raccordé au chevauchement frontal nord-pyrénéen. Ces deux unités sont composées de sédiments du même âge, mais présentent des degrés de métamorphisme très différents. Cette configuration suggère un déplacement vers le nord des unités métamorphiques sur les unités plus froides et pourrait être un exemple de chevauchement interne comme récemment suggéré dans la ZIM, lors des premiers incréments de la convergence (Mouthereau *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2016). De plus, la couverture sédimentaire

mésozoïque que constitue le synclinal du Bas-Agly est considérée comme décollée sur le Massif de l'Agly (e.g. Vauchez *et al.*, 2013 ; Clerc *et al.*, 2015), favorisant alors une translation horizontale de cette unité (*cf. Chapitre V*), même si, dans l'article de Vauchez et al. (2013) ce décollement est considéré comme un détachement extensif au toit d'un *metamorphic core complex*, localisé sur la partie nord du Massif de l'Agly. Notre interprétation en chevauchement s'appuie également sur le fait que le Bassin de Saint-Paul de Fenouillet, peu métamorphique, est lui-même déjà décollé du socle du Massif de l'Agly et qu'il est chevauché par le Synclinal du Bas-Agly, montrant ainsi que ce dernier n'est pas la couverture de l'Agly. Cette hypothèse s'accorde également avec le fait que les sédiments paléozoïques du socle de l'Agly dans sa partie septentrionale sont peu métamorphiques et n'ont pas subi le réchauffement qu'a enregistré le Bas-Agly. Si le Synclinal du Bas-Agly était la couverture du socle de l'Agly, ce dernier devrait montrer des $T_{RSCM}$ plus élevées dans la région d'où est partie la couverture, ce qui n'est pas le cas. Cependant la partie sud du massif de l'Agly pourrait montrer des températures élevées liées au rifting crétacé, comme le suggèrent les âges crétacés obtenus sur les zones de cisaillement du granite de Millas, dans la ZA au sud de l'Agly (Monié et al., 1994). Si l'Agly est un MCC, c'est sous un détachement à pendage sud, vers le Boucheville, et non vers le nord.

L'observation de contrastes thermiques le long des contacts tectoniques majeurs, notamment la FNP et son équivalent limitant la partie nord de la ZIM, relance le débat sur la nature, le jeu, l'âge et l'importance de ces structures au sein de la chaîne. La FNP est classiquement interprétée comme une discontinuité majeure entre la Plaque Ibérie et la Plaque Eurasie et est considérée comme active depuis la fin du cycle orogénique varisque (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976, 1976b; Choukroune and Mattauer, 1978; Choukroune and ECORS Team, 1989). De plus, l'extension verticale de cet accident est souvent considérée d'échelle crustale, avec des rejeux verticaux cumulés pouvant atteindre plus de 10 km (Choukroune, 1976a). Cependant, les observations du profil ECORS, ainsi que les observations faites sur le terrain lors de notre étude, indiquent qu'il s'agit plus probablement d'un accident tardif affectant et décalant le socle varisque de la chaine pyrénéenne ainsi que les différents domaines sédimentaires mésozoïques et tertiaires. En effet, les observations de cet accident sur l'affleurement bien connu de Sem (*cf. Chapitre II, partie II.5.2.2 ; Figure II-48*) montrent clairement que la déformation associée au jeu de la faille consiste en un couloir de déformation localisée intense et fragile de plusieurs mètres, impliquant uniquement les deux formations avoisinantes. La FNP est jalonnée de lambeau de socle et d'ophite, mais il n'a pas été observé

de lame de roche métamorphisée du socle et de croûte inférieure. Cet aspect de la déformation de la FNP suggère qu'il s'agit d'un accident tardif qui recoupe clairement le socle et la ZNP. L'aspect tardif de cet accident peut également être compris par la lecture de la carte générale des températures réalisées dans cette étude. En effet, la FNP, ainsi que son homologue la Faille Bordière Méridionale, sont à l'origine de contrastes de température très importants. Ces failles permettent donc la juxtaposition à un même niveau structural des domaines ayant subi le métamorphisme de HT à des domaines peu ou non affectés par le métamorphisme. Il est donc difficile de concilier ces observations de terrain avec l'hypothèse d'une FNP considérée comme une faille décrochante majeure active dès la fin de l'orogenèse varisque et qui aurait accommodée la majorité de la déformation entre les plaques ibérique et européenne durant la période de rifting albo-cénomanien (Le Pichon *et al.*, 1970 ; Mattauer and Séguret, 1971; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Savostin *et al.*, 1986 ; Olivet, 1996 ; Stampfli *et al.*, 2002 ; Handy *et al.*, 2010). De plus, les observations de terrain plus récentes, notamment les corrélations de niveaux stratigraphiques et les reconstructions paléogéographiques des bassins les mieux préservés de la ZNP semblent minimiser la composante décrochante de la FNP (Souquet et Mediavilla, 1976 ; Peybernès, 1976 ; Razin, 1989 ; Claude, 1990 ; Jammes et al., 2009 ; Masini *et al.*, 2014).

Si l'on considère les nouveaux travaux sur les modalités de l'extension dans les Pyrénées et notamment les différents modèles d'hyper-extension associés à l'exhumation du manteau lithosphérique (Hall et Benett, 1979 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes *et al.*, 2009, 2010c ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Masini *et al.*, 2014 ; Tugend *et al.*, 2014 ; Clerc *et al.*, 2016), il est difficile de replacer un accident crustal unique et aussi localisant qui aurait permis la structuration de la croûte durant la période de rifting et pendant la compression. La géométrie de ces modèles favoriserait davantage des translations horizontales, notamment par la réactivation des détachements localisés en base de bassin. Récemment, l'interprétation de la FNP comme une suture, a également été remise en cause par Canérot (2016), ainsi que la différenciation de la Plaque Ibérique, qui dans les modèles d'hyper-amincissement récents, correspondrait même simplement à une partie intégrante de la Plaque Européenne, affectée par une zone d'extension associée par la présence de nombreux bassins en échelon.

Nous suggérons donc que les accidents qui limitent les sauts thermiques soient liés au jeu tardif de grandes failles à fort pendage et d'échelle crustale, issue de l'inversion du système de rift crétacé à l'origine de la structure complexe des Pyrénées.

### VI.1.3 Influence du métamorphisme pyrénéen dans le socle Varisque ?

Notre étude sur la thermicité du segment pyrénéen a révélé que les températures obtenues, dans la partie nord de la ZA et dans les unités non-métamorphiques des Massifs Nord-Pyrénéens, sont semblables aux températures obtenues dans la couverture sédimentaire mésozoïque considérée comme non métamorphique (*cf. Chapitre IV*). Un exemple concret est celui des Chainons Calcaires où les températures mesurées, dans le socle de la ZA et dans les sédiments albo-cénomaniens de la ZNP, sont identiques avec une valeur de 340°C (*cf Chapitre IV, partie IV.5.2, Figure IV-16*). Cette configuration s'observe sur l'ensemble de la chaîne avec des températures relativement homogènes autour de 350°C (*cf Chapitre, partie IV.4.2, Figure IV-12*). Nous interprétons l'homogénéité des températures entre le socle et la couverture sédimentaire, comme le résultat de la diffusion globale de la chaleur dans la croûte à l'échelle de la chaîne, à l'approche des zones affectées par le métamorphisme HT-BP. L'impact du métamorphisme pyrénéen ne serait donc pas seulement restreint aux bassins mésozoïques de la ZIM, mais affecterait, dans une moindre mesure, le socle varisque et la couverture mésozoïque sur une bonne partie de la ZNP. Cette hypothèse est renforcée par de nombreuses études démontrant l'impact du métamorphisme et de l'extension crétacé au sein du socle varisque (Maurel et al., 2008) affecté par un épisode de métasomatisme important. En effet, cet épisode de métasomatisme est généralement décrit comme lié génétiquement au métamorphisme HT-BP d'âge Crétacé observé dans la ZNP (e.g. Boulvais *et al.*, 2006 ; 2007 ; Poujol *et al.*, 2010 ; Fallourd *et al.*, 2014).

Les effets de ce métasomatisme sont mis en évidence par différents phénomènes, notamment une altération hydrothermale largement répandue, associée à des phénomènes d'albitisation et de déquartzification, dans la majeure partie des Massifs Nord-Pyrénéens, datées entre 110 et 92 Ma (Boulvais *et al.*, 2006, 2007; Poujol *et al.*, 2010; Fallourd *et al.*, 2014). Les conditions de l'albitisation du socle sont estimées entre 350 et 450°C et entre 2 et 1,5 kbar (Clavieres, 1990 ; Pascal, 1979), ce qui correspond à la gamme des températures observées dans les sédiments paléozoïques. Le socle varisque est également affecté par de nombreuses structures apparentées à des zones de déformation mylonitiques associées à un métamorphisme HT, comme dans le Massif de Saint-Barthélémy (Passchier, 1984; de Saint-Blanquat *et al.*, 1990; Vauchez *et al.*, 2013), où elles ont été datées entre 110 et 100 Ma (Costa and Maluski, 1988). Ces zones de déformation sont parfois également associées à la formation de minéralisations à talc-chlorite, comme le gisement de Luzenac, daté entre 112 et 97 Ma (Schärer *et al.*, 1999). Dans les Pyrénées orientales, les formations paléozoïques sont également touchées

par le métamorphisme pyrénéen, ce que confirme les âges crétacés obtenus sur des biotites présentent dans le socle (Roubault *et al.*, 1963 ; Maurel et al., 2008). Les effets du métamorphisme pyrénéen sur le socle varisque n'entraine jamais de recristallisations ou de modifications de composition de minéraux, hormis dans de très rares localités (Berger *et al.*, 1993). Des phénomènes de remagnétisation sont également décrits au sein des sédiments du Trias inférieur dans les Massifs Basques des Alduides et du Cinco Villas, dans une gamme de températures comprise entre 300 et 650°C, en lien avec des circulations de fluides durant le Crétacé et plus précisément avant le Turonien (Larrasoaña *et al.*, 2003a).

L'âge de cet épisode de métasomatisme qui affecte le socle est légèrement plus vieux que les âges des assemblages métamorphiques présents dans la couverture sédimentaire mésozoïque, datés entre 110 et 85 Ma (Albarède and Michard-Vitrac, 1978a ; Albarède and Michard-Vitrac, 1978b ; Montigny *et al.*, 1986 ; Golberg *et al.*, 1986 ; Golberg and Maluski, 1988 ; Bandet and Gourinard in Thiébaut *et al.*, 1988 ; Clerc *et al.*, 2015 ; Chelalou *et al.*, 2016). L'évolution des âges du métasomatisme et du métamorphisme dans le socle paléozoïque et la couverture sédimentaire mésozoïque, suggère une migration progressive de l'anomalie thermique à travers la croûte continentale (Clerc *et al.*, 2015).

Il existe donc de nombreux témoins de l'influence du métamorphisme HT-BP crétacé dans les formations paléozoïques du socle varisque. Cependant, il est difficile de déterminer l'origine de l'ensemble des $T_{RSCM}$ mesurées dans ce socle montrant des valeurs relativement homogènes et comparables à celles observées dans la couverture sédimentaire. La thermométrie Raman détermine la température maximum atteinte par les roches, mais ces températures mesurées dans les formations paléozoïques peuvent être liées au métamorphisme varisque comme au métamorphisme crétacé. À noter que les formations précambriennes à carbonifères, à l'exception des sédiments du faciès du Culm, sont affectées par un métamorphisme HT-BP (Cochelin et al., 2017), dont les âges encore mal contraints indiquent des valeurs entre 315 et 290 Ma (Aguilar *et al.*, 2014; Druguet *et al.*, 2014; Esteban *et al.*, 2015; Kilzi *et al.*, 2016). Il existe donc deux hypothèses: i) soit les $T_{RSCM}$ mesurées correspondant au métamorphisme tardi-varisque et les températures du métamorphisme crétacé non jamais dépassé 350°C dans le socle ; ii) soit les $T_{RSCM}$ mesurées dans le socle correspondent au métamorphisme crétacé, indiquant un polyphasage métamorphique et une empreinte de HT Crétacé supérieur sur le métamorphisme varisque. La coupe régionale réalisée dans la partie centrale des Pyrénées montre les secteurs potentiellement affectés par le métamorphisme crétacé (Figure VI-8).

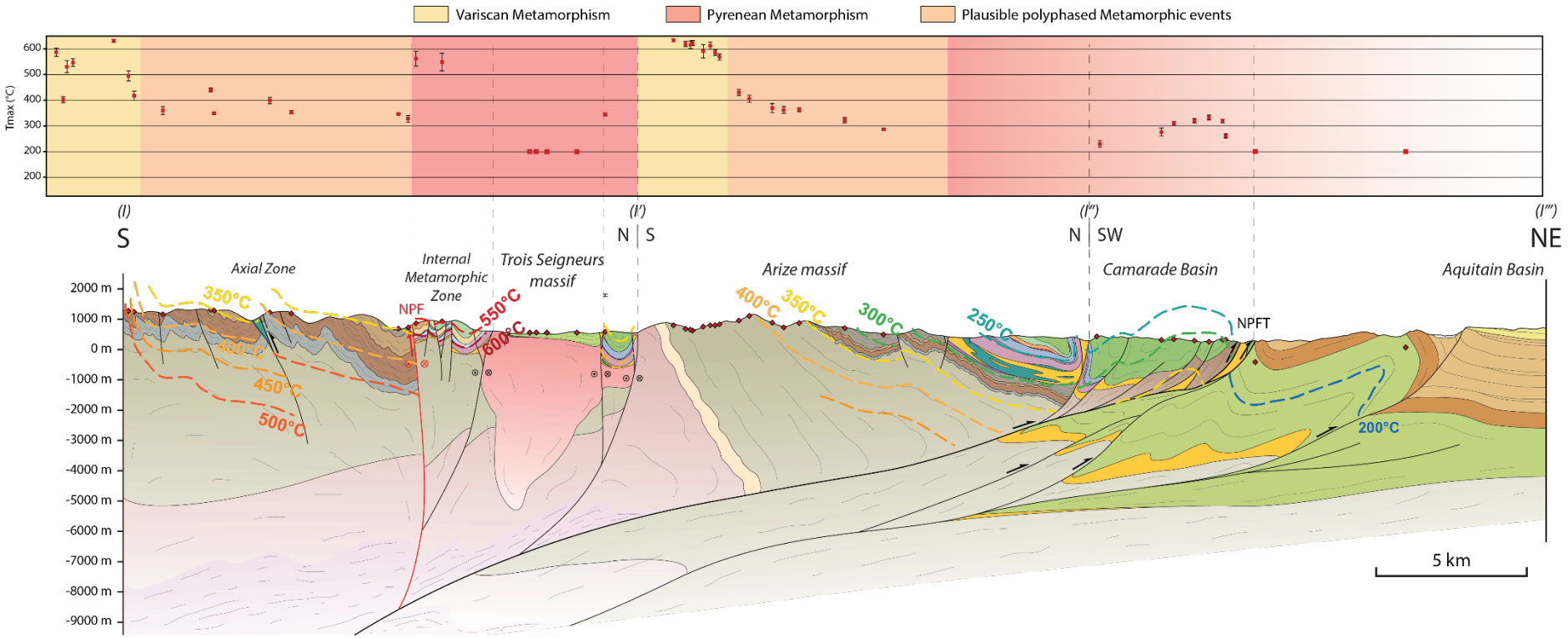


*Figure VI-8 : Coupe géologique régionale dans la partie centrale des Pyrénées, au niveau de la partie occidentale du Fossé d'Aulus, des Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs, du Bassin de Camarade et du Bassin Aquitain (cf. Chapitre partie II.4.3), associée aux $T_{RSCM}$ mesurées à l'aide de la Thermométrie Raman. Cette coupe permet d'apprécier les secteurs du socle varisque susceptibles d'avoir été touchés par le métamorphisme HT-BP crétacé.*

La partie sud de la coupe montre des températures élevées dont l'origine est liée à l'intrusion du massif granodioritique de Salau (Poitrenaud *et al.*, inédit). Ce métamorphisme est donc lié au métamorphisme de contact varisque lié à l'intrusion granodioritique. La bordure sud du Massif de l'Arize est également affectée par ce métamorphisme varisque de HT avec l'apparition de gneiss et de migmatiques (Figure VI-8). Les empreintes du métamorphisme sont très bien marquées au sein de la ZIM et semblent également marquées dans les bassins de Soueix et de Camarade (Figure VI-8). Si les phases de métamorphisme qui affectent ces différents secteurs sont bien définis, il en est autrement pour les bordures septentrionales de la ZA et du Massif de l'Arize, composées de formations sédimentaires paléozoïques du Silurien au Carbonifère qui sont susceptibles d'être affectées à la fois par le métamorphisme varisque et par le métamorphisme crétacé (Figure VI-8). Dans la ZA, les $T_{RSCM}$ sont relativement homogènes, autour de 350°C, et légèrement inférieures dans le Massif de l'Arize, entre 280 et 350°C (Figure VI-8). L'hypothèse de l'étendue du métamorphisme crétacé au socle varisque est suggérée par la concordance des températures entre l'écaille bordière composée de sédiments crétacés et la bordure de la ZA. De plus, les formations sédimentaires du Culm ne sont pas censées être affectées par le métamorphisme de HT-BP varisque. Or, sur notre transect régional, les températures mesurées dans ces formations sont de l'ordre de 350°C dans la ZA et de 300°C dans le massif de l'Arize (Figure VI-8). Nous suggérons donc que l'anomalie thermique associée au métamorphisme crétacé affecte une partie des unités paléozoïques de la ZA et des Massifs Nord-Pyrénéens, impliquant une réouverture généralisée du système (marqué par les âges crétacés) lors de cet épisode de métamorphisme. De plus, des études thermochronologiques récentes révèlent que le massif granitique des Trois-Seigneurs a enregistré des températures de 325-375°C, dans sa partie sud, entre 140 et 130 Ma et des températures de 250-350°C dans sa partie nord, entre 70 et 50Ma, tandis que la partie nord du Massif de l'Arize a enregistré des températures de 300-350°C entre 200 et 50 Ma (Vacherat *et al.*, 2016). Ces températures coïncident avec les $T_{RSCM}$ mesurées dans la ZA et le Massif de l'Arize. Les phénomènes de métasomatisme assez localisés seraient donc les témoins et la conséquence d'une anomalie thermique généralisée dans la ZNP lors du métamorphisme HT-BP Crétacé.

## VI.2 Relation entre le métamorphisme de HT-BP et les différentes phases de déformation

Au cours de notre étude, nous avons pu mettre en évidence la présence de trois phases de déformation dans la ZNP et particulièrement dans la ZIM. Les structures et la cinématique s'accordent avec les études précédentes (e.g. Choukroune, 1976). Cependant, il existe une divergence sur les conditions et l'âge de la déformation associée à la première phase de déformation qui a récemment été décrite comme liée à l'extension albo-cénomanienne (e.g. Clerc et al., 2015). Hormis ces trois phases de déformation, nous avons également mis en avant l'importance d'une structuration précoce liée la tectonique salifère largement présente dans les Pyrénées occidentales (e.g. Nappe des Marbres, Bassin de Mauléon et Chaînons Béarnais).

### VI.2.1 Empreinte de la tectonique salifère précoce

Au cours de ces travaux de thèse nous avons pu mettre en évidence la présence de structures salifère associées à des niveaux d'évaporites importants, notamment dans la partie occidentale de la chaîne, au niveau de la Nappe des Marbres. Ces évaporites associées au faciès du Keuper se sont déposées durant le Trias supérieur formant un large bassin qui recouvrait le secteur actuel des Pyrénées, mais également l'ensemble de la zone de la Tethys occidentale (Dercourt *et al.*, 1993). Une grande partie des Pyrénées, notamment le domaine occidental, montre des structures salifères (Canérot *et al.*, 2005 ; Hudec et Jackson, 2007). Diverses structures diapiriques ont en effet été observées dans les bassins qui composent la partie occidentale de la chaîne (Paris, 1964 ; Henry et Zolnai, 1971 ; Canérot, 1988, 1989 ; Canérot *et al.*, 2005). La partie sud du Bassin de Parentis est associée à de nombreuses structures diapiriques, observées par forages (Mathieu, 1986 ; Biteau *et al.*, 2006 ; Jammes *et al.*, 2010b), formées par des migrations du sel initiées durant la transition Crétacé inférieur-supérieur, jusqu'à la partie terminale de l'Eocène (Jammes et al., 2010b). Le large Bassin d'Arzacq-Mauléon est également associé à de nombreuses structures salifères, notamment d'importantes structures diapiriques (Dupuy-Camet, 1952 ; Henry et Zolnai, 1971 ; Mauriaud, 1987 ; Médiavilla, 1987 ; Canérot, 1989). Ces structures salifères sont mises en évidence par un remplissage sédimentaire du Crétacé inférieur dépassant les 4km et présentant de nombreuses variations d'épaisseur liées au développement synsédimentaire de rides de sel (Curnelle *et al.*, 1982). La description des diapirs de sel (e.g. diapir de Roquiague) et notamment du Massif des Arbailles a permis de mettre en évidence que la migration du sel pendant l'Aptien et l'Eocène, associée aux structures salifères et aux basculements de blocs contrôlés par des failles normales,

était associée à des processus extensifs et donc à la formation du rift crétacé (Canérot, 1988, 1989 ; Canérot et Lenoble, 1991).

Notre travail sur la Nappe des Marbres a montré que cette unité présentait une structure complexe, en grande partie due à la tectonique salifère et à l'occurrence d'épaisses couches d'évaporite localisées à la base du basin (*cf. Chapitre III*). Comme dans la ZNP, ces structures salifères, associées à la formation de diapirs et de rides de sel, se développent pendant la phase de rifting (Martinez-Torres, 1989; Rowan et al., 2014). En effet, les séries sédimentaires anté- et syn-rift sont affectées par de nombreuses variations latérales de faciès et d'épaisseur, qui résultent de la tectonique salifère précoce. La Nappe des Marbres est décrite comme affectée par une phase pré-Albienne, associée à la formation de plis dont les axes sont NNW-SSE, entrainant la formation de biseaux sédimentaires et de discordances angulaires locales (Martinez-Torres, 1989). Selon cette étude, cette phase pré-albienne serait liée au mouvement décrochant senestre associé à l'activité de la Faille de Leitza, considérée comme une discontinuité majeure durant le rifting crétacé. Cependant, ces structures sont probablement associées à la tectonique salifère et la formation de larges diapirs (e.g. le diapir de Lekumberri). L'étude structurale de la Nappe des Marbres a révélé une géométrie qui indique une structuration précoce et la présence de plusieurs mini-bassins, à l'image de ce type de structures observées dans le Bassin de Sivas en Turquie (e.g. Callot et al., 2014; Ribes et al., 2015; Kergaravat et al;, 2016). Le couplage avec l'étude thermométrique, confirme que cette phase de tectonique salifère, participant grandement à la structuration du bassin, est précoce. En effet, nous avons montré que les isothermes associés au métamorphisme HT-BP, recoupent et sont clairement obliques sur l'ensemble des plis d'échelle régionale. Ces isothermes ne sont que très peu reprises et plissées par la déformation compressive postérieure, indiquant que ces plis sont liés à la tectonique salifère (formation de mini-bassins) et sont associés à l'épisode de rifting et d'amincissement contemporain du métamorphisme de HT-BP.

L'unité de la Nappe des Marbres semble donc peu affectée par les déformations compressives postérieures. Cependant, nous avons montré que le socle du Cinco Villas, ainsi que les formations du Trias inférieur sont affectées par une déformation non-négligeable associée à la compression pyrénéenne. Cette différence d'intensité de déformation entre la Nappe des Marbres et le socle peut s'expliquer par la présence des évaporites du Trias supérieur, jouant le rôle de niveaux de décollement permettant un découplage important. Dans les Pyrénées, les niveaux d'évaporite, jouent un rôle majeur lors de l'amincissement crustal et contrôlent la géométrie et l'évolution du système de rift (Jammes *et al.*, 2010b). Dans l'exemple

du Bassin de Mauléon, lors de la phase de rifting, ces niveaux d'évaporites ont permis un découplage complet entre les formations postérieures au Trias supérieur et le socle, induisant des différences de modes déformation de part et d'autre de ce niveau d'évaporite (Jammes *et al.*, 2010b).

Le niveau d'évaporites présent dans la Nappe des Marbres correspondant probablement à un niveau de décollement a donc joué un rôle important durant la phase de rifting. En effet, à l'image du Bassin du Mauléon, l'unité de la Nappe des Marbres est caractérisée par une zone d'hyper-amincissement lors de l'épisode de rifting crétacé (e.g. Roca et al., 2011 ; Tugend et al., 2014 ; De Felipe et al., 2017). Ce niveau de décollement dans le Trias supérieur associé à un découplage important, a permis l'amincissement et l'extraction de la croûte et l'exhumation du manteau lithosphérique, sans impacter fortement les sédiments anté- et syn-rift de la Nappe des Marbres. Il est important de se poser la question de l'importance de ce niveau lors de la compression postérieure à l'épisode de rifting. Comme dit précédemment, le socle semble affecté par la déformation compressive (e.g. Cinco Villas), tandis que la Nappe des Marbres associée à de nombreuses structures salifères semble moins déformée par la déformation tardive. De nombreuses études ont montré l'importance du sel dans les régimes compressifs, notamment la localisation préférentiele de la déformation sur les structures salifères, exerçant un fort contrôle sur les taux de déformation et sur la géométrie des structures associées au développement de plis et de chevauchements (e.g. Letouzey *et al.*, 1995; Vendeville and Nilsen, 1995; Rowan and Vendeville, 2006; Dooley *et al.*, 2009; Jahani *et al.*, 2009; Callot *et al.*, 2012). Dans le Bassin Basco-Cantabrique, la tectonique salifère et les diapirs ont joué un rôle important durant l'inversion des marges amincies, permettant notamment le décollement complet des séries sédimentaires postérieures au Trias supérieur (Rat *et al.*, 1983; Turner, 1996; Rowan *et al.*, 2014). De plus, la flexure de l'avant-pays de la marge Basco-Cantabrique est associée à des structures compressives, correspondant à la compression de diapirs Albien à Crétacé supérieur et localement, par l'inversion de failles normales (Roca *et al.*, 2011).

Les déformations ultérieures au sein de la Nappe des Marbres sont largement contrôlées par ces structures salifères. Un exemple concerne la partie centrale qui présente un long corridor anticlinal, marqué par la présence de sédiments liasiques et triasiques, correspondant probablement à une ancienne ride de sel (s.s Hudec and Jackson, 2007) déformée et associée au développement de chevauchements lors la compression postérieure. La majorité des structures salifères sont probablement reprises sous forme de chevauchements et les mini-bassins sont probablement légèrement replissés et schistosés. Nous suggérons qu'une grande

partie de la déformation serait guidée par les structures salifères bien développées durant la phase d'extension. De plus, le découplage entre les bassins et le socle est probablement encore actif lors de la convergence.

Si la Nappe des Marbres montre de nombreuses évidences que sa structure est liée à la tectonique salifère, il existe par ailleurs très peu de témoins d'une telle structuration précoce au sein de la ZIM. La répartition de ces niveaux d'évaporite semble restreinte à la partie occidentale de la chaîne, notamment dans les Chainons Béarnais qui représentent une unité détachée sur le Trias supérieur et dont la structure plissée résulte de la formation et l'écrasement de diapirs ainsi que de murs de sel, initiés pendant les périodes d'extension du Jurassique et du Crétacé inférieur (Canérot, 1988 ; Canérot *et al.*, 2005). Le découplage entre la couverture et le socle associé à ce niveau de décollement entraine une accommodation du raccourcissement dans le socle plus important (thick-skin), tandis que la déformation de la couverture sédimentaire est moins déformée. Cette déformation est généralement associée à l'écrasement et la formation de chevauchement au sein des diapirs et rides de sel formant des anticlinaux, contribuant au transport des pointements de lherzolites et des fragments de marge distale (Teixell *et al.*, 2016). Il existe également des exemples d'inversion de structures extensives et de sel dans le Bassin Aquitain, à l'origine d'un raccourcissement très faible qui n'a pas excédé 5-6 km (Biteau *et al.*, 2006).

Il est très difficile de déterminer si la ZIM dans son ensemble est affectée par une telle structuration salifère. Les empreintes de cette phase précoce sont masquées par le métamorphisme HT-BP et une déformation importante entrainant une verticalisation de la foliation $S_{0\text{-}1}$ subparallèle à la stratification. Dans certains secteurs, la ZIM montre une structure thermique oblique sur la structure globale. Mais il est difficile de déterminer si cette obliquité est liée à une structuration précoce, ou à la localisation du flux de chaleur qui semble hétérogène à l'échelle de la chaîne.

La tectonique salifère est un paramètre important à prendre en compte dans les restaurations des marges amincies et des zones d'hyper-extension. L'héritage structural lié à la structuration précoce joue un rôle important sur la localisation et l'accommodation de la déformation, lors de la convergence.

### VI.2.2 Déformation extensive en relation avec le métamorphisme de HT-BP

Notre étude a montré que la foliation $S_{0\text{-}1}$ affecte l'ensemble de la ZIM et est étroitement liée au métamorphisme HT-BP. Ce métamorphisme HT-BP observé dans les métasédiments mésozoïques à dominante carbonatée et gréso-pélitique de la ZNP est généralement attribué à l'évènement de rifting Crétacé (Ravier, 1959 ; Azambre and Rossy, 1976; Bernus-Maury, 1984; Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Golberg, 1987; Golberg and Maluski, 1988; Dauteuil and Ricou, 1989; Golberg and Leyreloup, 1990 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc *et al.*, 2015 ; Lagabrielle *et al.*, 2016). Cette foliation correspondant à une schistosité de flux est marquée par le développement d'une déformation ductile intense, par du boudinage parfois métrique de certains niveaux et par un aplatissement des sédiments anté et syn-rift associé au développement de linéations d'étirement et de linéations minérales souvent portées par le scapolite. Cette foliation a longtemps été attribuée à la compression pyrénéenne et associée à la formation de plis isoclinaux couchés (e.g. Choukroune, 1970, 1972, 1976 ; Debroas, 1987a). De récentes études focalisées sur la préservation des domaines amincies inversés durant la compression suggèrent que cette foliation $S_{0\text{-}1}$ est contemporaine du rifting crétacé, et serait par conséquent une déformation extensive (Clerc *et al.*, 2015, Lagabrielle *et al.*, 2016 ; Chelalou *et al.*, 2016). De plus, le synchronisme entre la déformation et le métamorphisme est mise en avant par l'observation de fabriques de haute température de la calcite dans les marbres constituant la ZIM (Vauchez *et al.*, 2013 ; Lagabrielle *et al.*, 2015). L'estimation de l'âge du début de la compression dans la chaîne pyrénéenne est attribuée au Santonien, par les observations de terrain (Boilot et Capdevila, 1977 ; Garrido-Megias et Rios, 1972 ; García-Senz 2002 ; McClay *et al.*, 2004 ; Ford et al., 2016) et les reconstructions cinématiques (Roest and Srivastava, 1991; Olivet, 1996; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Handy *et al.*, 2010). L'évènement métamorphique a été daté par de nombreux âges radiométriques entre 110 et 85 Ma (Albarède and Michard-Vitrac, 1978a ; Albarède and Michard-Vitrac, 1978b ; Montigny *et al.*, 1986 ; Golberg *et al.*, 1986 ; Golberg and Maluski, 1988 ; Bandet and Gourinard in Thiébaut *et al.*, 1988 ; Clerc *et al.*, 2015 ; Chelalou *et al.*, 2016), qui sont antérieurs au Santonien et qui sont donc en accord avec un évènement antérieur à la convergence.

Au cours de notre étude structurale et sur l'observation des déformations affectant la ZIM, nous avons pu observer cette foliation $S_{0\text{-}1}$, associée à cette déformation ductile (*cf. Chapitre II*). Le couplage entre cette étude structurale et notre étude de thermométrie Raman sur le métamorphisme HT-BP, confirme cette étroite corrélation entre la foliation $S_{0\text{-}1}$ et les hautes températures observées au sein de la ZIM et localement dans la ZNP (Figure VI-9a),

déjà proposée dans des études précédentes (e.g. Choukroune, 1972, 1976). La foliation $S_{0-1}$, affecte les sédiments mésozoïques quand les températures associées au métamorphisme sont supérieures à 400°C. Il parait donc clair que le développement de la foliation $S_{0-1}$ est contrôlé par les conditions de température des sédiments carbonatés en guidant leur comportement rhéologique. Cette foliation n'affecte jamais les formations du Trias inférieur et affecte uniquement les sédiments mésozoïques plus récents ce qui démontre (i) l'existence d'un niveau de décollement dans la série, dans le Trias supérieur et (ii) une translation par décollement de la couverture mésozoïque post Trias supérieur qui était initialement localisée à l'aplomb des zones amincies et hyper-amincies.

Les plans de foliation $S_{0-1}$ sont marqués par la présence de linéations d'étirement ou de linéations minérales (*cf. Chapitre III*, Figure III-17b). Des études récentes ont montré que l'orientation de ces linéations associée à la déformation ductile montrait une direction générale NW-SE, avec cependant une dispersion des données avec une tendance NE-SW, qui résultaient d'un basculement ou du plissement lié à la compression tardive (Clerc, 2012 ; Clerc *et al.*, 2015). Ces travaux suggèrent donc une ouverture du rift compatible avec une transtension orientée NW-SE. Notre étude structurale a également permis de mettre en avant ces deux familles de direction NW-SE et NE-SW, pour les linéations associées aux plans de foliation. Ces directions finies sont contrôlées par le plissement postérieur de la seconde phase de déformation. Au sein de la ZIM, ces linéations sont très dispersées et la faible quantité de données est telle qu'il est difficile de conclure à un schéma général. Nous avons cependant pu observer quelques linéations d'étirement au sein des écailles bordières, moins déformées par la phase de compression tardive. La direction de ces linéations montre une direction systématiquement NW-SE. Au niveau du Col de Coupe, dans la partie sud du Fossé des Baronnies, l'observation de ces linéations d'étirement a révélé une direction régulière orientée NNW-SSE. Ces observations semblent consolider la transtension avec un étirement selon un axe NW-SE.

La déformation extensive associée au développement de la foliation $S_{0-1}$ peut être associée au métamorphisme par la présence des minéraux métamorphiques et notamment par les scapolites. Le scapolite est un minéral hydrothermal, métamorphique ou métasomatique généralement formé par la réaction du plagioclase avec un fluide riche en Cl ou $CO_2$ (Goldsmith, 1976 ; Mora et Valley, 1989 ; Rebbert et Rice, 1997). Le scapolite de formule générale $(NaCa)_4\ (Al,Si)_3\ Al_3Si_6O_{24}\ (Cl,CO_3)$ est un groupe appartenant à la sous-classe des tectosilicates présentant un système cristallin quadratique. Ce groupe forme une série

isomorphe de trois pôles purs : la marialite ($Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$), meionite ($Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3$), et mizzonite ($\sim NaCa_3Al_5Si_7O_{24}CO_3$) (e.g. Goldsmith et Newton, 1977 ; Sokolova et Hawthorne, 2008). En fonction de leur composition, les scapolites se forment entre 200 et 800°C (Burley *et al.*, 1961). Il semble donc que le scapolite soit un bon indicateur du métamorphisme sur le terrain. La présence de scapolite riche en NaCl dans les roches métamorphiques provient généralement d'une source évaporitique (Ellis, 1978; Mora et Valley, 1989; Oliver *et al.*, 1994). Dans l'exemple du Bassin carbonaté de Sare Sang en Afghanistan affecté par un métamorphisme régional, la cristallisation des scapolites résulte de minéraux de calcite-dolomite et de plagioclase, provenant de séries contenant des niveaux calcaires, de dolomie et de halite (Faryad, 2002). Dans les Pyrénées, la formation des scapolites est généralement décrite comme limité aux unités triasiques et liasiques, connues pour leurs séquences méta-évaporitique (Ravier et Thiebaut 1982). Nous avons cependant observé la présence de scapolites dans une grande partie de la pile sédimentaire des bassins mésozoïques constituant la ZIM, notamment dans les carbonates du Crétacé inférieur, calcaires à alvéolines ou à rudistes (Figure VI-9b). La distribution des scapolites à l'échelle de la chaîne reflète également son étroite corrélation avec le métamorphisme de HT-BP (Figure VI-9). Cette répartition dans les sédiments crétacés peut s'expliquer par les déformations liées à l'amincissement, notamment le boudinage à grande échelle et le rôle de la tectonique salifère et du niveau de décollement dans les évaporites du Trias supérieur, mettant directement en contact les niveaux évaporitiques avec les formations crétacés. Récemment, la présence de ces scapolites dans les parties supérieures de la pile sédimentaires a été expliquée par la percolation, la ségrégation et la migration de fluides issus des séries triasiques et liasiques (Clerc *et al.*, 2015).

Les différents modes de cristallisation et d'emplacement des minéraux métamorphiques apportent des informations importantes sur la chronologie du développement de la foliation $S_{0-1}$. Dans un premier temps, les paragenèses métamorphiques au sein de la ZIM ont été considérées comme statiques (Ravier, 1959), puis dans un deuxième temps syn-cinématique (Bernus-Maury, 1984). Il fut également mis en avant que la longue période de métamorphisme était contemporaine de la première phase de déformation ductile, considérée à l'époque comme compressive et ait continué durant une partie de la seconde phase de déformation (Choukroune, 1976).

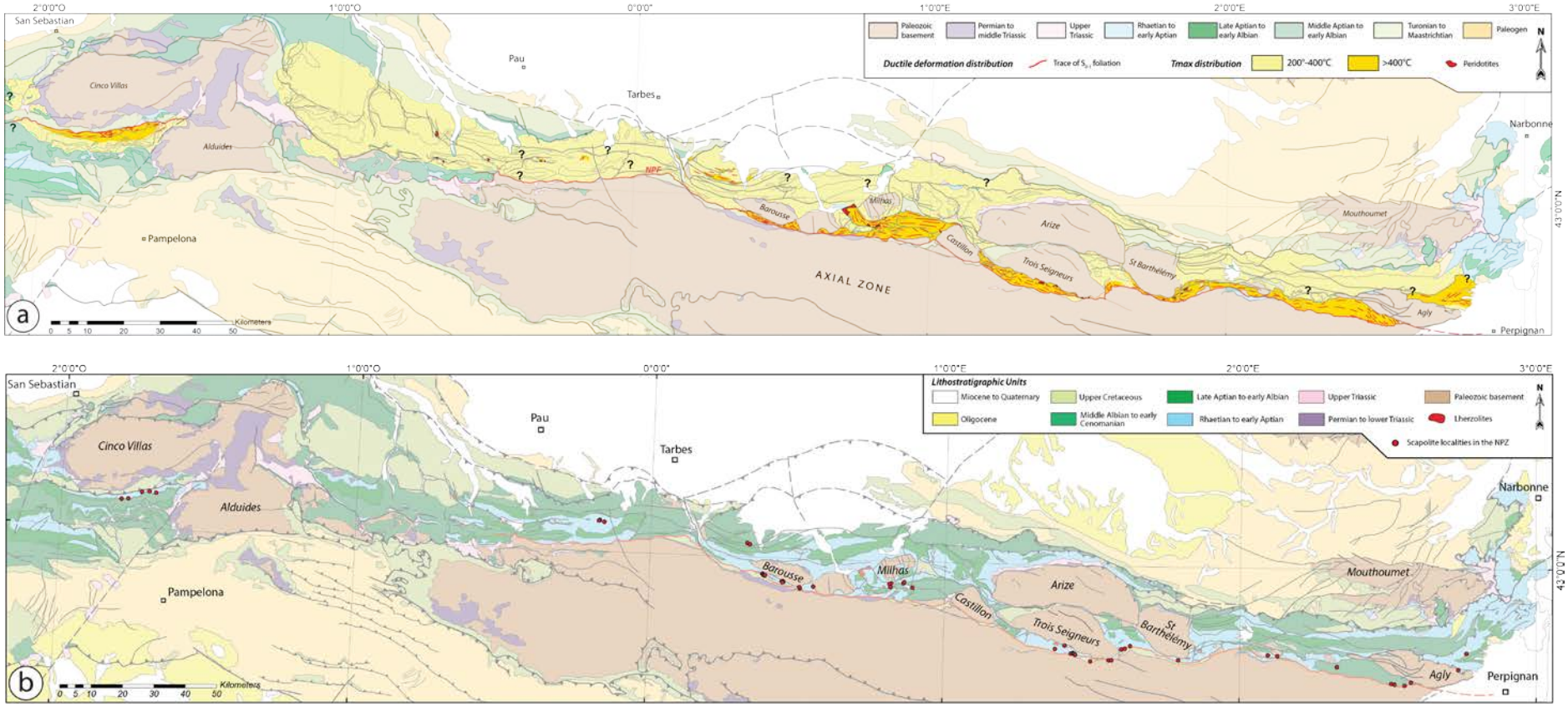


*Figure VI-9 : a) distribution des traces de la foliation $S_{0\text{-}1}$ en fonction de la répartition du métamorphisme. La foliation $S_{0\text{-}1}$, se développe essentiellement dans les sédiments dont les $T_{RSCM}$ excèdent les 400°C. b) Carte de la répartition (non exhaustive) de l'observation des minéraux de scapolite dans la ZNP. A noter l'étroite corrélation entre le métamorphisme et la présence de scapolite.*

En effet, en considérant l'exemple des scapolites, une partie de ces minéraux a cristallisé avec des orientations aléatoires, tandis que d'autres se sont formés selon une orientation ~NW-SE dans le plan de foliation, une partie de ces minéraux étant étirée après la cristallisation, sans ombre de pression laissant place à des recristallisations de calcite par exemple. Il est clair que la déformation de la première phase associée à $S_{0\text{-}1}$ est contemporaine de l'épisode de métamorphisme (Figure VI-10). Les minéraux de scapolite tronqués et étirés indiquent que leur cristallisation est localement anté-tectonique (Figure VI-10). Les minéraux de scapolite orientés dans les plans $S_{0\text{-}1}$ indiquent que leur cristallisation est syn-tectonique alors que les minéraux de scapolite cristallisés aléatoirement sans orientation, recoupant perpendiculairement la foliation, seraient post-tectoniques (Figure VI-10).

La foliation $S_{0\text{-}1}$, est donc contemporaine du métamorphisme à l'origine de la formation de ces minéraux (Figure VI-10) mais ce dernier a perduré après l'arrêt de la déformation. La durée effective de la phase de déformation ductile associée à la foliation $S_{0\text{-}1}$, est donc inférieure à 20 Ma.

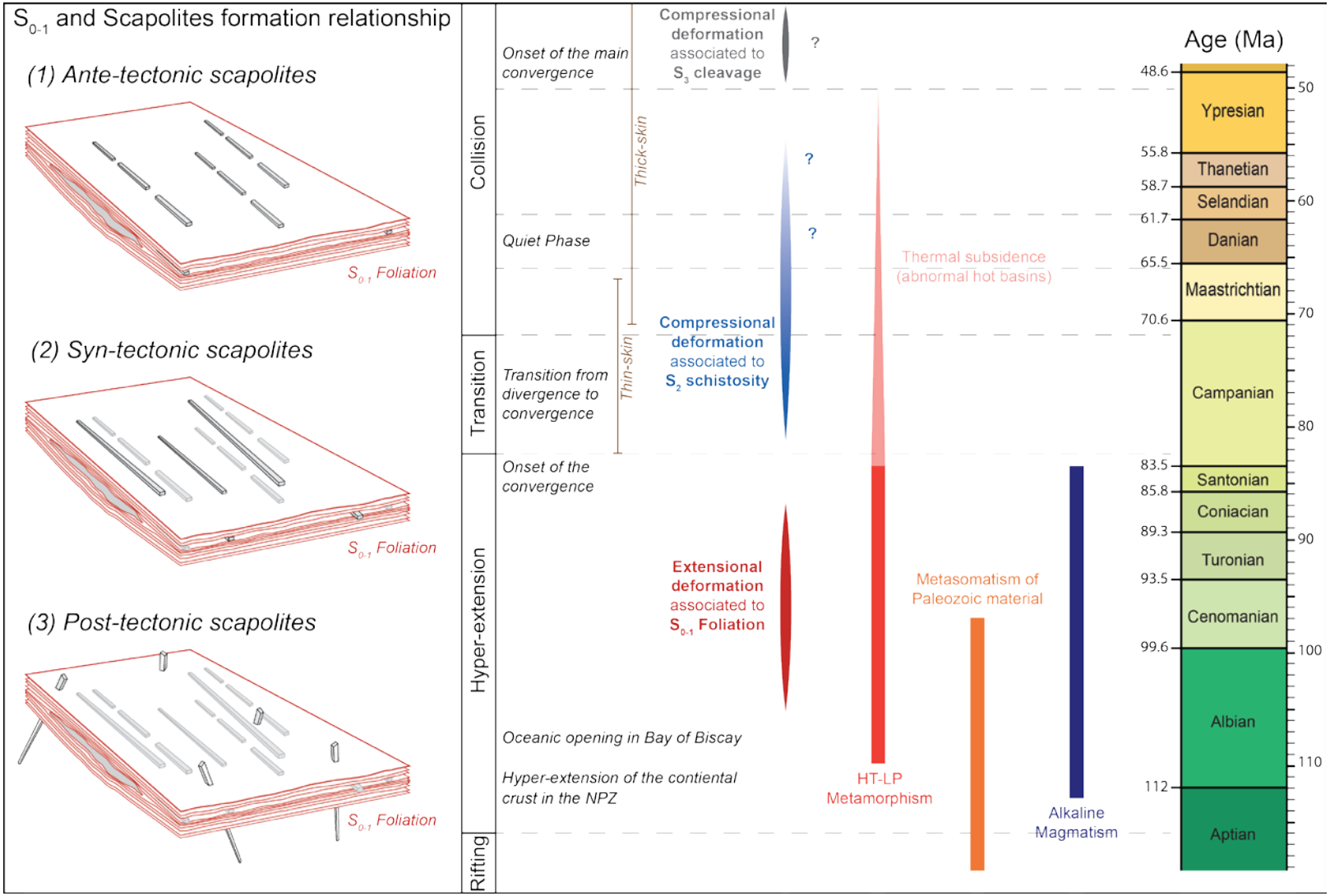


*Figure VI-10 : Synthèse des évènements tectono-métamorphiques de la chaîne pyrénéenne. La disposition des scapolites par rapport au plan de foliation S0-1 indique un âge relatif de la déformation ductile extensive. Les contraintes d'âge des évènements proviennent de Clerc et al. (2015 et références citées), Mouthereau et al. (2014), Vacherat et al. (2014) et Ford et al. (2016).*

### VI.2.3 Déformation compressive associée à la structuration de la chaîne

La compression dans les Pyrénées est associée au développement de deux schistosités et à la structuration générale E-W de la chaîne. Au cours de notre étude structurale, nous avons pu observer ces deux phases de déformation au sein de la ZNP. La première phase de déformation compressive correspond à la seconde phase de déformation, associée au développement de la schistosité de fracture $S_2$ considérée généralement comme plan axial des plis affectant la ZNP (Choukroune, 1972,1976 ; Debroas, 1978, 1990 ; Ternet et al., 1997). Nous avons pu observer que cette schistosité $S_2$ s'est développée essentiellement dans les formations les plus marneuses et pélitiques, plus précisément dans les formations des Flysch Noirs (Albo-Cénomanien) (e.g. Debroas, 1990) et les différentes générations de flysch gris (Crétacé supérieur). Cette schistosité affecte donc les sédiments anté-rift et post-rift à l'échelle de la chaîne. Cependant, cette schistosité est rarement observée dans les formations carbonatées anté-rift, notamment la ZIM. Cette schistosité est également peu marquée dans les carbonates non métamorphiques de la ZNP. Ce faible impact de la schistosité $S_2$, sur les roches carbonatées peut être dû à une faible intensité de la déformation compressive, mais également aux conditions thermiques lors de la convergence. La schistosité $S_2$, présente dans les écailles bordières, a été datée du Campanien et plus précisément à 80 Ma (Montigny et al., 1986) (Figure VI-10). Cet âge semble relativement vieux pour le développement de la schistosité, mais il est en accord avec l'estimation de l'âge du début de la compression dans la chaîne pyrénéenne, attribuée au Santonien (~85-83Ma) (Boilot et Capdevila, 1977 ; Garrido-Megias et Rios, 1972 ; Roest and Srivastava, 1991; Olivet, 1996 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; García-Senz 2002 ; McClay *et al.*, 2004 ; Handy *et al.*, 2010 ; Ford et al., 2016) (Figure VI-10). De plus, les premiers galets de marbres à scapolites, de marbres noirs à biotites et de brèches marmoréennes sont remaniés dans des poudingues fluviatiles paléocènes (Freytet, 1971 ; Meurisse, 1974). Cette configuration atteste que la série anté-rift métamorphique était déjà exhumée et à l'érosion dès le début du Paléocène (~65-58Ma) et probablement avant la fin du Crétacé (Debroas et Azambre, 2012). Les âges thermochronologiques sur traces de fission sur zircons confirment un début d'exhumation des Massifs Nord-Pyrénéens dès la fin du Crétacé supérieur (e.g. Garwin, 1985; Yelland, 1991; Sinclair *et al.*, 2005; Maurel *et al.*, 2008 ; Vacherat *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2016) indiquant le début de la convergence entre l'Ibérie et l'Eurasie.

Il est difficile de déterminer si la foliation se développe dès le début de la convergence des deux marges amincies à la fin du Crétacé supérieur ou pendant la phase de compression majeur à la fin Eocène, début Miocène (e.g. Muñoz 2002, Vergés *et al.*, 2002 ; Ford *et al.*, 2016). Si le

développement de la schistosité $S_2$ est associé au début de la convergence, son développement peu marqué pourrait être expliqué par une déformation à chaud des bassins constituant la ZIM, limitant alors le développement d'une schistosité de fracture. Cette déformation à chaud des bassins est en concordance avec une relaxation thermique du métamorphisme HT-BP, postérieure au début de la convergence. Plusieurs études ont montré et suggéré des déformations compressives à chaud dans les bassins de la ZNP. Dans le Bassin de Mauléon, les déformations compressives sont associées à la schistosité $S_2$, de crénulation et plan axial de plis affectant les unités albo-cénomaniennes sous des conditions relatives proche des températures maximales atteintes par les sédiments mesurées par thermométrie Raman, entre 100 et 200°C (Choukroune, 1974). Les données thermochronologiques suggèrent que le début du raccourcissement dans le Bassin de Mauléon se soit déroulé dans un bassin anormalement chaud et que les isothermes soient restées à la même profondeur durant une période comprise entre 83 à 50 Ma (Vacherat *et al.*, 2014) (Figure VI-10), indiquant que la relaxation thermique du bassin est donc effective à partir de 50 Ma (Vacherat *et al.*, 2014 ; Bosch *et al.*, 2016). Ces études suggèrent que la relaxation thermique est liée à l'exhumation majeure et régionale dans les Pyrénées. Il en est de même pour le Fossé d'Aulus, où les déformations compressives semblent être accommodées dans des conditions de haute température (Vacherat *et al.*, 2016). Cependant, cette phase de relaxation thermique est probablement réduite dans les Pyrénées centrales, du fait d'un moindre amincissement lors du rifting (Mouthereau et al., 2014).

Notre étude structurale a également révélé la présence de déformation sous des conditions de haute température. C'est par exemple le cas du Bassin de Sarancolin, où le contact entre les flyschs noirs (Albien) et les marbres blancs (Dogger-Aptien) montre des plis isoclinaux « mous » avec des axes E-W (*cf. Chapitre II, partie II.2.2.2 ; Figure II-11*). Ces plis affectant la $S_{0\text{-}1}$, compatibles avec l'orientation principale de la schistosité $S_2$ et les axes de plis régionaux, suggèrent une déformation compressive ductile, à l'image du Fossé d'Aulus et du Bassin de Mauléon. L'observation de telles structures indique clairement que les déformations se sont développées dans un bassin anormalement chaud. La $S_2$ étant une schistosité de fracture, les conditions de rhéologiques dans les bassins de la ZIM soumis à une subsidence thermique importante, n'étaient compatibles avec le développement de cette schistosité. En effet, cette schistosité est rarement exprimée dans la ZIM et semble nettement mieux développée dans la couverture sédimentaire mésozoïque des Massifs Nord-Pyrénéens et dans les flyschs des écailles bordières, qui représentent des unités plus froides. Aucune évidence de terrain ne permet de déterminer précisément l'âge de la schistosité $S_2$. Si elle semble être formée dès le

début de la convergence, la fin de son histoire reste indéterminée. Il est probable que la formation de cette schistosité s'arrête avant la phase d'accalmie observée dans l'avant-pays durant le Danien et le début du Sélandien (Ford *et al.*, 2016) (Figure VI-10).

Le début de la compression marque la fermeture ainsi que l'inversion du domaine hyper-aminci et la collision entre les deux marges hyper-amincies de l'Europe et de l'Ibérie. Ce changement de régime tectonique (transition « Thin-skin » à « Thick-skin ») est probablement une des causes de l'arrêt du métamorphisme qui était lié à l'amincissement et l'exhumation du manteau lithosphérique associé à un flux de chaleur important et à un géotherme anormal, malgré une relaxation thermique tardive.

La schistosité $S_3$ correspond à une schistosité de fracture qui affecte de manière très localisée la ZNP (Choukroune, 1972,1976 ; Azambre *et al.*, 1989 ; Debroas, 1990 ; Barrère *et al.*, 1984a ; Debroas et Azambre, 2012). Notre étude structurale a révélé qu'il s'agit de plans de cisaillement et de plans de faille décrochants tardifs qui recoupent l'ensemble des structures. Nous avons peu d'arguments, mais il semble que cette déformation soit tardive et associée au jeu des failles actives durant la phase majeure de compression liée à un régime tectonique de type thick-skin (Figure VI-10).

## VI.3 Signification et rôle des accidents majeurs

### VI.3.1 Niveau de décollement lors de la convergence

Nous avons discuté du rôle des d'évaporites du Trias supérieur, associées à la tectonique salifère précoce et qui constituent généralement un niveau de décollement de la couverture sédimentaire mésozoïque. En effet, à l'échelle de la chaîne, ce niveau d'évaporite est décrit comme un niveau de décollement important, notamment dans les formations localisées au nord des Massifs Nord-Pyrénéens. Dans la partie orientale de la chaine, le synclinal du Bas-Agly formant la couverture sédimentaire du Massif de l'Agly est décrite comme décollée au niveau du Trias supérieur (Durand-Delga, 1964; Légier *et al.*, 1987; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc *et al.*, 2016). Les linéations présentes dans la couverture sédimentaire du Bas-Agly indiquent un déplacement vers le NNE (Légier *et al.*, 1987; Vauchez et al., 2013). Dans les Pyrénées centrales, le Bassin de Tarascon est également décrit comme une unité décollée sur le Trias supérieur et notamment par rapport au Massif des Trois-Seigneurs (Bilotte *et al.*, 1988b). Les Chainons Calcaires localisés au nord du Massif de la Barousse sont également décollés (Paris *et al.*, 1975a). Dans les Pyrénées occidentales, l'ensemble des Chainons Béarnais est décollé dans le niveau du Trias supérieur (e.g. Teixell *et al.*, 2016), tout comme l'ensemble du Bassin de Mauléon décollé dans les sédiments du Trias supérieur qui constituent un horizon de découplage mécanique entre les unités de ce bassin et le socle (Jammes *et al.*, 2009, 2010b ; Masini *et al.*, 2014). La Zone Sud-Pyrénéenne constituée de sédiments du Crétacé supérieur et Eocène montre une transposition sur le Bassin de l'Ebre, via le chevauchement frontal sud-pyrénéen développé dans le Trias supérieur comme un niveau de décollement (e.g. Séguret, 1972; Vergés and Muñoz, 1990; López-Mir et al., 2014). Ce niveau de décollement localisé dans les évaporites du Trias supérieur, est décrit sur l'ensemble du segment pyrénéen. Cependant, il existe peu d'évidences de ce niveau de décollement localisé à la base de la ZIM. Ce niveau d'évaporites est généralement admis comme un niveau de décollement durant la phase de rifting (e.g. Jammes *et al.*, 2009, 2010b ; Clerc *et al.*, 2016), mais il reste des incertitudes quant à son rôle durant la phase de compression, notamment lors de la transition entre la phase de rifting et de convergence. Les modèles d'hyper-extension (e.g. Lagabrielle et Bodinier ; Jammes *et al.*, 2009 ; Masini *et al.*, 2014 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc *et al.*, 2016 ; Teixell *et al.*, 2016) impliquent généralement des marges boudinées ou tronquées par des détachements, impliquant l'exhumation du manteau. Ce type de structure suggère des contacts horizontaux ou peu pentés. Lors de la convergence, ce niveau de décollement localisé dans le Trias supérieur, pourrait donc probablement être réactivé et pourrait permettre des

déplacements horizontaux de la couverture sédimentaire mésozoïque et plus particulièrement la ZIM, localisée à l'aplomb des zones de manteau exhumé lors de l'épisode extensif. Comme décrit précédemment, la subsidence thermique semble perdurer plus de 20 Ma après l'épisode de métamorphisme HT-BP (Vacherat *et al.*, 2014). Ces conditions thermiques pourraient expliquer la localisation des déformations en base de bassin, dans le Trias supérieur, mais également dans les marbres jurassiques, qui par leur rhéologie a moyenne et haute température, pourrait accommoder une partie de la déformation ductile.

Notre étude structurale a pu mettre en avant des indices de ce niveau de décollement actif durant la compression, notamment des niveaux de brèches important dans la Nappe des Marbres (*cf. Chapitre III, partie III.1.4.4, Figure III-11*) et nous discutons du rôle et la signification des brèches considérées comme éocènes (Berger *et al.*, 1993) dans la région du Massif de l'Agly (*cf. Chapitre II, partie II.7.2.2, Figure II-64 et Chapitre V*). Dans la Nappe des Marbres, la brèche se localise à la base de la série, dans les sédiments jurassiques anté-rift et est composée de clastes de marbres, d'argile bariolée jaune, lie de vin. Il s'agit d'une brèche polygénique dont les clastes montrent des contours francs et parfois dissous. Une partie des clastes montre une foliation $S_{0\text{-}1}$, montrant clairement que ces brèches sont postérieures à l'épisode majeur du métamorphisme. Cette brèche déformée ductilement mélange des sédiments du Trias supérieur et du Jurassique. Cette brèche se présente ainsi comme une zone de déformation intense correspondant au niveau de décollement localisé à la base de la Nappe des Marbres. Cette brèche étant postérieure au métamorphisme, nous suggérons qu'elle soit associée au jeu du niveau de décollement pendant l'inversion du bassin. Il existe également de nombreux affleurements de brèches polygéniques, constituées essentiellement de clastes de marbres, autour du Massif de l'Agly. L'âge de ces brèches est controversé (c.f. *Chapitre II, partie II.7.2.2, Couverture mésozoïque résiduelle du massif de l'Agly*), mais il semble qu'elles correspondent à des brèches éocènes. En effet, les lithologies les plus jeunes remaniées dans ces brèches sont des clastes d'âge Aptien-Albien (Berger et al., 1993). De plus, certains clastes constituant la brèche sont affectés par la foliation, indiquant une formation postérieure à l'épisode de métamorphisme albo-cénomanien. Ces brèches sont également décrites comme très déformées et recristallisées (Mattauer and Proust, 1962), mais elles sont peu affectées par le métamorphisme HT-BP, comme l'atteste l'absence de minéraux néoformés et un ciment calcitique peu cristallisé. Nous suggérons que ce niveau de brèche localisé essentiellement à la base de la série jurassique, constitue un niveau de décollement probablement actif après l'épisode de métamorphisme, donc pendant la phase de convergence précoce (Figure VI-10).

Ce type de niveau de décollement peu penté peut contribuer à des mouvements de translation horizontale important, lors de la convergence, et de juxtaposition des unités de marbres (séries ante et syn-rift métamorphiques) sur des unités plus proximales de la marge. Cependant, il existe très peu d'évidence de ce niveau de décollement au sein de la ZIM, hormis dans le Bassin de Tarascon, le long de la bordure SW du Massif du Saint-Barthélémy. En effet, les brèches observées sont identiques à celles décrites dans la région de l'Agly. Il est donc fort probable que la ZIM soit également décollée et découplée du socle lors de la compression, impliquant des mouvements de transport horizontaux, impliquant des chevauchements plats et permettant l'allochtonie des unités métamorphiques sur des unités peu ou non affectées par le métamorphisme HT-BP.

### VI.3.2 Cinématique de la Faille Nord-Pyrénéenne

La FNP est un accident majeur et un des plus connus des Pyrénées et son rôle a largement été discuté depuis plus de 50 ans. Cette faille limite la partie sud de la ZIM est considérée par plusieurs auteurs, comme une discontinuité majeure entre la Plaque Ibérie et la Plaque Eurasie au sein de la chaîne (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976, 1976b; Choukroune and Mattauer, 1978; Daignières *et al.*, 1982, 1989 ; Choukroune and ECORS Team, 1989). Cette faille est également décrite comme un accident décrochant important avec un mouvement senestre accommodant le déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe durant la période Aptien-Albien (Le Pichon *et al.*, 1970 ; Mattauer and Séguret, 1971; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Savostin *et al.*, 1986 ; Olivet, 1996 ; Stampfli *et al.*, 2002 ; Handy *et al.*, 2010). Les modèles géodynamiques basés sur les anomalies magnétiques dans l'Océan Atlantique, suggèrent un rôle mineur de la FNP dans l'accommodation du mouvement décrochant lors de la convergence et est active seulement à partir de 83 Ma (Srivastava *et al.*, 1990, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004; Vissers and Meijer, 2012a, 2012b, Vissers et al., 2016). De plus, les observations de terrain, notamment les corrélations de niveaux stratigraphiques et les reconstructions paléogéographiques des bassins les mieux préservés de la ZNP semblent minimiser la composante décrochante de la FNP (Souquet et Mediavilla, 1976 ; Peybernès, 1976 ; Razin, 1989 ; Claude, 1990 ; Masini *et al.*, 2014). Si l'on considère les travaux récents mettant en avant les différents modèles d'hyper extension (Hall et Benett, 1979 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes *et al.*, 2009, 2010c ; Lagabrielle *et al.* 2010 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Masini *et al.*, 2014 ; Tugend *et al.*, 2014 ; Clerc *et al.*, 2016), la FNP ne constitue plus une faille majeure durant l'extension, où elle n'a plus vraiment d'existence. Dans ces modèles, cette faille serait donc principalement issue de la formation du prisme orogénique. Mais il n'est pas à exclure que cette faille soit liée à l'héritage extensif anté-collision.

Notre étude structurale et notamment la réalisation des coupes géologiques, a également permis de mettre en évidence cette structure majeure ainsi que les autres failles jalonnant la ZIM qui montrent un pendage fort à vertical. La configuration courante de la ZIM suggère une structure en fleur, notamment le long de la FNP et des écailles bordières. Ces structures en fleur sont typiques d'une zone en décrochement (e.g Chritie-Blick and Biddle, 1985 ; Harding, 1985). Par endroit, la FNP semble se scinder en plusieurs segments, notamment dans la région du Massif du Castillon. Cette structuration se retrouve sur l'ensemble du segment pyrénéen qui est affecté par le long tracé de la FNP jalonnant la ZA et suggère une composante décrochante plus

ou moins importante. Choukroune (1976) indique que cet accident a fonctionné en décrochement senestre lors de la phase tectonique majeure. Une partie des données de terrain acquises à l'approche de la FNP, qui n'affleure qu'en de très rares localités, montre de nombreux arguments en faveur d'un mouvement décrochant senestre associé à un mouvement inverse (*cf. Chapitre II*). En effet nous retrouvons de nombreux exemples de plis à axe N-S, perpendiculaire à la FNP, à fort plongement, déjà décrits dans la littérature (e.g Choukroune, 1976). Il existe de nombreux plans de faille impliquant des décrochements senestres. Ces dernières sont à prendre avec précaution car nous observons aussi la présence de micro-plans de faille décrochants dextres. Cependant, de nombreux plans de failles décrochantes sénestres ont été observés le long de la FNP dans le Bassin de Boucheville manifestement hérités de la compression éocène (Chelalou, 2015). Le panorama de Sem (*cf. Chapitre II, partie II.5.2.2, Figure II-48*) semble également être favorable à un mouvement décrochant, par l'observation de la structure du flysch gris et la formation de bancs et lentilles au cœur de la zone de d'intense déformation remobilisant les marbres et les flyschs gris. Cette configuration est généralement observée dans les zones de failles décrochantes (e.g. Cao et Neubauer, 2016). Dans la partie orientale des Pyrénées, au sein de la ZIM, de nombreuses fentes de tension suggèrent un mouvement décrochant sénestre le long de la FNP. Comme nous l'avons montré, la FNP est à l'origine de contrastes thermiques importants, suggérant une activité tardive probablement associée à la phase de compression majeure associée au développement du prisme orogénique.

La forme générale en carte des Massifs Nord-Pyrénéens, notamment dans la partie orientale de la chaîne, peut également suggérer une composante de décrochement sénestre (Figure VI-11). Ces massifs montrent en effet une géométrie sigmoïde avec des axes longs obliques sur la FNP, compatible avec un cisaillement sénestre si cette géométrie est acquise pendant la phase compressive. Dans le cas contraire où ces formes ont été acquises plus tôt pendant la phase de rifting, il s'agirait alors plutôt d'un cisaillement dextre.

L'observation de l'ensemble de ces structures nous amène à réfléchir sur la structuration de l'ensemble de la chaine et notamment sur la direction et l'importance des failles qui recoupent l'intégralité de la ZNP. Il est clair que la FNP est un accident majeur, mais l'étude de la thermicité nous a permis de mettre en évidence l'importance des failles qui bordent l'ensemble de la ZIM et des Massifs Nord-Pyrénéens.

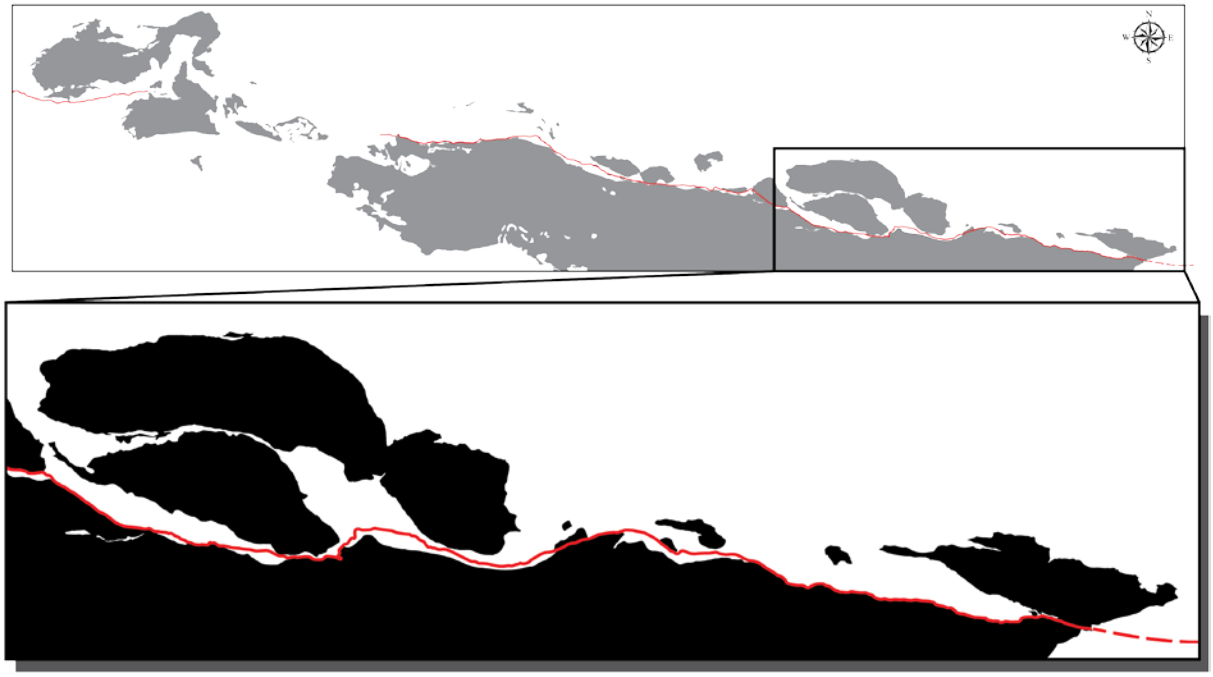

*Figure VI-11 : Cartographie du domaine varisque et zoom sur la forme des massifs nord-pyrénéen, suggérant une composante de décrochement.*

En s'appuyant sur les observations de terrain, suggérant un mouvement décrochant senestre de la FNP, l'examen cartographique des failles au sein de la ZNP et de la ZA suggèrent une configuration illustrant les structures de Riedel à l'échelle de la partie centrale et orientale de la ZNP (Figure VI-12). Cette configuration s'observe très bien au niveau du Massif de l'Agly et sur sa partie septentrionale (Figure VI-13). En effet le réseau de faille correspondant à des cisaillements secondaires (P et R) indique clairement un mouvement avec une composante décrochante sénestre (Figure VI-13). La déformation est donc largement répartie et n'est pas localisé essentiellement le long de la FNP, que nous considérons comme la faille majeure du système (Y) (Figure VI-12). Les structures de cisaillement de Riedel, ont été observées pour la première fois lors d'expérimentations analogiques utilisant des argiles, impliquant la formation de structures fondamentales obtenues au sein des zones de cisaillement (Closs, 1928, Riedel, 1929). Les études de systèmes de failles actives ont associé ces structures de Riedel avec des mouvements décrochants (e.g. Tchalenko, 1970 ; Tchalenko et Ambraseys, 1970 ; Angelier *et al.*, 2004 ; Rao *et al.*, 2011 ; Lin et Nishikawa, 2011). La FNP correspondrait donc à un cisaillement sénestre majeur (Y), sur lequel seraient connectées plusieurs failles synthétiques (P et R), également avec une composante sénestre (Figure VI-12). Ces failles à fort pendage marquent la limite de la ZIM et des Massifs Nord-Pyrénéens. Nous retrouvons également de nombreux accidents au sud de la FNP, au sein de la ZA, qui correspondent généralement à des failles varisques réactivées ou des failles néoformées durant l'orogenèse pyrénéenne.

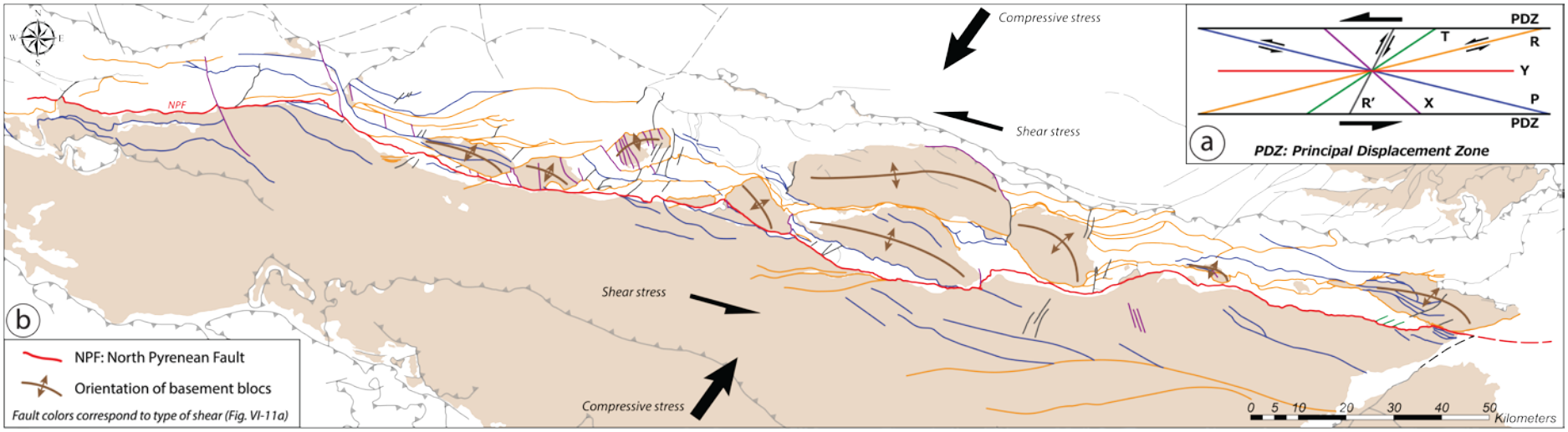


*Figure VI-12 : Carte de la répartition des failles actives durant l'orogenèse pyrénéenne associées à un mouvement décrochant. a) diagramme schématique d'une zone idéalisée de cisaillement et des structures de Riedel. Y : faille de cisaillement, R et R': cisaillement conjugué où R est synthétique et R' est antithétique. P et X : cisaillement, T : fente de tension. b) carte montrant les principales failles associées à l'orogenèse pyrénéenne. L'orientation et le jeu des failles correspondent à une grande structure décrochante sénestre, dont la FNP représenterait la faille majeure. Les autres failles orientées E-W correspondent à des branches de la FNP, notamment la faille bordière septentrionale de la ZIM. Cette configuration indiquerait un mouvement transpressif avec une compression NE-SW.*

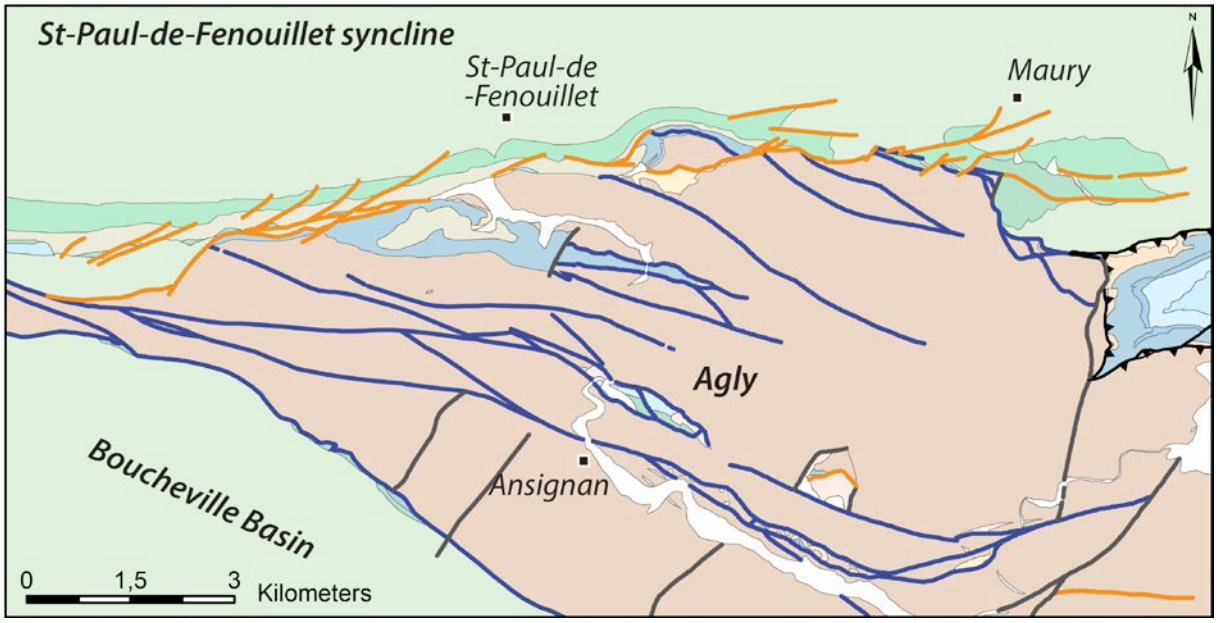


*Figure VI-13 : Zoom sur les failles actives durant l'orogenèse pyrénéenne, au sein et sur la partie nord du Massif de l'Agly*

Il existe également de nombreux cisaillements antithétiques (R') avec des directions NNE-SSW. C'est le cas notamment de la faille qui sépare les Massifs de l'Arize et de Saint-Barthélémy qui est décrite comme une faille décrochante dextre (Figure VI-12) (Choukroune et Séguret, 1973 ; Choukroune, 1976). Il existe également de nombreux cisaillements secondaires orientés NW-SE (X), qui recoupent et décalent l'ensemble de ces failles (Figure VI-12).

Les fentes de tension observées dans la partie orientale des Pyrénées, sont en accord avec l'ensemble des structures indiquant un mouvement senestre. L'examen cartographique de la disposition des Massifs Nord-Pyrénéens indique également un mouvement décrochant à grande échelle (Figure VI-12). Effectivement l'orientation de ces blocs de socle à grande échelle indique un cisaillement senestre, à l'image des déformations et déplacements des terrains en surface, provoquées par un séisme liée à une faille montrant un mouvement décrochant (e.g. Rao *et al.*, 2011 ; Lin et Nishikawa, 2011). La configuration générale de la ZNP constitue un exemple de structure de Riedel et correspond à un mouvement décrochant senestre. Nous suggérons que l'origine de cette structuration soit liée à la phase de compression majeure éocène, qui semble compatible avec un mouvement transpressif selon un axe NE-SW (Figure VI-12). Il est possible également qu'une majeure partie de ces failles soit issues de l'héritage structural. Ces failles se sont probablement formées suite à des discontinuités ou zones de faiblesse acquises durant la phase d'extension antérieure à la phase de compression.

Dans tous les cas le tracé de FNP actuel fait partie d'un ensemble de failles fragiles qui recoupent l'ensemble de la ZNP et permettent l'exhumation de la ZA et des Massifs Nord-Pyrénéens. Les effets de la déformation liée la FNP semblent restreints aux unités les plus proches et constituent un couloir de déformation (~20km). En effet, la ZA n'est que très peu affectée par l'ensemble de ces accidents associés à la FNP, ce qui est en accord avec les résultats récents observés dans la ZA, qui minimise la formation de grandes nappes de charriages (Cochelin, 2016).

Seules les structures liées à la FNP ont été étudiées, cependant la Faille de Leitza, limitant la partie nord de la Nappe des Marbres, montre des caractéristiques identiques. Cette faille est généralement décrite comme l'équivalent latéral de la FNP (Boillot et al, 1973 ; Choukroune, 1976a ; Rat et al, 1983 ; Floquet and Mathey, 1984 ; Rat, 1988 ; Martinez Torres, 1989 ; Mendia and Ibarguchi, 1991 ; Combes *et al.*, 1998 ; Mathey *et al.*, 1999 ; Peybernès *et al.*, 2003 ; Larrasoaña *et al.*, 2003b). Effectivement, ces deux failles semble avoir la même origine, mais la Faille de Leitza ne constitue pas la continuité de la FNP, qui se scinde en plusieurs accidents dans la partie occidentale des Pyrénées encore actifs actuellement (Souriau et Pauchet, 1998). Il s'agit bien d'un accident inverse individualisé, qui montre une composante décrochante. La formation de nombreux accidents majeurs inverses montrant une composante décrochante, suggère que la structuration du prisme orogénique pyrénéen, pendant la phase de compression éocène, dérive plutôt d'un contexte transpressif et pas uniquement d'un système en cisaillement simple (Figure VI-12). En effet, la présence des chevauchements frontaux majeurs, indique clairement une composante compressive NE-SW. La reprise en transpression d'un domaine hyper-aminci, pourrait expliquer, en grande partie, la complexité structurale des Pyrénées.

## VI.4 Modèles géodynamiques

L'ensemble des données de terrain et de thermicité, ainsi que les données de la littérature nous permettent de proposer des modèles géodynamiques à l'échelle de la ZNP et de la chaîne. Nous avons vu que la chaîne des Pyrénées présentait une structure complexe, probablement en lien avec la combinaison de plusieurs facteurs, notamment i) la variation latérale de l'architecture initiale du rift et des marges hyper-amincies (e.g. Jammes et al., 2009, 2010a, 2010c; Lagabrielle et al., 2010 ; Roca et al., 2011 ; Masini et al., 2014 ; Tugend et al., 2014 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc et al 2016 ; Teixell et al., 2016) ; ii) de la structuration précoce des bassins métamorphiques et de la couverture des Massifs Nord-Pyrénéens, liée à la tectonique salifère ; iii) d'un niveau de décollement majeur localisé dans les évaporites du Trias supérieur (e.g. Jammes et al., 2010b ; Clerc et al., 2016), qui a probablement joué un rôle important lors de la première phase de convergence , iv) de la réactivation de structures préexistantes et un mouvement décrochant non négligeable, indiquant un contexte général en transpression. La structure des Pyrénées étant complexe, il est difficile d'établir un seul modèle général pour décrire l'évolution de l'ensemble de la chaîne. Les modèles réalisés sur les différents secteurs étudiés, ont été réalisés à l'aide des observations de terrain, de la thermicité du segment pyrénéen et des points importants discutés précédemment, notamment l'implication du niveau d'évaporites et du rôle des failles majeures et de leur héritage dans la structuration de la chaîne.

### VI.4.1 Modèles géodynamiques régionaux

#### *VI.4.1.1 Modèle géodynamique des Pyrénées occidentales*

Le secteur de la Nappe des Marbres constitue un secteur largement étudié au cours de notre étude, et il montre une structure 3D assez complexe. Les caractéristiques thermiques et le nombre de déformations de cette zone sont néanmoins identiques à celles observées ailleurs au sein de la ZIM. L'évolution géodynamique de ce bassin occupant la partie occidentale de la chaines a déjà été largement détaillée (*cf. Chapitre III, partie III.1.6.4*). Nous rappellerons seulement ici, les grands principes du modèle (Figure VI-14).

La première phase de déformation (D1) est associée à la phase de rifting et notamment d'hyper-extension albo-cénomanienne (Roca et al., 2011 ; Tugend et al., 2014 ; De Felipe et al., 2017). Cette phase de rifting est associée à la tectonique salifère, entrainant la formation de nombreux diapirs, à la déformation ductile extensive (foliation $S_{0\text{-}1}$) et au métamorphisme de

HT-BP (Figure VI-14a). La présence d'une structure thermique oblique sur les structures du bassin est expliquée par la tectonique salifère, qui entraine la formation précoce de mini-bassins et probablement par la focalisation de flux de chaleur dans ces structures verticales (Figure VI-14b).

La seconde phase de déformation (D2) est associée au début de la convergence durant la fin du Santonien et le début du Campanien, qui correspond aux premières inversions structurales dans la partie sud des Pyrénées (Garrido-Megias & Rios 1972; McClay et al. 2004). Nous suggérons que, lors de la phase précoce d'inversion, la Nappe des Marbres est décollée sur le niveau de Trias supérieur et chevauche le massif paléozoïque du Cinco Villas et sa couverture Crétacé tardi-rifting vers le nord (Figure VI-14c). Ce déplacement semble étayé par le fort contraste de température entre les flysch gris de la Dépression intermédiaire et l'unité de la Nappe des Marbres.

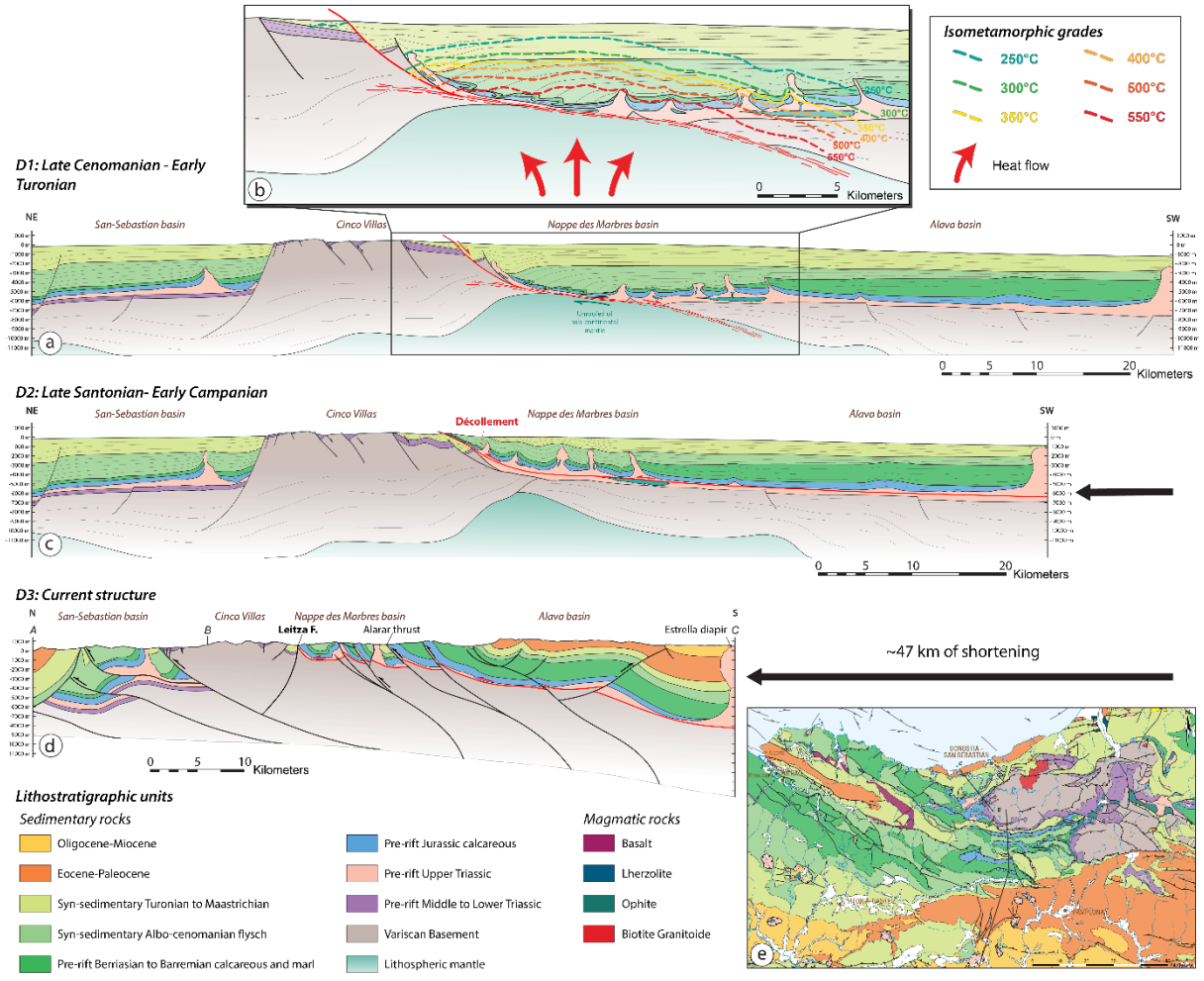


*Figure VI-14 : Modèle d'évolution géodynamique du secteur de la Nappe des Marbres.*

Cette phase de déformation est également associée au développement de la schistosité $S_2$, essentiellement marquée dans les formations de flyschs. L'essentiel de la déformation est imputée à la couverture sédimentaire et ce déplacement précoce, semblant indiquer qu'il s'agit d'une unité allochtone (Figure VI-14c). La phase de convergence précoce est donc associée à de la tectonique de type thin-skin. La déformation associée est plutôt localisée en base des séries du paléo-bassin et ne s'exprime pas dans les unités de socle et couverture de la marge sous-jacente.

La troisième phase de déformation est associée au développent de nombreuses failles affectant le socle et la couverture sédimentaire (Figure VI-14d). La déformation compressive affecte également le socle, comme l'indique le pincement et la verticalisation des demi-grabens de Trias inférieur. Nous suggérons que cette phase de déformation soit attribuée à une phase tectonique de type thick-skin. La Faille de Leitza est représentée comme une faille tardive subverticale inverse, accompagnée d'un jeu décrochant important et qui permet l'extrusion verticale du bloc du Cinco Villas, qui va plisser et ensuite recouper le décollement et l'unité de la Nappe des Marbres. Cette configuration est à l'image des deux phases de déformation enregistrées dans les Chainons Béarnais (Dumont et al., 2015). La quantité minimale de raccourcissement enregistrée au niveau de la Nappe des Marbres est donc égale à environ 47 km. Cette estimation est intrinsèquement liée à la géométrie initiale que nous avons estimée à l'aide de la répartition du métamorphisme.

### *VI.4.1.2 Modèle géodynamique des Pyrénées centrales*

Nos travaux sur la structure et la thermicité de la ZIM ont été également largement concentrés dans la terminaison occidentale de la ZIM, au niveau du Bassin de Sarrancolin et du Fossé des Baronnies. L'ensemble de ces données, de l'analyse des autres secteurs de la ZIM, ainsi que les données de la littérature ont permis d'établir un modèle d'évolution géodynamique pour ce secteur (Figure VI-15).

La première étape permet de visualiser l'éventuelle configuration de la ZNP et de la croûte continentale lors de la phase du rifting albo-cénomanien. L'amincissement crustal est généralement décrit comme segmenté, avec l'exhumation du manteau lithosphérique à l'aplomb de la ZIM et du Fossé des Baronnies (Cler et Lagabrielle, 2014) (Figure VI-15a). La probabilité d'une telle segmentation est confirmée par les températures observées au sein de ces deux bassins sédimentaires mésozoïques, notamment par l'intensité importante du

métamorphisme dans le Fossé des Baronnies, qui constitue le domaine le plus septentrional affecté par le métamorphisme HT-BP ; ce d'autant plus que le métamorphisme décrit dans ce bassin correspond à un métamorphisme prograde vers le fond du bassin et contrôlé par les structures syn-rift (Sagon et Azambre, 1986 ; Debroas, 1982 ; Debroas, 1990 ; Azambre *et al.*, 1991). Le sel semble jouer un rôle important durant la phase d'extension, notamment dans l'extraction de la croûte continentale localisée en base de bassin (Jammes *et al.*, 2010b). En effet, dans le Fossé des Baronnies, l'extraction de la croûte permet de juxtaposer les sédiments albo-cénomaniens directement sur le socle et les évaporites du Trias supérieur (Figure VI-15a). Le rôle de ce niveau d'évaporite dans le bassin de la ZIM reste quant à lui incertain. Les zones où est localisée l'exhumation du manteau sont affectées par le métamorphisme de HT-BP. Nous avons replacé approximativement l'isotherme 450°C (Figure VI-15a). Ce métamorphisme est responsable de la transformation en marbres des calcaires des deux bassins. La conséquence de cette marmorisation, dans le Bassin de la ZIM, résulte dans l'homogénéisation des formations et limite la reconnaissance des différentes formations du Jurassique moyen à l'Albien (Figure VI-15a). Le Massif de la Barousse correspond à un bloc de socle boudiné et limité par des failles importantes liées à l'amincissement crustal, notamment les détachements situés en base de bassins (Figure VI-15a).

La seconde étape concerne la période de la fin du Maastrichtien, dont le dépôt des sédiments a lieu après le début de la phase de convergence (Figure VI-15b) qui, comme stipulé précédemment, commence vers la fin du Santonien (~85-83Ma). Comme dans la Nappe des Marbres, la déformation la plus importante affecte les bassins sédimentaires lors de la phase précoce d'inversion. Le domaine hyper-aminci que constitue la ZIM durant la phase d'amincissement, enregistre des déformations importantes lors de la phase de transition entre le rifting et la convergence, formant un prisme d'accrétion précoce formé des sédiments métamorphiques triasiques à albiens (Mouthereau *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2016). Le Bassin de la ZIM est probablement affecté par un plissement important à chaud et affecté par des chevauchements internes (Figure VI-15d). Nous suggérons que cette unité soit complètement décollée sur le niveau d'évaporite de Trias supérieur, au même titre que le Fossé des Baronnies.

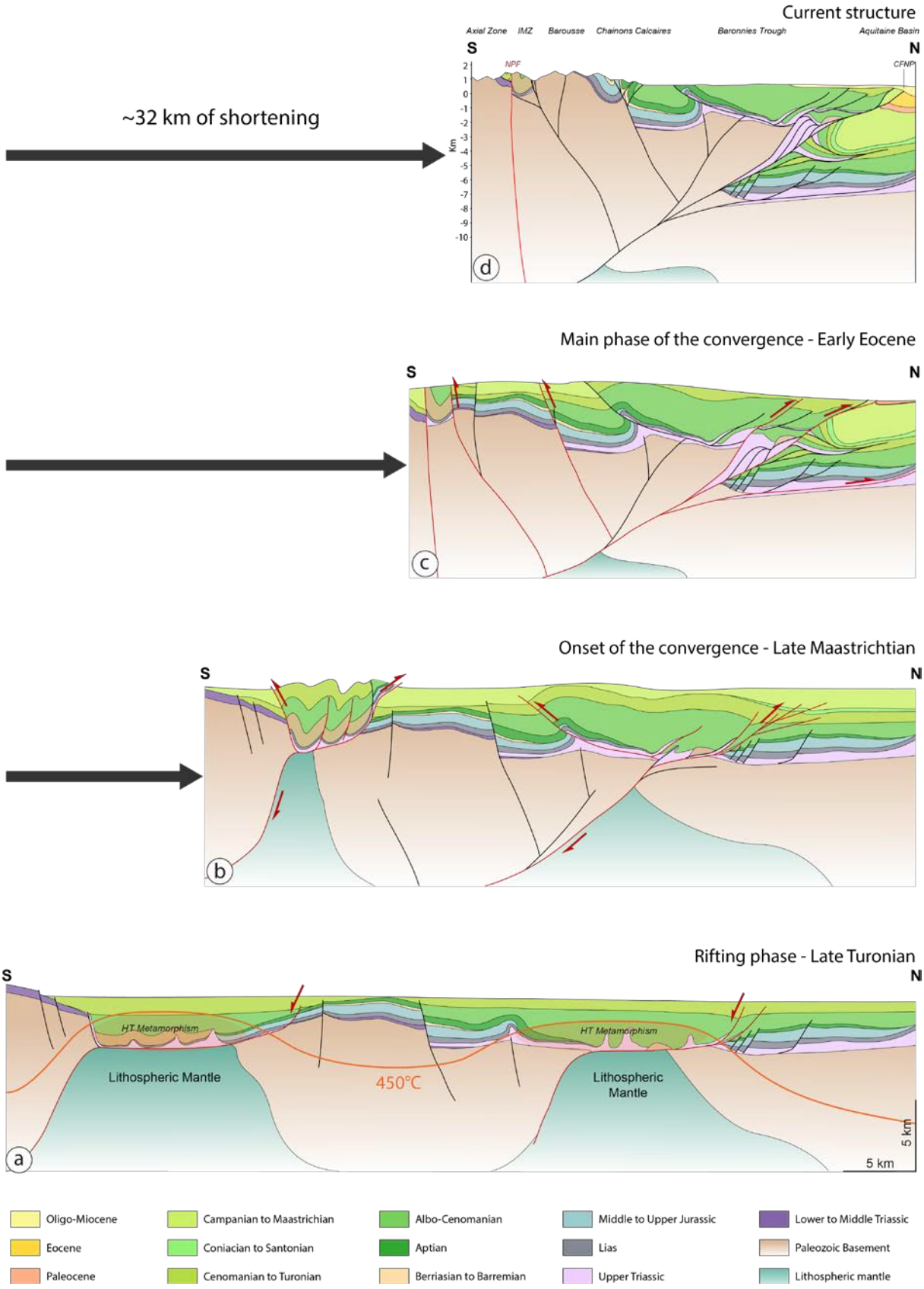


*Figure VI-15 : Modèle d'évolution géodynamique de la région de la Barousse et du Bassin des Baronnies.*

Ce dernier montre une déformation interne avec l'écrasement des diapirs présents à la base du bassin. En effet la formation de chevauchements au sein de ce bassin se forme le long d'hétérogénéité liées à la tectonique salifère et réutilisent le décollement localisé dans les sédiments du Trias également actif durant la phase de rifting (Figure VI-15b). Les chevauchements qui bordent actuellement le bassin se sont donc développés sur des structures préexistantes. Cette phase marque le début de l'exhumation du Massif de la Barousse, le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen, qui commence à se développer (Figure VI-15b).

La troisième étape correspond à la phase majeure de convergence qui débute au cours de l'Eocène et continue durant l'Oligocène (Muños 2002 ; Vergès *et al.* 2002). Cette étape marque l'exhumation du Massif de la Barousse le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen et du développement des grandes failles crustales, notamment la FNP (Figure VI-15c). Ces accidents présents dans la partie sud, sont des accidents décrochants, avec une composante verticale impliquant également un mouvement inverse. Les accidents extensifs au nord du Massif de la Barousse sont également repris en failles inverses, accompagnant l'extrusion/exhumation de ce massif Paleozoique (Figure VI-15c).

Le quatrième stade correspond à la structure actuelle du secteur de la Barousse et du Fossé des Baronnies. La ZNP et la ZIM sont complètement recoupées par les failles liées à la déformation du socle permettant l'extrusion du Massif de la Barousse (Figure VI-15d). Le chevauchement frontal nord-pyrénéen recoupe les sédiments éocènes déposés dans le Bassin Aquitain et est cacheté par les sédiments oligo-miocènes qui recouvrent la partie nord de la ZNP et la Bassin Aquitain (Figure VI-15d). Nous suggérons qu'une partie ou une écaille du manteau lithosphérique exhumé lors du rifting, soit positionnée assez haut dans la croûte à l'aplomb du Fossé des Baronnies (Figure VI-15d). En effet, la présence d'une anomalie gravitaire positive dans la région de Saint-Gaudens suggère la présence de matériel dense, interprété comme des lambeaux de croûte inférieure ou du manteau sous-continental à faible profondeur et incorporés dans le prisme orogénique lors de la convergence (Bayer *et al.*, 1996 ; Casas *et al.*, 1997).

### *VI.4.1.3 Modèle géodynamique des Pyrénées orientales*

La compréhension de l'évolution de la Nappe des Marbres, de par le dégré d'inversion moindre pendant la convergence, a permis de repenser l'ensemble de l'évolution géodynamique de la ZIM. La terminaison orientale de la ZIM est atypique par la position septentrionale du synclinal du Bas-Agly, qui constitue une unité affectée par le métamorphisme HT-BP, au même titre que le Bassin du Boucheville. Les unités du synclinal du Bas-Agly doivent à ce titre être considérées comme intégrant la ZIM. Il s'agit de la seule unité présentant des températures supérieures à 500°C au nord des Massifs Nord-Pyrénéens. L'évolution géodynamique de ce secteur a été largement présentée dans le chapitre précédent (*cf. Chapitre V, partie V.5.3*). Nous rappellerons ici, les grands principes du modèle.

La Figure VI-16, présente une possible évolution de l'unité métamorphique du Synclinal du Bas-Agly. Nous proposons que cette unité soit allochtone et que celle-cisoit structuralement continue avec celle du Bassin de Boucheville. La première étape correspond à la phase de rifting associée à l'hyper-amincissement et le boudinage de la croûte (Clerc et al., 2016) (Figure VI-16a). La couverture sédimentaire mésozoïque est détachée du socle par le niveau d'évaporite du Trias supérieur et est affectée par un métamorphisme de HT-BP, à l'aplomb de l'exhumation du manteau lithosphérique (Figure VI-16a).

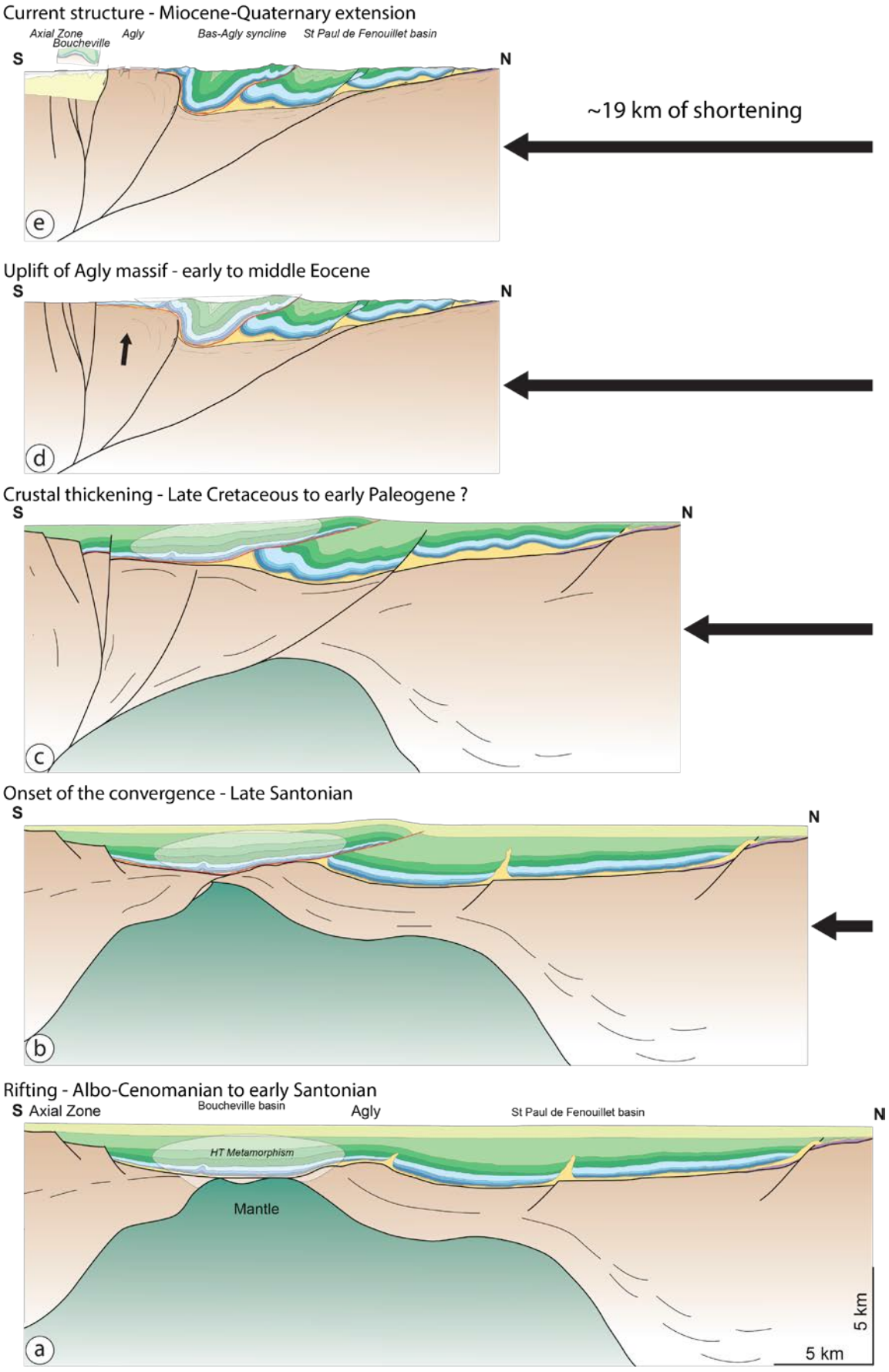


*Figure VI-16 : Modèle d'évolution géodynamique de l'unité métamorphique du Bas-Agly. Le niveau de décollement est représenté en rouge.*

La seconde étape correspond au début de l'inversion des marges amincies qui opère à la fin du Santonien. Le contact plat à la base du bassin et la localisation des diapirs de sel, permettent l'initiation d'un chevauchement à vergence nord, qui juxtapose l'unité métamorphique du Bas-Agly, sur le Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (Figure VI-16b). Nous suggérons que le détachement hérité de l'extension permette l'initiation de telles structures, dans un contexte tectonique de type thin-skin. La troisième étape représente le début de l'épaississement crustal, par la superposition des deux marges amincies. Une fois la croûte ayant retrouvé une épaisseur globale « normale », un contexte de développement de structures de type thick-skin débute (Figure VI-16c). La déformation compressive est maintenant accommodée à la fois dans la couverture et dans le socle paléozoïque, notamment par réactivation de failles héritées, probablement du rifing. La quatrième étape représente l'exhumation ou l'extrusion du socle et notamment du futur Massif de l'Agly (Figure VI-16d). Cet évènement a lieu durant le début de l'Eocène, selon les estimations thermochronologiques (e.g. Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Vacherat *et al.*, 2014, 2016). Cette exhumation est liée à l'activité de grandes failles crustales dont la FNP, qui se sont probablement formées à la faveur d'hétérogénéités héritées. L'exhumation du Massif de l'Agly est responsable du plissement de la couverture mésozoïque (Figure VI-16d) à l'image des modèles présentés dans les Chainons Béarnais (Dumont *et al.*, 2015 ; Teixell *et al.*, 2016). La cinquième et dernière étape correspond à la structure actuelle observée. Le Bas-Agly est alors complètement replissé et forme donc un large synclinal. La partie sud de la coupe est marquée par de nombreuses structures extensives, largement observées dans la partie orientale des Pyrénées et qui sont associées à l'ouverture du Golfe du Lion (e.g. Roca *et al.*, 1999; Roca, 2001 ; Vergès *et al.*, 2002). La quantité minimale de raccourcissement enregistrée au niveau de la terminaison orientale de la ZNP est d'environ 19 km. Cette estimation est plus faible que dans le secteur de la Nappe des Marbres (~47 km) et la partie centrale des Pyrénées (~32 km), permettant d'étayer l'hypothèse d'une obliquité beaucoup plus importante dans la partie est des Pyrénées limitant la quantité d'extension (Clerc *et al.*, 2015).

### VI.4.2 Modèle général à l'échelle de la chaîne

L'ensemble de nos observations de terrain ainsi que la synthèse de l'ensemble de la littérature ont permis d'établir un modèle régional de la chaine, le long du profil ECORS, modifié d'après le modèle géodynamique établi par Mouthereau *et al.* (2014) (Figure VI-17). Ce modèle permet de replacer la ZIM et la ZNP dans le contexte général de la chaine pyrénéenne. Ce modèle modifié a été compilé à l'aide de récents travaux effectués sur la ZNP et la ZA. En effet, des études sur l'ensemble de la ZA suggèrent que le champ de déformation varisque de cette unité semble peu perturbé et minimisent le déplacement sur les grands chevauchements liés à l'orogenèse pyrénéenne (Dumont et al., 2015 ; Cochelin, 2016). Une étude thermochronologique récente a permis de déterminer l'histoire de l'exhumation des Massifs Nord-Pyrénéens des Trois-Seigneurs et de l'Arize, ainsi que de la ZNP dans les Pyrénées Centrales (Vacherat et al., 2016). L'implication de ces nouvelles données a permis de redessiner un modèle d'évolution géodynamique en gardant : i) les contraintes physiques et thermochronologiques déjà apportées (Mouthereau *et al.*, 2014 et références citées ; Vacherat *et al.*, 2016), ii) les paramètres et les contraintes, apportées par le profil ECORS et leur interprétations (Choukroune et ECORS Team, 1989 ; Roure *et al.*, 1989 ; Muñoz, 1992), iii) ainsi que les données géophysiques récemment acquises (Campanyà *et al.*, 2011 ; Chevrot *et al.*, 2014, 2015 ; Diaz *et al.*, 2016).

#### *VI.4.2.2 Modèle géodynamique de type "marge froide"*

Dans ce modèle utilisant une architecture typique des marges froides, l'amincissement crustal lors du rifting pyrénéen est accommodé par un détachement à pendage sud, sur lequel sont localisées plusieurs failles normales à fort pendage qui limitent les futurs Massifs Nord-Pyrénéens des Trois-Seigneurs et de l'Arize (Vacherat *et al.*, 2016) (Figure VI-17a), ainsi que par le boudinage important de l'ensemble de la croûte de la Marge Européenne. Ce boudinage important de la croûte est mis en avant dans la partie orientale de Pyrénées (e.g. Clerc *et al.*, 2016). Le manteau lithosphérique est exhumé à l'aplomb d'un bassin essentiellement rempli de sédiments anté-rift et de sédiments syn-rift correspondant généralement à des flyschs noirs albo-cénomaniens (Debroas, 1990) (Figure VI-17a). L'extraction de la croûte hyper-amincie est probablement due à la présence de l'importante couche d'évaporite du Trias supérieur (e.g. Jammes *et al.*, 2010b). Contrairement à la Marge Européenne, la Marge Ibérique représentée par la ZA, forme un bloc rigide et peu affecté par des failles normales qui se connectent sur le détachement (Figure VI-17a), à l'image du bloc de Grand-Rieu dans le Bassin de Mauléon

(Masini *et al.*, 2014). Il n'est pas exclu que cette faille d'extension soit transtensive et qu'il existe une série de failles décrochantes le long de la bordure nord de la ZA. Une faille normale importante à pendage nord permet l'ouverture du Bassin d'Organya dans la ZSP (Figure VI-17a). Le début de la phase de convergence entre 85 et 70 Ma est récemment décrite comme accommodée par la déformation au sein de la marge européenne hyper-amincie, liée à l'inversion des sédiments anté- et syn-rift constituant la ZIM et par l'accrétion des blocs basculés qui forment actuellement les Massifs Nord-Pyrénéens (Mouthereau *et al.*, 2014 ; Ford *et al.*, 2016 ; Vacherat *et al.*, 2016) (Figure VI-17b). De plus, ces massifs n'enregistrent pas clairement un refroidissement associé avec le début de la convergence à 83 Ma, ce qui suggère que la déformation compressive soit essentiellement accommodée dans les bassins chauds de la ZIM (Vacherat *et al.*, 2016). La période du Coniacien-Santonien est également présentée comme une période de transition dans la ZNP, avec le développement de bassins dans un contexte régional transpressif (Déramond *et al.*, 1983). Dans notre modèle, le bassin chaud de la ZIM accommode la déformation lors de la convergence des deux marges amincies, avec une déformation intense en base de série (dans les marbres notamment) et le développement de chevauchements internes (Figure VI-17b). Nous suggérons que cette déformation qui correspond à un style tectonique de type « thin-skin » permet l'accommodation d'environ 65 km de raccourcissement (Figure VI-17b). Cette phase est probablement marquée par des translations horizontales de la ZIM comme observé latéralement entrainant une allochtonie des domaines affectés par le métamorphisme (Figure VI-16).

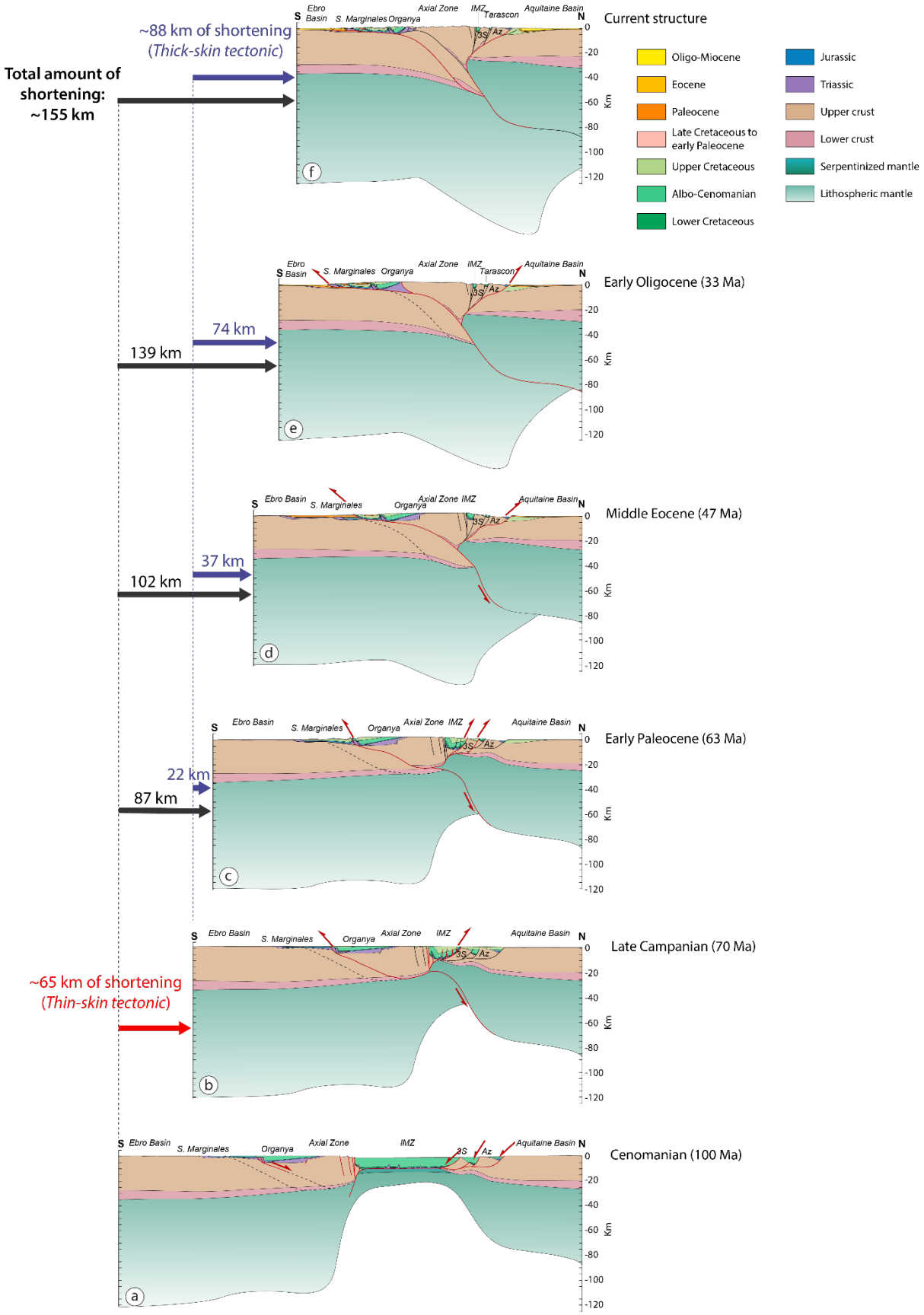


*Figure VI-17 : Modèle d'évolution géodynamique de type marge froide en 5 étapes (a à f) à l'échelle des Pyrénées. Les failles en rouge désignent les accidents actifs qui accommodent le plus de déformation au sein de la chaîne. Modifié d'après le modèle géodynamique de Mouthereau et al., 2014.*

Cette phase marque également la suture entre les deux marges amincies durant la fin du Campanien (70-75 Ma) (Mouthereau *et al.*, 2014).

La troisième étape du modèle marque le changement de régime tectonique avec la collision des deux proto-marges préalablement amincies à partir du Paléocène (63 Ma) (Figure VI-17c). Ce changement de régime est probablement en lien avec la phase de quiescence observée dans la ZNP et le Bassin Aquitain entre 66 et 59 Ma (Ford *et al.*, 2016). La tectonique de type « thick-skin » entraine un transfert de la déformation sur les accidents bordiers qui étaient auparavant impliqués dans l'amincissement de cette zone (anciennes failles normales). Cette configuration implique un héritage structural important (Figure VI-17c). Cette phase est également marquée par le début de l'exhumation de la partie nord de la ZA (Sinclair *et al.*, 2005) et un raccourcissement de 20 km, essentiellement attribué dans la partie nord des Pyrénées (Mouthereau *et al.*, 2014). Avec nos reconstructions nous estimons un raccourcissement de 22 km accommodé dans la ZNP et par le début d'exhumation de la ZA. Ce changement de régime tectonique est également enregistré dans la partie occidentale des Pyrénées, quand l'ensemble du domaine du manteau supérieur exhumé est subducté et que les marges sont à nouveau juxtaposées et retrouvent leur épaisseur ante-rift (Teixell *et al.*, 2016). Cependant, les âges de refroidissement obtenus dans les secteurs du Bassin de Mauléon et des Chainons Béarnais, sont estimés autour de 50 Ma (Vacherat *et al.*, 2014 ; Bosch *et al.*, 2016). Ces âges suggèrent que le début de l'exhumation du socle est plus jeune dans la partie occidentale des Pyrénées qui est estimé au début de l'Eocène (Teixell *et al.*, 2016).

La quatrième étape du modèle décrit le début de la construction du prisme orogénique avec une déformation focalisée sur les parties externes de la chaîne, et notamment le développement de structures compressives dans la ZSP et le développement important du chevauchement frontal nord-pyrénéen (Figure VI-17d). En effet, l'exhumation des Massifs Nord-Pyrénéens est effective autour de 50 Ma selon les estimations thermochronologiques (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Mouthereau *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2016). Le raccourcissement est essentiellement accommodé dans la ZSP, car le raccourcissement cumulé sur le chevauchement frontal nord-pyrénéen est estimé à 5km (Beaumont *et al.*, 2000 ; Mouthereau *et al.*, 2014). Ces observations indiquent qu'une grande partie des 15 km de raccourcissement lors de cette phase est accommodée par les structures compressives de la ZSP (Figure VI-17d). De plus, une partie de la Marge Ibérique commence à s'enfoncer sous la Marge Européenne (Figure VI-17d).

La cinquième étape du modèle correspond à la fin de la phase majeure de compression dans les Pyrénées. La partie sud de la ZA est largement exhumée et recoupe la partie nord du Bassin d'Organya (Beamud *et al.*, 2011) (Figure VI-17e). Cette phase de déformation est associée au fonctionnement du chevauchement nord-pyrénéen marqué par une subsidence importante dans le Bassin Aquitain (Ford *et al.*, 2016) (Figure VI-17e). Le front de déformation dans la ZSP s'est déplacé vers le sud ainsi que le chevauchement frontal sud-pyrénéen (Figure VI-17e). Cette phase est associée à un raccourcissement de 37 km accommodé par l'exhumation de la ZA et la déformation dans la ZSP (Figure VI-17e). Dans la période fin Eocène, l'ensemble de la déformation compressive est exprimée par un régime tectonique de type thick-skin entrainant le développement de structures particulières, notamment la formation d'une séquence de rétrochevauchements de la partie sud de la ZA, dans les Pyrénées occidentales (Teixell, 1996, Jolivet *et al.*, 2007 ; Teixell *et al.*, 2016). Plusieurs travaux récents sur la structure de la ZA minimise le nombre et l'implications des chevauchement à l'échelle crustale (Dumont et al., 2015 ; Teixel et al., 2016 ; Cochelin, 2016).

La dernière étape correspond à la structure actuelle des Pyrénées (Figure VI-17f). La déformation est là encore localisée sur les chevauchements frontaux avec la flexure du Bassin Aquitain et la migration de la déformation vers le sud dans la ZSP (Figure VI-17f). L'ensemble du raccourcissement accommodé par le socle paléozoïque (thick-skin tectonic) correspond à une valeur de 88 km. L'ensemble du raccourcissement dans les Pyrénées correspond à environ 155 km. Le taux de raccourcissement est une valeur intermédiaire entre les modèles géodynamiques de Beaumont *et al.* (2000) avec 165 km et Mouthereau *et al.* (2014) avec 142 km. Muñoz (1992) et Canérot *et al.* (2016), estiment un raccourcissement général de 147 et 150 km respectivement. Ces légères différences dans les taux de raccourcissement sont liées à la quantité d'extension appliquée lors de la phase de rifting et de la longueur de Marge Ibérique subduite. Ce modèle est basé sur une architecture de marge froide. Cependant dans les Pyrénées nous avons pu mettre en avant des températures très élevées dans l'ensemble de la ZIM et des gradients latéraux de températures. Les paléomarges du rift pyrénéen devraient donc présenter une architecture typique des marges chaudes, comme récemment décrit (Clerc et al., 2017).

### *VI.4.2.2 Modèle géodynamique type "marge chaude"*

Dans ce modèle nous avons donc mis en avant une architecture typique de marge chaude. L'amincissement crustal lors du rifting pyrénéen est accommodé par de nombreuses failles normales avec un pendage vers le continent et boudinage à l'échelle de la croûte, comme

les marges de l'Angola et de l'Uruguay (Figure VI-18a) (Clerc et al., 2017). Avec ces marges chaudes, l'architecture est très différente, par rapport au premier modèle présenté. Le domaine exhumé n'est pas plus large mais les marges sont plus étirées et sont plus symétriques (Figure VI-18a). La différence fondamentale avec le modèle précédent réside dans l'attribution des Massifs Nord-Pyrénéens. En effet avec des failles montrant un pendage vers le continent, ces deux massifs sont rattachés à la plaque Ibérique (Figure VI-18a). La configuration de la ZIM est identique et est toujours localisée à l'aplomb du matériel mantélique exhumé (Figure VI-18a). La ZSP conserve également la même structure avec une faille normale importante à pendage nord permet l'ouverture du Bassin d'Organya dans la ZSP (Figure VI-18a).

Comme pour le modèle précédent, le début de la phase de convergence intervient entre 85 et 70 Ma. Lors du rapprochement des extrémités des deux marges, la déformation est essentiellement accommodée par un mode de déformation de type thin-skin, majoritairement dans le paléobassin de la ZIM (Figure VI-18b). Cette unité chaude est complètement découplée du socle varisque par un niveau de décollement localisé à l'interface, dans les niveaux du Trias supérieur. L'essentiel de la déformation est donc localisée à la base de la ZIM, qui chevauche les futurs Massifs Nord-Pyrénéens et la future ZA (marge Ibérique) et la partie méridionale de la marge Européenne (Figure VI-18b). La quantité de raccourcissement observé est moins importante que dans le modèle précédent avec une valeur de 36 km. Ce chevauchement de la ZIM sur les futurs Massifs Nord-Pyrénéens pourrait être responsable de la subsidence thermique observée dans ces derniers (Vacherat *et al.*, 2016). Les deux marges sont alors en contact et le manteau lithosphérique qui était exhumé a été subducté (Figure VI-18b). Cette configuration implique une allochtonie complète de la ZIM, qui ne correspond plus à la position et la configuration initiale du paléobassin.

La troisième étape du modèle correspond au début de la phase de collision des deux paléomarges (protocollision). La partie hyper-amincie de la plaque Ibérique vient chevaucher vers le nord, la partie également hyper-amincie de la plaque Européenne (Figure VI-18c). La ZIM est alors toujours décollée du socle et se déplace vers le sud. Elle est également exhumée avec l'extrémité de la plaque Ibérique. La déformation et le début d'exhumation du socle est accommodé par plusieurs failles inverses (notamment la FNP) qui sont probablement liées à l'héritage structural associé à la phase de rifting (Figure VI-18c). La partie proximale de la marge Ibérique est également affecté par un chevauchement à l'échelle de la croûte (Gavarnie) qui initie la subduction d'une partie de la plaque Ibérique (Figure VI-18c). Les étapes suivantes du modèle sont identiques à celles du modèle précédent.

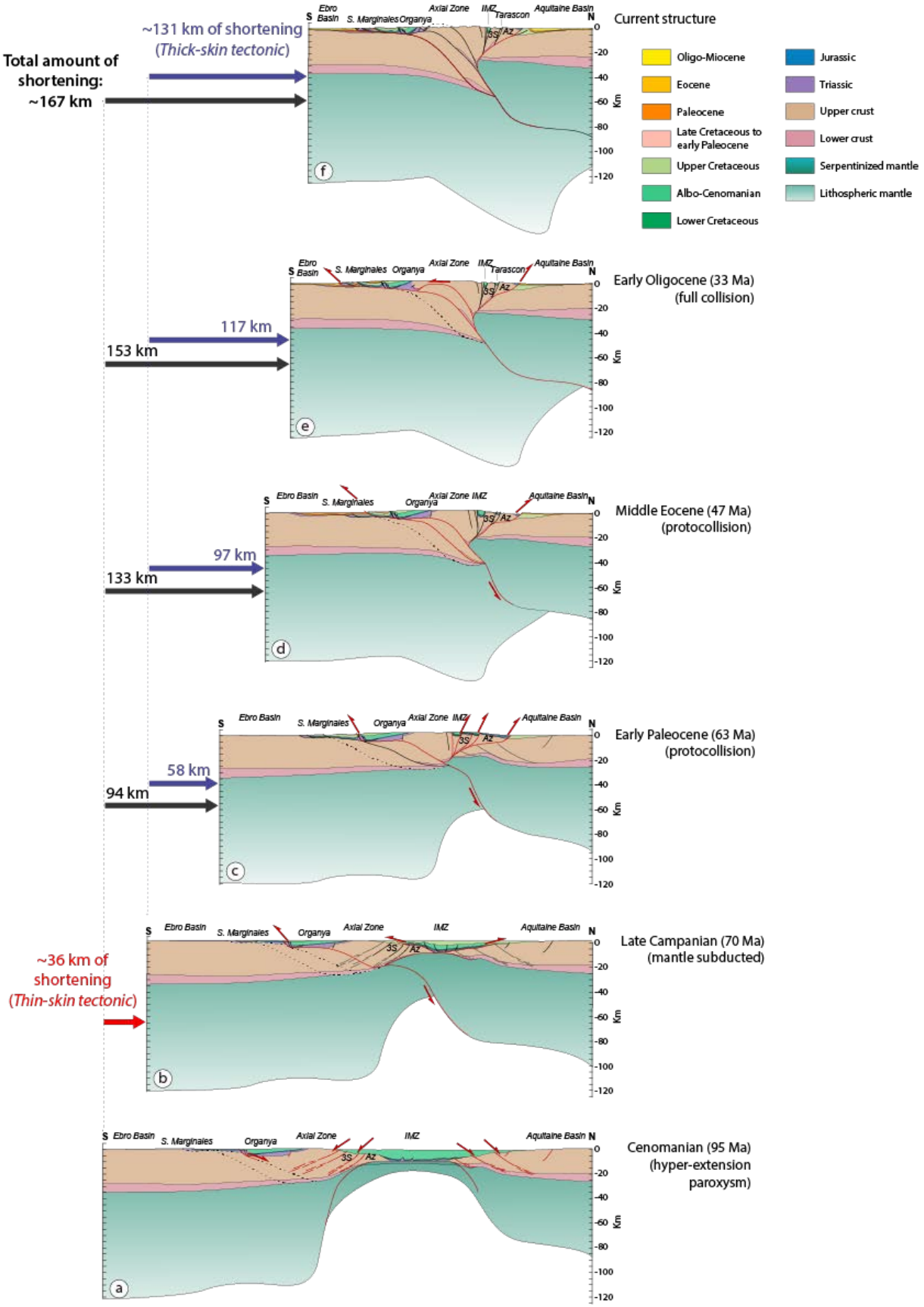


*Figure VI-18 : Modèle d'évolution géodynamique de type marge chaude en 5 étapes (a à f) à l'échelle des Pyrénées. Les failles en rouge désignent les accidents actifs qui accommodent le plus de déformation au sein de la chaîne. Modifié d'après le modèle géodynamique de Mouthereau et al., 2014.*

Il existe une autre différence importante entre ces deux modèles. Celle-ci concerne la quantité de raccourcissement accommodé lors de la protocollision. Elle est nettement plus importante dans le second modèle avec 97 km, contre 37 km pour le modèle de type marge froide (Figures VI-17c, d et VI-18c, d). Cette phase de protocollision est également à l'origine de l'exhumation des Massifs Nord-Pyrénéens qui découpent complètement la ZIM, dont nous voyons aujourd'hui seulement les vestiges. Dans le modèle de type marge chaude, la collision qui commence durant le début de l'Oligocène accommode seulement ~34 km contre 51 km pour le modèle de type marge froide (Figures VI-17e, f et VI-18e, f). Au total le modèle de type marge chaude accommode plus de raccourcissement que le modèle de type marge froide avec ~167 km, contre ~155 km. Cette différence s'explique par l'architecture des marges lors de la phase d'amincissement antérieur à la convergence des deux plaques lithosphériques.

Il est difficile de trancher entre ces deux modèles, cependant il est indéniable que la ZIM est unité est complètement allochtone et entièrement découplée lors du début de la convergence des deux paléomarges. Cette unité n'est donc plus à sa position initiale et actuellement, nous observons seulement des vestiges de ce paléobassin situé à l'aplomb de la zone de manteau exhumé. Cette configuration implique des considérations majeures, notamment sur la notion de "bassin" que l'on emploie pour décrire les portions de la ZIM et de la ZNP. Si nous considérons l'allochtonie de la ZIM, il n'est plus envisageable de décrire la ZIM comme une succession de bassins, mais comme une unité ou des domaines constituant les restes d'un paléobassin dont l'extension initiale était beaucoup plus importante.

Sur l'ensemble de l'évolution géodynamique, la FNP correspond à une grande structure verticale accommodant très peu de raccourcissement. Cette faille est considérée comme un accident décrochant sénestre accommodant le mouvement transpressif. La majorité du raccourcissement nord sud est absorbé par le jeu des deux chevauchements frontaux. Dans notre modèle, la FNP est fortement liée à l'héritage structural et aux hétérogénéités formées lors de la phase de rifting. De plus, l'invalidation de l'anomalie magnétique J comme une isochrone pour son utilisation dans les modèles géodynamiques (Norton *et al.*, 2007 ; Neres *et al.*, 2013 ; Nirrengarten, 2016 ; 2017) suggère que les modèles impliquant une phase de transtension suivie de transpression semble être les plus adéquats pour expliquer la formation et la structuration de la chaîne.

Dans l'ensemble des modèles géodynamiques établis dans ce travail de thèse, la ZIM et la ZNP constituent vraisemblablement une seule et même unité, décollée et indépendante du

socle varisque qu'elle recouvre actuellement ; pendant l'inversion du bassin extensif, le décollement s'est fait dans les sédiments du Trias supérieur, en base de la série, ou dans les niveaux de marbres développés en base de bassin. L'aspect plus ou moins discontinu des domaines occupées par ces unités à l'échelle de la chaine (et donnant le dessin actuel du schéma structural « fini ») est probablement guidé par l'architecture du rift et des failles de socle ayant rejoué tardivement et recoupant le niveau de décollement (haut-fonds et bassins, blocs basculés), Cependant, la partie sud de la ZNP la plus marquée par le métamorphisme HT-BP (représenté par la ZIM) est probablement affectée par des chevauchements internes et des chevauchements à plus grande échelle permettant la juxtaposition de sédiments métamorphiques de HT, sur des sédiments peu ou pas métamorphiques (exemple Bas-Agly). Vers l'extérieur de la chaîne, le métamorphisme diminue progressivement, comme le montrent les gradients latéraux dans plusieurs bassins métamorphiques (Tarascon, Les Barronies). De manière la plus emblématique, la zone de la Nappes des Marbres qui n'est pas perturbée par l'extrusion verticale tardive de blocs de socle (comme les Massifs Nord-Pyrénéens) montre une diminution très progressive et continue des températures vers le sud. De par sa configuration régionale, cette unité constituerait un miroir de la ZNP. Sans l'extrusion des Massifs Nord-Pyrénéens, la ZNP montrerait une diminution progressive des températures du métamorphisme vers le nord. La segmentation actuelle de la ZIM et de la ZNP est essentiellement due aux contrastes métamorphiques, eux-mêmes issus du recoupement de la ZNP par des failles de socle importantes (e.g. FNP) et par l'extrusion des Massifs Nord-Pyrénéens qui viennent masquer cette continuité entre la ZIM et la ZNP.

# CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal de la thèse était de déterminer la répartition et rôle de la Zone Interne Métamorphique dans le raccourcissement et la formation du prisme orogénique des Pyrénées, ainsi que ses relations structurales avec le reste de la ZNP. L'étude visait également à contraindre les quantités d'extension et de raccourcissement au sein de la ZIM, mais également le comportement des Massifs Nord-Pyrénéens et le rôle de la Faille Nord-Pyrénéenne dans l'accommodation de la déformation, lors de la phase de compression. Pour répondre à ces thématiques, nous avons réalisé une étude structurale sur une bonne partie de la ZIM pour contraindre les différentes structures et phases de déformation au sein de la ZNP. Nous avons également réalisé en parallèle une étude de la thermicité du segment métamorphique des Pyrénées à l'aide de la thermométrie Raman, afin de contraindre la distribution du métamorphisme, en relation avec les différentes phases de déformation.

**(1) Cartographie de la $T_{RSCM}$ dans l'ensemble de la ZIM :**

L'apport de nouvelles données de $T_{RSCM}$ par la thermométrie Raman ont permis de réaliser une carte des températures plus précise sur l'ensemble du domaine pyrénéen. La ZIM, localisée dans un segment réduit dans la partie sud de la ZNP, est caractérisée par des températures très élevées, comprises entre 400°C et 630°C. La ZIM semble montrer des températures homogènes dans l'ensemble des bassins, de la Nappe des Marbres à l'ouest aux Bassins du Boucheville et du Bas Agly à l'est. Il n'y a aucun gradient longitudinal de température à grande échelle au sein de cette unité métamorphique. Cependant, il existe un gradient latéral E-W de température dans la partie nord de la ZNP où le métamorphisme est moins important. À l'échelle des bassins, l'information qui ressort le plus est l'apparition de gradients latéraux de température avec des isothermes qui recoupent les structures propres aux bassins. La Nappe des Marbres constitue la zone où ces gradients sont le mieux exprimés. L'étude de la distribution des températures maximales permet également de mettre en évidence de nombreux contrastes de températures associés à de grands accidents crustaux, comme la FNP et la Faille de Leitza. De manière générale, la ZIM est localisée entre deux segments de failles majeures, qui la séparent de la ZA et des Massifs Nord-Pyrénéens. Les données de $T_{RSCM}$ mesurées dans le socle paléozoïque et dans la couverture sédimentaire mésozoïque peu métamorphique montrent des valeurs comparables, voire très semblables sur l'ensemble du segment pyrénéen. Ceci indique probablement que l'anomalie thermique liée au métamorphisme couvre un grand domaine, comme l'atteste le métasomatisme important présent dans le socle.

**(2) Une tectonique salifère précoce dans la ZIM et la ZNP :**

Les principaux résultats de l'étude structurale permet de mettre en évidence la présence d'une tectonique salifère précoce ainsi que la présence de trois phases de déformation, associées à l'orogenèse pyrénéenne. La tectonique salifère est liée à la formation de nombreux diapirs formés avant et pendant l'extension Crétacé liée au rifting. Cette structuration précoce, observées dans certains bassins, est à l'origine de l'obliquité des isothermes sur les structures. Ces résultats sont remarquablement clairs dans la zone de la Nappe des Marbres.

**(3) Trois phases de déformation principales:**

Les trois phases de déformations observées à l'échelle de la chaîne, sont associées au développement de différentes générations de foliation et de schistosités, ainsi qu'au développement de plis et de failles. La première phase de déformation marquée par développement de la foliation $S_{0\text{-}1}$, observée essentiellement au sein de la ZIM, est associée à une déformation ductile extensive, dont les témoins sont représentés par le boudinage, l'aplatissement et le développement de linéations d'étirement dans les sédiments anté et syn-rift. Cette phase de déformation est donc associée à l'hyper-amincissement de la croûte continentale lors du rifting crétacé. Ces structures extensives de la première phase de déformation sont reprises et recoupées par une seconde phase de déformation associée au développement d'une schistosité de fracture $S_2$, plan axial de la majorité des plis (kilométriques et métriques) observés dans les Pyrénées. Cette schistosité s'observe sur l'ensemble de la ZNP et également dans le socle paléozoïque. À l'échelle du segment pyrénéen, cette schistosité semble bien réglée avec une direction moyenne proche de N100°-N110°, qui correspond à l'alignement généralement de la chaîne, de la FNP, de la ZA et des Massifs Nord-Pyrénéens. Cette seconde phase est associée à la compression et à l'accrétion de la ZNP dans le prisme orogénique pyrénéen. La ZNP est également marquée par la présence d'une troisième phase de déformation très localisée et correspond au développement de plans de cisaillement de taille métrique, d'une schistosité de fracture subhorizontale $S_3$ et de plans de faille généralement décrochants. Cet évènement est tardif et recoupe les structures antérieures qui affectent les différentes formations. Les failles majeures (FNP et Faille de Leitza) sont associées à des plis dont les axes sont perpendiculaires à l'orientation de la chaîne et sont associées à de nombreux plans de décrochement. Il existe de nombreuses observations de brèches, généralement localisées à la base des séries anté-rift, que nous considérons comme un niveau de décollement majeur.

### (4) Allochtonie de la ZIM

Les deux exemples de la Nappe des Marbres et de l'Agly montrent que la ZIM dans son ensemble est décollée et charriée vers le nord. Le cas de l'Agly est très clair de ce point de vue. Le contact de base du Synclinal du Bas Agly est un charriage postérieur au métamorphisme HT-BP que nous rattachons au Synforme de Boucheville. L'ensemble de la ZIM chevauche ainsi à la fois le socle de l'Agly et le Bassin de Saint Paul de Fenouillet qui ont enregistré des températures plus basses pendant l'épisode de rifting que le Bas Agly et Boucheville. Seule la partie sud du socle de l'Agly montre des températures plus fortes et des âges crétacés, suggérant que, si l'Agly est un metamorphic core complex, il a été exhumé pendant le rifting sous un détachement à pendage sud. Dans la partie centrale des Pyrénées, les évidences de ce décollement sont plus discrètes, mais les forts contrastes thermiques sont en faveur de déplacement important. De plus dans le secteur du Fossé de la Ballongue les unités métamorphiques de la ZIM chevauchent des unités non métamorphiques.

### (5) L'héritage du rifting

Les interprétations proposées à la lumière de ces résultats, soulignent l'importance de l'héritage structural lors de la phase de convergence. En effet, nous suggérons que les structures formées lors de la période de rifting, notamment les détachements permettant l'exhumation du manteau, sont réutilisés lors de la convergence. L'angle très faible de ces accidents permet une translation horizontale des unités métamorphiques décollées sur un niveau de décollement associé au Trias supérieur. Ces mouvements horizontaux sont à l'origine de l'allochtonie d'une grande partie du domaine de la ZIM. L'héritage structural est également lié à un changement de régime tectonique lors de la phase de convergence. Lors de la fermeture progressive du domaine de manteau exhumé, le raccourcissement est probablement accommodé uniquement dans la couverture sédimentaire, impliquant une déformation de type thin-skin. Une fois le domaine de manteau exhumé, la collision des deux anciennes marges passives, marqué par le sous-charriage crustal de la plaque Ibérie sous la plaque Europe, le raccourcissement est accommodé par l'ensemble de la croûte générant une déformation de type thick-skin. Ce type de déformation est à l'origine de la formation de grande faille crustales et de l'exhumation de la Zone Axiale et des Massifs Nord-Pyrénéens qui recoupent l'ensemble de la ZIM et de la ZNP. L'architecture complexe de la ZNP est liée à l'inversion d'un domaine hyper-aminci montrant une hétérogénéité structurale importante mais elle est également associée à une convergence oblique. L'interprétation à grande échelle des structures montre l'importance de nombreuses

structures décrochantes, notamment la FNP qui sont en grande partie liées à la transpression généralisée lors de la collision des deux marges hyper-amincies.

**(6) La ZIM et la ZNP forme une seule unité tectonique décollée**

Ainsi, la ZIM et la ZNP constituent probablement une seule unité, plus ou moins discontinue à l'échelle de la chaine, découplée du socle varisque, par le niveau de décollement régional présent dans les sédiments du Trias supérieur. Cependant, la partie sud de la ZNP la plus marquée par le métamorphisme HT-BP (représenté par la ZIM) est probablement affectée par des chevauchements internes et des chevauchements à plus grande échelle lors de la phase précoce de convergence. Ces chevauchements hérités de la structure des marges hyper-amincies permettent la juxtaposition de sédiments métamorphiques de HT, sur des sédiments peu ou non métamorphiques. La segmentation actuelle de la ZIM et de la ZNP est essentiellement due aux contrastes métamorphiques, eux-mêmes issus du recoupement de la ZNP par des failles crustales importantes et par l'extrusion des Massifs Nord-Pyrénéens qui viennent masquer cette continuité entre la ZIM et la ZNP.

# REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abidi, O., Inoubli, M.H., Sebei, K., Amiri, A., Boussiga, H., Nasr, I.H., Salem, A.B., Elabed, M., 2017. Geodynamic Evolution of Northeastern Tunisia During the Maastrichtian–Paleocene Time: Insights from Integrated Seismic Stratigraphic Analysis. Surv. Geophys. 38, 617–649. doi:10.1007/s10712-016-9404-0

Aguilar, C., Liesa, M., Castiñeiras, P., Navidad, M., 2014. Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U–Pb age zircon dating. J. Geol. Soc. 171, 181–192. doi:10.1144/jgs2012-086

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978a. Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 327–332.

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978b. Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes 39 Ar- 40 Ar et 87 Rb- 87 Sr. Ses relations avec les péridotites associées. Bull. Société Géologique Fr. S7–XX, 681–687. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.681

Albarede, F., Michard-Vitrac, A., 1978c. Datation du metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees par les methodes (super 39) Ar- (super 40) Ar et (super 87) Rb- (super 87) Sr; ses relations avec les peridotites associees. Dating Metamorph. Mesoz. Terrains In 20, 681–687.

Alibert, C., 1985. A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). Earth Planet. Sci. Lett. 73, 81–90. doi:10.1016/0012-821X(85)90036-6

Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M., Isacks, B.L., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. Tectonics 2, 1–16. doi:10.1029/TC002i001p00001

Andersen, T.B., Corfu, F., Labrousse, L., Osmundsen, P.T., 2012. Evidence for hyper - extension in the Pre-Caledonian continental margin of Baltica. Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 2036.

Angelier, J., Bergerat, F., Bellou, M., Homberg, C., 2004. Co-seismic strike–slip fault displacement determined from push-up structures: the Selsund Fault case, South Iceland. J. Struct. Geol. 26, 709–724. doi:10.1016/j.jsg.2003.07.006

Aramayo Flores, R.F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del Norte Argentino, Bol. Inf. Pet., 17, 2 – 16.

Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M., Julivert, M., 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. J. Afr. Earth Sci., Key Points on African Geology 39, 319–327. doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036

Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie. Conférence faite á Bruxelles, le 10 août 1922. Presented at the Congrès géologique international (XIIIe session)- Belgique 1922, pp. 171–372.

Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae Geologicae Helvetiae, 14, 145–191.

Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. GSA Bull. 88, 1305–1320. doi:10.1130/0016-7606(1977)88<1305:LPSFIS>2.0.CO;2

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics 25, 139–171. doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1

Auréjac, J.-B., Gleizes, G., Diot, H., Bouchez, J.-L., 2004. The Quérigut Complex (Pyrenees, France) revisited by the AMS technique : a syntectonic pluton of the Variscan dextral transpression. Bull. Société Géologique Fr. 175, 157–174. doi:10.2113/175.2.157

Autran, A., 1966. Le cycle hercynien dans les pyrénées. Réflexions géologiques finales., in: Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées. pp. 679–702.

Autran, A., Fonteilles, M., Guitard, G., 1970. Relations entre les intrusions de granitoides, l'anatexie et le metamorphisme regional considerees principalement du point de vue du role de l'eau; cas de la chaine hercynienne des Pyrenees orientales. Bull. Société Géologique Fr. S7–XII, 673–731. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XII.4.673

Avé Lallemant, H.G., 1969. Structural and petrofabric analysis of an "Alpine-type" peridotite: the lherzolite of the French Pyrenees.

Azambre, B., Crouzel, F., Debroas, E.-J., Soulé, J.-C., Ternet, Y., 1989. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Bagnères-de-Bigorre (1053), 80 pp., BRGM, Orléans.

Azambre, B., Monchoux, P., 1998. Métagabbros amphiboliques et mise en place crustale des lherzolites des Pyrénées (France). Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 327, 9–15. doi:10.1016/S1251-8050(98)80012-8

Azambre, B., Ravier, J., Thiebaut, J., 1971. A propos du phénomène de dipyrisation des roches éruptives d'âge secondaire des Pyrénées. C R Acad Sci Ser 272, 2137–2139.

Azambre, B., Rossy, M., 1976. Le magmatisme alcalin d'age cretace, dans les Pyrenees occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le metamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. Geol. Fr. S7–XVIII, 1725–1728. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725

Azambre, B., Rossy, M., Albarede, 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 dolerites triasiques (ophites) des Pyrenees; donnees nouvelles fournies par les sondages petroliers en Aquitaine. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXIII, 263–269. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXIII.3.263

Azambre, B., Rossy, M., Lago, M., 1987. Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéiitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. Bull. Minéralogie 110, 379–396.

Azambre, B., Sagon, J.-P., Debroas, E.J., 1991. Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 313, 1179–1185.

Baby, P. [b1] (analytic), Crouzet, G. (analytic), Specht, M. (analytic), Deramond, J. (analytic), Bilotte, M. (analytic), Debraos, E.J. (analytic), 1988. Rôle des paléostructures Albo-Cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-Pyrénéens (French). Role Albo-Cenomanian Paleostructures Geom. North-Pyrenean Front. Thrusts Engl. 306, 307–313.

Baby, P., Herail, G., Lopez, J.M., Lopez, O., Oller, J., Pareja, J., Sempere, T., Tufino, D., 1989. Structure de la Zone Subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries

sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. CR Acad Sci Paris Sér II 309, 1717–1722.

Baby, P., Hérail, G., Salinas, R., Sempere, T., 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: Example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone. Tectonics 11, 523–536. doi:10.1029/91TC03090

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l'orogénie 341, 174–201. doi:10.1016/j.crte.2008.11.009

Bally, A.W., 1984. Tectogenese et sismique reflexion. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXVI, 279–285. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXVI.2.279

Banks, C.J., Warburton, J., 1991. Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. Tectonophysics, Deformation and Plate Tectonics 191, 275–289. doi:10.1016/0040-1951(91)90062-W

Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4, 686–692. doi:10.1130/0091-7613(1976)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2

Barbey, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., 2001. The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 129–136. doi:10.1016/S1251-8050(00)01506-8

Barféty, J.C., Montjuvent, G., Pêcher, A., Carme, F., 1988. Geological map and explanatory text of the sheet no 821 "La Mure", scale: 1:50000, ed. BRGM.

Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Maus, S., 2016. Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. Tectonics 35, 2015TC004019. doi:10.1002/2015TC004019

Barnolas, A., 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., Pélissonnier, H., Peybernes, B., Soulé, J.-C., Souquet, P., Ternet, Y., 1984a. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Arreau (1072), 63 pp., BRGM, Orléans.

Barrère, P., Taillefer, F., Souquet, P., Peybernès, B., 1984b. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Arreau (1072), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Barrouquère, G., Pelissonier, H., Castaing, C., Roux, L., Souquet, P., Rey, J., Peybernès, B., Casteras, M., Fournier, J., Lanau, M., Debroas, E.-J., Lagasquie, J., 1976a. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Girons (1074), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Barrouquère, G., Roux, L., Souquet, P., Peybernès, B., Rey, J., Debroas, E.-J., Lagasquie, J., Ternet, Y., Bois, J.-P., Bambier, A., 1976b. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Saint-Girons (1074), 40 pp., BRGM, Orléans.

Barruol, G., Souriau, A., Vauchez, A., Diaz, J., Gallart Muset, J., Tubia, J., Cuevas, J., 1998. Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting.

Bayer, B., De Cabissole, B., Casas, B., Corpel, J., Debeglia, N., 1996. Anomalie de Bouguer des Pyrénées. Dans Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, éditeurs Barnolas A. & Chiron J.C., BRGM-ITGE, Orléans, 1, 38-41.

Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., Metcalf, J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. Basin Res. 23, 309–331. doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x

Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., 1996. Intracontinental rifting and inversion: Missour Basin and Atlas Mountains, Morocco.

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 8121–8145. doi:10.1029/1999JB900390

Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps; implications for crustal rheology. Tectonophysics 560–561, 62–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022

Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. Tectonics 33, 84–111. doi:10.1002/2013TC003294

Beny-Bassez, C., Rouzaud, J., 1985. Characterization of Carbonaceous Materials by Correlated Electron and Optical Microscopy and Raman Microspectroscopy. Scan. Electron Microsc. 119–132.

Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241, 193–224. doi:10.1016/0040-1951(94)00185-C

Berger, G.M., Bessière, G., Bilotte, M., Viallard, P., 1997. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Tuchan (1078), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Berger, G.M., Clauzon, G., Michaux, J., Suc, J.-P., Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Got, H., Augris, C., Gadel, F., Buscail, R., 1988. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Perpignan (1091), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Berger, G.M., Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marchal, J.-P., Vautrelle C., 1993. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Rivesaltes (1090), 119 pp., BRGM, Orléans.

Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Bernoulli, D., 1964. Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Beiträge zur Geologishen Karte der Schweiz, 118, 1–134.

Bernus-Maury, C., 1984. Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées (French). Paris 6.

Bertrand, L., 1940. Sur la structure geologique du versant nord des Pyrenees. Bull. Serv. Carte Geol. Fr. 204.

Bertrand, L., 1908. Contribution a l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Carte Géol. Fr. t.XVII, n°118, 183 p. 40 fig. 5 pl.

Bertrand, M., 1884. Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bulletin de la Société Géologique de France, 12, 318–330.

Bessière, G., 1987. Modèle d'évolution polyorogénique d'un massif hercynien: le Massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Peybernès, B., Tambareau, Y., Villate, J., 1989. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Quillan (1077), 98 pp., BRGM, Orléans.

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, 885–871.

Beyssac, O., 2001. Les mécanismes de graphitisation à basse température: une étude analytique et expérimentale sur des matériaux naturels et des molécules modèles (Thèse de doctorat). Université Paris-Sud, France.

Beyssac, 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 Planet. Sci. Lett. 225, 233–241. doi:10.1016/j.epsl.2004.05.023

Beyssac, O., Brunet, F., Petitet, J.-P., Goffé, B., Rouzaud, J.-N., 2003. Experimental study of the microtextural and structural transformations of carbonaceous materials under pressure and temperature. Eur. J. Mineral. 15, 937–951. doi:10.1127/0935-1221/2003/0015-0937

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. J. Metamorph. Geol. 20, 859–871. doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Beyssac, O., Lazzeri, M., 2012. Application of Raman spectroscopy to the study of graphitic carbons in the earth sciences. In: Dubessy, J., Caumon, M.-C., Rull, F. (Eds.), Applications of Raman Spectroscopy to Earth Sciences and Cultural HeritageEMU Notes in Mineralogy 12. European Mineralogical Union and the Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, pp. 415–454.

Beyssac, O., Rouzaud, J.-N., Goffé, B., Brunet, F., Chopin, C., 2002. Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. Contrib. Mineral. Petrol. 143, 19.

Béziat, D., Joron, J.L., Monchoux, P., Treuil, M., Walgenwitz, F., 1991. Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). Chem. Geol. 89, 243–262. doi:10.1016/0009-2541(91)90019-N

Bianucci, H.A., Homovc, J.F., Acevedo, O.M., 1982. Inversión tectónica y plegamientos resultantes en la comarca Puesto Guardian-Dos Puntitas, Dpto. Orán, Provincia de Salta, paper presented at 1. Congreso Nacional de Hidrocarburos, Inst. Argent. del Pet. y del Gas, Buenos Aires.

Bilotte, M., Casteras, M., Peybernès, B., Rey, J., Soula, J.-C., Taillefer, F., Roche, J., Ternet, Y., 1988a. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Foix (1075), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Bilotte, M., Castéras, M., Peybernès, B., Rey, J., Soula, J.-C., Taillefer, F., Roche, J., Ternet, Y., 1988b. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Foix (1075), 82 pp., BRGM, Orléans.

Bilotte, M., Debroas, E.-J., Peybernès, B., Rey, J., Souquet, P., 1980. Carte géologique du versant nord des Pyrénées centrales entre Aude et Ariège, in : Solé Sugrañes L., Souquet P. (Eds.), La chaîne alpine des Pyrénées (Pyrénées centrales et orientales ; France- Espagne, Livret-guide de l'excursion n° 42 du 26e Congrès Géologique International, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod., Elf- Aquitaine Paris, 1980, pp. 157–196.

Biteau, J.-J., Canerot, J., 2007. La chaine des Pyrenees et ses avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre; caracteristiques structurales, evolution geodynamique et tectono-sedimentaire. Pyrenees Their Forelands Aquitaine Ebro Basins Their Struct. Character 155, 16–28.

Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. Pet. Geosci. 12, 247–273. doi:10.1144/1354-079305-674

Bixel, F., 1984. Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Université Paul Sabatier (Toulouse), Toulouse, France.

Blay, P., Cosgrove, J.W., Summers, J.M., 1977. An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. J. Geol. Soc. 133, 329–342. doi:10.1144/gsjgs.133.4.0329

Bles, J.L., Berger, G.M., 1982. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Leucate (1079), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Blés, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. Tectonophysics 169, 79–111. doi:10.1016/0040-1951(89)90185-6

Bodego, A., Iriarte, E., Agirrezabala, L.M., García-Mondéjar, J., López-Horgue, M.A., 2015. Synextensional mid-Cretaceous stratigraphic architecture of the eastern Basque–Cantabrian basin margin (western Pyrenees). Cretac. Res. 55, 229–261. doi:10.1016/j.cretres.2015.01.006

Bodinier, J.L., Dupuy, C., 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., Fabriès, J., Lorand, J.-P., Dupuy, C., 1987. Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). Bull Miner. 110, 345–358.

Boillot, G., 1986. Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 243–255. doi:10.1016/0040-1951(86)90254-4

Boillot, G., 1984. Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. Geol. Mag. 121, 407–412.

Boillot, G., Capdevila, R., 1977. The Pyrenees: Subduction and collision? Earth Planet. Sci. Lett. 35, 151–160. doi:10.1016/0012-821X(77)90038-3

Boillot, G., Capdevila, R., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M., Lepretre, J.-P., 1973. La zone nord-pyreneenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. Elongation North. Pyrenees Zone Cont. Margin North. Spain Its Struct. Significance 277, 2629–2632.

Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J., Torrent, G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite

diapir west of the Galicia Bank. Earth Planet. Sci. Lett. 48, 23–34. doi:10.1016/0012-821X(80)90166-1

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., 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. doi:10.1016/0040-1951(87)90352-0

Bois, C., Gabriel, O., 1994. Deep seismic investigation in the Parentis Basin (Southwestern France), in Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, Spec. Publ. Eur. Assoc. Petrol. Geosci., vol. 4, edited by A. Mascle, pp. 173–186, Springer, Berlin, Heidelberg.

Bosch, G., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., Monié, P., 2016. Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 246–256. doi:10.1016/j.crte.2016.01.001

Bouchez, J.L., Gleizes, G., 1995. Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. J. Geol. Soc. 152, 669–679. doi:10.1144/gsjgs.152.4.0669

Bouhallier, H., Choukroune, P., Ballevre, M., 1991. Evolution structurale de la croute profonde hercynienne : exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 647–654.

Boulvais, P., 2016. Fluid generation in the Boucheville Basin as a consequence of the North Pyrenean metamorphism. Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 301–311. doi:10.1016/j.crte.2015.06.013

Boulvais, P., Parseval, P. de, D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. Mineral. Petrol. 88, 499–526. doi:10.1007/s00710-006-0124-x

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. doi:10.1016/j.lithos.2006.05.001

Bourrouilh, R., Richert, J.-P., Zolnai, G., 1995. The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: Evolution and Hydrocarbons. AAPG Bull. 79, 831–853.

Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J.-F., 2016. Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc–chlorite deposit. Int. J. Earth Sci. 105, 747–770. doi:10.1007/s00531-015-1223-x

Boutoux, A., Bellahsen, N., Lacombe, O., Verlaguet, A., Mouthereau, F., 2014. Inversion of pre-orogenic extensional basins in the external Western Alps: Structure, microstructures and restoration. J. Struct. Geol. 60, 13–29. doi:10.1016/j.jsg.2013.12.014

Branellec, M., Nivière, B., Callot, J.-P., Ringenbach, J.-C., 2016. Mechanisms of basin contraction and reactivation in the basement-involved Malargüe fold-and-thrust belt,

Central Andes (34–36°S). Geol. Mag. 153, 926–944. doi:10.1017/S0016756816000315

Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., Munschy, M., 2011. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. Nat. Geosci. 4, 549–553. doi:10.1038/ngeo1201

Brown, D., Alvarez-Marron, J., Perez-Estaun, A., Puchkov, V., Ayala, C., 1999. Basement influence on foreland thrust and fold belt development; an example from the Southern Urals. Tectonophysics 308, 459–472.

Brun, J.P., Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. Earth Planet. Sci. Lett. 142, 161–173. doi:10.1016/0012-821X(96)00080-5

Brun, L., Peybernès, B., Rey, J., 1969. Le dogger des Pyrénées ariégeoises. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 105, p. 374-387.

Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., Sobolev, S.V., 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. Nat. Commun. 5, ncomms5014. doi:10.1038/ncomms5014

Brunet, M.-F., 1997. Subsidence along the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile. Mém. Société Géologique Fr. 171, 167–176.

Brunet, M.-F., 1991. Subsidence et geodynamique du bassin d'aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'atlantique. Paris 6.

Brunet, M.F., 1986. The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 343–354. doi:10.1016/0040-1951(86)90260-X

Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. J. Geophys. Res. Solid Earth 96, 20161–20178. doi:10.1029/91JB01485

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994b. Syn- to post-thickening extension : mode and consequences. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 319, 1019–1032.

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994a. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe : Modes and structural consequences, in: Géologie de La France. Presented at the L'extension syn-a-post-épaississement de la chaîne varisque en Europe occidentale : Modalités et conséquences (French), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, pp. 33–51.

Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaimani, A., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. Comptes Rendus Geosci., Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb 338, 11–24. doi:10.1016/j.crte.2005.11.012

Burley, B.J., Freeman, E.B., Shaw, D.M., 1961. Studies on scapolite. Can. Mineral. 6, Part 5, 670–679.

Cabal, J., Fernàndez, M., 1995. Heat flow and regional uplift at the north-eastern border of the Ebro basin, NE Spain. Geophys. J. Int. 121, 393–403. doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb05720.x

Cabrera, L., Roca, E., Santanach, P., 1988. Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). J. Geol. Soc. 145, 261–268. doi:10.1144/gsjgs.145.2.0261

Cahill, T., Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. J. Geophys. Res. Solid Earth 97, 17503–17529. doi:10.1029/92JB00493

Callot, J.-P., Jahani, S., Letouzey, J., 2007. The role of preexisting diapirs in fold and thrust belt development. in Thrust belts and foreland basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems, edited by O. Lacombe, J. Lavé, F. Roure and J. Verges, 309-326.

Callot, J.-P., Ribes, C., Kergaravat, C., Bonnel, C., Temiz, H., Poisson, A., Vrielynck, B., Salel, J.-F., Ringenbach, J.-C., 2014. Salt tectonics in the Sivas basin (Turkey): crossing salt walls and minibasins. Bull. Société Géologique Fr. 185, 33–42. doi:10.2113/gssgfbull.185.1.33

Callot, J.-P., Trocmé, V., Letouzey, J., Albouy, E., Jahani, S., Sherkati, S., 2012. Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 363, 545–561. doi:10.1144/SP363.27

Calvet, M., Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 296, 147–166. doi:10.1144/SP296.10

Campanyà, J., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Liesa, M., Muñoz, J.A., 2011. Lithospheric characterization of the Central Pyrenees based on new magnetotelluric data. Terra Nova 23. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01001.x

Campos, J., 1979. Estudio geologico del Pirineo Vasco al W del rio Bidasoa. Geol. Study Basque Pyrennees West Bidasoa River 31, 3–139.

Canérot, J., 2016. The Iberian Plate: myth or reality? Bol. Geológico Min. 127, 563–574.

Canérot, J., 2008. Les Pyrénées: histoire géologique et itinéraires de découvertes, Atlantica-BRGM éditions. ed.

Canérot, J., 1989. Early Cretaceous rifting and salt tectonics on the Iberian margin of the Western Pyrenees (France). Structural consequences. ResearchGate 13, 87–99.

Canérot, J., 1988. Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (zone Nord-Pyrénéenne) au Crétacé inférieur. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 306, 1099–1102.

Canérot, J., Debroas, E.-J., 1988. Remise en question du "Comlexe de resédimentation albo--cénomanien" de la zone nord--pyrénéenne. C. R. Acad. Sci. Paris, serie II 307, 1711–1716.

Canérot, J., Hudec, M.R., Rockenbauch, K., 2005. Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. AAPG Bull. 89, 211–229. doi:10.1306/09170404007

Canérot, J., Laumonier, B., Baudin, T., 2006. Sur l'origine karstique et l'âge plioquaternaire des accumulations bréchiques dites «brèches marines et paléocènes» d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France). Eclogae Geologicae Helvetiae. 99, 1, 49-64.

Canérot, J., Lenoble, J.L., 1993. Diapirisme cretace sur la marge iberique des Pyrenees occidentales; exemple du pic de Lauriolle; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrenees centrales et orientales. Bull. Société Géologique Fr. 164, 719–726.

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y., 2004. Nouvelle interprétation structurale de la « faille Nord- Pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en

question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. Comptes Rendus Geosci. 336, 135–142. doi:10.1016/j.crte.2003.11.004

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y., 2001. La faille nord-pyrénéenne, mythe ou réalité ?, Strata. Laboratoire de géologie sédimentaire et paléontologie, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Canérot, J., Peybernès, B., Ciszak, R., 1978. Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises), Bull. Soc. Geol. Fr., 5, 673–676.

Cao, S., Neubauer, F., 2016. Deep crustal expressions of exhumed strike-slip fault systems: Shear zone initiation on rheological boundaries. Earth-Sci. Rev. 162, 155–176. doi:10.1016/j.earscirev.2016.09.010

Capote, R., 1983. La fracturacion subsecuente a la orogenia hercinica. Geol. Esp., Inst. Geol. Min. España, Madrid Tomo II, 17–25.

Carbayo, A., León, L., Villabolos, 1977. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 115, Gulina, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Carey, S.W., 1958. A tectonic approach to continental drift, in Symposium on Continental Drift, edited by P. M. S. Blackett et al., pp. 177–355, R. Soc., London.

Carola, E., Muñoz, J.A., Roca, E., 2015. The transition from thick-skinned to thin-skinned tectonics in the Basque-Cantabrian Pyrenees: the Burgalesa Platform and surroundings. Int. J. Earth Sci. 104, 2215–2239. doi:10.1007/s00531-015-1177-z

Casas, A., Kearey, P., Rivero, L., Adam, C.R., 1997. Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 150, 65–78. doi:10.1016/S0012-821X(97)00087-3

Castañares, L.M., Robles, S., Bravo, J.C.V., 1997. Distribucion estratigrafica de los episodios volcanicos submarinos del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia). Geogaceta 22, 43–46.

Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D., Bravo, J.C.V., 2001. The Submarine Volcanic System of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain): Stratigraphic Framework, Facies, and Sequences. J. Sediment. Res. 71, 318–333. doi:10.1306/080700710318

Castéras, M., 1976. Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille de Foix, 3e édition, n° 253, 1976.

Casteras, M., 1974. Les Pyrénées In: Debelmas J. - Géologie de la France. Doin Éd Paris V. 2, 296–345.

Castéras, M., 1969. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille de Foix, 3e édition, n° XXI-48, 1969.

Castéras, M., 1952. Esquisse structurale du versant nord des Pyrénées. C R 19e Sess Congr Géol Int Alger XIV, 165–180.

Castéras, M., 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. Librairie polytechnique, C. Béranger.

Castéras, M., Canérot, J., Paris, J.-P., Tisin, D., 1970. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Oloron Sainte--Marie (1051), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Cauquil, R., 1963. Contribution à l'étude géologique du massif de Bessède (Aude) et à sa couverture secondaire. (Thèse de 3ème cycle).

Chelalou, R., 2015. Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées (phdthesis). Université Rennes 1.

Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Poujol, M., Ringenbach, J.C., Ballard, J.F., 2015. Tectonics, tectonophysics: New sedimentological, structural and paleo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.11.008

Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L.L., Erratt, D., 2015. Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: a mapping approach. J. Geol. Soc. 172, 711–720. doi:10.1144/jgs2014-139

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., 2015. The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. Geophys. J. Int. 200, 1094–1105. doi:10.1093/gji/ggu400

Chevrot, S., Villasenor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougoulat, G., Delmas, P., Blanquat, M., Diaz, J., Gallart, J., Grimaud, F., Lagabrielle, Y., Manatschal, G., Mocquet, A., Pauchet, H., Paul, A., Pequegnat, C., Quillard, O., Roussel, S., Ruiz, M., Wolyniec, D., 2014. High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 6399–6420. doi:10.1002/2014JB010953

Choubert, G., Faure-Muret, A., 1962. Évolution du Domaine Atlasique Marocain depuis les temps paléozoïques, in Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, Memoire hors série, Soc. géol. France 1, Paris, 447–527.

Choukroune, P., 1992. Tectonic Evolution of the Pyrenees. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 20, 143–158. doi:10.1146/annurev.ea.20.050192.001043

Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. Société géologique de France, Paris.

Choukroune, P., 1976. Strain patterns in the Pyrenean Chain. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 283, 271–280.

Choukroune, P., 1974. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale (Thèse de doctorat). Université des sciences et techniques de Montpellier 2, France.

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 Sci Paris 277, 2621–2624.

Choukroune, P., 1972. Relations entre tectonique et metamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyreneenne centrale et orientale. Relatsh. Tecton. Metamorph. Mesoz. Terrains Cent. Orient. North Pyr 14, 3–11.

Choukroune, P., 1970. Contribution a l'etude structurale de la zone metamorphique nord-pyreneenne; tectonique et metamorphisme des formations secondaires de la foret de Boucheville (P.-O.); feuille au 1/50 000 Saint-Paul-de-Fenouillet. Struct. Metamorp 4, 49–63.

Choukroune, P., 1969. Sur la présence, le style et l'âge des tectoniques superposées dans le Crétacé nord-pyrénéen de la régionde Lourdes. – Bull.BRGM, 2 (2), 11-20.

Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39.

Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, J.-C., 1973a. Bay of Biscay and Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 18, 109–118. doi:10.1016/0012-821X(73)90041-1

Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrenees: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. Plate Tecton. Pyrenees Action North. Pyrenean Transform Fault Comp. 20, 689–700.

Choukroune, P., Pinet, B., Roure, F., Cazes, M., 1990a. Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrenees and Biscay lines. Bull. Soc. Geol. Fr. 6, 313–320.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., Daignieres, M., Deramond, J., Grasso, J.R., Hirn, A., Marthelot, J.-M., Mattauer, M., Seguret, M., Damotte, B., Cazes, M., Torreilles, G., Villien, A., Mediavilla, F., Vauthier, A., Banda, E., Fontbote, J.M., Gallart, J., Santanach, P., Surinach, E., Barnolas, A., Del Valle, J., Plata, J.L., Berastegui, X., Munoz, J.A., Puigdefabregas, C., Lopez-Arroyo, A., Rivero, M., Arrieta, A., Camara, P., Garrido, A., Martinez, J., 1990b. Main results of the ECORS Pyrenees profile. Tectonophysics 173, 411–423.

Choukroune, P., Séguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées.

Choukroune, P., Seguret, M., Galdeano, A., 1973b. Caracteristiques et evolution structurale des Pyrenees; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques. Bull. Société Géologique Fr. S7–XV, 600–611. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.600

Christie-Blick, N., Biddle, K.T., 1985. Deformation and Basin Formation along Strike-Slip Faults. SEPM Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ. 37, 1–34. doi:10.2110/pec.85.37.0001

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). Université Bordeaux Montaigne, France.

Clavières, V., 1990. Muscovitisation et feldspathisation hydrothermales dans le massif granitique de Millas (Pyrénées orientales): géométrie, géochimie, modélisation (Thèse de doctorat). Université de Paris VI, Paris, France.

Clerc, C., 2012. Evolution du domaine nord-pyreneen au Crétacé. Amincissement crustal extreme et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de St Blanquat, M., 2013. Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. Int. J. Earth Sci. 103, 141–163. doi:10.1007/s00531-013-0927-z

Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics 33, 2013TC003471. doi:10.1002/2013TC003471

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Ringenbach, J.-C., Vauchez, A., Nalpas, T., Bousquet, R., Ballard, J.-F., Lahfid, A., Fourcade, S., 2016. Basement – Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. Tectonophysics 686, 82–97. doi:10.1016/j.tecto.2016.07.022

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., de Saint Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 183, 443–459.

Clerc, C., Lahfid, A., Monie, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6, 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015

Clerc, C., Ringenbach, J.-C., Jolivet, L., Ballard, J.-F., 2017. Rifted margins: Ductile deformation, boudinage, continentward-dipping normal faults and the role of the weak lower crust. Gondwana Res. doi:10.1016/j.gr.2017.04.030

Clin, M., Delfaud, J., Gottis, M., Muller, J., Roger, P., 1967. Contribution à la géologie du massif de la Forêt des Arbailles (Pyrénées occidentales). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 265, pp. 181-183).

Cloetingh, S., Van Wees, J., Beek, P., Spadini, G., 1995. Role of pre-rift rheology in kinematics of extensional basin formation: constraints from thermomechanical models of Mediterranean and intracratonic basins. Mar. Pet. Geol. - MAR Pet. GEOL 12. doi:10.1016/0264-8172(95)98848-Y

Cloos, H., 1928. Experimenten zur inneren Tektonic. Centralblatt fur Mineralogie und Paleontologie B, 609.

Cochelin, B., 2016. Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées (Thèse de 3ème cycle). Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier).

Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., de Saint Blanquat, M., Lahfid, A., Duchêne, S., 2017. Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone. Journal of the Geological Society, First published online November XX, 2017, https://doi.org/10.1144/jgs2017-066

Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M., Laumonier, B., 2005. U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). Bull. Société Géologique Fr. 176, 269–282. doi:10.2113/176.3.269

Cohen-Julien, M., Quenardel, J.M., Lerouge, G., Lorenz, J., Macaire, J.J., Freytet, P., Maget, P., Debrand-Passard, S., 1998. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Argenton-sur-Creuse (593), 168 pp., BRGM, Orléans.

Colchen, M., Ternet, Y., Debroas, E.-J., Dommanget, A., Gleizes, G., Guérangé, B., Roux, L., 1997. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Combes, P.-J., Peybernés, B., Fondecave-Wallez, M.-J., 2004. Karsts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrenées françaises. doi:10.5169/seals-169103

Combes, P.-J., Peybernès, B., Leyreloup, A.F., 1998. Altérites et bauxites, témoins des marges européenne et ibérique des Pyrénées occidentales au Jurassique supérieur — Crétacé inférieur, à l'ouest de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques, France). Comptes

Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 327, 271–278. doi:10.1016/S1251-8050(98)80085-2

Conquéré, F., 1978. Pétrologie des complexes ultramafiques de lherzolite à spinelle de l'Ariège (France) - Thèse Sciences, Paris VI 333 p.

Conquéré, F., 1971. La lherzolite à amphibole du gisement de Caussou (Ariège, France). Contrib. Mineral. Petrol. 30, 296–313. doi:10.1007/BF00404725

Contrucci, I., Luis, M., Moulin, M., Geli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Daniel, A., Olivet, J.-L., Réhault, J.-P., Sibuet, J.-C., 2004. Deep structure of the West African Continental Margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data. Geophys. J. Int. - GEOPHYS J INT 158, 529–553. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02303.x

Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C., Ballèvre, M., 2016. Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Saraillé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone). Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 279–289. doi:10.1016/j.crte.2015.11.007

Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints. Basin Res. 22, 904–917. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x

Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. J. Struct. Geol. 24, 1729–1739. doi:10.1016/S0191-8141(01)00169-9

Costa, S., Maluski, H., 1988. Use of the 40Ar- 39Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthe´le´my massif (Northern Pyrenees, France). Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect. 72, 127–144. doi:10.1016/0168-9622(88)90061-9

Cristallini, E., Cominguez, A.H., Ramos, V.A., 1997. Deep structure of the Metan-Guachipas region: tectonic inversion in Northwestern Argentina. J. South Am. Earth Sci. 10, 403–421. doi:10.1016/S0895-9811(97)00026-6

Cristallini, E.O., Ramos, V.A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). Tectonophysics 317, 205–235. doi:10.1016/S0040-1951(99)00276-0

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Geol. Soc. Am. 490.

Crochet, B., Villate, J., Tambareau, Y., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Kuhfuss, A., Bouillin, J.-P., Gélard, J.-P., Bessière, G., Paris, J.-P., 1989. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Quillan (1077), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Curnelle, R., 1983. Evolution structuro-sedimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Struct.-Sediment. Evol. Triassic Low. Liassic Aquitaine 7, 69–99.

Curnelle, R., Dubois, P., Seguin, J.C., 1980. Le bassin d'Aquitaine: Substratum anté-Tertiaire et bordures mésozoïques. In: Durand-Delga, M. (ed.) La chaîne des Pyrénées et son avant-pays Aquitano-languedocien. Bulletin des Centres de Recherches Exploration–Production Elf-Aquitaine, Mémoire, 3, 47–58.

Curnelle, R., Dubois, P., Seguin, J.C., Whitaker, D., Matthews, D.H., Roberts, D.G., Kent, P., Laughton, A.S., Kholief, M.M., 1982. The Mesozoic-Tertiary Evolution of the Aquitaine Basin. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 63.

Daignieres, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E., Torne, M., 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the Ecors Pyrenees Line. Tectonics 8, 1051–1058. doi:10.1029/TC008i005p01051

Daignieres, M., Gallart, J., Banda, E., Hirn, A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. Earth Planet. Sci. Lett. 57, 88–100. doi:10.1016/0012-821X(82)90175-3

Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., ECORS Team, 1994. The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile, in: Hydrocarbon and Petroleum Geology of France. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 199–208. doi:10.1007/978-3-642-78849-9_15

Dauteuil, O., Raymond, D., Ricou, L.-E., 1987. Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des Pyrénées, exemples à l'est du Saint-Barthélémy. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 304, 1025–1028.

Dauteuil, O., Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute-temperature a l'origine du metamorphisme cretace nord-pyreneen. Circ. High-Temp. Fluids Orig. North Pyrenean Cretac. Metamorph. 3, 237–250.

Davis, G.A., Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; Perspectives from the Southwestern U.S. Cordillera. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 218, 133–160. doi:10.1130/SPE218-p133

Davis, G.H., Hardy, J.J., 1981. The Eagle Pass detachment, southeastern Arizona: Product of mid-Miocene listric (?) normal faulting in the southern Basin and Range. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 749. doi:10.1130/0016-7606(1981)92<749:TEPDSA>2.0.CO;2

Davy, P., Choukroune, P., Suzanne, P., 1990. Hypotheses mecaniques de deformation de la lithosphere appliquees a la formation des Pyrenees. Mech. Hypotheses Lithosphere Deform. Appl. Form. Pyrenees 6, 219–228.

De Cabissole, B., 1990. Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS [WWW Document]. URL http://lara.inist.fr/handle/2332/2007 (accessed 5.1.17).

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. doi:10.1038/275706a0

De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M., Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 44, 87–104. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.06

de Saint Blanquat, M., 1993. The ductile normal fault of the Saint Barthélémy Massif Variscan evolution of the north-pyrenean catazonal massifs considered from the viewpoint of their thermal history. Geodin. Acta 6, 59–77. doi:10.1080/09853111.1993.11105239

de Saint Blanquat, M., 1989. La faille normale ductile du massif du Saint-Barthélémy. Age et signification de l'extension crustale dans la zone nord-pyrénéenne (Theses). Université de Montpellier 2.

de Saint Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., 2015. Tectonics, tectonophysics: Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.12.003

de Saint Blanquat, M., Lardeaux, J.M., Brunel, M., 1990a. Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). Tectonophysics, International IGCP Conference Project 233 177, 245–262. doi:10.1016/0040-1951(90)90284-F

de Saint Blanquat, M., Lardeaux, J.M., Brunel, M., 1990b. Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). Tectonophysics, International IGCP Conference Project 233 177, 245–262. doi:10.1016/0040-1951(90)90284-F

de Saint Blanquat, M., Lardeaux, J.M., Brunel, M., 1990c. Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). Tectonophysics 177, 245–262. doi:10.1016/0040-1951(90)90284-F

De Sitter, L.U., 1956. Structural Geology, McGraw-Hill. ed. New-York.

De Sitter, L.U., 1953. La faille nord-pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute-Garonne. Leid. Geol. Med., XLVIII, 287-291.

Debat, P., 1969. Tectonique tertiaire dans les formations metamorphiques des vallees de Gavarnie et d'Heas (Hautes-Pyrenees). Tert. Tecton. Metamorph. Form. Gavarnie Heas Val. Hautes-Pyrenees 2, 31–33.

Debeaux, M., Thiebaut, J., 1958. Les affleurements du socle paléozoique entre les massifs de la Barousse et de Milhas. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 93, 522–528.

Debrand-Passard, S., Gros, Y., 1980. Fracturation de la Champagne berrichonne. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXII, 647–653. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.647

Debroas, E.-J., 2009. Géologie du bassin versant du Baget (Zone nord-pyrénéenne, Ariège, France) : Nouvelles observations et conséquences - Strata, Toulouse, sér. 2, vol. 46, 93 p., 15 fig., 9 pl h-t.

Debroas, E.J., 1990. Le flysch noir albo-cenomanien temoin de la structuration albienne a senonienne de la Zone nord-pyreneenne en Bigorre (Hautes-Pyrenees, France). Bull. Société Géologique Fr. 6, 273–285.

Debroas, E.J., 1987b. Le flysch a fucoides d'Uchentein temoin d'un escarpement turono-senonien inferieur de la paleofaille nord-pyreneenne, Pyrenees centrales, France. Fucoidal Flysch Uchentein Indic. Turonian-Low. Senonian Escarpm. Of 3, 77–93.

Debroas, E.J., 1987a. Modele de bassin triangulaire a l'intersection de decrochements divergents pour le fosse albo-cenomanien de la Ballongue (zone nord-pyreneenne, France). Bull. Société Géologique Fr. III, 887–898. doi:10.2113/gssgfbull.III.5.887

Debroas, E.-J., 1985. Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales - "Sédimentation et tectonique" Réunion Assoc. Sédim. Français-Soc. géol. France, Pa-ris, 17-18 Décembre 1984 - Strata, Toulouse, sér. 1, vol. 2, p. 99-106.

Debroas, E.-J., 1982. Structure du synclinal de Bourg-de-Bigorre et interpretation de la zone de failles de Bigorre dans les Hautes-Pyrenees. Bull. Société Géologique Fr. S7–XXIV, 855–859. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXIV.4.855

Debroas, E.J., 1978. Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien superieur au Senonien inferieur (zone interne metamorphique des Pyrenees navarro-languedociennes). Evol. Up. Albian Low. Senonian Slaty Flysch Trench Intern. Metamorp 20, 639–648.

Debroas, E.-J., 1976. Les flyschs crétacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonnais et de la région d'Arbas (Ariège- Haute-Garonne). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Debroas, E.-J., Azambre, B., 2012. Des brèches aux lherzolites : la mise en place des lherzolites dans les fossés du Flysch noir albo-cénomanien de la Ballongue et d'Aulus (Zone nord-pyrénéenne, Ariège). Livret-Guide L'excursion AGSO 9 10 Juin 2012 120 p.

Debroas, E.-J., Bilotte, M., Canerot, J., Astruc, J.G., 2010. Réinterprétation des brèches de la Faille nord-pyrénéenne ariégeoise (France). Bull. Société Hist. Nat. Toulouse 146, 77–88.

Debroas, E.-J., Canérot, J., Bilotte, M., 2010. Les Brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomanien inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France), Geol. Fr., 2, 53–64.

Debroas, E.-J., Castaing, C., Gutierrez, T., Debat, P., inédit. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Aspet (1073), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Debroas, E.-J., Marty, F., Médiavilla, F., Souquet, P., 1977. Description de brèches tectoniques dans les brèches reputes sédimentaires et éocènes de la zone interne métamorphique des Pyrénées: consequences stra-tigraphiques et structurales – Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 113, 1-2, 212-218.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1976b. Sédimentogenese et position structurale des flyschs crétaces du versant nord des Pyrénées centrales. Sediment. Genes. Struct. Position Cretac. Flysch North. Slope Cent. Pyrenees 305–320.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1976a. Sedimentogenese et position structurale des flyschs cretaces du versant nord des Pyrenees centrales. Sediment. Genes. Struct. Position Cretac. Flysch North. Slope Cent. Pyrenees 305–320.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1973. Contribution à l'étude du flysch ardoisier nord-pyrénéen: mise en évidence de nouveaux affleurements entre l'Adour et le Gave de Pau (région de Lourdes); conséquences structurales et paléogéographiques. - C.R. Acad. Sci., Paris, D, 276, pp. 1253-1256.

Debroas, E.-J., Souquet, P., 1972. Contribution à la connaissance du Flysch ardoisier nord-pyrénéen : les schistes métamorphiques du synclinal de la Ballongue (Pyrénées centrales) - C.R. Acad. Sci. Paris, D, 275, p. 2813-2816.

Dechesne, R.G., Mountjoy, E.W., 1992. multiple thrust detachment at deep levels of the southern Canadian Rocky Mountain Main Range, Alberta and British Columbia: in Structural Geology of Fold and Thrust Belts, edited by S. Mitra and G. W. Fisher, pp. 225 – 238, John Hopkins Univ. Press, Baltimore, Md.

DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J.A., Iriarte, E., Mendia, M., 2017. Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (NSpain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz). Geochem. Geophys. Geosystems n/a-n/a. doi:10.1002/2016GC006690

Del Valle de Lersundi, J., 1986. Comentarios sobre la tectonica navarra, en el marco de la genesis del Pirineo. Inedito.

Del Valle, J., Villalobos, L., kl Bornhorst, A., de Boer, H.U., Krausse, H.F., Mohr, K., Müller, R., Pilger, A., Requadt, H., Avidad, J., García-Dueñas, V., Garrote, A., Ramón, R., 1973. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 90, Sumbilla, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Delaperriere, E., Blanquat, M. de S., Brunel, M., Lancelot, J.R., 1994. Geochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthelemy (Pyrenees, France); discussion des ages des evenements varisques et pre-varisques. Bull. Société Géologique Fr. 165, 101–112.

Delvolve, J.-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. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 316, 959–966.

Delvolve, J.-J., Vachard, D., Souquet, P., 1998. Stratigraphic record of thrust propagation, carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). Geol. Rundsch. 87, 363–372.

Demant, A., Morata, D., 1996. Les dolerites tholeiitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France); petrologie, geochimie et cadre geodynamique. Bull. Société Géologique Fr. 167, 321–333.

Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., Gleizes, G., 2009a. Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. Bull. Société Géologique Fr. 180, 209–216. doi:10.2113/gssgfbull.180.3.209

Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2009b. Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). Tectonophysics, Hot orogens 477, 244–261. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.033

Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2007. The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. Terra Nova 19, 445–453. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00770.x

Denèle, Y., Paquette, J.-L., Olivier, P., Barbey, P., 2012. Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country). Terra Nova 24, 105–113. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01043.x

Déramond, J., Baby, P., Specht, M., Crouzet, G., 1990. Geometrie des chevauchements dans la zone nord-pyreneenne ariegeoise precisee par le profil ECORS. Bull. Société Géologique Fr. VI, 287–294. doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.287

Déramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P., Crouzet, G., 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 301, 1213–1216.

Déramond, J., Souquet, P., Fondecave-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) (English). Geol Soc - Spec Publ 193–219.

Dercourt, J., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., British Petroleum Company, 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps.

Desegaulx, P., Brunet, M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. Bull. Société Géologique Fr. VI, 295–306. doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.295

Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. Tectonophysics, Paleomagnetic Constraints on Crustal Motions 182, 211–225. doi:10.1016/0040-1951(90)90164-4

Destombes, J.-P., Raguin, E., Casteras, M., Paris, J.-P., 1969. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vicdessos (1087), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Diaz, J., Gallart, J., Carbonell, R., 2016. Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys. Tectonophysics, SI:Crustal seismology 692, 74–85. doi:10.1016/j.tecto.2016.08.023

Dinares-Turell, J., Garcia-Senz, J., 2000. Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. J. Geophys. Res. 105, 19405–19418.

Domènech, M., Teixell, A., Babault, J., Arboleya, M.-L., 2015. The inverted Triassic rift of the Marrakech High Atlas: A reappraisal of basin geometries and faulting histories. Tectonophysics, Special issue on Iberia geodynamics: An integrative approach from the Topo-Iberia framework 663, 177–191. doi:10.1016/j.tecto.2015.03.017

Domènech, M., Teixell, A., Stockli, D.F., 2016. Magnitude of rift-related burial and orogenic contraction in the Marrakech High Atlas revealed by zircon (U-Th)/He thermochronology and thermal modeling. Tectonics 35, 2016TC004283. doi:10.1002/2016TC004283

Dooley, T.P., Jackson, M.P.A., Hudec, M.R., 2009. Inflation and deflation of deeply buried salt stocks during lateral shortening. J. Struct. Geol. 31, 582–600. doi:10.1016/j.jsg.2009.03.013

Driscoll, N., D. Karner, G., 1998. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 103, 4975–4991. doi:10.1029/97JB03295

Druguet, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, M.F., FernáNdez, C., 2014. Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. Geol. Mag. 151, 1095–1114. doi:10.1017/S0016756814000041

Du Dresnay, R., 1971. Extension et developpement des phenomenes recifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulierement au Lias moyen. Bull. Société Géologique Fr. S7–XIII, 46–56. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XIII.1-2.46

Dubar, G., 1925. Etude sur le Lias des Pyrénées françaises. Mém. Soc. géol. Nord, t. IX, I, 332 p., 51 fig., 7 pl.

Ducasse, L., 1988. Géotraverse 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 intracontinentale (Thèse de doctorat). Université Aix-Marseille 3, Marseille.

Duffy, O.B., Gawthorpe, R.L., Docherty, M., Brocklehurst, S.H., 2013. Mobile evaporite controls on the structural style and evolution of rift basins: Danish Central Graben, North Sea. Basin Res. 25, 310–330. doi:10.1111/bre.12000

Dumont, T., Replumaz, A., Rouméjon, S., Briais, A., Rigo, A., Bouillin, J.-P., 2015. Microseismicity of the Béarn range: Reactivation of inversion and collision structures at the northern edge of the Iberian plate. Tectonics 34, 2014TC003816. doi:10.1002/2014TC003816

Dunn, F., Hartshorn, K.G., Hartshorn, P.W., 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-Andean thrust belt of southern Bolivia, in Petroleum Basins of South America, edited by A. J. Tankard, R. Sua´rez Soruco, and H. J. Welsink, AAPG Mem., 62, 523 – 543.

Dupouy-Camet, J., 1952. Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine. Bull. Carte géol. Fr., 233, XLIX, 287 p.

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.

Duval, B., Cramez, C., Jackson, M.P.A., 1992. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. Mar. Pet. Geol. 9, 389–404. doi:10.1016/0264-8172(92)90050-O

ECORS Pyrenees team, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. Nature 331, 508–511. doi:10.1038/331508a0

El Ghali, A., Bobier, C., Ayed, N.B., 2003. Significance of the E-W fault system in the geodynamic evolution of the Tunisian Alpine Chain foreland. Example of the Sbiba-Cherichira fault system in Central Tunisia. Bull. Société Géologique Fr. 174, 373–381. doi:10.2113/174.4.373

El Hammichi, F., Elmi, S., Faure-Muret, A., Benshilil, K., 2002. Une plate-forme en distension, témoin de phases pré-accrétion téthysienne en Afrique du Nord pendant le Toarcien–Aalénien (synclinal Iguer Awragh–Afennourir, Moyen Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus Geosci. 334, 1003–1010. doi:10.1016/S1631-0713(02)01841-2

Ellis, D.E., 1978. Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750°C and 4000 bar. Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1271–1281. doi:10.1016/0016-7037(78)90121-7

Erdős, Z., van der Beek, P., Huismans, R.S., 2014. Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: A case study from the Central Pyrenees. Tectonics 33, 2013TC003481. doi:10.1002/2013TC003481

Esteban, J.J., Aranguren, A., Cuevas, J., Hilario, A., TubíA, J.M., Larionov, A., Sergeev, S., 2015. Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees? Geol. Mag. 152, 935–941. doi:10.1017/S001675681500014X

Evans, N.G., Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.L., 1998. Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism. J. Geol. Soc. 155, 209–216. doi:10.1144/gsjgs.155.1.0209

Everall, N., Lumsdon, J., Christopher, D., 1991. The Effect of Laser-Induced Heating Upon the Vibrational Raman-Spectra. Carbon 29, 133–137. doi:10.1016/0008-6223(91)90064-P

Ewert, F.., 1964. Gelogie des Sudteiles der Baskischen Pyrenaen (Thesis). Munster-Diss.

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. 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. J. Petrol. Special_Volume, 55–76. doi:10.1093/petrology/Special_Volume.2.55

Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., de St Blanquat, M., Remy, P., 2014. In situ LA-ICP-MS U-Pb titanite dating of Na-Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. Int. J. Earth Sci. 103, 667–682. doi:10.1007/s00531-013-0978-1

Faryad, S.W., 2002. Metamorphic Conditions and Fluid Compositions of Scapolite-Bearing Rocks from the Lapis Lazuli Deposit at Sare Sang, Afghanistan. J. Petrol. 43, 725–747.

Ferrari, A.C., Robertson, J., 2000. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. Phys. Rev. B 61, 14095–14107. doi:10.1103/PhysRevB.61.14095

Ferreiro Mählmann, R., Le Bayon, R., 2016. Vitrinite and vitrinite like solid bitumen reflectance in thermal maturity studies: Correlations from diagenesis to incipient metamorphism in different geodynamic settings. Int. J. Coal Geol. 157, 52–73. doi:10.1016/j.coal.2015.12.008

Ferrer, O., Roca, E., Jackson, M.P.A., Muñoz, J.A., 2009. Effects of Pyrenean contraction on salt structures of the offshore Parentis Basin (Bay of Biscay). Trab. Geol. 29. doi:10.17811/tdg.29.2009.%p

Feuillée, P., Rat, P., 1971. Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. In : Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Publications Institut français du Pétrole. Colloques et séminaires n° 22, t. 2.

Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2012. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. Basin Res. 24, 401–417. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x

Fillon, C., Gautheron, C., Beek, P. van der, 2013. Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. J. Geol. Soc. 170, 67–77. doi:10.1144/jgs2012-051

Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. Basin Res. 24, 418–436. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. Earth Planet. Sci. Lett. 173, 157–170. doi:10.1016/S0012-821X(99)00225-3

Floquet, M., Mathey, B., 1984. Evolution sedimentologique, paleogeographique et structurale des marges iberique et europeenne dans les regions basco-cantabrique et nord-iberique au Cretace moyen et superieur. Sedimentol. Paleogeographical Struct. Evol. 3, 129–136.

Florineth, D., Froitzheim, N., 1994. Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland) : evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. doi:10.5169/seals-56358

Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.-L., Berger, G.M., 1993. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Riveslates (1090), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. J. Geol. Soc. 173, 419–437. doi:10.1144/jgs2015-129

Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, Cambridge. doi:10.1017/CBO9780511777806.

Fréchengues, M., 1993. Stratigraphie séquentielle et micropaléontologie du Trias moyen-supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. Toulouse 3.

Freytet, P., 1971. Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et les couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Bull. BRGM, 2, 4, 1-54.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics 19, 740–761. doi:10.1029/2000TC900003

Froitzheim, N., Rubatto, D., 1998. Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland). Terra Nova 10, 171–176. doi:10.1046/j.1365-3121.1998.00187.x

Froitzheim, N., Stets, J., Wurster, P., 1988. Aspects of Western High Atlas tectonics, in: In: Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 219–244. doi:10.1007/BFb0011595

Gabaldón, V., Fernández, J.C., Davó, A.O., Merino, J.R., Sedó, J.S., Vilches, L.V., 1983. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 89, Tolosa, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Gabaldón, V., Merino, J.R., Davó, A.O., Vilches, L.V., González, L.L., Olivares, A.C., 1984. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 114, Alsasua, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Galdeano, A., Moreau, M.G., Pozzi, J.P., Berthou, P.Y., Malod, J.A., 1989. New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. Earth Planet. Sci. Lett. 92, 95–106. doi:10.1016/0012-821X(89)90024-1

García Senz, J., 2002. Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión. Universitat de Barcelona.

Garcia-Mondejar, J., Lopez-Horgue, M.A., Aranburu, A., Fernandez-Mendiola, P.A., 2005. Pulsating subsidence during a rift episode; stratigraphic and tectonic consequences (Aptian-Albian, northern Spain). Terra Nova 17, 517–525. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00644.x

Garrido-Megias, A., Rios Aragues, L.M. (super a), 1972. Sintesis geologica del Secundario y Terciario entre los rios Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lerida). Summ. Mesoz. Tert. Geol. Cinca Segre Rivers Souther 83, 1–47.

Garwin, L.J., 1985. Fission track dating and tectonics in the Eastern Pyrenees (Ph.D.). University of Cambridge.

Gautier, C., 2016. Signature thermique à grande échelle dans un cas de polyphasage tectonométamorphique: étude du versant nord-Pyrénéen (Stage de Master Recherche). Université d'Orléans.

Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins. Comptes Rendus Geosci. 337, 1395–1408. doi:10.1016/j.crte.2005.10.006

Gernigon, L., Brönner, M., Roberts, D., Olesen, O., Nasuti, A., Yamasaki, T., 2014. Crustal and basin evolution of the southwestern Barents Sea: From Caledonian orogeny to continental breakup. Tectonics 33, 2013TC003439. doi:10.1002/2013TC003439

Gibbs, A., 1987. Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 28, 19–33. doi:10.1144/GSL.SP.1987.028.01.03

Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. Basin Res. 19, 323–334. doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x

Gillard, M., Autin, J., Manatschal, G., 2016. Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma. Mar. Pet. Geol. 76, 51–67. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.05.013

Gillard, M., Autin, J., Manatschal, G., Sauter, D., Munschy, M., Schaming, M., 2015. Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations. Tectonics 34, 2015TC003850. doi:10.1002/2015TC003850

Gisbert, J., 1983. El Permico de los Pirineos espanoles. Dans: Martinez-Diaz - Carbonifero y Permico de Espana. IGME II, 405–420.

Gisbert, J., 1981. Estudio geologicoTpetrologico del EstefanienseTPermico de la Sierra del Cadi (Pirineo de Lerida). Diagenesis y sedimentologia. (Tesis Doct.).

Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.-L., 1991. Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) : zonation, structure et mise en place. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 755–762.

Glennie, K.W., Boegner, P.L.E., 1981. Sole pit inversion tectonics. Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe, Illing, L. V. and Hobson, G. D., London, 110-120.

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. doi:10.1016/0040-1951(86)90256-8

Golberg, J.-M., 1987. Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées : relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. Montpellier 2.

Golberg, J.M., 1987. Le metamorphisme mesozoique dans la partie orientale des Pyrenees; relations avec l'evolution de la chaine au cretace. Universite des Sciences et Techniques du Languedoc, Centre Geologique et Geophysique : Montpellier, France, France.

Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contrib. Mineral. Petrol. 104, 194–207. doi:10.1007/BF00306443

Golberg, J.M., Maluski, H., 1988. Donnees nouvelles et mise au point sur l'age du metamorphisme pyreneen. New Data Discuss. Age Pyrenean Metamorph. 306, 429–435.

Goldsmith, J.R., 1976. Scapolites, granulites, and volatiles in the lower crust. Geol. Soc. Am. Bull. 87, 161–168.

Goldsmith, J.R., Newton, R.C., 1977. Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system NaAlSi 3 O 8 -CaAl 2 Si 2 O 8 -CaCO 3 -CaSO 4. Am. Mineral. 62, 1063–1081.

Gomez, F., Beauchamp, W., Barazangi, M., 2000. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. Geology 28, 775–778. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<775:ROTAMN>2.0.CO;2

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 Planet. Sci. Lett. 273, 80–93. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016

Gong, Z., van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.J., 2009. Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. Earth Planet. Sci. Lett. 284, 292–301. doi:10.1016/j.epsl.2009.04.039

González Bonorino, F., 1950. Geologic cross-section of the cordillera de los Andes at about Parallel 33 S.L. (Argentina y Chile). Geological Society of America Bulletin 61, 17-86.

Goujou, J.C., Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1988. Réactions de décarbonations dans les roches calcareo-pélitiques de la Ballongue (Zone Nord-Pyrénéenne). 1. Formation de biotite et de plagioclase. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Serie II, p.39-44.

Grandjean, G., 1994. Etude des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales.

Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite. Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect., Calibration of the Phanerozoic Time Scale 59, 237–253. doi:10.1016/0168-9622(86)90074-6

Grier, M.E., Salfity, J.A., Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. J. South Am. Earth Sci. 4, 351–372. doi:10.1016/0895-9811(91)90007-8

Guillot, S., Paola, S. di, Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M.I., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. Bull. Société Géologique Fr. 180, 483–500. doi:10.2113/gssgfbull.180.6.483

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., Zeyen, H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 278, 208–218. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.004

Hall, C.A., Bennett, V.C., 1979. Significance of lherzolite at the Etang de Lherz, central Pyrenees, southern France. Earth Planet. Sci. Lett. 45, 349–354. doi:10.1016/0012-821X(79)90135-3

Hamilton, W., 1982. Structural evolution of the Big Maria Mountains, northeastern Riverside County, southeastern California. In: Mesozoic-Cenozoic Tectonic Evolution of the Colorado River Region, California, Arizona and Nevada (edited by Frost, E. G. & Martin, D. L.). Cordilleran Publishers, San Diego, Caifornia, 1-28.

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Sci. Rev. 102, 121–158. doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002

Harding, T.P., 1985. Seismic Characteristics and Identification of Negative Flower Structures, Positive Flower Structures, and Positive Structural Inversion. AAPG Bull. 69, 582–600.

Harris, N.B.W., 1974. The petrology and petrogenesis of some muscovite granite sills from the Barousse Massif, Central Pyrenees. Contrib. Mineral. Petrol. 45, 215–230. doi:10.1007/BF00383439

Hart, N.R., Stockli, D.F., Lavier, L.L., Hayman, N.W., 2017. Thermal evolution of a hyperextended rift basin, Mauléon Basin, western Pyrenees. Tectonics 36, 2016TC004365. doi:10.1002/2016TC004365

Hayward, A.B., Graham, R.H., 1989. Some geometrical characteristics of inversion. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 44, 17–39. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.03

Heddebaut, C., 1975. Etudes geologiques dans les massifs paleozoiques basques. Geol. Stud. Paleoz. Basque Pyrenees 5–30.

Henry, J., Richert, J.-P., Wahbi, Y., 1971. Sur la présence de trois phases tectoniques dans le crétacé supérieur de Beyrède-Jumet (Hautes-Pyrénées). Bull. Centre Rech. S.N.P.A., Pau, vol. 5, n° 1, p. 61-87, 10 fig., 2 pl.

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 (super 40) Ar-(super 39) Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). Tectonophysics 296, 103–123.

Herbig, H.-G., 1988. Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary, in: In: Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 321–337. doi:10.1007/BFb0011599

Hervouët, Y., Torne, X., Fortane, A., Duee, 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. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 305, 721–726.

Hess, H.H., 1962. History of ocean basins. In: Engel, E.A.J., James, H.L. & Leonard, B.F. (eds) Petrologic Studies. A Volume in Honor of A.F. Buddington. Geological Society of America, New York, 599–620.

Heuschmidt, B., 1977. Le gîte plombo-zincifere de Modesta: (Navarre, Espagne) et ses controles tectoniques. Université Claude Bernard, Lyon.

Heybroek, P., 1974. Explanation to tectonic maps of the Netherlands. Geol. En Mijnb. 53, 43–50.

Hogan, P.J., Burbank, D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. In: Friend, P., Dabrio, C. (Eds.), Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics 6. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 153–160.

Hölker, A., Manatschal, G., K Holliger, Bernoulli, D., 2002. Seismic structure and response of ocean-continent transition zones: A comparison of an ancient Tethyan and a present-day Iberian site. Mar. Geophys. Res. 23, 319–334.

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2009. Interaction between spreading salt canopies and their peripheral thrust systems. J. Struct. Geol. 31, 1114–1129. doi:10.1016/j.jsg.2009.06.005

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2007. Terra infirma: Understanding salt tectonics. Earth-Sci. Rev. 82, 1–28. doi:10.1016/j.earscirev.2007.01.001

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2006. Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. AAPG Bull. 90, 1535–1564. doi:10.1306/05080605143

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., Schultz-Ela, D.D., 2009. The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins. Geol. Soc. Am. Bull. preprint, 1. doi:10.1130/B26275.1

Huismans, R., Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. Nature 473, 74–78. doi:10.1038/nature09988

Huismans, R.S., Beaumont, C., 2014. Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension. Earth Planet. Sci. Lett. 407, 148–162. doi:10.1016/j.epsl.2014.09.032

Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. Earth Planet. Sci. Lett. 288, 421–433. doi:10.1016/j.epsl.2009.10.002

Iaffa, D.N., Sàbat, F., Muñoz, J.A., Mon, R., Gutierrez, A.A., 2011. The role of inherited structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in NW Argentina. J. Struct. Geol. 33, 1816–1828. doi:10.1016/j.jsg.2011.09.005

Iriarte, E., 2004. Depresion Intermedia entre Leitza y Elizondo (Pirineo occidental): estratigrafía y relaciones tectonica-sedimentacion durante el Cretacico. Unpublished PhD thesis. UPV/EHU, 310 pp.

Jackson, J.A., 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature 283, 343–346. doi:10.1038/283343a0

Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1994. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. Geol. Soc. Am. Bull. 106, 57–73. doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0057:REAAGT>2.3.CO;2

Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W., Zylka, R., 1988. Structure and post-Palaeozoic evolution of the central High Atlas, in: In: Jacobshagen, V. (Ed.) The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 245–271. doi:10.1007/BFb0011596

Jahani, S., Callot, J.-P., Letouzey, J., Lamotte, D.F. de, 2009. The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting. Tectonics 28. doi:10.1029/2008TC002418

James, V., Canerot, J., 1999. Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentale et de l'Aquitaine méridionale (France). Eclogae Geol. Helvetiae 63. doi:10.5169/seals-168647

Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. J. Struct. Geol. 9, 207–219. doi:10.1016/0191-8141(87)90026-5

Jammes, S., Huismans, R.S., 2012. Structural styles of mountain building: Controls of lithospheric rheologic stratification and extensional inheritance. J. Geophys. Res. Solid Earth 117, B10403. doi:10.1029/2012JB009376

Jammes, S., Lavier, L., Manatschal, G., 2010a. Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. Geochem. Geophys. Geosystems, 2010a 11, Q10016. doi:10.1029/2010GC003218

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., 2010b. Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The example of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). AAPG Bull., 2010b 94, 957–975. doi:10.1306/12090909116

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. Tectonics 28, TC4012. doi:10.1029/2008TC002406

Jammes, S., Tiberi, C., Manatschal, G., 2010c. 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. Tectonophysics, 2010c 489, 210–226. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.023

Johnson, J.A., Hall, C.A., 1989. The structural and sedimentary evolution of the Cretaceous North Pyrenean Basin, southern France. GSA Bull. 101, 231–247. doi:10.1130/0016-7606(1989)101<0231:TSASEO>2.3.CO;2

Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J., Leroy, S., 2015. Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin. Tectonics 34, 2014TC003570. doi:10.1002/2014TC003570

Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). Tectonics 26, TC5007. doi:10.1029/2006TC002080

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. GSA Bull. 94, 341–361. doi:10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2

Juch, D., Schäfer, D., 1974. L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arizakum dans la partie orientale du massif de Cinco-Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne). Pirineos 111, 41–58.

Juez-Larré, J., Andriessen, P.A.M., 2002. Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. Tectonophysics, Low Temperature Thermochronology: From Tectonics to Landscape Evolution 349, 113–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00049-5

Kagi, H., Tsuchida, I., Wakatsuki, M., Takahashi, K., Kamimura, N., Iuchi, K., Wada, H., 1994. Proper Understanding of down-Shifted Raman-Spectra of Natural Graphite - Direct Estimation of Laser-Induced Rise in Sample Temperature. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 3527–3530. doi:10.1016/0016-7037(94)90104-X

Karner, G.D., Driscoll, N.W., 2000. Style, timing and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modelling. In: Continental Tectonics (Ed. by N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure) Geol. Soc. London Spec. Publ., 164, 271–311.

Kergaravat, C., Ribes, C., Callot, J.-P., Ringenbach, J.-C., 2017. Tectono-stratigraphic evolution of salt-controlled minibasins in a fold and thrust belt, the Oligo-Miocene central Sivas Basin. J. Struct. Geol. 102, 75–97. doi:10.1016/j.jsg.2017.07.007

Kergaravat, C., Ribes, C., Legeay, E., Callot, J.-P., Kavak, K.S., Ringenbach, J.-C., 2016. Minibasins and salt canopy in foreland fold-and-thrust belts: The central Sivas Basin, Turkey. Tectonics 35, 2016TC004186. doi:10.1002/2016TC004186

Kilzi, M.A., Grégoire, M., Bosse, V., Benoît, M., Driouch, Y., de Saint Blanquat, M., Debat, P., 2016. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the ultramafic and mafic rocks emplaced within the anatectic series of the Variscan Pyrenees: The example of the Gavarnie–Heas dome (France). Comptes Rendus Geosci. 348, 107–115. doi:10.1016/j.crte.2015.06.014

Kind, H.D., 1967. Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien). Hannover.

Klarr, K., 1974. La structure géologique de la partie sud-est du Massif des Aldudes-Quinto Real (Pyrenees Occidentales). Pirineos 111, 41–58.

Kley, J., Monaldi, C.R., 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. Tectonics 21, 1061. doi:10.1029/2002TC902003

Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. Tectonophysics 301, 75–94. doi:10.1016/S0040-1951(98)90223-2

Krausse, H.F., 1973. Uebersicht über tektonische Formungen und strukturen in den spanischen Westpyrenän (A View on Tectonical Deformation and Structures of the Spanish Western Pyrenees). Tecton. Deform. Struct. West. Pyrenees Spain 142, 1–29.

Krausse, H.F., Müller, D., Requadt, H., Campos Fernández, J., Garcia-Dueñas, V., Garrote, A., Navarro-Vilá, F., Velasco, F., Solé Sedó, J., Villalobos Vilches, L., 1972. Mapa Geológico de España E, 1:50.000, Hoja 65, Vera de Bidasoa, Inst. Geol. y Minero de España (IGME), Spain.

Kress, P.R., 1995. Tectonic inversion of the Subandean Foreland - a combined geophysical and geological approach 23.

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., Lahfid, A., 2016. Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: An example from the south Pyrenean thrust belt. Tectonics 35, 1280.

Lacan, P., 2008. Activité sismotectonique plio-quaternaire de l'ouest des Pyrénées. Pau.

Lacombe, O., Laurent, P., Rocher, M., 1996. Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord-pyrénéen. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 322, 229–235.

Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens; insights from recent collisions belts; Taiwan, Western Alps, Pyrenees. Tectonics 21. doi:10.1029/2001TC901018

Lacroix, A., 1917. La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. C R Acad Sc Paris t. 165, 293–298.

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, 396-398.

Lacroix, A., 1894. Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées - Bull. Serv. Carte géol. France, 42, VI, 307-446.

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. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2016. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt 348, 290–300. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2015. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29, TC4012. doi:10.1029/2009TC002588

Lahfid, A., 2008. Géothermomètres dans des séries argileuses très matures. Paris 7.

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffe, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). Terra Nova 22, 354–360. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x

Lalaurie, J.-Y., 1976. Structure de la région de Sarrancolin (Hautes-Pyrénées) : distinction du Néocrétacé et des terrains secondaires antécénomaniens métamorphiques. C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 6, p. 254-256.

Lalaurie, J.-Y., 1972. Étude géologique de la région des Hautes Baronnies entre les vallées de l'Adour et de la Neste (Thèse de 3e cycle). Toulouse, France.

Lamare, P., 1936. Recherches géologiques dans le Pyrénés basques d'Espagne. Mém. Société Géologique Fr. XII, 465 p.

Lamolda, M.A., Mathey, B., Rossy, M., Sigal, J., 1983. La edad del volcanismo cretacico de Vizcaya y Guipuzcoa. Age Cretac. Volcanism Vizc. Guipuzcoa 39, 151–155.

Larrasoaña, J.C., Parés, J.M., del Valle, J., Millán, H., 2003. Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited: implications for the Iberian–Eurasian Mesozoic plate boundary. Tectonophysics, Paleomagnetism Applied to Tectonics. A tribute to Rob Van der Voo 362, 161–182. doi:10.1016/S0040-1951(02)00636-4

Larrasoana, J.C., Pares, J.M., Millan, H., del Valle, J., Pueyo, E.L., 2003. Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion; the Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). Tectonics 22. doi:10.1029/2002TC001446

Lavier, L., Manatschal, G., 2006. A Mechanism to Thin the Continental Lithosphere at Magma-Poor Margins. Nature 440, 324–8. doi:10.1038/nature04608

Laville, E., Lesage, J.-L., Seguret, M., 1977. Geometrie, cinematique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain; apercu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. Bull. Société Géologique Fr. S7–XIX, 527–539. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.527

Laville, E., Pique, A., 1991. La Distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au debut du Mesozoique; le rejeu des structures hercyniennes. Bull. Société Géologique Fr. 162, 1161–1171.

Le Fur Balouet, S., 1985. Les séquences paléovolcaniques du domaine pyrénéen depuis le Stéphano-permien jusqu'au Crétacé : essai d'identification basé sur l'étude géochimique des éléments en traces (Thèse de 3e cycle). Université de Paris 6, Paris, France.

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. Journal of Geophysical Research, 73, 3661–3697.

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 Académie Sci. Paris 271, 1941–1944.

Le Roux, V., Bodinier, J.-L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J.-M., Vauchez, A., Riches, A.J.V., 2007. The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 259, 599–612. doi:10.1016/j.epsl.2007.05.026

Lefort, J.-P., 1973. La "zonale" Biscaye-Labrador: mise en évidence de cisaillements dextres antérieurs à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Mar. Geol. 14, 33–38. doi:10.1016/0025-3227(73)90009-1

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 305, 907–911.

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. Mar. Pet. Geol. 3, 179–199. doi:10.1016/0264-8172(86)90044-9

Lemoine, M., Gidon, M., Barféty, J.C., 1981. Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. C.R. Acad. Sci. Paris 292, 917e920.

Lemoine, M., Tricart, P., 1986. Les Schistes Lustrés piémontais des Alpes Occidentales: Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. Eclogae Geol. Helv. 79 (2), 271-294.

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. Geology 15, 622–625. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2

Lerouge, G., 1984. Contributions à l'étude de la fracturation du NW du Massif Central et du sud du Bassin de Paris (France) = Fracturation studies of northwestern Massif Central and southern Paris Basin, France (Thèse de 3e cycle). Université d'Orléans, Orléans, France.

Lespade, P., Marchand, A., Couzi, M., Cruege, F., 1984. Caracterisation de materiaux carbones par microspectrometrie Raman. Carbon 22, 375–385. doi:10.1016/0008-6223(84)90009-5

Letouzey, J., 1990. Fault reactivation, inversion and foldthrust belt, in Petroleum and tectonics in Mobile Belts, edited by J. Letouzey. Tech. Paris 101–128.

Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., Chermette, J., 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (Eds.), Salt Tectonics, a Global Perspective: AAPG Memoir 65, pp. 41-60.

Lewis, C.J., Vergés, J., Marzo, M., 2000. High mountains in a zone of extended crust: Insights into the Neogene-Quaternary topographic development of northeastern Iberia. Tectonics 19, 86–102. doi:10.1029/1999TC900056

Lin, A., Nishikawa, M., 2011. Riedel shear structures in the co-seismic surface rupture zone produced by the 2001 Mw 7.8 Kunlun earthquake, northern Tibetan Plateau. J. Struct. Geol. 33, 1302–1311. doi:10.1016/j.jsg.2011.07.003

Lister, G.S., Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. J. Struct. Geol. 11, 65–94. doi:10.1016/0191-8141(89)90036-9

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

López-Blanco, M., Marzo, M., Burbank, D.W., Vergés, J., Roca, E., Anadón, P., Piña, J., 2000. Tectonic and climatic controls on the development of foreland fan deltas: Montserrat and Sant Llorenç del Munt systems (Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). Sediment. Geol., High-resolution sequence stratigraphy and sedimentology of syntectonic clastic wedges (SE Ebro Basin, NE Spain) 138, 17–39. doi:10.1016/S0037-0738(00)00142-1

Lopez-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. Cretac. Res. 30, 385–400. doi:10.1016/j.cretres.2008.08.001

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-Lizarra (Navarra, central northern Spain) and its regional and interregional correlation. Cretac. Res. 20, 369–402. doi:10.1006/cres.1999.0162

López-Mir, B., Muñoz, J.A., García-Senz, J., 2014. Extensional salt tectonics in the partially inverted Cotiella post-rift basin (south-central Pyrenees): structure and evolution. Int. J. Earth Sci. 104, 419–434. doi:10.1007/s00531-014-1091-9

Lowry, A.R., Pérez-Gussinyé, M., 2011. The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation. Nature 471, 353–357. doi:10.1038/nature09912

Lundin, E.R., Doré, A.G., 2011. Hyperextension, serpentinization, and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation. Geology 39, 347–350. doi:10.1130/G31499.1

Luque, F.J., Ortega, L., Barrenechea, J.F., Millward, D., Beyssac, O., Huizenga, J.-M., 2009. Deposition of highly crystalline graphite from moderate-temperature fluids. Geology 37, 275–278. doi:10.1130/G25284A.1

Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. GSA Bull. 111, 1808–1822. doi:10.1130/0016-7606(1999)111<1808:COTGOF>2.3.CO;2

Macquet, M., Paul, A., Pedersen, H.A., Villasenor, A., Chevrot, S., Sylvander, M., Wolyniec, D., 2014. Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions: inversion for a 3-D Vs model in the presence of a very heterogeneous crust. Geophys. J. Int. 199, 402–415. doi:10.1093/gji/ggu270

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. Int. J. Earth Sci. 93, 432–466. doi:10.1007/s00531-004-0394-7

Manatschal, G., Engström, A., Desmurs, L., Schaltegger, U., Cosca, M., Müntener, O., Bernoulli, D., 2006. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the Tasna Ocean–Continent Transition. J. Struct. Geol. 28, 1849–1869. doi:10.1016/j.jsg.2006.07.014

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. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 187, 405–428. doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.20

Manatschal, G., Lavier, L., Chenin, P., 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. Gondwana Res. 27, 140–164. doi:10.1016/j.gr.2014.08.006

Manatschal, G., Marquer, D., Früh-Green, G.L., 2000. Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eastern Alps, southeast Switzerland). GSA Bull. 112, 21–33. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<21:CFFAMT>2.0.CO;2

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, Tethyan tectonics of the Mediterranean region: some recent advances 473, 4–19. doi:10.1016/j.tecto.2008.07.021

Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., Lagabrielle, Y., 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex? Lithos, Alpine Ophiolites and Modern Analogues 124, 169–184. doi:10.1016/j.lithos.2010.10.017

Martinez Torres, L.M., 1989. El Manto de los Marmoles (Pirineo occidental): geologia estructural y evolucion geodinamica (Thesis). Universidad del Pais Vasco, Leioa.

Martinez Torres, L.M., Eguiluz, L., Ramon-Luch, R., Llanos, H., 1984. Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco. I Congr. Esp. de Geología, t. III, p. 207-217.

Marton, L.G., Tari, G.C., Lehmann, C.T., 2000. Evolution of the Angolan passive margin, west Africa, with emphasis on post-salt structural styles, in W. U. Morhriak and M. Talwani, eds., Atlantic rifts and continental margins: Washington, American Geophysical Union, p. 129– 149.

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Ghienne, J.-F., Lafont, F., 2011. The tectono-sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland. Basin Res. 23, 652–677. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00509.x

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2012. Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system: The example of the Err detachment (central Alps, SE Switzerland). GSA Bull. 124, 1535–1551. doi:10.1130/B30557.1

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin; the example of the Arzacq-Mauleon rift system (western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. Geol. Rundsch. 103, 1569–1596. doi:10.1007/s00531-014-1023-8

Mathey, B., Floquet, M., Miguel Martînez-Torres, L., 1999. The Leiza palaeo-fault: Role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). Paléo-Fail. Leiza Rô Importance Dans Sédimentation Paléogéographie Pyrén. Basqu. Au Crétac. Supér. Esp. Fr. 328, 393–399. doi:10.1016/S1251-8050(99)80105-0

Mathieu, C., 1986. Histoire géologique du sous-bassin de Parentis, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, 33–47.

Mattauer, M., 1990. Une autre interpretation du profil ECORS Pyrenees. Bull. Société Géologique Fr. VI, 307–311. doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.307

Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la Chaîne des Pyrenées. Essent. Struct. Traits Pyrenees 10, 3–11.

Mattauer, M., 1964. Sur les schistosites d'age tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrenees. Comptes Rendus Hebd. Seances Acad. Sci. 259, 2891–2894.

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., Henry, J., 1974. Pyrénées. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts — Data for orogenic studies. A.M. Spencer. Earth-Sci. Rev. 11, 181–182.

Mattauer, M., Proust, F., 1962. Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. CR somm. Soc. géol. Fr. 304-305.

Mattauer, M., Seguret, M., 1971. Les Relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne », in: Histoire structurale du golfe de Gascogne, Technip, Paris.

Mattauer, M., Seguret, M., 1966. Sur le style des deformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrenees. Style Tert. Deform. Hercynian Axial Zone Pyrenees 1, 10–13.

Mattauer, M., Tapponnier, P., Proust, F., 1977. Sur les mecanismes de formation des chaines intracontinentales; l'exemple des chaines atlasiques du Maroc. Bull. Société Géologique Fr. S7–XIX, 521–526. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.521

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. doi:10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x

Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics 196, 309–337. doi:10.1016/0040-1951(91)90328-P

Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics 126, 329–374. doi:10.1016/0040-1951(86)90237-4

Maurel, O., Brunel, M., Monie, P., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). Comptes Rendus Géoscience 334, 941–948.

Maurel, O., Moniè, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., Jolivet, M., 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an 40Ar/39Ar fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. Int. J. Earth Sci. 97, 565–584. doi:10.1007/s00531-007-0179-x

Maurel, O., Respaut, J.-P., Monie, P., Arnaud, N., Brunel, M., 2004. U-Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). Comptes Rendus Géoscience 336, 1091–1098.

Mauriaud, P., 1987. La tectonique salifère d'Aquitaine. Le bassin d'Aquitaine. Pétroles et techniques, 335, 38-41.

McClay, K., Munoz, J.-A., Garcia-Senz, J., 2004. Extensional salt tectonics in a contractional orogen; a newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. Geol. Boulder 32, 737–740. doi:10.1130/G20565.1

McDermott, K., Gillbard, E., Clarke, N., 2015. From Basalt to Skeletons – the 200 million-year history of the Namibian margin uncovered by new seismic data. First Break 33, 77–85.

McHone, J.G., Butler, J.R., 1984. Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. GSA Bull. 95, 757–765. doi:10.1130/0016-7606(1984)95<757:MIPONE>2.0.CO;2

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25–32. doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7

McKenzie, D.P., Parker, R.L., 1967. The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. Nature 216, 1276–1280. doi:10.1038/2161276a0

Médiavilla, F., 1987. La tectonique salifère d'Aquitaine. Le bassin d'Aquitaine. Pétroles et techniques, 335, 35-37.

Mendia, M.S., 1987. Estudio petrológico de las rocas metamórfica prealpinas asociadas a la Falla de Leiza (Navarra). (Tesis de Licenciatura). Universidad del País Vasco, UPV/EHU.

Mendia, M.S., Gil Ibarguchi, J.I., 1991. High-grade metamorphic rocks and peridotites along the Leiza Fault (Western Pyrenees, Spain). Geol. Rundsch. 80, 93–107.

Mendia, M.S., Ibarguchi, J.I.G., 1991. High-grade metamorphic rocks and peridotites along the Leiza Fault (Western Pyrenees, Spain). Geol. Rundsch. 80, 93–107. doi:10.1007/BF01828769

Meresse, F., 2010. Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental : évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des piémonts des Pyrénées centro-occidentales (phdthesis). Université de Montpellier 2.

Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.-A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent

exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. Earth Planet. Sci. Lett. 287, 488–503. doi:10.1016/j.epsl.2009.08.036

Meurisse, M., 1974. Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord-pyrénéenne orientale. Datation et conséquences - Arch. Sc. Genève, 28, 1, 67-79.

Meurisse, M., 1973. Etude structurale de la zone Nord-Pyrénéenne orientale. Thèse 3ème cycle, Université Paris VI, 2 vol., 325p .

Michard, A., 1976. Eléments de Géologie Marocaine. Notes Mém Serv Géol Maroc 252 1–408.

Michard, A.V., Allègre, C.J., 1975. A study of the formation and history of a piece of continental crust by 87Rb-87Sr method: The case of the French oriental Pyrénées. Contrib. Mineral. Petrol. 50, 257–285. doi:10.1007/BF00394853

Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A., Cazau, L., 1979. Sierras subandinas. In: Turner, J.C.M. (Ed.), Academia Nacional de Ciencias I. Geologia Regional Argentina, pp. 95-138.

Minnigh, L.D., Calsteren, P.W.C. van, Tex, E. den, 1980. Quenching: An additional model for emplacement of the Iherzolite at Lers (French Pyrenees). Geology 8, 18–21. doi:10.1130/0091-7613(1980)8<18:QAAMFE>2.0.CO;2

Mirouse, R., 1980. Les Pyrénées In: Bulletin Centre Recherche Exploitation Production Elf Aquitaine. Mém V3 Chapitre 5 28–29.

Mirouse, R., Clin, M., Lucas, C., Bixel, F., Roger, P., Majesté-Menjoulas, C., 1983. Pyrénées: 500 millions d'années : itinéraires géologiques dans le parc national des Pyrénées. BRGM, Orléans.

Mirouse, R., France, Service de la carte géologique de la France, 1966. Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. Imprimerie nationale, Paris.

Missenard, Y., Taki, Z., Frizon de Lamotte, D., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P., Sébrier, M., 2007. Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The role of heritage and mechanical stratigraphy. J. Afr. Earth Sci. 48, 247–266. doi:10.1016/j.jafrearsci.2007.03.007

Mitra, S., Mount, V.S., 1998. Foreland Basement-Involved Structures. AAPG Bull. 82, 70–109.

Mohn, G., Manatschal, G., Müntener, O., Beltrando, M., Masini, E., 2010. Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. Int. J. Earth Sci. 99, 75–101. doi:10.1007/s00531-010-0566-6

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). Econ. Geol. 84, 1398–1416. doi:10.2113/gsecongeo.84.5.1398

Monchoux, P., 1970. Les Lherzolites pyrénéennes: contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations.

Monié, P., Soliva, J., Brunel, M., Maluski, H., 1994. Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrenees, France); age Cretace 40 Ar/ 39 Ar et interpretation tectonique. Bull. Société Géologique Fr. 165, 559–571.

Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O., Guennoc, P., 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. In: Montardet, L. & Roberts, D.G. et al. (eds) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48. US Government Printing Office, Washington, DC, 1025–1060.

Montardet, L., Winnock, E., 1971. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, in Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, edited by J. Debyser, X. Le Pichon, and L. Montadert, pp. VI.16.1–VI.16.18, Institut Français du Pétrole, Paris.

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, 257–273.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1982. Etude K/Ar du magmatisme basique lie au Trias superieur des Pyrenees; consequences methodologiques et paleogeographiques. KAr Study Basic Magmat. Up. Triassic Pyrenees Methodol. Paleogeographic Consequences 105, 673–680.

Mora, C.I., Valley, J.W., 1989. Halogen-rich scapolite and biotite; implications for metamorphic fluid-rock interaction. Am. Mineral. 74, 721–737.

Moreau, M.G., Berthou, J.Y., Malod, J.-A., 1997. New paleomagnetic Mesozoic data from the Algarve (Portugal): fast rotation of Iberia between the Hauterivian and the Aptian. Earth Planet. Sci. Lett. 146, 689–701. doi:10.1016/S0012-821X(96)00239-7

Moreau, M.G., Canerot, J., Malod, J.A., 1992. Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain): suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. Bull. Société Géologique Fr. 163, 393–402.

Morgan, P., Fernàndez, M., 1992. Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula, and the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics, Geology and Geophysics of the Valencia through Western Mediterranean 203, 185–201. doi:10.1016/0040-1951(92)90223-S

Morgan, W.J., 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. J. Geophys. Res. 73, 1959–1982. doi:10.1029/JB073i006p01959

Morris, Sinclair, Yell, 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. Basin Res. 10, 69–85. doi:10.1046/j.1365-2117.1998.00053.x

Mouthereau, F., Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Variations along the strike of the Taiwan thrust belt: Basement control on structural style, wedge geometry, and kinematics. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 358, 31–54. doi:10.1130/0-8137-2358-2.31

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. Tectonics 33, 2014TC003663. doi:10.1002/2014TC003663

Mouthereau, F., Lacombe, O., 2006. Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the western foreland of Taiwan. J. Struct. Geol. 28, 1977–1993. doi:10.1016/j.jsg.2006.08.007

Mouthereau, F., Petit, C., 2003. Rheology and strength of the Eurasian continental lithosphere in the foreland of the Taiwan collision belt: Constraints from seismicity, flexure, and structural styles. J. Geophys. Res. Solid Earth 108, 2512. doi:10.1029/2002JB002098

Mouthereau, F., Watts, A.B., Burov, E., 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. Nat. Geosci. 6, 785–789. doi:10.1038/ngeo1902

Mpodozis, C., Ramos, A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Earth Sci. Ser., vol. 11, edited by G. E. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet and J. A. Reinemund, pp. 59 – 90, Circum-Pac. Counc. for Energy and Miner. Resour., Houston, Tex.

Muller, J., 1965. Le revêtement permo-triasique du Jarra et de l'Aradoy en pays de Cize (Pyrénées occidentales françaises). Analyse structurale et cinématique des déformations. (Actes Soc. linn. Bordeaux, t. 102, série B, n° 9, 31 p.).

Muller, J., Roger, P., 1977. L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental): Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. Laboratoire de géologie de l'Université I, Grenoble, France.

Muñoz, J.A., 2002. The Pyrenees. In: GIBBONS, W. & MORENO, M. T. (eds) The geology of Spain. Geological Society, London, p. 370–385.

Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt; ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: MCCLAY, K. R. (ed) Thrust tectonics. Chapman & Hall : London, United Kingdom, pp. 235–246.

Muñoz, J.A., Martinez, A., Verges, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. J. Struct. Geol., International conference on trusting and deformation 8, 399–405. doi:10.1016/0191-8141(86)90058-1

Negro, F., Beyssac, O., Goffe, B., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., 2006. Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. J. Metamorph. Geol. 24, 309–327. doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00639.x

Neres, M., Font, E., Miranda, J.M., Camps, P., Terrinha, P., Mirao, J., 2012. Reconciling Cretaceous paleomagnetic and marine magnetic data for Iberia: New Iberian paleomagnetic poles. J. Geophys. Res. 117, B06102. doi:10.1029/2011JB009067

Neres, M., Miranda, J.M., Font, E., 2013. Testing Iberian kinematics at Jurassic-Cretaceous times. Tectonics 32, 1312–1319. doi:10.1002/tect.20074

Nirrengarten, M., 2016. Modes de déformation et implications cinématiques des marges hyper-étirées: Les exemples du sud de l'Atlantique Nord. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kusznir, N.J., Sauter, D., 2017. Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: implications for plate reconstructions. Terra Nova 29, 20–28. doi:10.1111/ter.12240

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. Eos Trans. Am. Geophys. Union 88, @AbstractT34A-08.

Oliver, N.H.S., Rawling, T.J., Cartwright, I., Pearson, P.J., 1994. High-Temperature Fluid-Rock Interaction and Scapolitization in an Extension-Related Hydrothermal System, Mary Kathleen, Australia. J. Petrol. 35, 1455–1491. doi:10.1093/petrology/35.6.1455

Olivet, J.-L., 1996. La cinematique de la plaque Iberique. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 20, 131–195.

Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.L., 2004. Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 380, 229–242. doi:10.1130/0-8137-2380-9.229

Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., Sáez, C.M., 2008. Structure and U–Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. J. Geol. Soc. 165, 141–152. doi:10.1144/0016-76492006-185

Osmundsen, P.T., Ebbing, J., 2008. Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins. Tectonics 27, TC6016. doi:10.1029/2007TC002242

Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., 2011. Crustal taper and topography at passive continental margins. Terra Nova 23, 349–361. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01014.x

Paquet, J., Mansy, J.-L., 1991. La structure de l'Est des Pyrénées (transversales du massif de l'Agly) : un exemple d'amincissement crustal. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 913–919.

Paris, J.-P., 1971. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Saint-Gaudens (1055), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Paris, J.-P., 1964. Etude d'une partie du massif d'igountze et de ses abords septentrionaux en Barétous et Basse-Soule (Thèse de 3ème cycle). Toulouse.

Paris, J.-P., Icole, M., Tegyey, A., Monciardini, C., Andreieff, P., Collignon, M., 1975a. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Montréjeau (1054), 25 pp., BRGM, Orléans.

Paris, J.-P., Vernet, R., Bixel, F., Icole, M., Choukroune, P., Pyolle, J., 1975b. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Montréjeau (1054), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Pascal, M.-L., 1979. Les albitites du Massif de l'Agly (Pyréneées-Orientales) (Thèse de doctorat). Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris, France.

Passchier, C.W., 1984. Mylonite-dominated footwall geometry in a shear zone, central Pyrenees. Geol. Mag. 121, 429–436. doi:10.1017/S0016756800029964

Passchier, C.W., 1982. Mylonitic deformation in the St Barthélémy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the generation relationship between ultramylonite and pseudotachylite. GUA Pap. Geol., 1 (16): 1-173.

Pasteris, J., Wopenka, B., 1991. Raman-Spectra of Graphite as Indicators of Degree of Metamorphism. Can. Mineral. 29, 1–9.

Pasteris, J.D., 1989. In situ analysis in geological thin-sections by laser Raman microprobe spectroscopy; a cautionary note. Appl. Spectrosc. 567–570.

Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Diaz, J., 2003. Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). J. Geophys. Res. 108. doi:10.1029/2001JB001667

Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Torné, M., 2007. Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. J. Geophys. Res. Solid Earth 112, B12405. doi:10.1029/2007JB005021

Pérez-Gussinyé, M., 2013. A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia – Newfoundland conjugate margins. In: Conjugate Divergent Margins (Ed. by W.U. Mohriak, A. Danforth, P.J. Post, D.E. Brown, G.C. Tari, M. Nemčok & S.T. Sinha) Geol. Soc. London Spec. Publ., 369, 403–427.

Pérez-Gussinyé, M., Reston, T.J., 2001. Rheological evolution during extension at passive non-volcanic margins: onset of serpentinization and development of detachments leading to continental break-up. Journal of Geophysical Research, 106, 3961–3975.

Perkowitz, S., 1993. Techniques of Physics, Techniques of Physics. Academic Press, Boston. doi:10.1016/B978-0-12-550770-7.50001-1

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2010. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? Pet. Geosci. 16, 189–197. doi:10.1144/1354-079309-903

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. Int. J. Earth Sci. 98, 1581–1597. doi:10.1007/s00531-008-0337-9

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. doi:10.1029/2006TC001970

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Osmundsen, P.T., 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. Mar. Pet. Geol. 43, 21–47. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002

Péron-Pinvidic, G., Osmundsen, P.T., 2016. Architecture of the distal and outer domains of the Mid-Norwegian rifted margin: Insights from the Rån-Gjallar ridges system. Mar. Pet. Geol. 77, 280–299. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.06.014

Péron-Pinvidic, G., Osmundsen, P.T., Ebbing, J., 2016. Mismatch of geophysical datasets in distal rifted margin studies. Terra Nova 28, 340–347. doi:10.1111/ter.12226

Pesquera, A. [b1] (analytic), Velasco, F. (analytic), 1988. Metamorphism of the Palaeozoic Cinco Villas massif (Basque Pyrenees): illite crystallinity and graphitization degree (English). Métamorphisme Massif Paléozoïque Cinco Villas Pyrén. Basqu. Cristal. Illite Degré Graph. Fr. 52, 615–625.

Pesquera, A., Velasco, F., 1997. Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain). Contrib. Mineral. Petrol. 129, 53–74. doi:10.1007/s004100050323

Peybernes, B., 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Univ. Toulouse 3 (Paul Sabatier), Toulouse.

Peybernès, B., 1971. Biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique supérieur des Pyrénées françaises à l'Est de la Garonne. 96ème Cong. Soc. savantes, Toulouse, Sciences, t. II, p.205-221.

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., 2009. The north-Pyrenean Fault, a main paleokarstic trap around the K/T boundary in Central/Eastern Pyrenees (France). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 145 : 29-35.

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., 2003. Le front de la « Zone des marbres » (Pyrénées basco-cantabriques, Espagne), un chevauchement fini-crétacé fossilisé par les brèches marines paléocènes ? Front 'Marble Zone' Basqu. Pyrenees

Spain Late-Cretac. Overthrust Sealed Mar. Palaeocene Breccias Engl. 335, 335–344. doi:10.1016/S1631-0713(03)00050-6

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., Eichène, P., 2001a. Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne). Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 379–386. doi:10.1016/S1251-8050(01)01545-2

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Eichène, P., 2001b. L'olistostrome coniacien de Lordat (Pyrénées ariégeoises) et son équivalent latéral de Vicdessos, témoins d'un nouveau bassin d'avant-pays au front nord de la Haute Chaîne Primaire. Geodin. Acta 14, 289–306. doi:10.1016/S0985-3111(01)01068-3

Peybernès, B., Souquet, P., 1984. Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. Geol. Mag. 121, 397–405. doi:10.1017/S0016756800029927

Peybernès, B., Souquet, P., 1974. Nouvelles données sur la géologie de la région de Tarascon-sur-Ariege (Pyrénées Centrales), C. R. Acad. Sci. Paris, Série D 278 (1974) 569–572.

Peybernès, B., Souquet, P., 1972. Géologie de la région de Saint-Girons, à l'articulation des massifs nord-pyrénéens de l'Arize, du Plantach, des Trois-Seigneurs et de Castillon (Ariège). Bull. B.R.G.M., 2ème série, n°2, p. 1-14, 6fig.

Pflug, R., 1967. Der diapir von Estella (Nordspanien): tektonik und stratigraphie im Vorland des Spanischen Westpyrenaen. Beihette Geological Jahrbuch. 66, 21-62.

Pilger, R.H., 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. GSA Bull. 92, 448–456. doi:10.1130/0016-7606(1981)92<448:PRARAL>2.0.CO;2

Pin, C., 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

Pinet, B., Montadert, L., Curnelle, R., Cazes, M., Marillier, F., Rolet, J., Tomassino, A., Galdeano, A., Patriat, P., Brunet, M.F., Olivet, J.L., Schaming, M., Lefort, J.P., Arrieta, A., Riaza, C., 1987. Crustal thinning on the Aquitaine shelf, Bay of Biscay, from deep seismic data. Nature 325, 513–516. doi:10.1038/325513a0

Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., Ait Ouali, R., 2002. The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. Geodin. Acta 15, 185–208. doi:10.1016/S0985-3111(02)01088-4

Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. J. Geol. Soc. 167, 751–767. doi:10.1144/0016-76492009-144

Poupinet, G., Souriau, A., Vadell, M., Njike-Kassala, J.D., 1992. Constraints on the lithospheric structure beneath the North Pyrenean fault from teleseismic observations. Geology 20, 157–160. doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0157:COTLSB>2.3.CO;2

Rabinowitz, P.D., Cande, S.C., Hayes, D.E., 1978. Grand banks and j-anomaly ridge. Science 202, 71–73. doi:10.1126/science.202.4363.71

Raguin, E., 1977. Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. Bull. BRGM. 1 (2), 89–119.

Rao, G., Lin, A., Yan, B., Jia, D., Wu, X., Ren, Z., 2011. Co-seismic Riedel shear structures produced by the 2010 Mw 6.9 Yushu earthquake, central Tibetan Plateau, China. Tectonophysics 507, 86–94. doi:10.1016/j.tecto.2011.05.011

Rat, P., 1988. The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates, some facts but still many problems. Rev. Soc. Geol. Espana 1, 327–348.

Rat, P., Amiot, M., Feuillée, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A., Salomon, J., 1983. Vue sur le Cretace Basco-cantabrique et Nord-Iberique; Une marge et son arriere-pays, ses environnements sedimentaires. Basque-Cantab. North Iber. Cretac. Margin Back Basin Sediment. Environ. 9.

Ravier, J., 1959. Le metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees. Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser. 38.

Ravier, J., Thiebaut, J., 1982. Lagunar origin of mesozoic marbles and hornfelds at the col-dagnes (ariege), C. R. Acad. Sci. Paris, 294, 127–130.

Razin, P., 1989. Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona, Province du Labourd (thesis). Université de Bordeaux 3, Bordeaux.

Rebbert, C.R., Rice, J.M., 1997. Scapolite-plagioclase exchange: Cl/CO3 scapolite solution chemistry and implications for peristerite plagioclase. Geochim. Cosmochim. Acta 61, 555–567. doi:10.1016/S0016-7037(96)00362-6

Rehrig, W.A., Reynolds, S.J., 1980. Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. Mere Geol Soc Am 153, 131–158. doi:10.1130/MEM153-p131

Reisberg, L., Lorand, J.-P., 1995. Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs. Nature 376, 159–162. doi:10.1038/376159a0

Reston, T.J., 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. Tectonophysics, Role of magmatism in continental lithosphere extension continental lithosphere extension 468, 6–27. doi:10.1016/j.tecto.2008.09.002

Reston, T.J., 2007. The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere: the example of the West Iberian margin. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 282, 77–110. doi:10.1144/SP282.5

Reston, T.J., 1988. Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. Tectonics 7, 929–945. doi:10.1029/TC007i005p00929

Reston, T.J., Manatschal, G., 2011. Rifted Margins: Building blocks of later collision. In: BROWN, D. & RYAN, P. D. (eds) Arc-Continent Collision, Frontiers in Earth Sciences, Springer- Verlag, Berlin, 3–21.

Reston, T.J., McDermott, K.G., 2011. Successive detachment faults and mantle unroofing at magma-poor rifted margins. Geology 39, 1071–1074. doi:10.1130/G32428.1

Revelli, N., 2013. Structuration de la Zone Nord-Pyrénéenne dans la région de Bessède de Sault, Pyrénées Orientales. (Stage de Master Recherche). Université d'Orléans.

Rey, J., 1964. observations sur le revêtement nord du Massif de l'Arize entre Rimont et La Bastide-de-Sérou (Ariège). Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 99, fasc. 1-2, p. 205-228, 5 fig.

Riba, O., Reguant, S., Villena, J., 1983. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. Geología de España., Libro Jubilar J.M. Ríos Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (1983), pp. 131–159.

Ribes, C., Kergaravat, C., Bonnel, C., Crumeyrolle, P., Callot, J.-P., Poisson, A., Temiz, H., Ringenbach, J.-C., 2015. Fluvial sedimentation in a salt-controlled mini-basin: stratal patterns and facies assemblages, Sivas Basin, Turkey. Sedimentology 62, 1513–1545. doi:10.1111/sed.12195

Ricateau, R., Choukroune, P., 1970. Les conséquences structurales de la présence de Crétacé supérieur dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 6, 190-192, 1 fig.

Richter, D., 1963. Uber Querfaltung in den spanischen Westpyrenäen. Geol Mitt Vol 2 185–196.

Riedel, W., 1929. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentral-blatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie B, 354–368.

Robert, P., 1971. Etude petrographique des matieres organiques insolubles par la mesure de leur pouvoir reflecteur; contribution a l'exploration petroliere et a la connaissance des bassins sedimentaires. Petrogr. Insoluble Org. Mater. Based It 26, 105–135.

Roca, E., 2001. The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution, in Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F., and Crasquin-Soleau, S., eds., Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires Muséum National d'HistoireNaturelle, 186: Paris, 671–706.

Roca, E., 1996. The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell Intramontane Basins (Eastern Pyrénees), in Friend, P. F., and Dabrio, C. J., eds., Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics: World and Regional Geology: Cambridge, Cambridge University Press, p. 114-119.

Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. Tectonics 30, TC2001. doi:10.1029/2010TC002735

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). Tectonophysics 315, 209–229. doi:10.1016/S0040-1951(99)00289-9

Rock, N.M.S., 1982. The Late Cretaceous Alkaline Igneous Province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. Lithos 15, 111–131. doi:10.1016/0024-4937(82)90004-4

Rodríguez Fernández, L.R., Martín-Serrano García, A., Olmedo López, F., Oliveira, J.T., Medialdela Cela, T., Nozal, F., 2015. Mapa geológico de españa y portugal. Escala 1:1.000.000. ISBN: 978-84-7840-949-5.

Roeder, D., 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). Tectonics 7, 23–39. doi:10.1029/TC007i001p00023

Roest, W.R., Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. Geology 19, 613–616. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPBB>2.3.CO;2

Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S.F., Corsini, M., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., Boullier, A.M., 2008. 40Ar/39Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 299, 293–315. doi:10.1144/SP299.18

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0

Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., Ternet, Y., 2003. Datation U-Pb sur zircons des dolerites tholeiitiques pyreneennes (ophites) a la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits "infra-liasiques" nord-pyreneens. UPb Zircon Dating Pyrenean Tholeiitic Dolerites E 335, 1071–1080. doi:10.1016/j.crte.2003.09.011

Rossy, M., 1988. Contribution à l'étude du magmatisme mésozoique du domaine pyrénéen : I, le Trias dans l'ensemble du domaine, II le Crétacé dans les provinces basques d'Espagne. Université de Franche-comté. UFR des sciences et techniques, Besançon.

Rossy, 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). Chem. Geol. 97, 33–46. doi:10.1016/0009-2541(92)90134-Q

Roubault, M., 1963. Mise en évidence de quatre « âges apparents » dans les massifs granitiques et les séries cristallophylliennes des Pyrénées. C.R. Acad. ScL, Paris, 257, p. 3786-3789.

Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology; crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser. 173, 37–52.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics 8, 41–50. doi:10.1029/TC008i001p00041

Roure, F., Colletta, B., 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. Mém. Muséum Natl. Hist. Nat. 170, 173–209.

Roure, F., Howell, D.G., Guellec, S., Casero, P., 1990. Shallow structures induced by deep-seated thrusting, in Petroleum and Tectonics in Mobile Belts, edited by J. Letouzey Technip, Paris, 15–30.

Rowan, M.G., 2014. Passive-margin salt basins; hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics. Basin Res. 26, 154–182. doi:10.1111/bre.12043

Rowan, M.G., Jackson, M.P.A., Trudgill, B.D., 1999. Salt-Related Fault Families and Fault Welds in the Northern Gulf of Mexico. AAPG Bull. 83, 1454–1484.

Rowan, M.G., Vendeville, B.C., 2006. Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. Mar. Pet. Geol. 23, 871–891. doi:10.1016/j.marpetgeo.2006.08.003

Rushlow, C.R., Barnes, J.B., Ehlers, T.A., Vergés, J., 2013. Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay. Tectonics 32, 843–860. doi:10.1002/tect.20030

Sadezky, A., Muckenhuber, H., Grothe, H., Niessner, R., Pöschl, U., 2005. Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: Spectral analysis and structural information. Carbon 43, 1731–1742. doi:10.1016/j.carbon.2005.02.018

Sage, F., Basile, C., Mascle, J., Pontoise, B., Whitmarsh, R.B., 2000. Crustal structure of the continent-ocean transition of the Cote d'Ivoire–Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. Geophysical Journal International, 143, 662–678.

Sagon, J.-P., Azambre, B., 1986. La cristallinité de l'illite : un marqueur des transformations métamorphiques dans le Crétacé de la zone nord-pyrénéenne occidentale. 11e R.S.T., Clermont-Ferrand, Soc. géol. Fr. édit., Paris, p. 162.

San Miguel de la Cámara, M., 1952. Las eruptiones y las rocas volcanicas de las Vascongadas. Munibe 2–3, 115–130.

Sanchez, G., Rolland, Y., Schneider, J., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Verati, C., Lardeaux, J.-M., Marquer, D., 2011. Dating low-temperature deformation by 40Ar/39Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). Lithos 125, 521–536. doi:10.1016/j.lithos.2011.03.009

Savostin, L.A., Sibuet, J.-C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., Roulet, M.-J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the pamirs since the Triassic. Tectonophysics, Evolution of the Tethys 123, 1–35. doi:10.1016/0040-1951(86)90192-7

Savva, D., Pubellier, M., Franke, D., Chamot-Rooke, N., Meresse, F., Steuer, S., Auxietre, J.L., 2014. Different expressions of rifting on the South China Sea margins. Mar. Pet. Geol., Evolution, Structure, and Sedimentary Record of the South China Sea and Adjacent Basins 58, 579–598. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.05.023

Schärer, De Parseval, Polvé, De Saint Blanquat, 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. Terra Nova 11, 30–37. doi:10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x

Scharf, A., Handy, M.R., Ziemann, M.A., Schmid, S.M., 2013. Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps); a study with Raman microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). J. Metamorph. Geol. 31, 863–880. doi:10.1111/jmg.12048

Schettino, A., Turco, E., 2010. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 89–105. doi:10.1130/B30064.1

Sebei, K., Inoubli, M.H., Boussiga, H., Tlig, S., Alouani, R., Boujamaoui, M., 2007. Seismic stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk el Menzel region, NE Tunisia. J. Afr. Earth Sci. 47, 9–29. doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.09.002

Seguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et series decollees de la partie centrale du versant sud des Pyrenees; Caractere synsedimentaire, role de la compression et de la gravite. Tecton. Study Nappes Detached Ser. Cent. Part Of.

Seguret, M., Daignieres, M., 1986. Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 303–318. doi:10.1016/0040-1951(86)90258-1

Serrano, A., Martinez del Olmo, W., 1990. Tectonica salina en el Dominio Cantahro-Navarro: evolucionidad y origen de las estructuras salinas. In: ORTIC ABO,F . & SALVANYD

URAJ.N (, eds) Formaciones evaporiticas de la Cuenca del Ehro y cadenas perifericas, y de la zona de Leuante. Universidad de Barcelona, 39-53.

Serrano, O., Guillocheau, F., Leroy, E., 2001. Évolution du bassin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (bassin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 37–44. doi:10.1016/S1251-8050(00)01487-7

Sibuet, J.-C., Srivastava, S., Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. J. Geophys. Res. 112.

Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. J. Geophys. Res. Solid Earth 109, B08104. doi:10.1029/2003JB002514

Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. 40Ar/39Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). Terra Nova 21, 127–136. doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. Am. J. Sci. 305, 369–406. doi:10.2475/ajs.305.5.369

Sokolova, E., Hawthorne, F.C., 2008. The Crystal Chemistry of the Scapolite-Group Minerals. I. Crystal Structure and Long-Range Order. Can. Mineral. 46, 1527–1554. doi:10.3749/canmin.46.6.1527

Soula, J.-C., 1982. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. J. Struct. Geol. 4, 313–342. doi:10.1016/0191-8141(82)90017-7

Soula, J.C., Lamouroux, C., Viallard, P., Bessiére, G., Debat, P., Ferret, B., 1986. The Mylonite zones in the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 115–147. doi:10.1016/0040-1951(86)90249-0

Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E.C., 2014. Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). J. Afr. Earth Sci., Geological Evolution of the Ediacaran and Cambrian in the High Atlas and Anti-Atlas Ranges, Morocco 98, 94–112. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.04.025

Souquet, P., 1985. Le cycle alpin des Pyrenees; analyse d'un bassin complexe ou bassin a histoire polycyclique. Alp. Cycle Pyrenees Complex Basin Polycycl. Hist. 2, 81–86.

Souquet, P., 1971. Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Ger (Pyrénées cen-trales) - 96e Congrès Nat. Soc. Sav., Toulouse, sect. Sci., t II, p. 223-237.

Souquet, P., 1969. Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne - C.R. Acad. Sci. Paris, 269, D, 2491-2493.

Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Dol, J., Thieuloy, J.-P., Bonnemaison, M., Manivit, H., Peybernès, B., 1985. Le Groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomanien) dans les Pyrénées. Bull Cent Rech Exlpo-Prod Elf-Aquitaine Pau 9, 183–252.

Souquet, P., Médiavilla, F., 1976. Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées - C.R. Acad. Sci., Paris, D, 282, p. 2139-2142.

Souquet, P., Peybernès, B., 1987. Allochtonie des massifs primaires nord-pyrénéens des Pyrénées Centrales, C. R. Acad. Sci. Paris II 305 (1987) 733–739.

Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Ciszak, R., Marty, F., Tambarreau, Y., Villatte, J., Crochet, B., Taillefer, F., Cosson, J., 1984. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Lavelanet (1076), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M., Debroas, E.-J., 1977a. La chaine alpine des Pyrénées. Géologie Alp. 53 193–216.

Souquet, P., Rey, J., Peybernès, B., 1977b. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Mas-d'Azil (1056), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Souriau, A., Chevrot, S., Olivera, C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. Tectonophysics 460, 206–214. doi:10.1016/j.tecto.2008.08.014

Souriau, A., Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. J. Geophys. Res. 100, 18. doi:10.1029/95JB01053

Souriau, A., Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. Tectonophysics 290, 221–244.

Souriau, A., Sylvander, M., 2004. Les séismes dans les Pyrénées. Loubatières, Paris 166 p.

Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Tectonophysics 184, 229–260.

Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R., Reid, I.D., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. Earth Planet. Sci. Lett. 182, 61–76.

St Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., 2015. Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). Comptes Rendus - Géoscience. doi:10.1016/j.crte.2015.12.003

Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. J. Virtual Explor. 8, 77–106.

Staub, R., 1917. Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beiträge zur Geologishen Karte der Schweiz, 46, 165–198.

Stewart, S.A., Clark, J.A., 1999. Impact of salt on the structure of the Central North Sea hydrocarbon fairways. Geol. Soc. Lond. Pet. Geol. Conf. Ser. 5, 179–200. doi:10.1144/0050179

Storetvedt, K.M., Mitchell, J.G., Abranches, M.C., Oftedahl, S., 1990. A new kinematic model for Iberia; further palaeomagnetic and isotopic age evidence. Phys. Earth Planet. Inter. 62, 109–125. doi:10.1016/0031-9201(90)90196-5

Storetvedt, K.M., Mogstad, H., Abranches, M.C., Mitchell, J.G., Serralheiro, A., 1987. Palaeomagnetism and isotopic age data from Upper Cretaceous igneous rocks of W.

Portugal; geological correlation and plate tectonic aspects. Geophys. J. Int. 88, 241–263. doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb01378.x

Strecker, M.R., Hilley, G.E., Bookhagen, B., Sobel, E.R., 2011. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the Central Andes in Bolivia and NW Argentina. In Tectonics of Sedimentary Basins (eds C. J. Busby & A. Azor), pp. 508–21.Oxford: Blackwell Publishing Ltd.

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. Geochem. Geophys. Geosystems 14, 2575–2597. doi:10.1002/ggge.20135

Sykes, L.R., 1978. Intraplate Seismicity, Reactivation of Preexisting Zones of Weakness Alkaline Magmatism, and Other Tectonism Postdating Continental Fragmentation. Rev. Geophys. Space Phys. 16. doi:10.1029/RG016i004p00621

Tagami, T., 2005. Zircon Fission-Track Thermochronology and Applications to Fault Studies. Rev. Mineral. Geochem. 58, 95–122. doi:10.2138/rmg.2005.58.4

Tagami, T., Carter, A., Hurford, A.J., 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature. Chem. Geol. 130, 147–157. doi:10.1016/0009-2541(96)00016-2

Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes. GSA Bull. 81, 1625–1640. doi:10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2

Tchalenko, J.S., Ambraseys, N.N., 1970. Structural Analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) Earthquake Fractures. GSA Bull. 81, 41–60. doi:10.1130/0016-7606(1970)81[41:SAOTDB]2.0.CO;2

Teixell, A., 1998a. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. Tectonics 17, 395–406. doi:10.1029/98TC00561

Teixell, A., 1998b. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. Tectonics 17, 395–406. doi:http://dx.doi.org/10.1029/98TC00561

Teixell, A., 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. J. Geol. Soc. 153, 301–310. doi:10.1144/gsjgs.153.2.0301

Teixell, A., Arboleya, M.-L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). Tectonics 22, 1051. doi:10.1029/2002TC001460

Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernàndez, M., Arboleya, M.-L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. Terra Nova 17, 456–461. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00633.x

Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. Comptes Rendus - Géoscience 348, 257–267. doi:10.1016/j.crte.2015.10.010

Ternet, Y., Azambre, B., Crouzel, F., Mirabail, H., Charitat, P., Rey, E., Bouvier, A., Médiavilla, F., Debroas, E.-J., Gatinot, F., 1989. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bagnères-de-Bigorre (1053), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Ternet, Y., Barrère, P., Dallas, S., Debon, F., Debroas, E.-J., François, J.-M., Pouget, P., 1995a. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Campan (1071), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Ternet, Y., Barrère, P., Debroas, E.-J., 1995b. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Campan (1071), 117 pp., BRGM, Orléans.

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 de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Aulus-les-Bains (1086), 146 pp., BRGM, Orléans.

Teson, E., 2009. Estructura y cronología de la deformación en el borde Sur del Alto Atlas de Marruecos a partir del registro tectono-sedimentario de la cuenca de antepaís de Ouarzazate (Thesis). Univ. Autònoma de Barcelona, Barcelona, Spain.

Tesón, E., Pueyo, E.L., Teixell, A., Barnolas, A., Agustí, J., Furió, M., 2010. Magnetostratigraphy of the Ouarzazate Basin: Implications for the timing of deformation and mountain building in the High Atlas Mountains of Morocco. Geodin. Acta 23, 151–165. doi:10.3166/ga.23.151-165

Thiebaut, J., 1957. Etude géologique du massif de la Barousse. Bull Soc Hist Nat Toulouse t. 92, 17–67.

Thiebaut, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Fondecave-Wallez, M.J., 1988. Metamorphisme et halocinese cretaces dans les evaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyreneen (Haute-Garonne et Ariege, France). Cretac. Metamorph. Salt Tecton. Betchat Evaporites North. P 307, 1535–1540.

Thiebaut, J., Durand-Wackenheim, C., Debeaux, M., Souquet, P., 1992. Métamorphisme des évaporites triasiques du versant nord des Pyrénées centrales et occidentales. Bull. Société Hist. Nat. Toulouse 128, 77–84.

Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricain (phdthesis). Université de Bretagne occidentale - Brest.

Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P., Olivet, J.-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 561–568. doi:10.1016/S1251-8050(01)01576-2

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. J. Geol. Soc. 160, 99–116. doi:10.1144/0016-764901-103

Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., Rivero, A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. Tectonophysics 165, 105–116. doi:10.1016/0040-1951(89)90039-5

Torsvik, T.H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina, C., 2008. Global plate motion frames: Toward a unified model. Rev. Geophys. 46, RG3004. doi:10.1029/2007RG000227

Trümpy, R., 1984. Des géosynclinaux aux océans perdus. Bulletin de la Société Géologique de France, 7, 201–206.

Tucholke, B.E., Sawyer, D.S., Sibuet, J.-C., 2007. Breakup of the Newfoundland-Iberia rift, In: Karner, G. D., Manatschal, G. & Pinheiro, L. M. (eds) Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup, Geological Society, Special Publication, London, 282, 9–46.

Tugend, J., 2013. Role of hyperextension for the formation of rift systems and its implication for reactivation processes and orogen formation : the example of the Bay of Biscay and Pyrenees (phdthesis). Université de Strasbourg.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., 2015. Characterizing and identifying structural domains at rifted continental margins: application to the Bay of Biscay margins and its Western Pyrenean fossil remnants. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 413, 171–203. doi:10.1144/SP413.3

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems; insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. Tectonics 33, 1239–1276. doi:10.1002/2014TC003529

Tuinstra, F., Koenig, J.L., 1970. Raman Spectrum of Graphite. J. Chem. Phys. 53, 1126–1130. doi:10.1063/1.1674108

Turner, J.P., 1996. Switches in subduction direction and the lateral termination of mountain belts; Pyrenees-Cantabrian transition, Spain. J. Geol. Soc. Lond. 153, Part 4, 563–571.

Uba, C.E., Kley, J., Strecker, M.R., Schmitt, A.K., 2009. Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. Earth Planet. Sci. Lett. 281, 134–146. doi:10.1016/j.epsl.2009.02.010

Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Sutra, E., 2010. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. Pet. Geosci. 16, 207–215. doi:10.1144/1354-079309-904

Vacher, P., Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. Geophys. J. Int. 145, 460–470. doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01393.x

Vacherat, A., 2014. Inversion d'une marge hyper-amincie : contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R., Radal, J., 2016. Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees. Tectonics 35, 907.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 408, 296–306. doi:10.1016/j.epsl.2014.10.014

Valero, B.L., 1986. El marco geologico del Estefanienese-Permico del Alto Aragon y el Alto Gallego (Pirineo de Huesca) (Tesis di licenciatura).

van der Beek, P.A., Valla, P.G., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K.J., Labrin, E., 2010. Inversion of thermochronological age–elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — II: Application to the French Western Alps. Earth Planet. Sci. Lett. 296, 9–22. doi:10.1016/j.epsl.2010.04.032

van der Voo, R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics 7, 5–56. doi:10.1016/0040-1951(69)90063-8

Van Zuilen, M.A., Lepland, A., Arrhenius, G., 2002. Reassessing the evidence for the earliest traces of life. Nature 418, 627–630. doi:10.1038/nature00934

Vauchez, A., Barruol, G., 1996. Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees: importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere. Phys. Earth Planet. Inter., Dynamics of the Subcontinental Mantle: From Seismic Anisotropy to Mountain Building 95, 127–138. doi:10.1016/0031-9201(95)03125-1

Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., 2013. Pre-orogenic exhumation of the north Pyrenean Agly Massif (eastern Pyrenees, France). Tectonics 32, 95–106. doi:10.1002/tect.20015

Vendeville, B., Nilsen, K., 1995. Episodic growth of salt diapirs driven by horizontal shortening, Salt, Sediment, and Hydrocarbons. In: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Gulf Coast Section, 16th Annual Research Conference Program and Extended Abstracts, pp. 285-295.

Vera, J., 2004. Geologia de España. Sociedad Geologica de España, Instituti Geologicao y Minero de España, 890p.

Vergés, J., Fernàndez, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. Tectonophysics, Orogenic processes and structural heritage in Alpine-type mountain belts 579, 144–172. doi:10.1016/j.tecto.2012.08.032

Verges, J., Fernandez, M., Martinez, A., 2002. The Pyrenean orogen; pre-, syn-, and post-collisional evolution. J. Virtual Explor. 8, 57–76.

Vergés, J., García-Senz, 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift Jaume VERGES (I) & Jesus GARCiA-SENZ(2). ResearchGate 187–212.

Vergés, J., Marzo, M., Santaeulària, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A., Giménez-Montsant, J., 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 134, 107–134. doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.06

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Mar. Pet. Geol., Integrated Basin Studies 12, 903–915. doi:10.1016/0264-8172(95)98854-X

Vergés, J., Munoz, J.A., 1990. Thrust sequence in the southern central Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. 6, 265–271.

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., 1984. Relations de phase dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées - Thèse Sci. Clermont II, 288 p.

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

Villien, A., Matheron, P., 1989. Géodynamique de la zone nord pyrénéenne: conséquences sur l'exploration pétrolière. Bulletin Technique Exploration - Production Elf Aquitaine, 131, 3–19.

Vine, F.J., Matthews, D.H., 1963. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges. Nature 199, 947–949. doi:10.1038/199947a0

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012a. Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? Earth-Sci. Rev. 110, 93–110. doi:10.1016/j.earscirev.2011.11.001

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012b. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Sci. Rev. 114, 61–83. doi:10.1016/j.earscirev.2012.05.001

Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Spakman, W., 2016. Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. Gondwana Res. 34, 49–59. doi:10.1016/j.gr.2016.03.006

Voigt, W.A., 1962. Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen senke und angrenzender Gebiete. Z Dtsch Geol Ges 114, 378–418.

Von Raumer, J., Abrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Ménot, R.P., Schaltegger, U., 1999. The Paleozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen 79, 5–22.

Walgenwitz, F., 1977. Etude pétrologique des roches intrusives triasiques, des écailles du socle profond et des gites de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre espagnole). (Thesis). Université de Besançon, Besançon.

Wallez, J.-P., 1974. Stratigraphie et structure de la partie méridionale du pays de Sault (Aude) (Thèse de 3e cycle). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Grimaud, F., Benahmed, S., Pauchet, H., Martin, R., 2016. The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves. Geology G37812.1. doi:10.1130/G37812.1

Warme, J.E., 1988. Jurassic carbonate facies of the Central and Eastern High Atlas rift, Morocco, in: In: Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Verlag, Berlin, pp. 169–199. doi:10.1007/BFb0011593

Watts, A.B., Lamb, S.H., Fairhead, J.D., Dewey, J.F., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. Earth Planet. Sci. Lett. 134, 9–21. doi:10.1016/0012-821X(95)00095-T

Wegener, A., 1912. Die Entstehung der Kontinente. Geol. Rundsch. 3, 276–292. doi:10.1007/BF02202896

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci. 22, 108–125. doi:10.1139/e85-009

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648. doi:10.1038/291645a0

Whitchurch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. Am. J. Sci. 311, 442–482. doi:10.2475/05.2011.03

Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., Minshull, T.A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. Nature 413, 150–154. doi:10.1038/35093085

Williams, G.D., Fischer, M.W., 1984. A balanced section across the Pyrenean Orogenic Belt. Tectonics 3, 773–780. doi:10.1029/TC003i007p00773

Wilson, J.T., 1966. Did the Atlantic Close and then Re-Open? Nature 211, 676–681. doi:10.1038/211676a0

Winnock, E., 1973. Exposé succint de l'évolution paléogéographique de l'Aquitaine. (B.S.G.F. (7), t. 25, n° 1, pp. 5 11).

Winnock, E., 1971. Géologie succinte du Bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne), in Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, edited by J. Debyser, X. Le Pichon, and L. Montadert, pp. IV.1.1–IV.1.30, Institut Français du Pétrole, Paris, France.

Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America, in Thrust and Nappe Tectonics, edited by K. McClay and J. N. Price. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 9, 513–528. doi:10.1144/GSL.SP.1981.009.01.46

Withjack, M., Callaway, S., 2000. Active Normal Faulting Beneath a Salt Layer: An Experimental Study of Deformation Patterns in the Cover Sequence 1. AAPG Bull. 84. doi:10.1306/C9EBCE73-1735-11D7-8645000102C1865D

Wopenka, B., Pasteris, J.D., 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite : applicability of Raman microprobe spectroscopy. Am. Mineral. 78, 533–557.

Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., Ito, H., 1995. Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. Chem. Geol. 122, 249–258. doi:10.1016/0009-2541(95)00006-8

Yelland, A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track studies. Ph.D. thesis, University of London.

Yui, T.F., Huang, E., Xu, J., 1996. Raman spectrum of carbonaceous material: A possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. J. Metamorph. Geol. 14, 115–124. doi:10.1046/j.1525-1314.1996.05792.x

Ziegler, P.A., 1978. North-Western Europe: Tectonics and Basin Development. Geol Mijnb. 57.

Ziegler, P.A., 1975. Geologic Evolution of North Sea and Its Tectonic Framework. AAPG Bull. 59, 1073–1097.

Zwart, H.J., 1954. La géologie du Massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France). Leidse Geol. Meded. 18, 1–228.

# LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

**Figure 1** : Représentation des différents modèles d'amincissement de la lithosphère continentale 22
**Figure 2**: Carte de la répartition des différents types de marges passives actuelles ainsi que leur architecture simplifiée 25
**Figure 3** : Architecture d'une marge passive hyper-amincie 26
**Figure 4** : Représentation des principaux modèles d'amincissement crustal extrême observé dans les marges passives 29
**Figure 5** : Modèle numérique à grande échelle de l'amincissement crustal 30
**Figure 6** : Observation de la structure des marges conjuguées en fonction des vitesses de l'ouverture du rift 31
**Figure 7** : Modèle d'évolution d'hyper-amincissement associé niveaux de sel anté-rift 33
**Figure 8** : Modèles thermo-mécaniques en compression 36
**Figure 9** : Modèles thermo-mécaniques impliquant l'impact de l'héritage extensif 37
**Figure 10** : Modèle d'évolution des structures des Andes centrales 40
**Figure 11** : Modèle d'évolution de la zone externe des Alpes occidentales 42
**Figure 12** : Modèle d'évolution géodynamique de la partie occidentale du Haut Atlas 44

CHAPITRE I

**Figure I-1** : les Pyrénées dans le contexte général de la chaine alpine d'Europe occidentale 63
**Figure I-2** : Schéma de la chaîne Pyrénéenne 64
**Figure I-3** : Carte géologique simplifiée de la chaîne pyrénéenne 66
**Figure I-4** : Carte des principaux domaines structuraux du Bassin Aquitain 68
**Figure I-5** : Schéma de la distribution des flysch albo-cénomaniens 69
**Figure I-6**: Coupes géologiques à travers la ZNP 71
**Figure I-7** : Coupes géologiques à travers la ZSP 73
**Figure I-8** : Modèle d'évolution tectonique de la ZSP 74
**Figure I-9** : Structure profonde de la chaine le long du profil ECORS 78
**Figure I-10** : Représentation du profil ECORS-Arzacq. 79
**Figure I-11** : Carte de la répartition des stations sismiques 81
**Figure I-12** : Données de géophysique profonde de la chaîne pyrénéenne 82
**Figure I-13** : Carte de l'anomalie de Bouguer dans le domaine pyrénéen 83
**Figure I-14** : Coupes tomographiques N-S 84

**Figure I-15** : Coupe géologique schématique à l'échelle lithosphérique 85
**Figure I-16** : Reconstruction cinématique de l'évolution Paléozoïque 87
**Figure I-17** : Schéma structural de la chaîne Varisque au Permien 88
**Figure I-18** : Carte des principaux décrochements tardi-hercyniens 90
**Figure I-19** : Carte de la localisation des bassins triasiques 91
**Figure I-20** : Schéma de la fracturation au Trias supérieur 92
**Figure I-21** : Evolution paléogéographique Permien supérieur-Jurassique supérieur 93
**Figure I-22** : Synthèse des scénarii de la cinématique des plaques Ibérie/Europe 97
**Figure I-23**: Reconstruction des marges ibérique et nord-américaine à l'anomalie C34 99
**Figure I-24**: Restauration de la position de l'Ibérie à l'anomalie M22 101
**Figure I-25** : représentation schématique du modèle décrochant 103
**Figure I-26** : Modèle d'extension impliquant la subduction 105
**Figure I-27** : Modèle géodynamique de l'exhumation du manteau dans la chaîne pyrénéenne 106
**Figure I-28** : Hypothèse d'un cisaillement à faible pendage à jeu normal 107
**Figure I-29** : Restauration du système de rift des Pyrénées 108
**Figure I-30** : Modèle de l'architecture des paléomarges d'est en ouest 110
**Figure I-31** : Modèle conceptuel d'hyper-amincissement 111
**Figure I-32** : Restaurations du rift montrant l'exhumation du manteau 112
**Figure I-33** : Restaurations de l'architecture du rift crétacé en 2D et 3D 114
**Figure I-34** : Cartes de la thermicité dans la ZNP 119
**Figure I-35** : Synthèse des âges du métamorphisme, du métasomatisme et du magmatisme 120
**Figure I-36** : Carte des occurrences des albitites et minéralisations de talc 122
**Figure I-37**: Coupe schématique de la ZNP à 100 Ma 124
**Figure I-38** : Cinématique des plaques pour l'orogenèse pyrénéenne 125
**Figure I-39** : Carte de la synthèse des données thermochronologiques 127
**Figure I-40** : Synthèse des âges thermochronologiques le long du profil ECORS 129
**Figure I-41** : Schéma des déplacements de l'Ibérie 130
**Figure I-42** : Modèles géodynamiques des parties occidentale et orientale des Pyrénées 132
**Figure I-43** : Comparaison des modèles géodynamiques et quantités de raccourcissement dans la partie centrale des Pyrénées 134

**Figure I-44** : Reconstructions pré-orogénique au Crétacé inférieur 136
**Figure I-45** : Aspect de l'évènement extensif Miocène 139
**Figure I-46** : Représentation structurale du domaine Varisque et de la FNP 141
**Figure I-47** : Carte simplifié des Pyrénées et tracé hypothétique de la FNP 143
**Figure I-48** : Carte et coupe géologique du Bassin de Mauléon et du massif Labourd 144

CHAPITRE II

**Figure II-1** : Carte géologique de la chaîne pyrénéenne 177
**Figure II-2** : Carte géologique simplifiée de la partie centrale de la ZNP 180
**Figure II-3** : Schéma structural de la partie centrale de la ZNP 187
**Figure II-4** : Carte de la localisation de chaque affleurement détaillé 190
**Figure II-5** : Photographies de terrain du massif de lherzolite ou avezacite 191
**Figure II-6** : Photographies de terrain et de lame mince, de l'aspect des marbres au contact de la lherzolite 192
**Figure II-7** : Photographies de la déformation dans les marbres aptiens du Col de coupe 193
**Figure II-8** : Photographies et interprétations de la foliation $S_{0-1}$ au sein de la ZIM 195
**Figure II-9** : Photographies de la déformation associée à la foliation $S_{0-1}$ 196
**Figure II-10** : Photographies des scapolites présent dans les marbres de la ZIM 197
**Figure II-11** : Photographies et interprétations du contact entre les marbres jurassiques et les flyschs noirs albiens 199
**Figure II-12** : Photographies macro- et microscopiques de la relation entre la $S_{0-1}$ e la $S_2$ dans les marbres de la ZIM 200
**Figure II-13** : Photographies d'un exemple de brèche 201
**Figure II-14** : Photographies et interprétation d'un cisaillement tardif 202
**Figure II-15** : Photographies de la déformation dans la terminaison occidentale en biseaux de la ZIM 203
**Figure II-16** : Photographie d'une coupe fraîche dans les calcaires cénomaniens brèchiques présents dans les écailles bordières 205
**Figure II-17** : Photographies et interprétations de la déformation observée au sein des flyschs turono-santoniens et des calcaires cénomaniens 206
**Figure II-18** : Photographie et interprétations de la déformation des calcaires cénomaniens proche de la FNP 207
**Figure II-19** : Exemples de structures observées le long du contact avec la FNP 208
**Figure II-20** : Coupes géologiques N-S (B-B' : C-C' et D-D') 212

**Figure II-21** : Coupe géologique N-S (A-A') 213
**Figure II-22** : Carte géologique simplifiée de la région du Fossé de la Ballongue 216
**Figure II-23** : Schéma structural de la région du Fossé de la Ballongue 220
**Figure II-24** : Photographie des marbres de la ZIM à l'ouest du Fossé de la Ballongue 221
**Figure II-25** : Photographies du Flysch Noir du Fossé de la Ballongue 223
**Figure II-26** : Photographie de la déformation observée dans les calcaires marneux liasiques 225
**Figure II-27** : Photographies de la déformation et de l'aspect et des calcaires urgoniens du Bassin d'Escalette 226
**Figure II-28** : Coupes géologiques N-S (E-E' et F-F') 228
**Figure II-29** : Carte géologique simplifiée de la région centrale de la ZNP 232
**Figure II-30** : Photographies et interprétation des flyschs crétacés (Cénomanien-Coniacien) du Bassin d'Oust 235
**Figure II-31** : Photographies et interprétation des flyschs crétacés (Cénomanien-Coniacien) pincées le long des bordures nord et sud de la ZIM 237
**Figure II-32** : Coupes géologiques N-S (G-G' et H-H') 239
**Figure II-33** : Coupe composite N-S (I-I''') 241
**Figure II-34** : Carte géologique de la partie centre-est de la ZIM 243
**Figure II-35** : Panorama depuis le village de Sem 245
**Figure II-36** : Schéma structural de la partie extrême orientale de la ZNP 250
**Figure II-37** : Photographies et interprétations des déformations observées dans la formation de Flysch gris de l'écaille bordière de Vicdessos 253
**Figure II-38** : Photographies et interprétations des plissements observés dans l'écaille bordière de Vicdessos 254
**Figure II-39** : Photographies et interprétations de l'aspect et des structures de l'écaille bordière de Lordat 255
**Figure II-40** : Photographies et interprétation de la déformation observée dans les marbres de la ZIM 257
**Figure II-41** : Photographies et interprétations des formations carbonatées métamorphiques situées le long de la bordure sud du Massif de Saint-Barthélémy 258
**Figure II-42** : Photographie de l'aspect des brèches qui jalonnent la bordure sud du Massif de Saint-Barthélémy 259
**Figure II-43** : Photographies et interprétations de la déformation observées dans les formations non métamorphiques 260

**Figure II-44** : Photographies et interprétations de la déformation observée dans les carbonates barrémiens du Bassin de Tarascon 261
**Figure II-45** : Photographies et interprétations de microplis observés dans un niveau plus marneux des carbonates aptiens du Bassin de Tarascon. 261
**Figure II-46** : Photographies et interprétations de la déformation observée dans les formations albiennes du Bassin de Tarascon 262
**Figure II-47** : Photographies d'une faille décrochante sénestre, dans les carbonates aptiens du Bassin de Tarascon 263
**Figure II-48** : Photographie et interprétation de l'affleurement de Sem 265
**Figure II-49** : Photographie et interprétation de l'affleurement de Siguer 267
**Figure II-50** : Coupes géologiques N-S (J-J' et K-K') 269
**Figure II-51**: Carte géologique simplifiée de la région du massif de Bessède-de-Sault 273
**Figure II-52** : Aspect des marbres de la ZIM dans la région de Bessède-de-Sault 274
**Figure II-53**: Coupe géologique (L-L') de la région du massif de Bessède-de-Sault 277
**Figure II-54**: Carte géologique simplifiée de la partie extrême orientale de la ZNP 280
**Figure II-55**: Schéma structural de la partie extrême orientale de la ZNP 283
**Figure II-56**: Photographies et interprétations de la déformation des marbres et des cornéennes albiennes de la ZIM 286
**Figure II-57**: Photographies des veines de calcite tardives 287
**Figure II-58**: Photographie et interprétation du contact entre le granite de Millas et les marbres crétacés de la ZIM 288
**Figure II-59**: Panorama de Sournia 290
**Figure II-60**: Photographie et interprétation de la déformation tardive au sein du granite de Millas 291
**Figure II-61**: Photographies et interprétations de la déformation observée dans la couverture sédimentaire paléozoïque du Massif de l'Agly 292
**Figure II-62**: Photographies et interprétations de la déformation de la couverture sédimentaire mésozoïque décollée sur la bordure nord du massif de l'Agly. 293
**Figure II-63**: a et b) photographies de la disposition des cristaux de scapolites sur les plans de foliation $S_{0-1}$ 294
**Figure II-64**: Photographies de la brèche de la Serre de Verges localisé au sein du massif de l'Agly 296
**Figure II-65**: Coupes géologiques N-S (M-M' et N-N') 299
**Figure II-66** : Coupe structurale E-W O-O'' et P-P'' 302

CHAPITRE III

**Figure III-1**: Simplified structural map of the Pyrenean belt 324
**Figure III-2**: Simplified geological map of the western Pyrenees and location of the study area (Nappe des Marbres area) 327
**Figure III-3**: Geological map of the study area with location of the cross-sections 329
**Figure III-4**: Field Photographs and interpretation of the clasts composition of the Central Depression sediments 332
**Figure III-5**: Structural map of the study area 335
**Figure III-6**: Field photographs and interpretations of geological structures developed during an extensional ductile deformation 336
**Figure III-7**: Field photographs and interpretations of compressional structures observed within the Central Depression. 338
**Figure III-8**: Field photographs and interpretations of compressional structures observed within the NMU 340
**Figure III-9**: Field photograph and interpretation of E-W decametric open disharmonic folds within the Almandoz quarry 341
**Figure III-10**: Field photographs illustrating some structures recognized in the Cinco Villas Massif 343
**Figure III-11**: Field photograph and interpretation of the tectonic breccia 345
**Figure III-12**: N-S geological cross-sections through the NMU 348
**Figure III-13**: Panoramic view showing the contact between the NMU and the Central Depression 349
**Figure III-14**: Maps of RSCM peak temperatures obtained and associated isotherms in the study area 357
**Figure III-15**: 3D bloc diagram of the NMU 359
**Figure III-16**: Geodynamic model of the Nappe des Marbre Unit 369
**Figure III-17** : Carte de compilation de données à l'échelle de la chaîne et représentation 390

CHAPITRE IV

**Figure IV-1**: Principe physique de l'effet Raman 396
**Figure IV-2**: Photographie de la plateforme Raman 397
**Figure IV-3**: Corrélation linéaire entre le rapport d'aire R2 et les pics thermiques des échantillons étudiés 399

**Figure IV-4** : Décomposition d'un spectre de la matière carbonée issu d'une roche de haut grade avec sa déconvolution en 4 pics 400
**Figure IV-5** : Evolution des spectres Raman des matériaux carbonés 401
**Figure IV-6** : Décomposition d'un spectre Raman de la matière carbonée issu d'une roche de bas grade métamorphique et sa déconvolution en 5 pics 402
**Figure IV-7** : Corrélation linéaire négative du rapport d'aire RA1 avec les pics de température compris entre 200 et 330°C 402
**Figure IV-8** : Comparaisons visuelle et statistiques des spectres Raman pour deux lithologies différentes 412
**Figure IV-9** : Estimation du gradient géothermique dans la couverture sédimentaire mésozoïque de la ZA 413
**Figure IV-10** : Carte des zones d'isométamorphiques de la ZNP 416
**Figure IV-11** : (a) Carte des températures du pic métamorphique (TRSMC) 418
**Figure IV-12** : Carte de la répartition du métamorphisme dans la Nappe des Marbres 427
**Figure IV-13** : Carte de la répartition des températures dans la Nappe des Marbres 428
**Figure IV-14** : Carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région de la Nappe des Marbres 430
**Figure IV-15** : Carte de la répartition des températures dans la région des Chainons Béarnais 432
**Figure IV-16** : Carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région des Chainons Béarnais 433
**Figure IV-17** : Répartition du métamorphisme crétacé dans le fossé des Baronnies 436
**Figure IV-18** : Carte de la répartition des températures dans la région du Massif de la Barousse 437
**Figure IV-19** : Carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région du Massif de la Barousse 440
**Figure IV-20** : Carte de la répartition des températures dans la région de Tarascon sur Ariège 443
**Figure IV-21** : Carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région du Bassin de Tarascon-sur-Ariège 445
**Figure IV-22** : Carte de la répartition des températures dans la région du massif de Bessède-de-Sault 447
**Figure IV-23** : Carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région du massif de Bessède-de-Sault 448

**Figure IV-24** : Carte de la répartition des températures dans la région du massif de l'Agly 450
**Figure IV-25** : Carte de la répartition du métamorphisme représentant les différentes zones isométamorphiques dans la région du massif de l'Agly 452
**Figure IV-26** : Synthèse des cartes de la répartition du métamorphisme dans la chaine pyrénéenne 457

CHAPITRE V

**Figure V-1**: Simplified structural map of the Pyrenean belt 474
**Figure V-2**: a) Geological map of the eastern part of the North Pyrenean Zone 477
**Figure V-3**: Geological cross sections through the eastern part of the IMZ 479
**Figure V-4**: Geodynamical model of the eastern part of the NPZ illustrating a structural evolution from the rifting event to the present. 486

CHAPITRE VI

**Figure VI-1** : Thermicité du domaine nord-pyrénéen 501
**Figure VI-2** : Bloc 3D de l'unité de la Nappe des Marbres 507
**Figure VI-3** : Coupes géologiques de la région du Fossé des Baronnies et du Bassin de Sarrancolin 509
**Figure VI-4** : Coupe géologique régionale du Fossé des Baronnies et de l'extrémité occidentale du Bassin de Sarrancolin 510
**Figure VI-5** : Coupe géologique régionale dans la partie centrale des Pyrénées 512
**Figure VI-6** : Coupes géologiques dans la région du Bassin de Tarascon 514
**Figure VI-7** : Coupes géologiques de l'extrémité orientale de la ZNP 516
**Figure VI-8** : Coupe géologique régionale dans la partie centrale des Pyrénées associée au $T_{RSCM}$ 524
**Figure VI-9** : Carte de la distribution des traces de la foliation $S_{0\text{-}1}$ en fonction de la répartition du métamorphisme et carte de la répartition de l'observation des scapolites 533
**Figure VI-10** : Synthèse des évènements tectono-métamorphiques de la chaîne pyrénéenne 535
**Figure VI-11** : Cartographie du domaine varisque et zoom sur la forme des massifs nord-pyrénéen 544
**Figure VI-12** : Carte de la répartition des failles actives durant l'orogenèse pyrénéenne associées à un mouvement décrochant 545

**Figure VI-13** : Zoom sur les failles actives durant l'orogenèse pyrénéenne, au sein et sur la partie nord du Massif de l'Agly 546
**Figure VI-14** : Modèle d'évolution géodynamique du secteur de la Nappe des Marbres 549
**Figure VI-15** : Modèle d'évolution géodynamique de la région de la Barousse et du Bassin des Baronnies 552
**Figure VI-16** : Modèle d'évolution géodynamique de l'unité métamorphique du Bas-Agly. Le niveau de décollement est représenté en rouge 555
**Figure VI-17** : Modèle d'évolution géodynamique de type marge froide en 5 étapes (a à f) à l'échelle des Pyrénées 559
**Figure VI-18** : Modèle d'évolution géodynamique de type marge chaude en 5 étapes (a à f) à l'échelle des Pyrénées 563

# LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE III

**Table III-1**: RSCM peak temperatures from the Nappe des Marbres Unit 353

CHAPITRE IV

**Tableau IV-1**: Longueur d'onde des bandes du premier ordre des carbones 398

**Tableau IV-2** : Ensemble des TRSCM obtenues par la spectrométrie Raman dans le cadre de cette thèse 407

**Tableau IV-3** : Températures obtenues par spectrométrie Raman dans la région de Bessède-de-Sault 420

**Tableau IV-4** : Températures obtenues par spectrométrie Raman dans la région des Massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs 420

CHAPITRE IV

**Table V-1**: RSCM peak temperatures from the eastern part of the IMZ 495

**Maxime DUCOUX**

# Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées

La compréhension des processus et des modalités de l'inversion des systèmes extensifs et plus particulièrement les domaines de marges amincies, dans les chaines de collision est un enjeu majeur. La chaîne intracontinentale des Pyrénées constitue un exemple d'inversion de marges passives hyper-amincies, associées à un métamorphisme HT-BP et intégrées dans le prisme orogénique. La première partie de cette étude est centrée sur l'étude de la répartition du métamorphisme HT-BP associé à la phase de rifting et de l'exhumation du manteau lithosphérique. L'apport des données de $T_{RSCM}$ a permis, dans un premier temps, de définir l'enveloppe de la ZIM caractérisée par des températures comprises entre 400 et 630°C à l'échelle de l'ensemble de la chaîne et de montrer qu'il n'existe pas de gradient significatif des températures maximales à cette échelle. Dans un second temps, cette étude a permis de mettre en évidence des sauts de température importants au travers de failles majeures et de distinguer des gradients de températures latéraux à l'échelle des différents bassins constituant la ZIM, en particulier dans l'ouest de la chaîne sur l'exemple de la Nappe de Marbres. Cette partie de l'étude montre également l'importance d'une tectonique salifère antérieure au métamorphisme de HT-BP. La seconde partie de cette étude, concernant la structure de la ZIM met en évidence trois phases de déformation, associées à l'orogenèse pyrénéenne ainsi que le rôle du niveau de décollement des évaporites du Trias supérieur dans l'allochtonie généralisée de la ZIM. De plus, les failles majeures observées dans la ZNP, montrent un mouvement inverse avec une composante décrochante sénestre. L'interprétation de l'ensemble de ces résultats suggère que la ZIM et la ZNP ne forme qu'une seule unité découplée du socle varisque au niveau du Trias supérieur et déplacée par des chevauchements plats issus de l'héritage extensif, lors du début de la convergence. Le mode de déformation est alors de type thin-skinned, puis devient, lors de la collision des deux paléomarges, de type thick-skinned, avec le développement de faille majeures associées à l'exhumation des blocs de socle (Massifs Nord-Pyrénéens) qui ont découpé l'ensemble de la ZIM.

*Mots clés: Pyrénées, étude structurale, métamorphisme HT-BP, thermométrie Raman, chevauchements, rifting, modèle géodynamique, hyper-extension, inversion, héritage, tectonique salifère.*

# Structure, thermicity and geodynamic evolution of the Internal Metamorphic Zone in the Pyrenees

The understanding of the processes and scenarios of the inversion of extensional systems, and more specifically of hyper-extended margins, in collision thrust belts is a major issue. The intracontinental belt of the Pyrenees is an example of inversion of hyper-extended margins, associated with a HT-LP metamorphism and then integrated within the orogenic wedge. The first part of this study is focused on the distribution of the HT-LP metamorphism associated with rifting and the exhumation of lithospheric mantle. A new set of $T_{RSCM}$ data allows the recognition of the geometry of the IMZ, characterized with temperature ranging from 400 to 630°C and shows the absence of a regional gradient at this scale. This study then shows significant temperature gaps across major faults and distinguishes lateral temperature gradients at the scale of the different basins constituting the IMZ, especially in the westernmost part of the belt, in the Nappe des Marbres Basin. This part of the study moreover shows the importance of a salt tectonics prior to the HT-LP metamorphism. The second part shows the existence of three main tectonics phases during the Pyrenean orogeny and the role played by the Late Triassic evaporites as a decollement level in the generalized allochthony of the IMZ. A left-lateral component along the main faults within and along the boundaries of the North Pyrenean Zone (ZNP) is also shown. The interpretation of these observations is that the IMZ and ZNP form a single tectonic unit, decoupled from the Variscan basement by the decollement in the Late Triassic deposits and displaced above shallow-dipping thrust faults inherited from the rifting episode, during the first stages of the convergence. Deformation mode is then thin-skinned and becomes thick-skinned when the two paleomargins collide, with the development of major steeper faults linked with the exhumation of basement blocks (North Pyrenean Massifs) that dissected the IMZ.

*Keywords: Pyrenees, structural study, HT-LP metamorphism, Raman thermometry, thrust tectonics, rifting, geodynamic model, hyper-extension, inversion, inheritance, salt tectonics*

**Institut des Sciences de la Terre d'Orléans**

1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans CEDEX 2