



HAL
open science

La bordure nord de la plaque ibérique à l'Albo-Cénomaniens Architecture d'une marge passive de type ductile (Chaînons Béarnais, Pyrénées Occidentales)

Benjamin Corre

► To cite this version:

Benjamin Corre. La bordure nord de la plaque ibérique à l'Albo-Cénomaniens Architecture d'une marge passive de type ductile (Chaînons Béarnais, Pyrénées Occidentales). Sciences de la Terre. université rennes 1, 2017. Français. NNT: . tel-01834468

HAL Id: tel-01834468

<https://insu.hal.science/tel-01834468>

Submitted on 10 Jul 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.

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

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale (EGAAL)

Benjamin Corre

Préparée à l'unité de recherche (Géosciences Rennes)
(Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes)

**La bordure nord de la
plaque ibérique à
l'Albo-Cénomaniens.
Architecture d'une
marge passive de
type ductile
(Chaînons Béarnais,
Pyrénées
Occidentales)**

Thèse soutenue à Rennes le 01/12/2017
devant le jury composé de :

Sylvie LEROY

Directrice de Recherche 1, IStEP, UPMC /
rapporteur

Antonio TEIXELL

Professeur, Département de Géologie, UAB /
rapporteur

Marc JOLIVET

Directeur de Recherche 2, Géosciences Rennes /
examineur

Othmar MÜNTENER

Professeur, UNIL / *examineur*

Abdeltif LAHFID

Ingénieur-Chercheur, BRGM / *examineur*

Yves LAGABRIELLE

Directeur de Recherche 1, Géosciences Rennes /
directeur de thèse

Pierre LABAUME

Chargé de Recherche, Géosciences Montpellier /
directeur de thèse

À mon Grand-Père, Yvon

*« Peu importe que vous ayez du style, une réputation, ou de l'argent,
si vous n'avez pas bon cœur, vous ne valez rien. »*

Louis de Funès, 1981

Thèse financée par le Programme RGF, chantier Pyrénées,

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)



Résumé

Le manteau lithosphérique subcontinental est exhumé au pied des marges passives distales non-volcaniques en réponse à l'amincissement extrême de la croûte continentale. Ce processus d'amincissement peut être étudié à pied sec sur les témoins de la paléo-marge passive nord Ibérique affleurant aujourd'hui au nord de la chaîne des Pyrénées dans les Chaînon Béarnais (Zone Nord-Pyrénéenne : ZNP). La ZNP résulte de l'inversion de bassins ouverts entre les plaques Ibérique et Europe pendant l'Albo-Cénomani. Dans les Chaînon Béarnais, la couverture mésozoïque pré-rift est intimement associée aux roches du manteau subcontinental et à de fines lentilles tectoniques de croûte continentale. L'hyper amincissement crustal s'est déroulé dans des conditions thermiques relativement chaudes, comme le montrent les déformations ductiles syn-métamorphiques crétacées affectant la croûte continentale et la couverture mésozoïque allochtone, localement en contact tectonique sur le manteau exhumé.

Dans cette thèse, nous présentons des données structurales et géochimiques apportant de nouvelles contraintes pour la connaissance du processus d'amincissement extrême de la croûte continentale et pour la reconstruction de l'évolution de la paléo-marge nord-Ibérique. La couverture pré-rift a été désolidarisée de son socle paléozoïque au niveau des évaporites du Keuper et mise en contact direct avec le manteau pendant son exhumation dans le fond des bassins. Le détachement croûte/manteau est une discontinuité majeure caractérisée par des bandes de cisaillements anastomosées définissant une fabrique lenticulaire (« *phacoidal fabric* ») d'épaisseur pluri-métrique au sommet du manteau serpentiné. La croûte continentale se réduit à de minces écailles elles-mêmes anastomosées, séparée par des bandes de cisaillement dans le faciès schistes verts et évoluant vers des cataclasites plus froides. Les analyses par spectrométrie Raman sur la matière carbonée (RSCM) montrent que l'ensemble de la couverture mésozoïque a été soumis à des températures maximales comprises entre 200°C et 480°C. Elle est sujette à d'intenses circulations de fluides. Les interactions fluides/roches ont eu lieu lors de tous les stades de l'extension, depuis les contextes profonds durant la déformation ductile, jusqu'au domaine superficiel durant la déformation cassante. Le détachement

manteau/Mésozoïque est marqué par une couche de roches métasomatiques, riches en talc, chlorite et pyrite, mises en place dans les conditions du faciès schistes verts, impliquant en partie des fluides issus de la serpentinisation du manteau. De plus, la géochimie isotopique (O, C, Sr) et les inclusions fluides présentes dans des veines de carbonates des sédiments mésozoïques, témoignent d'une circulation de saumures chaudes (~200°C), à travers toute la couverture sédimentaire pendant l'exhumation du manteau. Ces saumures sont issues de la dissolution des évaporites du Keuper, très rarement conservées dans les Chaînon Béarnais.

Nous développons un modèle conceptuel basé sur la géologie des Chaînon Béarnais dans lequel la croûte continentale moyenne est déformée ductilement. Le fonctionnement de détachements contre-régionaux (à pendage vers le continent) est associé à l'individualisation de fines lentilles tectoniques de croûte continentale moyenne qui sont extraites et exhumées avec le manteau dans le fond des bassins albo-cénomaniens, laissant en arrière la croûte continentale supérieure et inférieure. Ces lentilles crustales collées au manteau forment alors une large zone de croûte extrêmement amincie. Des fenêtres ouvertes au sein de cette mince pellicule crustale permettent au manteau de venir en contact direct avec les sédiments pré-rifts (Saraillé, Turon de la Técoûère). Des ouvertures au sein de la couverture pré-rift permettent au manteau de venir directement à l'affleurement (Urdach-Les Pernes).

Nous montrons finalement que: (i) les sédiments pré-rifts ont subi un amincissement syn-métamorphique avec genèse d'une foliation S0/S1 et, (ii) le socle paléozoïque a été réduit à de fines lentilles tectoniques déformées ductilement et restées adhérentes au manteau. Ainsi, la rhéologie de la croûte durant l'amincissement est contrôlée en grande partie par la présence d'une couverture sédimentaire pré- et syn-rift épaisse décollée jouant le rôle d'un couvercle thermique efficace. Ces nouvelles données permettent de proposer que la marge continentale passive Nord-Ibérique est de type ductile, caractérisée par une *necking zone* étroite et une large zone de croûte continentale extrêmement amincie (*hyper-thinned*) où le manteau est localement dénudé. Ces résultats représentent une contribution nouvelle pour la compréhension des mécanismes de l'amincissement crustal en contexte d'exhumation du manteau ; ils permettent également d'identifier des structures majeures impliquées dans l'héritage structural, lors de l'inversion tectonique des bassins.

The Northern edge of the Iberian plate during Albian-Cenomanian times. Architecture of a ductile-type passive margin (Châinons Béarnais, Western Pyrenees)

Abstract

Sub-continental lithospheric mantle rocks are exhumed at the foot of magma-poor distal passive margins as a response to extreme stretching of the continental crust. Remnants of the Northern Iberian paleo-passive margin are now exposed in the Northern Pyrenees in the Châinons Béarnais (North Pyrenean Zone: NPZ) and represent field analogues to study the processes of continental crust thinning and subcontinental mantle exhumation. The NPZ results from the inversion of basins opened between the Iberia and Europa plates during Albo-Cenomanian times. In the Châinons Béarnais ranges the pre-rift Mesozoic sedimentary cover is associated with peridotite bodies in tectonic contact with small size Paleozoic basement lenses. Continental extension developed under hot thermal conditions, as demonstrated by the syn-metamorphic Cretaceous ductile deformation affecting both the crustal basement and the allochthonous Mesozoic cover locally in direct contact with exhumed mantle rocks.

In this study, we present structural and geochemical data providing new constraints to the knowledge of extreme crustal thinning processes and to reconstruct the evolution of the northern Iberia paleo-margin. The pre-rift cover was detached from its Paleozoic bedrock at the Keuper evaporites level and was welded to mantle rocks during their exhumation in the bottom of the basins. The crust/mantle detachment fault is a major shear zone characterized by anastomosed shear bands defining a plurimetric phacoidal fabric at the top of the serpentinized mantle. Raman Spectroscopy on Carbonaceous Materials (RSCM), performed on the Mesozoic cover reveals that the entire sedimentary pile underwent temperatures ranging between 200°C and 480°C. This sedimentary pile displays numerous evidence of infiltration by geological fluids. The fluid/rock interactions went on during the entire extensional events, since early deep phases characterized by ductile deformation, to late shallower stages characterized by brittle deformation. The detachment is marked by a layer of metasomatic rocks, locally up to 20 meters thick, made of talc-chlorite-pyrite-rich rocks that developed under greenschist facies

conditions, including fluids derived from mantle rocks serpentinisation. Moreover, isotopes geochemistry (O, C, Sr) and microthermometry/Raman spectrometry of fluid inclusions in a network of calcitic veins (with quartz locally) in the overlying sediments reveal moderate temperatures (~220°C) brines circulation through the whole sedimentary cover during mantle exhumation. These brines likely derived from the dissolution of the local Triassic evaporites, rarely preserved in the Chaînons Béarnais.

We developed a conceptual model based on geological evidence from the Chaînons Béarnais. Implying ductile deformation of the middle crust. Counter-regional detachments (dipping toward the continent) are associated to the individualization of mid-crustal thin tectonic lenses which remain welded on the mantle rocks and are exhumed at the floor of the Albian-Cenomanian basins, leaving behind the upper and the lower crust. These crustal lenses welded on mantle rocks then form a large zone of extremely thinned continental crust. Breaking points in this thin crustal sheet allow mantle rocks to come in direct contact with the pre-rift sediments (Sarailié, Turon de la Técoùère). Breaking points in the pre-rift cover allow mantle rocks to be completely exhumed to the seafloor (Urdach-Les Pernes).

We show that: (i), the pre-rift sediments have undergone drastic syn-metamorphic thinning with the genesis of a S0/S1 foliation and, (ii) the Paleozoic basement has been ductilely deformed, forming thin tectonic lenses that remained welded to the exhumed mantle rocks. Therefore the overall crustal rheology appears controlled by the presence of a thick pre- and syn-rift decoupled cover acting as an efficient thermal blanket. This new geological data set highlights that the Northern Iberian margin is a ductile type passive margin characterized by a narrow necking zone and a large zone of extremely thinned continental crust where mantle rocks are locally denudated. These results represent a new contribution to the understanding of mechanisms of extreme crustal thinning associated with mantle exhumation; furthermore, these allow to identify major structures involved in the structural inheritance during tectonic inversion.

Remerciements

Merci, ce mot résume souvent mieux que n'importe quel mot ou long discours toute la reconnaissance qui nous habite. N'étant pas un grand écrivain, mes remerciements seront simples mais n'en retireront en aucun cas la grande gratitude que j'ai envers les personnes qui ont partagé cette grande aventure avec moi.

Merci à mes deux directeurs de thèse ! Yves, tu m'as beaucoup appris au cours de ces quatre ans avec toi, autant d'un point de vue scientifique qu'humain. Merci pour ton enthousiasme sans égal. Tu m'as appris ce qu'était le monde scientifique. « Si tu stresses pas, c'est pas normal ! ». Pierre, ta connaissance des Chaînon Béarnais et ton perfectionnisme m'ont été d'une grande aide au cours de cette thèse. De fait, je suis fier, extrêmement fier de dire que j'ai été votre thésard !

Merci à Sylvie Leroy et Antonio Teixell qui ont accepté de rapporter ce manuscrit, ainsi qu'à l'ensemble du Jury, Marc Jolivet, Abdeltif Lahfid, Othmar Müntener, Isabelle Thinon et Emmanuel Masini.

Merci à Thierry Baudin, au projet RGF Pyrénées et au BRGM de nous avoir permis d'avoir les financements de cette thèse.

Philippe Boulvais, Merci pour tous les moments passés avec toi et surtout de m'avoir fait découvrir la Cornouaille anglaise. « Venant du Finistère, tu vas pas être très dépaycé », j'y ai quand même fait une belle rencontre.

Merci à Serge Fourcade notre avocat du diable préféré ! Et merci pour toutes ces histoires que tu nous as racontées. « Je peux faire du vélo et penser à Lherz ! » « Oui mais tu peux pas faire une écharpe ».

Abdeltif Lahfid, en plus d'être membre du Jury, tu m'as ouvert les portes de ton laboratoire au BRGM. Merci pour toutes ces sessions Raman.

Camille Clerc, merci pour tous tes conseils et pour les moments passés avec toi dans les Pyrénées. Je me souviendrais longtemps de la fois où tu m'as passé le téléphone pour qu'Yves me dise qu'on avait les financements de la thèse !

Riccardo Asti, la relève! Merci pour tous tes conseils avisés et pour m'avoir fait découvrir les soirées funk !

Jessica, Géraldine, Landry, Thibault et Jehiel, la Team Pyrénées ! Merci pour tous ces super moments ensemble sur le terrain et dans le labo !

Merci à Marie-Anne et Chantal, qui ont consacré énormément de temps pour la gestion de nos missions !

Françoise Pape et Jean-Éric Rose, nos contacts locaux ! Merci Françoise pour ta joie de vivre et le café à midi sur le terrain ! Merci Jean-Éric, sans toi nous aurions raté beaucoup de choses à Urdach !

Je remercie aussi toutes les personnes qui m'ont accueillie dans les Pyrénées ! Gérard et Yoyo, merci pour les crêpes et les churros ! Marie et Benoît Kohl, merci pour l'accueil chaleureux que vous nous faisiez quand nous arrivions dans votre Relais Aspois !

Merci à toutes les personnes avec qui j'ai partagé des discussions enrichissantes sur les Pyrénées au cours de ces 4 ans.

Julien, Anne-Sow, Johann, Mikou, Johann, Lilou, Audrey, mes amis, ma famille rennaise et d'ailleurs! Merci pour tous ces moments passés avec vous et pour tous les moments qu'on passera encore ensemble !

Je remercie aussi tout particulièrement mon ami Paul, sans qui je n'aurai jamais été mis en contact avec Yves.

Enfin, Merci à toi, Sherley, de m'avoir rassuré dans les moments de doute, de m'avoir soutenu et surtout supporté ! Tout cela malgré l'éloignement, on se quittait pour mieux se retrouver !
Merci !

Sommaire

Partie I

Introduction	1
Chapitre 1 : Les marges continentales passives : Généralités	2
1. Qu'est-ce qu'une marge continentale passive ?	2
2. Diversité des marges continentales passives	2
3. La Transition Océan-Continent (TOC)	5
4. Modes d'amincissement de la croûte continentale	6
5. Modèles de marges continentales passives	8
Chapitre 2 : Les marges passives actuelles	9
1. Les paramètres régissant l'architecture d'une marge continentale passive	11
2. Exemples de marges continentales passives actuelles : marges volcaniques et non-volcaniques	11
3. Un exemple de marges passives non-volcaniques conjuguées : le système Ibérie/Terre Neuve	13
3.1. Structure générale	14
3.2. Géologie du système Ibérie/Terre Neuve:	16
3.2.1. Marge de Terre Neuve	16
3.2.2. Marge Ibérique (Banc de Galice)	18
Chapitre 3 : Des notions récentes sur les marges continentales passives	20
1. Obliquité d'une marge continentale passive	20
2. Effet de la couverture sédimentaire sur l'architecture d'une marge continentale passive	21
3. Extraction latérale et boudinage de la croûte continentale	23
4. Détachements contre-régionaux	26
5. Circulation de fluides en contexte de marges continentales passives	27
6. Concepts issus de la modélisation numérique	30
Chapitre 4 : Problématique de la thèse	34

Partie II

Contexte géologique, Les Pyrénées et les Chaînon Béarnais	39
Chapitre 1 : La chaîne des Pyrénées	40
1. Héritage pré-rift :	41
1.1. Le cycle hercynien	41
1.2. Le cycle tardi-hercynien	44
1.3. Le rifting triasique	44
1.4. Distension Jurassique à Crétacé inférieur	45

2. Cinématique de la plaque Ibérique au Crétacé	46
3. La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP)	49
3.1. Les caractéristiques de la ZNP	51
3.2. Le rifting albo-cénomaniien	53
4. La compression pyrénéenne	60
Chapitre 2 : Les Chaînons Béarnais	64
1. Stratigraphie des Chaînons Béarnais	67
2. Structure des Chaînons Béarnais	71
3. Présentation des massifs étudiés dans les Chaînons Béarnais	73
3.1. Le massif du Saraillé	73
3.2. Le massif d'Urdach-Les Pernes	76
3.3. Le Turon de la Técoùère	80
4. Brève description de la zone sud des Chaînons Béarnais	81
4.1. Les poudingues de Mendibelza et le Pic Lakoura	81
4.2. Les écailles chevauchantes du couloir Accous-Laruns	83

Partie III

Structure de la paléo-marge Nord-Ibérique albo-cénomaniienne	86
---	-----------

Chapitre 1 : Le massif du Saraillé : partie d'une marge distale inversée au cœur de l'anticlinal de Sarrance	87
Chapitre 2 : Article publié, Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment : New constraints from the Saraillé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone)	88
<i>Abstract</i>	89
1. <i>Introduction</i>	90
2. <i>Geological setting and previous results</i>	93
2.1. <i>The North-Pyrenean Zone (ZNP)</i>	93
2.2. <i>The Chaînons Béarnais</i>	94
2.3. <i>The Saraillé massif</i>	95
2.4. <i>Metamorphic evolution of the Saraillé massif</i>	97
3. <i>Lithology and structure of the Saraillé massif: new results</i>	98
3.1. <i>General structure</i>	98
3.2. <i>Basement rocks</i>	99
3.3. <i>Sedimentary cover</i>	101
3.4. <i>Nature of the contacts</i>	102
3.4.1. <i>Contact between mantle rocks and continental basement</i>	
3.4.2. <i>Contact between mantle rocks and prerift metasediments</i>	
4. <i>Discussion</i>	104
4.1. <i>Evolutionary model of the Saraillé massif</i>	104
4.2. <i>The Saraillé massif: in search of analogues. Comparison with recent passives margins</i>	106

5. Conclusion	108
References	109
Chapitre 3 : Structure du massif du Sarailé: compléments du Chapitre 2	114
1. Données supplémentaires sur les lithologies et la structure du massif du Sarailé	114
1.1. Structure	114
1.2. Lithologies	118
1.3. Restauration du massif du Sarailé à l'Albo-Cénomanién	121
2. Un paléo-détachement majeur de marge passive distale ?	124
Chapitre 4 : Le massif d'Urdach-Les Pernes, un témoin de la dénudation du manteau	
1. Structure générale du massif d'Urdach-Les Pernes	132
2. Lithologies	135
2.1. Les lherzolites	135
2.2. Le socle paléozoïque	137
2.3. Le Mésozoïque	140
2.4. Les brèches d'Urdach	144
2.5. Déformation des brèches	147
3. Nature des contacts	148
3.1. Contact manteau/brèches	148
3.2. Contact socle/brèches	148
3.3. Contact manteau/socle/Mésozoïque	148
4. Discussion	151
4.1. Le massif d'Urdach entre l'Albien terminal et le Turonien	151
4.2. Structuration pyrénéenne du massif d'Urdach-Les Pernes	153
Chapitre 5 : Le Turon de la Técoùère	157
Chapitre 6 : Bordure sud des Chaînons Béarnais	159
1. Relations entre les Chaînons Béarnais et la Zone Axiale	159
2. La Zone Bordière	163
2.1. Ecailles triasiques de Bedous	163
2.2. Socle paléozoïque et tégument	165
3. Questionnement sur la largeur de la zone bordière	168
3.1. Le Pic Lakoura et le Bergon	169
3.2. Faille de Licq	170
3.3. Des sédiments albiens au cœur du Paléozoïque	172

Partie IV

Les grands processus géologiques permettant la construction de la marge passive albo-cénomaniennne 174

Chapitre 1 : Amincissement de la couverture mésozoïque	175
1. Déformation de la couverture sédimentaire mésozoïque	176
1.1. Echelle macroscopique	176
1.2. Echelle microscopique	179
1.3. Combinaison de cisaillement pur et simple	183
2. Découplage de la couverture sédimentaire	184
Chapitre 2 : Amincissement de la croûte continentale	188
1. Lenticulation	188
2. Exhumation de la croûte moyenne	191
Chapitre 3 : Exhumation du manteau	193
1. Géométrie de l'exhumation du manteau	193
2. Lherzolites de Type S et T	194

Partie V

Circulation de fluides et régime thermique lors de l'exhumation du manteau 197

Chapitre 1 : Circulation de fluides au massif du Saraillé (article en révision)	
<i>Fluid circulation and mantle exhumation at the passive margin setting in the northern Pyrenees, France</i>	198
<i>Abstract</i>	199
1. <i>Introduction</i>	199
2. <i>Geological setting</i>	201
2.1. <i>The Pyrenean belt and the NPZ</i>	201
2.2. <i>The Saraillé massif</i>	202
2.3. <i>Fluid-rock interactions and transformation of former protoliths</i>	205
3. <i>Sampling strategy</i>	209
3.1. <i>SAR samples</i>	209
3.2. <i>BCOR samples</i>	211
4. <i>Analytical techniques</i>	212
4.1. <i>Preparation of polished sections</i>	212
4.2. <i>Electron-probe micro-analysis - EPMA</i>	212
4.3. <i>Fluid inclusions studies</i>	213
4.4. <i>Assessment of carbon and oxygen stable isotope ratios</i>	213
4.5. <i>Strontium isotopes</i>	214
5. <i>Results</i>	214
5.1. <i>Mineral compositions</i>	214
5.2. <i>Fluid inclusions</i>	217

5.3. <i>Stable isotopes</i>	220
5.4. <i>Strontium isotopes</i>	222
6. <i>Discussion</i>	223
6.1. <i>Syn-kinematic fluid circulations</i>	223
6.2. <i>Evidence for different metasomatic systems</i>	224
6.3. <i>Physical characteristics of the syn-kinematic fluids</i>	227
6.4. <i>Comparison with fluid circulations described in the NPZ</i>	228
7. <i>Conclusion</i>	230
8. <i>Acknowledgments</i>	231
<i>References</i>	231
Chapitre 2 : Circulation de fluides dans le massif d'Urdach-Les Pernes	238
1. Traces de circulations de fluides	238
2. Echantillonnage	239
3. Résultats	241
3.1. Etude pétrographique	241
3.2. Microthermométrie	242
3.3. Spectroscopie Raman	244
4. Discussion	245
4.1. Genèse des ophicalcites	246
4.2. Silification des cataclasites	246
4.3. Modèle de circulation de fluides	247
Chapitre 3 : Régime thermique lors du rifting albo-cénomaniens : Températures RSCM	
1. Méthodologie	249
2. Résultats	251
3. Discussion	257

Partie VI

Reconstitution de la bordure nord de la plaque ibérique à l'albo-cénomaniens et comparaison avec des marges actuelles 263

Chapitre 1 : Orientation de l'ouverture des bassins	264
Chapitre 2 : Reconstitution de la marge	267
Chapitre 3 : Comparaison avec des marges passives actuelles	271
Chapitre 4 : Place de la marge albo-cénomaniens nord-ibérique dans la plaque Ibérie	277

Conclusion Générale 280

Références bibliographiques 283

Première Partie

INTRODUCTION

CHAPITRE 1

Les marges continentales passives : Généralités

1. Qu'est-ce qu'une marge continentale passive ?

Les marges continentales passives constituent un domaine à part entière de la théorie de la tectonique des plaques. A la différence des marges actives, les marges passives ne sont pas des limites de plaques lithosphériques. Elles correspondent à la transition entre le domaine continental et le domaine océanique et représentent les témoins d'une déchirure entre deux blocs continentaux. Les marges continentales passives sont l'évolution finie d'une phase de rifting. Cette phase, induite par des contraintes en extension, permet l'amincissement de la croûte continentale, aboutissant à la rupture lithosphérique et à la formation d'un nouvel océan et ainsi d'une nouvelle limite de plaque. Il en résulte la formation de deux marges continentales passives conjuguées, géodynamiquement stable, de part et d'autres de cette limite de plaque.

2. Diversité des marges continentales passives

Les marges continentales passives font aujourd'hui l'objet d'un regain d'intérêt de la part de la communauté scientifique, autant du point de vue de la géologie fondamentale que d'un point de vue économique. Elles sont sujettes à de nombreuses études d'explorations sous-marine grâce : (1) aux méthodes de prospection géophysique (bathymétrie, imagerie acoustique, gravimétrie, magnétisme, sismique réflexion et réfraction) ; (2) aux méthodes d'observation directe (sous-marins habités et robots d'observation, dragages et forages des fonds marins). Il en résulte une bonne connaissance des caractères géophysiques et géologiques de surface des marges passives actuelles, mais leurs structures profondes et leur évolution dans le temps sont encore mal connues.

L'amélioration des connaissances des marges continentales passives a permis de distinguer plusieurs grands types à travers le monde. (1) Les marges passives dites volcaniques sont présentes dans des provinces volcaniques telles que les points chauds d'Islande (Atlantique Nord) et de la ride de Rio Grande (Atlantique Sud) (Fig I.1). Elles sont caractérisées par des accumulations volcaniques formant des réflecteurs sismiques pentés vers l'océan, appelée SDR (*Seaward Dipping Reflectors*). Ces accumulations peuvent faire plus de 8 km d'épaisseur et sont le plus souvent des formations syn-rift, comme pour la marge d'Uruguay (Franke et al., 2007 ; Stica et al., 2014; Clerc et al., 2015 ; Clerc et al., 2017). (2) Les marges les plus présentes à travers le globe sont les marges dites non-volcaniques (Fig I.1). Elles sont caractérisées par un amincissement conséquent de la croûte continentale. Les marges passives de ce type présentent des caractéristiques architecturales très variées. (3) Les marges passives dites coulissantes ou obliques sont caractérisées par l'obliquité de la direction d'extension par rapport à l'axe du rift (Fig I.1), comme par exemple pour les marges du Gabon (e.g. Rabinowitz & LaBrecque, 1979) ou encore du Golfe d'Aden (Leroy et al., 2012 ; Autin et al., 2013). (4) Enfin les marges passives dites à manteau exhumé sont caractérisées par la présence de manteau lithosphérique exhumé dans leur partie distale (Fig I.1). Les roches du manteau sont alors dénudées dans les fonds océaniques comme pour les marges Galice/Terre-Neuve (Boillot et al., 1980 ; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009) ou bien se retrouvent sous une couverture sédimentaire, comme pour la marge d'Angola (Unternehr et al., 2010).

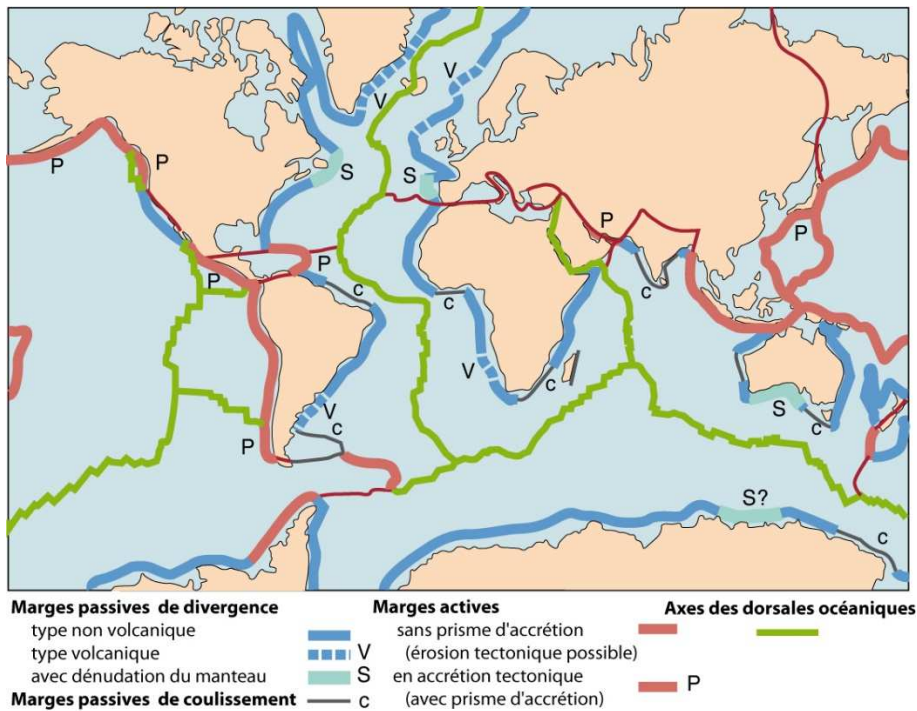


Figure I.1. Carte des marges océaniques passives et actives mondiales (Pomerol et al., 2015).

Malgré la diversité qui existe parmi les marges continentales passives, chacune d'entre elles est caractérisée par quatre domaines distincts (Fig I.2):

- Le **Domaine Proximal** caractérisé par une croûte continentale peu amincie (25-30 km d'épaisseur) affectée par des failles normales planes et/ou listriques.
- Le **Domaine d'Etranglement** (*Necking Zone*), où la croûte continentale s'amincit rapidement (25 à 10 km d'épaisseur). L'extension est accommodée par d'importantes failles listriques.
- Le **Domaine de Croûte Continentale très Amincie** (15-10 km d'épaisseur) affecté par d'importantes failles listriques. Ce domaine peut être plus ou moins large selon les marges.
- La **Transition Océan-Continent (TOC)** où l'extension est accommodée par un grand détachement qui implique l'exhumation de matériaux profonds.

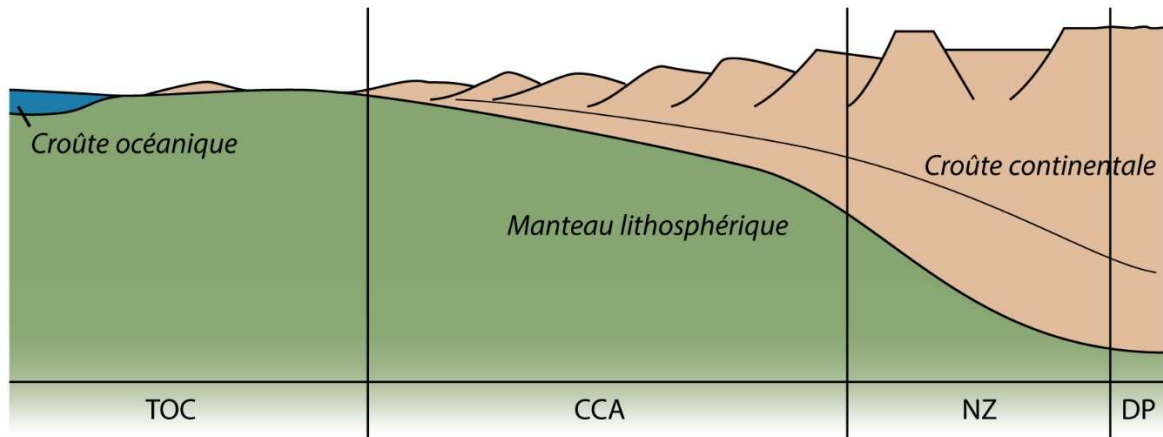


Figure I.2. Représentation schématique d'une marge continentale passive à manteau exhumé avec la répartition des différents domaines. DP : Domaine Proximal, NZ : Necking Zone, CCA : Croûte Continentale Amincie, TOC : Transition Océan-Continent.

3. La Transition Océan-Continent (TOC)

La TOC est une zone majeure pour la compréhension de la mise en place des marges passives. Elle correspond à la partie la plus distale de la marge et permet d'obtenir des indices sur la rhéologie et l'évolution thermique de la croûte continentale dans les derniers stades du rifting. Les travaux sur la TOC ont débuté par les importantes campagnes marines DSDP (*Deep Sea Drilling Project*, 1968-1983) et ODP (*Ocean Drilling Program*, 1985-2004), maintenant IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*) sur les marges Ibérie/Terre-Neuve. Ces programmes ont pour but de contraindre au mieux la géologie des marges continentales passives, en particulier de la partie distale de celles-ci. En 1980, alors que les notions de Tectonique des plaques sont encore récentes, les dragages au pied du banc de Galice, au large de l'Ibérie, ont permis de révéler la présence de serpentinites, alors interprétées comme des « diapirs » (Fig I.3) (Boillot et al., 1980). Véritable révolution dans le domaine des marges passives, cela le devient également dans le concept de la Tectonique des plaques, qui s'en trouve alors complètement bouleversé. Cette découverte contraint à une reconsidération du comportement des roches du manteau et la possibilité de leur exhumation.

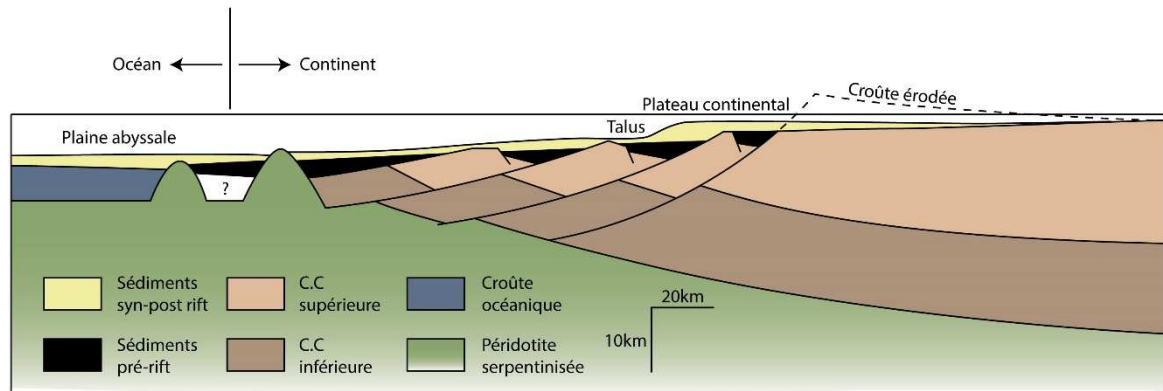


Figure I.3. Modèle proposé pour expliquer le mécanisme d'amincissement crustal en contexte de marge passive. L'amincissement résulte essentiellement de la tectonique extensive accommodée par des failles listriques à travers toute la croûte continentale. Près de la limite océan-continent la croûte très amincie est constituée de roches de faciès granulite. Les « diapirs » de serpentinites sont favorisés par la proximité du manteau. D'après Boillot et al., (1980).

4. Modes d'amincissement de la croûte continentale

La géométrie actuelle des marges passives est relativement bien contrainte grâce aux images géophysiques, mais comment cette géométrie a-t-elle été acquise au cours des temps géologiques ? Quelles sont les évolutions de ces différentes marges et quels sont leurs modes d'amincissement ? Il existe aujourd'hui de nombreux modèles conceptuels, numériques ou analogiques qui tentent d'expliquer le fonctionnement et l'évolution des marges continentales passives.

Le processus de rifting de la croûte continentale est constitué de trois phases aboutissant à la formation d'une marge passive : (1) le stade pré-rift, caractérisé par un bombement et un flux thermique intense provoquant une diminution de la densité lithosphérique ; (2) le stade syn-rift, caractérisé par l'effondrement de la partie axiale du bombement par des failles normales (blocs basculés), formant ainsi un fossé ; (3) le stade post-rift, caractérisé par l'accrétion océanique active et la subsidence thermique accélérée de la marge.

Les premiers modèles à avoir vu le jour sont basés sur des observations de terrain de différents rifts continentaux et de marges passives, ainsi que sur des modélisations analogiques. McKenzie et al. (1978) proposent un modèle d'amincissement crustal par cisaillement pur (Fig I.4). Ce cisaillement pur implique une déformation symétrique à l'échelle de la lithosphère. Ici la déformation est répartie de façon homogène sous le rift, avec un fluage de la croûte inférieure et du

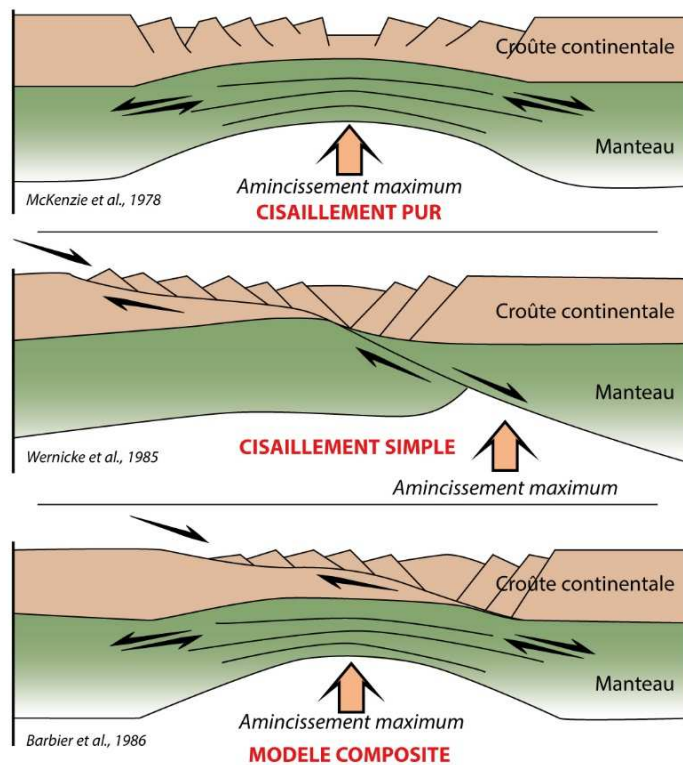


Figure I.4. Modèles de développement des marges passives (d'après Pomerol et al. 2015)

manteau lithosphérique. La partie supérieure de la croûte montre une déformation cassante, représentée par un système de blocs basculés relativement symétriques de chaque côté du rift. Wernicke et al. (1985) proposent un mode d'amincissement crustal par cisaillement simple afin de prendre en compte l'aspect asymétrique de la plupart des systèmes naturels (Fig I.4). Ce modèle est caractérisé par le fonctionnement d'une grande zone de cisaillement traversant toute la lithosphère, localisant ainsi la déformation. Celle-ci est caractérisée par une grande faille normale ayant la particularité de devenir horizontale sous le rift. C'est ce que l'on appelle un détachement. Dans la croûte supérieure, des systèmes de blocs basculés présentent des failles normales raides se raccordant au détachement. Et enfin le modèle composite comprend quant à lui un cisaillement simple dans la croûte avec un détachement s'enracinant sur le Moho et une déformation diffuse par cisaillement pur dans le manteau lithosphérique (Barbier et al., 1986 ; Lister & Davis, 1988).

5. Modèles de marges continentales passives

Les années 1990 sont marquées par une perte d'intérêt pour les marges continentales. Cette période est donc très pauvre en études. Il faut alors attendre la fin des années 1990 et le début des années 2000 pour retrouver l'intérêt de la communauté scientifique pour les marges continentales passives. Des observations faites sur les marges Nord-Atlantiques sur des données industrielles (Gernigon et al., 2004) et de terrain (Callot & Geoffroy, 2004) permettent de proposer de nouveaux modèles sur l'évolution de la partie distale des marges passives volcaniques. De plus, Florineth & Froitzheim (1994) et Manatschal & Nievergelt (1997), avec des études d'analogues de terrain des marges passives dans les Alpes Suisses, ont été les premiers à proposer un modèle tentant d'expliquer la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique. Suite à cela, Péron-Pinvidic & Manatschal (2009) ont fait une comparaison entre les modèles géomécaniques des années 1980 (Fig I.5.a) et les nouveaux modèles issus des observations d'analogues de terrain (Fig I.5.b).

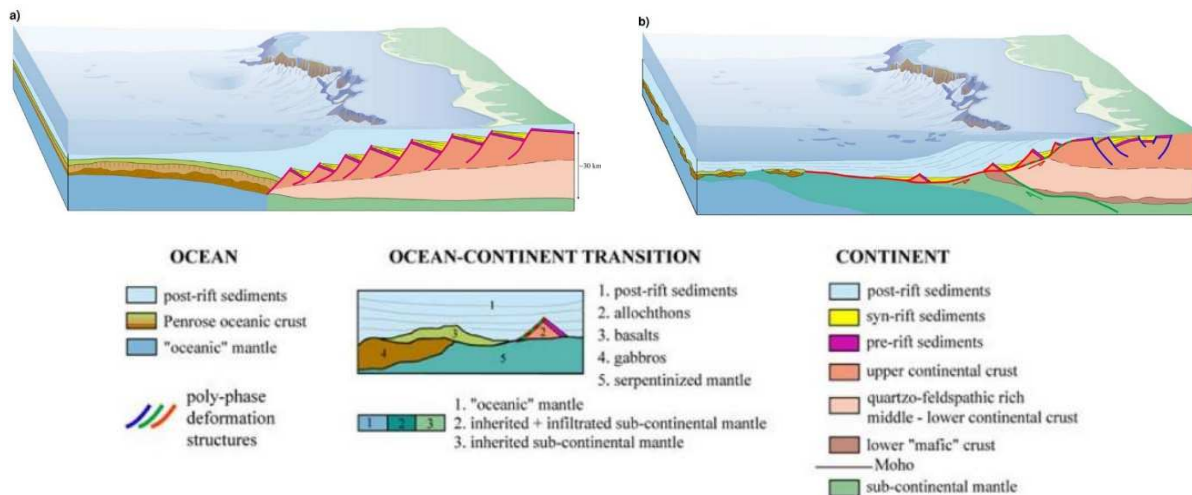


Figure 1.5. Représentation 3D schématique d'une marge passive non-volcanique. a. Représentation classique montrant l'architecture des sédiments pré- syn- et post-rift sur une croûte continentale amincie uniformément, affectée par des failles normales à fort pendage dans la croûte supérieure et de la déformation ductile dans la croûte inférieure, juxtaposées contre une croûte océanique de type Penrose. b. Représentation moderne montrant une architecture complexe de la Transition Océan-Continent acquise pendant une déformation polyphasée résultant de l'exhumation du manteau le long d'un détachement de base portant des blocs basculés allochtones. Les croûtes continentale et océanique sont séparées par une zone de manteau subcontinental exhumé. (Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009)

CHAPITRE 2

Les marges passives actuelles

Il existe aujourd'hui de nombreux modèles de marges continentales passives. Mais il n'existe pas de modèle universel que nous pourrions appliquer à toutes les marges. Chaque marge continentale passive est unique et présente des caractéristiques propres, qui sont liées aux différents paramètres intervenant lors de sa mise en place et permettant ainsi une hiérarchisation des différentes marges. On notera que chaque marge continentale passive est unique par son architecture mais aussi par sa taille (Fig I.6).

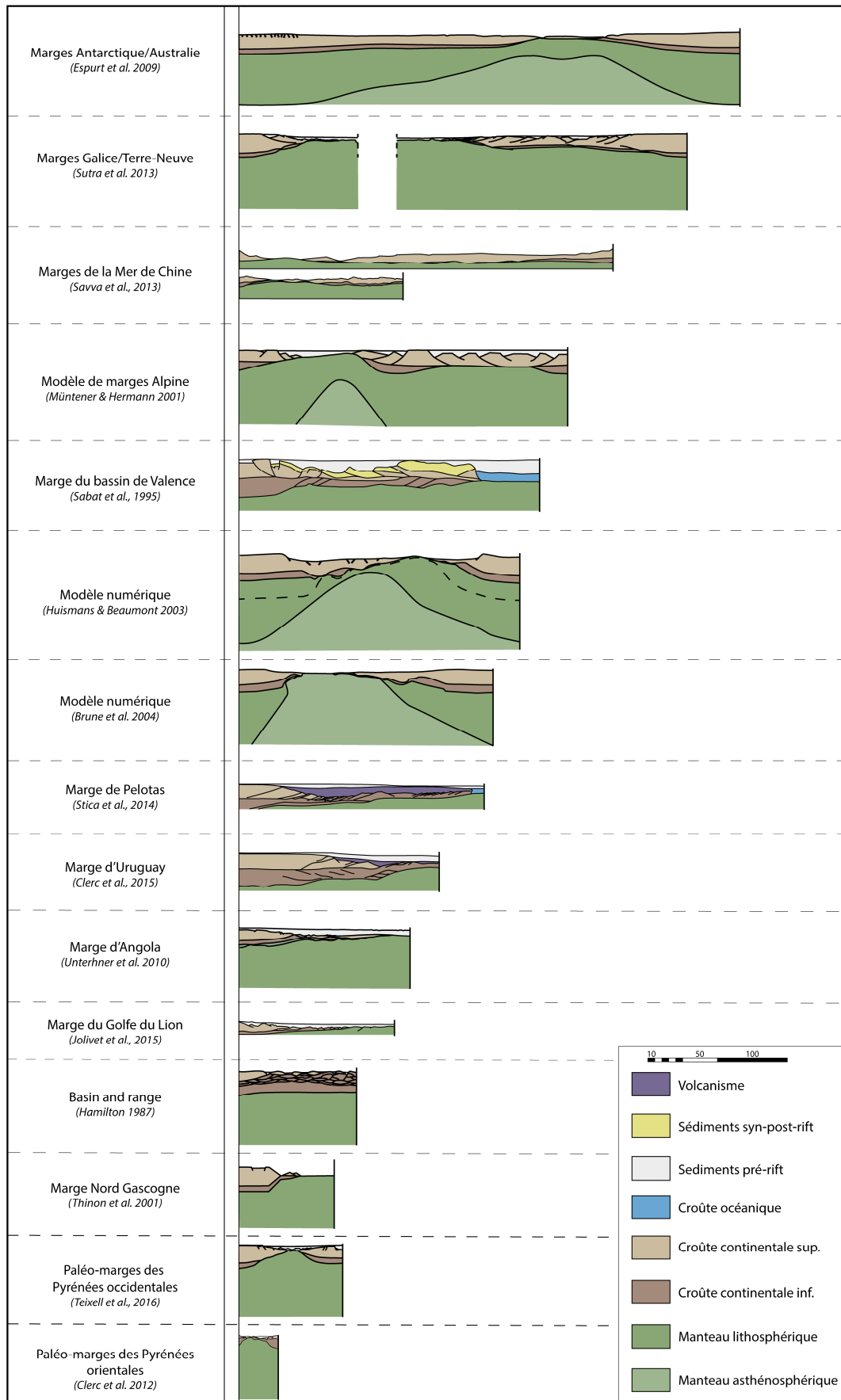


Figure I.6. Comparaison de la longueur de diverses marges continentales passives à l'échelle 1/1, avec des interprétations basées sur des coupes sismiques, des modèles conceptuels et des modèles numériques.

1. Les paramètres régissant l'architecture d'une marge continentale passive

Les paramètres géologiques gouvernant l'architecture finale d'une marge passive sont nombreux. Le paramètre le plus important est la rhéologie initiale de la croûte continentale (anté-rift) susceptible de varier pendant la déformation. En effet, une marge passive est un multicouche présentant une succession de lithologies aux comportements variés. Ces différentes rhéologies accommodent de manière distincte les contraintes appliquées donnant ainsi des motifs structuraux variables d'une marge à l'autre. L'héritage structural joue également un rôle important par la réactivation d'anciennes failles (normales ou inverses) qui vont fortement influencer la future géométrie de la marge. La géométrie d'une marge est aussi dépendante du comportement des roches du manteau. En effet, la présence de points chauds actifs lors du rifting influence très fortement l'évolution de la marge passive par la modification du flux thermique et par l'apport d'un volcanisme important modifiant le processus d'amincissement de la croûte continentale. Le régime thermique et l'amincissement de cette dernière sont aussi affectés par la sédimentation pré-rift et syn-rift. La quantité de sédiments influencera fortement le régime thermique d'une marge et ainsi le comportement de la croûte continentale lors du rifting.

2. Exemples de marges continentales passives actuelles : marges volcaniques et non-volcaniques

Dans ce paragraphe, nous examinerons rapidement le cas d'une marge passive de type volcanique (1) puis celui d'une marge passive de type non-volcanique (2).

(1) Le bassin de Pelotas, situé sur la marge de l'Uruguay (Atlantique Sud), est un exemple classique de marge passive volcanique présentant une large zone de *Seaward-Dipping Reflectors* (SDR) (Stica et al., 2014, Jolivet et al., 2015). Ces SDR remplissent la totalité du bassin et résultent d'un magmatisme syn-rift abondant (133-113 Ma). Sous le bassin existe une large zone

de croûte très amincie (environ 200 km de long au nord du bassin). D'après Stica et al. (2014), cette large zone (d'épaisseur constante d'environ 10 km) résulte en partie de l'expansion/dilatation latérale causée par l'injection de roches magmatiques (dykes) (Fig I.7). L'amincissement crustal par étirement tectonique, avant la déchirure continentale, n'est donc pas le seul responsable de l'agrandissement de cette portion de marge.

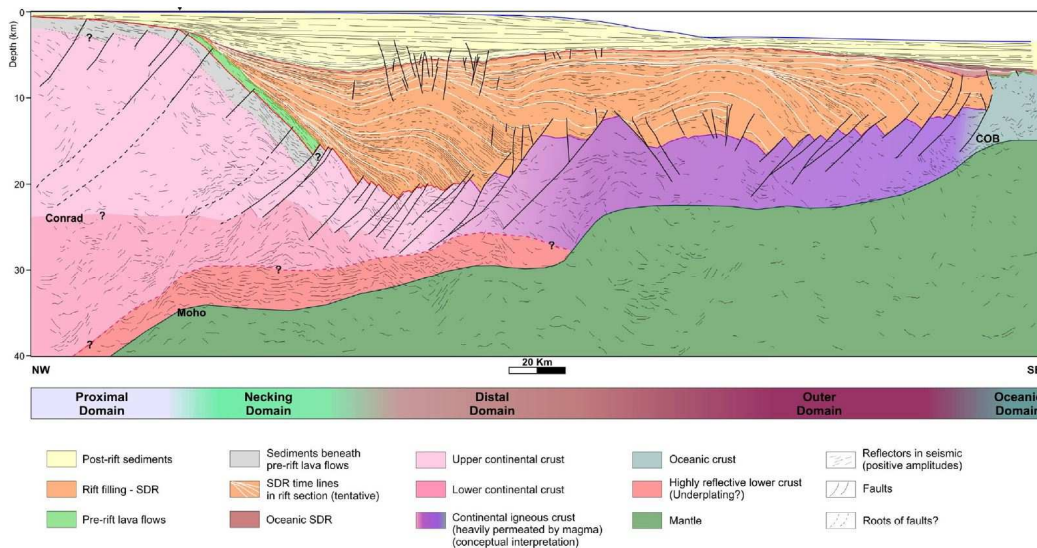


Figure I.7. Coupe sismique régionale interprétée de la marge volcanique du nord du bassin de Pelotas (Line 90 de ION-GXT Pelotas SPAN) (Stica et al., 2014).

(2) D'après Unternehr et al. (2010), la marge d'Angola (Atlantique Sud) est considérée comme une marge passive non-volcanique hyper-étirée (Fig I.8). Le terme « hyper-étirée », aujourd'hui communément utilisé par la communauté scientifique, signifie que la croûte continentale impliquée dans la mise en place d'une marge passive est amincie à l'extrême jusqu'à voir apparaître le manteau. Ce terme ne correspond pas forcément à une quantité d'extension précise. On pourrait également utiliser le terme *hyper-thinned* en référence à l'amincissement extrême qui s'opère sur des marges passives étroites à manteau exhumé (Cf Fig I.6, Marge Nord Gascogne (Thinon et al., 2001)). La marge passive d'Angola montre une *necking zone* étroite entre une croûte continentale épaisse (>25 km) du domaine proximal et une croûte continentale amincie (<10 km), relativement large (125 km), du domaine distal. Ce dernier domaine est recouvert d'une pile épaisse de sédiments continentaux (i.e. fluviatiles et lacustres) formant un large bassin *sag*. Les bassins *sag* témoignent d'une subsidence

caractéristique du stade post-rift due au refroidissement de la portion de croûte amincie. Les dépôts sédimentaires sont alors régulièrement empilés parallèlement au toit de la croûte dans un bassin sans faille.

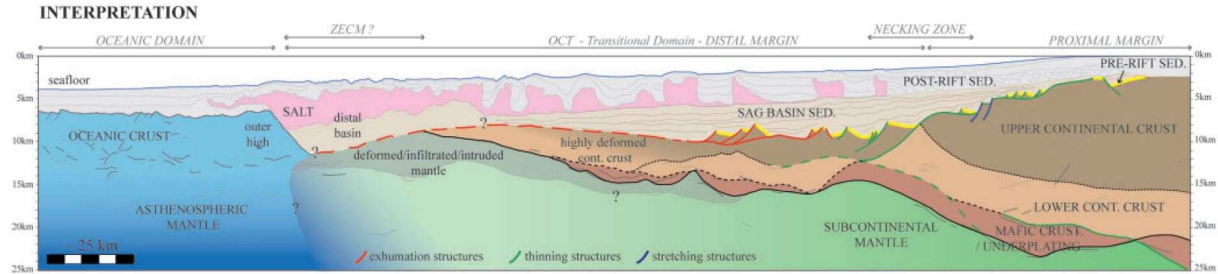


Figure I.8. Coupe de sismique réflexion interprétée d'une marge continentale passive non-volcanique (Angola GXT seismic line) (Unternehr et al., 2010)

3. Un exemple de marges passives non-volcaniques conjuguées : le système Ibérie/Terre Neuve

Dans ce paragraphe nous allons discuter plus longuement du système de marges passives conjuguées non-volcaniques Ibérie/Terre Neuve situées dans l'Atlantique Nord (Fig I.9). Pour cela nous nous intéresserons à leur structure générale pour ensuite nous focaliser sur les processus d'exhumation du manteau sous-continentale, caractéristique de ces deux marges passives.

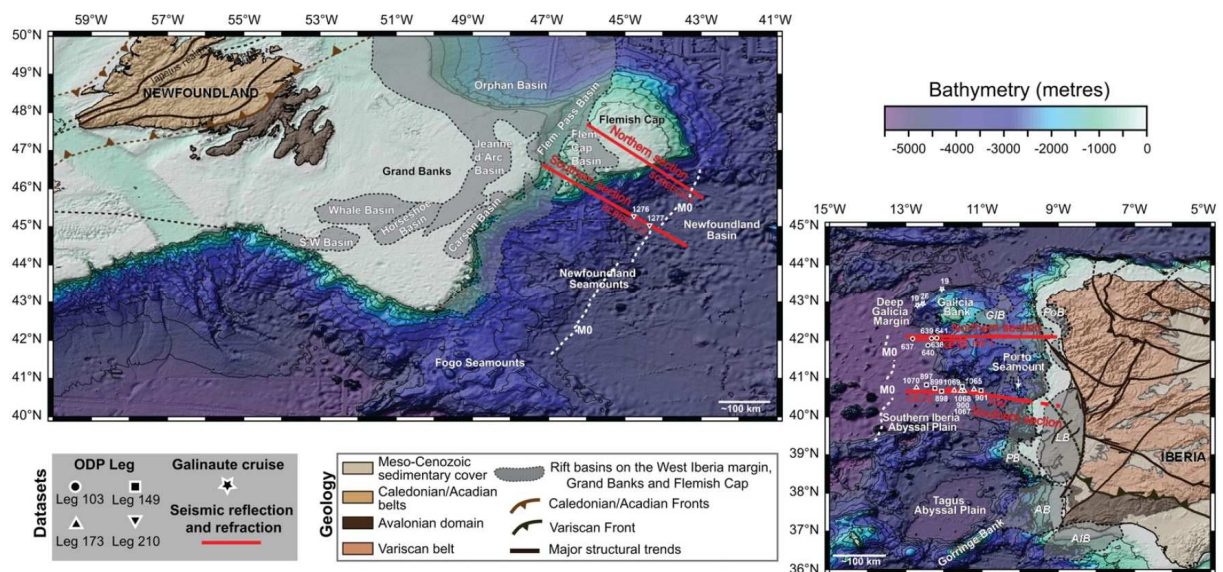


Figure I.9. Cartes structurales et bathymétriques des marges passives Ibérie/Terre-Neuve avec la localisation des coupes sismiques, des forages ODP, des sites de plongé de Galinaute. AB : Alentejo Basin. AIB : Algarve Basin. GIB : Galicia Interior Basin, LB : Lusitani Basin, PB : Peniche Basin, PoB : Porto Basin Mohn et al., 2015).

3.1. Structure générale

Les marges conjuguées Ibérie/Terre-Neuve résultent de la superposition de deux évènements de rifting, un premier datant du Trias supérieur au Jurassique inférieur et un second, le plus important, datant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, qui a amené à la déchirure continentale de l'Atlantique Nord (Tucholke et al., 2007, Sutra et al., 2013). Les caractéristiques principales du rift Ibérie/Terre-Neuve sont : (1) une zone à manteau subcontinental exhumé présente dans la partie distale des deux marges (Whitmarsh et al., 2001) et (2) un domaine de croûte continentale amincie (Fig I.10). La croûte continentale supérieure est ici caractérisée par un système de blocs basculés séparés par des failles normales raides dans le domaine proximal et dans le domaine de croûte amincie. La TOC est aussi composée d'un système de blocs basculés séparés par des failles normales qui sont, pour certaines, horizontalisées (détachement) et permettent l'individualisation de blocs basculés qualifiés d'allochtones. Ces derniers peuvent ainsi être mis en contact direct avec du matériel profond exhumé, tel que du manteau sous-continental (Sutra et al., 2013). Ce phénomène est clairement observable sur les marges passives du Golfe de Gascogne, datées du Crétacé inférieur (Tugend et al., 2014) (Fig I.11).

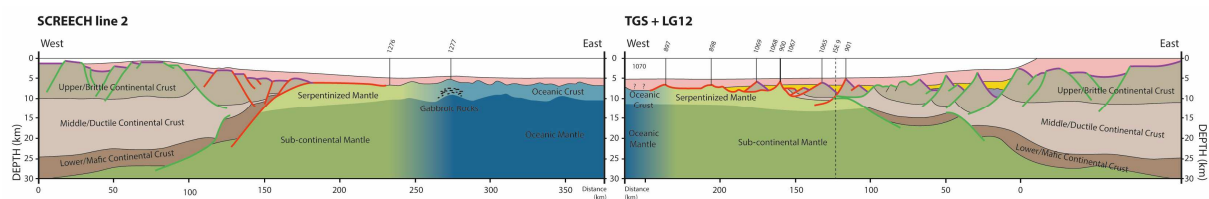


Figure I.10. Coupes sismiques interprétées des deux marges conjuguées Ibérie/Terre-Neuve (Screech Line 2, Transect sud). Les interprétations sont basées des données de sismiques réflexion et réfraction et sur des forages ODP. (Sutra et al., 2013)

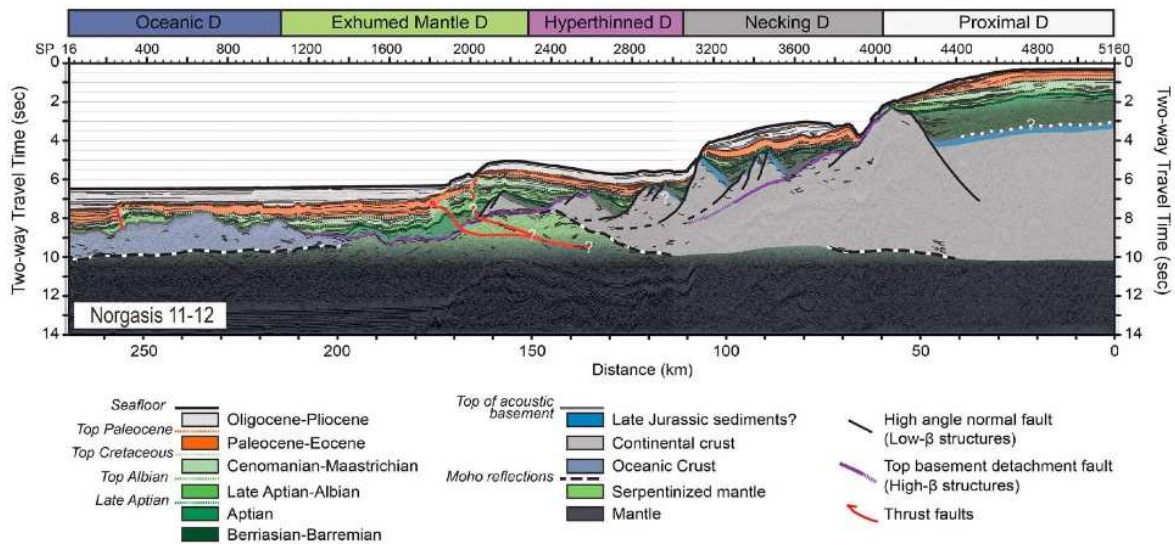


Figure I.11. Coupe sismique interprétée des profils Norgasis 11 et 12 le long de la marge Nord du Golfe de Gascogne (Marge Armoricaire) (Tugend et al., 2014).

Mohn et al. (2015) proposent un modèle d'évolution des marges Ibérie/Terre-Neuve depuis le Permien jusqu'au rifting du Crétacé inférieur en combinant modèles cinématiques et flexuraux avec des analyses tectoniques et stratigraphiques. Il en ressort que l'évènement Permien est fortement contrôlé par une lithosphère post-orogénique amincie, sous-plaquée par du matériel igné mafique. La subsidence est alors contrôlée par un refroidissement de la lithosphère permettant le dépôt des premiers sédiments triasiques. Le rifting du Trias supérieur/Jurassique inférieur est caractérisé par un faible amincissement uniforme de la croûte continentale. Une localisation et une migration progressive des déformations extensives vers l'océan sont ensuite enregistrées entre le Jurassique supérieur et le Crétacé. Pendant le dernier stade (Fig I.12), la croûte continentale très amincie est alors le lieu de mise en place d'un système de failles normales à fort pendage. Certaines d'entre elles se retrouvent horizontalisées et forment des détachements de grandes amplitudes permettant l'exhumation du manteau sous continental et la localisation complète de la déformation.

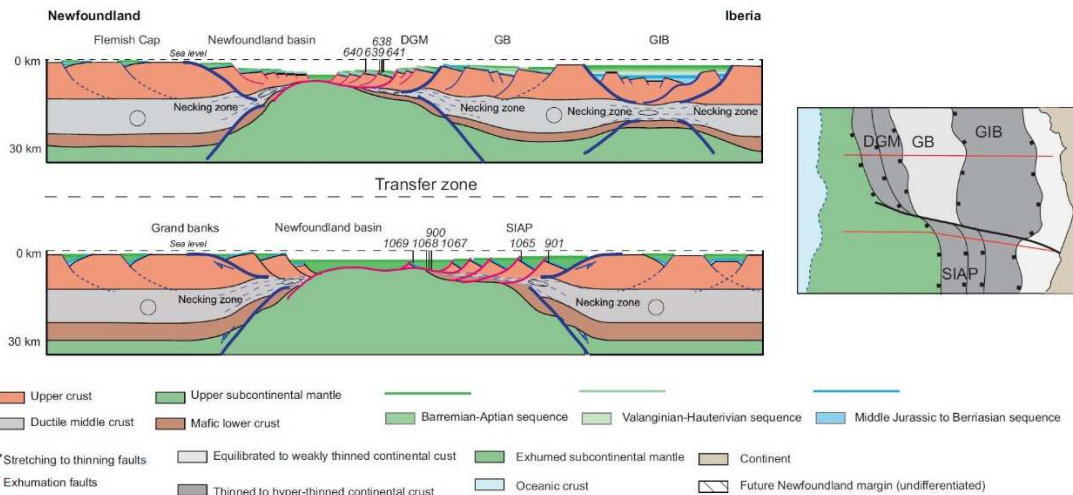


Figure I.12. Restauration schématique des marges Ibérie/Terre-Neuve à l'Aptien. Les traits bleus représentent des horizons de découplages actifs pendant la phase d'amincissement et accommodent la transition fragile/ductile entre la necking zone et le domaine hyper-aminci. Les lignes roses représentent des failles de détachements permettant l'exhumation de matériaux profonds (Mohn et al., 2015).

3.2. Géologie du système Ibérie/Terre Neuve

3.2.1. Marge de Terre Neuve

Les forages et dragages de la campagne ODP sur la marge de Terre Neuve (site 1277) ont permis de couvrir une grande partie de la transition entre le manteau sous-continentale exhumé et la ride médio-océanique basaltique (N-MORB) liée à l'initiation de l'expansion océanique datée à la limite Aptien/Albien (Robertson, 2007). Le manteau sous continental, constitué d'harzburgites à spinelles serpentinisées ainsi que d'intrusions de gabbros, est exhumé le long d'un seul grand détachement (Fig I.13). Ici la croûte continentale fragile n'existe plus. Cela permet donc à des mylonites et des cataclasites de serpentinite (zone de gouge correspondant au mur 'footwall' du détachement) d'être directement exposées sur les fonds marins. Ce détachement est alors le lieu d'une érosion sous-marine produisant des coulées de débris (*debris flows*) multiples, composées de clastes de serpentinites déformées et altérées et de gabbros, pouvant aller jusqu'à 1 m d'envergure. A cela s'ajoutent des épanchements de roches volcaniques liés à la mise en place de la ride médio-océanique. Ces brèches « tectono-sédimentaires » sont consolidées par une matrice de sédiments profonds terrigènes et de calcite. Cette calcite résulte de circulations hydrothermales. Le substratum d'harzburgites serpentinisées montre des évidences de fracturation à fort pendage avec également une cimentation hydrothermale.

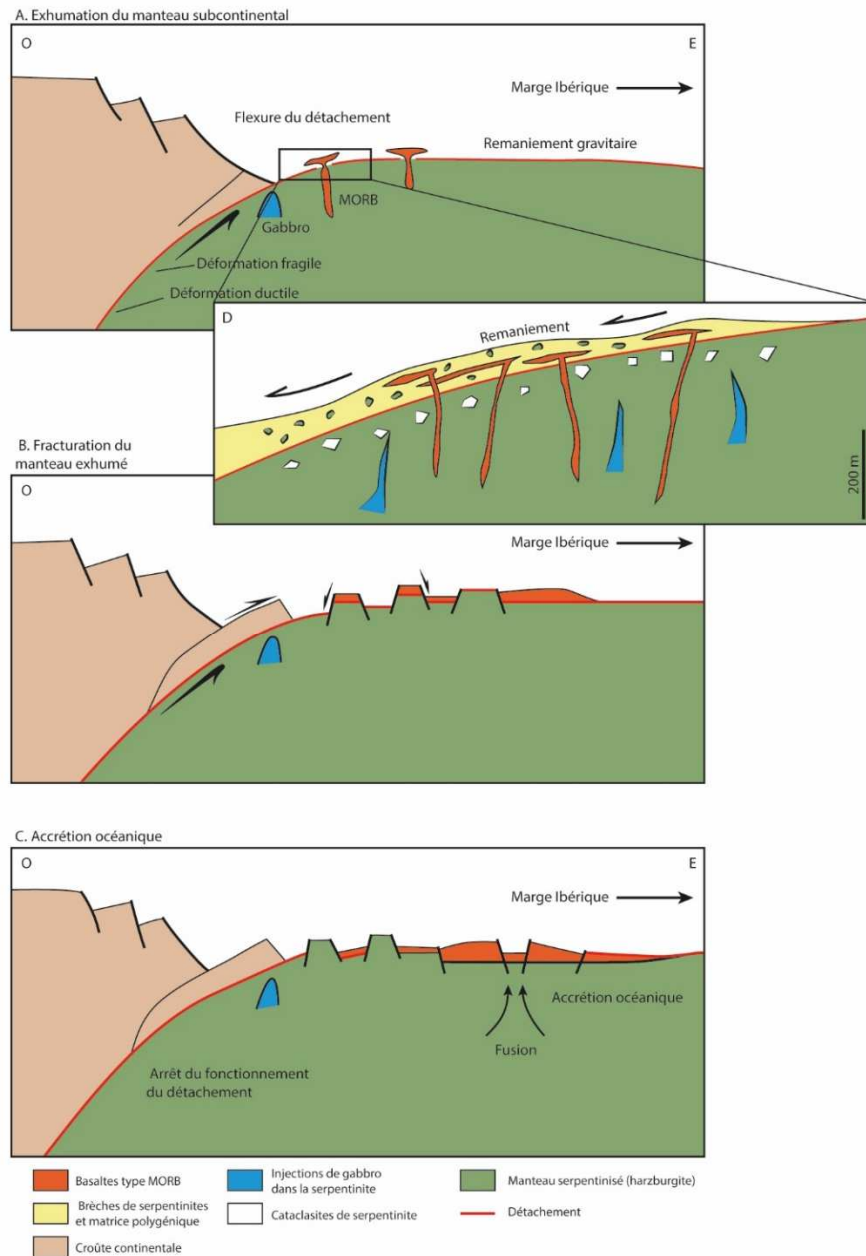


Figure I.13. Modèle tectonique des derniers stades de la rupture continentale de la marge distale de Terre Neuve (site 1277, ride de Maury). A. Exhumation du manteau sous-continentale lithosphérique, couplée à de l'érosion sous-marine du détachement (rouge) et à des éruptions épisodiques de basalte (MORB). B. Le manteau exhumé est disséqué pour former des horsts et des grabens, associés à des épanchements continus de roches volcaniques. C. Séparation finale du manteau sous-continentale lithosphérique fragile et des flux massifs de magma initiant une accrétion océanique « normale ». D. Détail de l'interprétation du détachement (d'après Robertson 2007).

3.2.2. Marge Ibérique (Banc de Galice)

La marge Ibérique (Banc de Galice) a aussi été le lieu d'investigations d'une campagne ODP (Boillot et al., 1988). Les données obtenues par le Leg 103 (Boillot et al., 1988) ont permis de mieux comprendre l'évolution du rifting, les réponses tectoniques à l'extension crustale ainsi

que l'enregistrement sédimentaire de la subsidence liée au rifting. Comme évoqué précédemment, cette marge est caractérisée par la présence de manteau exhumé dans les fonds marins à la transition océan-continent. Ce manteau est composé de péridotites serpentinisées, qui sont présentes tout le long du banc de Galice. Boillot et al. (1988) proposent un modèle en deux phases. La première consiste en une phase de remontée asthénosphérique des péridotites sous une croûte continentale amincie et la deuxième phase en un amincissement crustal extrême et une dénudation des péridotites appauvries et refroidies le long d'un grand détachement à faible pendage enraciné dans le manteau supérieur. Les études d'Evans & Girardeau (1988), Girardeau et al. (1988), Kornprobst & Tabit (1988), Agrinier et al. (1988), et Kimball & Evans, (1988) ont permis de rendre compte de l'évolution structurale et des événements métamorphiques impliquant les péridotites de la marge de Galice. A l'évènement 0, les péridotites initiales (non serpentinisées) sont des lherzolites à spinelles présentant une foliation S0 issue de leur histoire mantellique propre, i.e. due à leur remontée dans des cellules de convection. A l'évènement 1, les péridotites subissent de la fusion partielle (1250°C) par décompression via les processus d'extension (Crétacé inférieur). En s'exhumant, les péridotites, en faciès plagioclase, ne subissent plus de fusion partielle (970°C, < 30 km de profondeur). L'évènement 2 est caractérisé par la formation d'une foliation S1 et par une mylonitisation synchrone de l'exhumation et du refroidissement (850°C, 7 km de profondeur). L'évènement 3 quant à lui, est marqué par la cristallisation d'amphiboles (hornblende, trémolite et pargasite) (850-750°C), puis par le début de la serpentinitisation à 350°C. Cette serpentinitisation est uniforme à partir de l'évènement 4 dans des conditions inférieures à 300°C et à une profondeur inférieure à 5 km. Enfin l'évènement 5, est caractérisé par la dénudation de ces serpentines qui subissent alors une fracturation intense scellée par de la calcite à basse température (« ophicalcites » ; < 10°C). Tous ces événements se placent dans un contexte de détachement extensif à faible pendage vers l'est.

Boillot et al. (1995) visitent le détachement entre la croûte continentale (compartiment supérieur) et les péridotites (compartiment inférieur) du Banc de Galice au cours de la campagne Galinaute II (Fig I.14). Cette zone de cisaillement est constituée (1) d'une brèche

cataclastique composée de fragments anguleux et hétérométriques de péridotites et de roches crustales, i.e. issus des plaques supérieure et inférieure ; (2) de mylonites et ultra-mylonites résultant de la déformation ductile, en faciès schiste vert, à cataclastique des gabbros et des péridotites de la plaque inférieure. De plus, une fine couche de roches basaltiques recouvre les brèches cataclastiques au pied de la transition océan-continent. Ces données ont apporté de nouvelles contraintes aux modèles de rupture continentale. Elles mettent en évidence (1) l'accrétion de gabbros probablement issus de la fusion partielle des péridotites et (2) le comportement des grandes zones de cisaillement lithosphérique syn-rift, qui atteignent le domaine fragile près de la surface. Elles sont alors jalonnées par des brèches où se mêlent des fragments arrachés aux terrains superposés et cataclasés par le cisaillement. Enfin (3), ces données mettent en évidence le contraste de densité entre les différents terrains mis en contact tectonique direct et qui explique la forte réflectivité du réflecteur sismique S. Le réflecteur S étant l'image du détachement tectonique entre la croûte continentale fracturée et les péridotites serpentinisées.

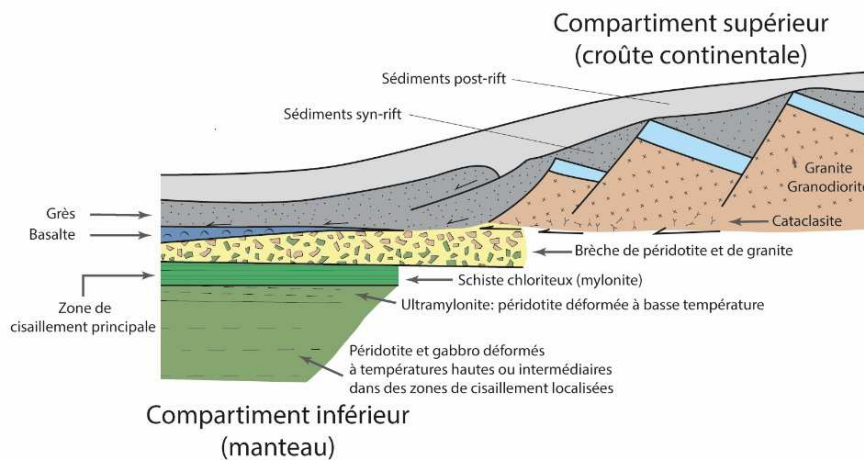


Figure I.14. Coupe géologique schématisée montrant le contact entre de la croûte supérieure et des péridotites serpentinisées en bordure de la marge passive, à l'ouest du Banc de Galice. Ces terrains font partie d'une zone de cisaillement lithosphérique majeure (détachement), active pendant le rifting de la marge (d'après Boillot et al., 1995).

CHAPITRE 3

Des notions récentes sur le marges continentales passives

Dans ce chapitre, nous nous focaliserons sur des notions récentes résultant d'un regain d'intérêt de la communauté scientifique pour l'architecture des marges continentales passives. Ces notions concernent : (1) l'obliquité de l'extension, (2) l'effet de la couverture sédimentaire, (3) l'extraction latérale et le boudinage de la croûte continentale, (4) les détachements contre-régionaux, (5) les circulations de fluides et (6) l'évolution dans le temps et l'espace des marges passives via la modélisation numérique.

1. Obliquité d'une marge continentale passive

Certaines marges continentales passives sont dites obliques, c'est-à-dire que la direction d'ouverture est oblique à l'axe du rift. Un rift oblique se développe à partir d'une hétérogénéité préexistante dans la lithosphère et/ou par des conditions aux limites produisant des faiblesses et contraignant la direction de propagation du rift (Autin et al., 2010, 2013, Nonn, 2017). Dans le Golfe d'Aden (entre le Yémen et la Somalie), un rifting oblique a débuté fin Eocène/début Oligocène (34-33 Ma, Roger et al., 1989 ; Watchorn et al., 1998 ; Razin et al., 2010), avec une extension N20°E et un rift d'axe N75°E (Bellahsen et al., 2006 ; Autin et al., 2010). En réponse à l'obliquité du rifting, le Golfe d'Aden est segmenté. En effet, il a la particularité de montrer plusieurs types de marges continentales passives, avec une marge volcanique à l'ouest, influencée par le point chaud de l'Afar et non-volcanique à l'est (Fig I.15). Initialement guidé par des bassins hérités, le rifting continental a été synchrone à travers tout le Golfe avant de se localiser aux bordures nord et sud (Leroy et al., 2012). En effet, une phase de déformation distribuée a été suivie par une localisation de la déformation pendant les derniers stades du rifting, juste avant la formation de la TOC. La mise en place de la TOC a commencé à l'est avec l'exhumation de manteau sous-continentale (Leroy et al., 2012). La TOC est caractérisée par une

zone de manteau serpentinisé exhumé d'une largeur d'environ 35 km sur la marge nord. La forme « en échelons » des bordures du Golfe résulte d'une hétérogénéité lithosphérique, ou d'une interaction entre le point chaud de l'Afar (à l'ouest du Golfe) et des conditions aux limites (Bellahsen et al., 2003). De plus, l'amincissement lithosphérique a induit de fortes variations de l'épaisseur de celle-ci et donc à la localisation des contraintes.

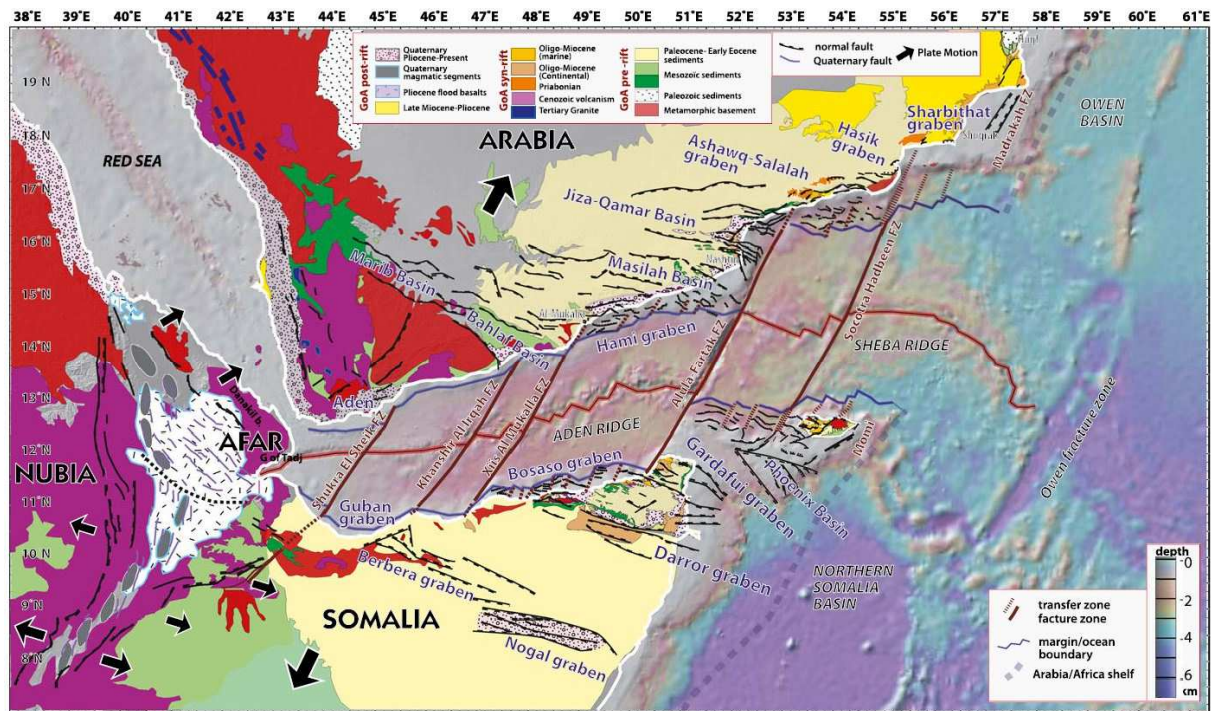


Figure I.15. Carte structurale du Golfe d'Aden basée sur des données de compagnies pétrolières (ENCENS-Sheba ; Leroy et al., 2004 ; d'Acremont et al., 2005 ; d'Acremont et al., 2006 ; Bellahsen et al., 2006) ; Encens (Leroy et al., 2010 ; Autin et al., 2010 ; d'Acremont et al., 2010) et de d'études sur l'Afar (Ebinger et al., 2008) (Leroy et al., 2012). ENCENS: Campagnes océanographiques pluridisciplinaires et intégrés d'études des marges continentales, pour apporter les contraintes nécessaires à la compréhension de leur formation et évolution (INSU, GDR marges, ANR, Actions Marges)

2. Effet de la couverture sédimentaire sur l'architecture d'une marge continentale passive

Une notion faisant depuis peu débat concerne la ductilité des marges continentales passives (e.g. concept de Marge passives de type ductile, Clerc & Lagabrielle, 2014). Dans de nombreux modèles numériques, la croûte moyenne et la croûte inférieure sont sujettes à du cisaillement ductile pendant l'amincissement crustal (Harry & Sawyer, 1992 ; Michon & Merle, 2003 ; Lavier & Manatschal, 2006 ; Van Avendonck et al., 2009 ; Huisman & Beaumont, 2011,

2014). Néanmoins, d'autres modèles exposent le fait que la déformation ductile est localisée dans la croûte moyenne, la croûte inférieure étant rigide et fragile (suivant le concept des enveloppes rhéologiques) (Van Avendonck et al., 2009). Néanmoins, il s'avère que, pour de nombreuses marges passives actuelles, la croûte inférieure est peu résistante et accommode une grande partie de l'extension par cisaillement ductile (Clerc et al., 2017). Aujourd'hui, des évidences de déformations ductiles peuvent être interprétées à la base de la croûte dans les marges passives non-volcaniques du Gabon et du Sud de la Mer de Chine (Savva et al., 2014 ; Clerc et al., 2017). Par exemple, sur les lignes sismiques de la marge du Gabon, il est possible d'observer des lentilles crustales de 10 à 50 km de long, témoignant d'un boudinage notable de la croûte continentale (Fig I.16). Les déformations ductiles en base de croûte peuvent être expliquées par une anomalie thermique positive pendant le rifting (Dupré et al. 2007, 2011). L'origine de cette anomalie thermique est encore peu contrainte mais Clerc et al. (2017) réévaluent l'impact de la présence d'une couverture sédimentaire épaisse. En effet, les boudins crustaux de la marge du Gabon sont recouverts par d'épais dépôts sédimentaires syn-rift continus (4 à 8 km d'épaisseur) limitant l'évacuation de la chaleur (Fig I.16). L'apport de chaleur par le bas (remontée de matériel profond chaud) et l'isolation par les sédiments (*blanketing effect*) sont les moteurs principaux de l'histoire thermique d'une marge passive (Levell, 2010 ; Clerc et al., 2015; Lagabrielle et al., 2016). Cet effet est donc variable d'une marge à l'autre dû à l'épaisseur et à la nature variable des sédiments anté-, syn- et post-rift. Plusieurs modèles numériques et analogiques confirment que l'effet de la couverture sédimentaire a des conséquences sur la rhéologie de croûte pendant le rifting (Karner, 1991 ; Lavier & Steckler, 1997 ; Gartrell, 1997 ; Theissen & Rüpke, 2010).

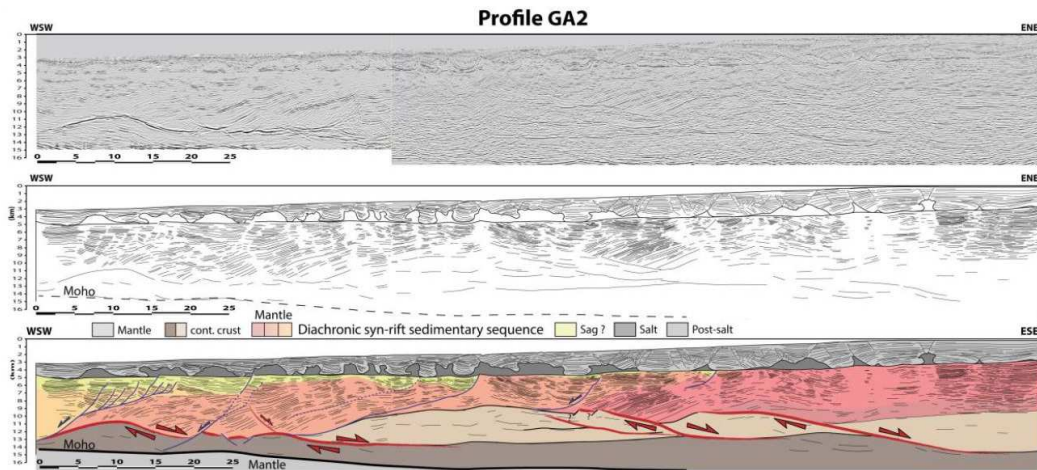


Figure I.16. Profil de la marge de la Marge du Gabon avec boudinage et lenticulation de la croûte continentale. Données Total, Marathon et Cobalt (Clerc et al., 2017).

3. Extraction latérale et boudinage de la croûte continentale

Les modèles de formation des marges continentales passives sont la plupart du temps basés sur des concepts de cisaillement pur (McKenzie, 1978 ; Le Pichon & Sibuet, 1981 ; Royden et al., 1980) ou de cisaillement simple (Wernicke, 1985 ; Lister et al., 1986 ; Boillot et al., 1988 ; Le Pichon & Barbier, 1987). En réalité, la déformation d'une lithosphère « multicouches » (ductile-fragile) montre des modes de déformation qui ne sont pas exclusivement du cisaillement simple, ni du cisaillement pur (Brun & Beslier, 1996). Ces derniers auteurs ont montré, par des modélisations analogiques, que l'amincissement de la lithosphère montré, à grande échelle, un comportement symétrique correspondant à du cisaillement pur, mais que des structures asymétriques internes se développaient dues à des failles et/ou du boudinage hétérogène des couches compétentes. Les mouvements relatifs entre les couches compétentes sont alors accommodés par des zones de cisaillements parallèles entre-elles dans les couches ductiles et définissant des zones de cisaillement conjuguées de part et d'autre de la marge (Fig I.17.a).

Clerc & Lagabrielle (2014) introduisent le concept d'extraction/soutirage latérale de la croûte continentale. Ce concept a été élaboré à partir d'observations géologiques faites sur la marge inversée crétacée de la Zone Nord-Pyrénéenne. Une des caractéristiques principales de cette paléo-marge est la mise en contact direct des sédiments pré-rift et du manteau sous-continental. L'amincissement crustal de cette paléo-marge a eu lieu sous un climat thermique relativement chaud. Ce climat thermique a impliqué un boudinage de la croûte continentale amenant à son extraction latérale entre les sédiments pré-rift et le manteau sous-continental (Fig I.17.b). En 1997, les modèles analogiques d'A.P. Gartrell introduisent ces notions de boudinage à l'échelle crustale. Cet auteur met en évidence la formation de grandes failles normales ductiles entre des boudins crustaux asymétriques permettant l'exhumation de roches profondes (manteau sous-continental ou croûte inférieure) par extraction latérale de tout ou d'une partie de la croûte continentale et leur mise en contact direct avec des sédiments syn-rift (Fig. I.17.c).

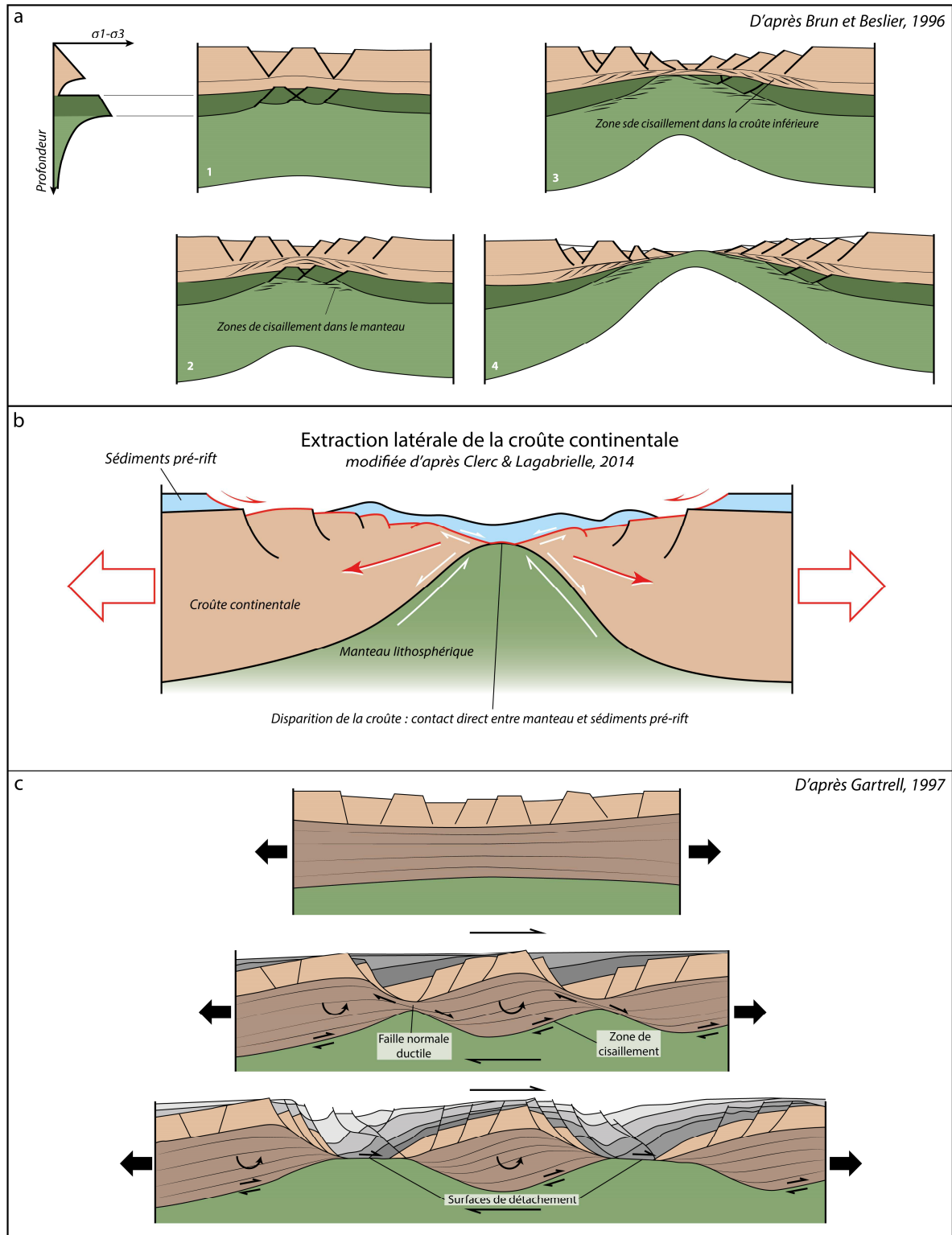


Figure I.17. a. Amincissement progressif d'une lithosphère continentale menant à l'exhumation du manteau (Brun & Beslier, 1996). b. Concept d'extraction latérale de la croûte continentale permettant la mise en contact direct des sédiments pré-rift et du manteau lithosphérique (d'après Clerc & Lagabrielle, 2014). c. Evolution schématique d'un boudinage crustal d'une modélisation analogique (Gartrell, 1997). Extension précoce distribuée. Développement de semi-grabens entre des boudins asymétriques. Développement d'un détachement entre la couverture sédimentaire et le matériel profond exhumé. Notez la mise en place de failles normales ductiles entre les boudins asymétriques permettant une **extraction latérale** de ceux-ci. Le boudinage est en partie dépendant de l'accommodation sédimentaire accentuant le **blanketing effect**.

4. Détachements contre-régionaux

Nous avons vu que la plupart des marges passives continentales présentent un système de blocs basculés contrôlés par des failles à fort pendage, vers l'océan. Les blocs distaux peuvent être mis en contact direct avec du matériel profond le long d'un détachement (blocs basculés allochtones). Le matériel profond, tel que le manteau ou la croûte inférieure, est ainsi exhumé en partie distale de la marge passive grâce à un ou des détachement(s) présentant un pendage vers le continent. D'après les modèles analogiques de Faugère & Brun (1984) les directions de pendages des failles normales sont contrôlées par : (1) l'héritage de discontinuités tectoniques préexistantes et (2) le sens de cisaillement de la discontinuité dans laquelle est enracinée une faille. Suite à ces modèles analogiques (Faugère & Brun 1984), Brun et al. (1985) décrivent l'interaction entre deux systèmes menant à l'amincissement extrême de la croûte continentale. Le premier système correspond à la migration vers la surface du Moho qui affecte la base de la croûte avec un sens de cisaillement vers le continent. Le second système correspond à la subsidence de la marge menant à l'effondrement tectonique et au décollement gravitaire responsable de la formation des failles normales à pendage vers l'océan (blocs basculés « classiques »).

Les nouvelles observations de Clerc et al. (2015) ont montré que sur la marge d'Uruguay, la lithosphère était affectée par de nombreuses failles contre-régionales, appelées *Continentward Dipping Normal Faults* (CDNF). D'après ces travaux récents, il s'avère qu'il existe en fait une importante proportion de marges passives non-volcaniques contrôlées par des CDFN à travers le monde. Ainsi, les géométries des marges du Gabon et de Namibie sont entièrement contrôlées par des CDFN (Clerc et al., 2017). Les CDFN évoluent via une migration vers l'océan des failles normales, impliquant une migration vers l'océan du dépo-centre des sédiments syn-rift (Fig I.18).

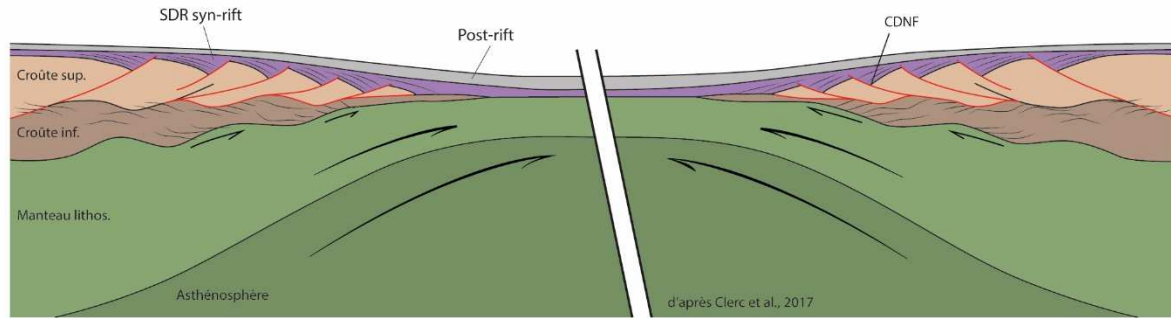


Figure I.18. Représentation schématique d'une marge volcanique caractérisée par des CDNF (redessinée d'après Clerc et al., 2017)

5. Circulation de fluides en contexte de marges continentales passives

Les zones de mylonitisation sont des lieux préférentiels de circulations de fluides car la déformation ductile associée augmente drastiquement l'anisotropie et la perméabilité dynamique de l'environnement (Urai, 1983 ; Etheridge et al., 1983). En effet, la perméabilité d'une zone de cisaillement ductile est significativement plus grande que dans les roches non déformées environnantes (Géraud et al., 1995). Parallèlement à cela, une zone de fracturation intense verra aussi sa perméabilité augmenter significativement. Les zones de déformation ductile et de fracturation sont donc des lieux préférentiels de circulations de fluides. Les conditions de pression et de température de ces deux types de systèmes affectent de manière distincte l'origine et le comportement des circulations de fluides. Les fluides impliqués dans ces deux régimes devraient donc dériver de deux sources différentes et donc avoir des compositions différentes (Reynolds & Lister, 1987). Les zones faillées de la croûte supérieure présentent une perméabilité de fracturation et sont le lieu de circulation de fluides superficiels, tels que des fluides météoriques ou marins. En revanche, les systèmes fluides présents dans des zones de cisaillement ductiles impliquent des sources de fluides profonds (Kerrick et al., 1984 ; Smith and Reynolds, 1985) qui migrent vers le haut, le long de la zone de déformation (détachement). Ces deux systèmes de fluides sont isolés et ne présentent qu'un seul type de connexion possible : les fluides profonds, remontant le long d'une zone de cisaillement, peuvent s'infiltrer dans le système fracturé et se mélanger aux fluides superficiels, mais le contraire n'est pas possible

(Reynolds & Lister, 1987) (Fig I.19). En effet, la transition fragile/ductile influence fortement les propriétés hydrauliques et peut être considérée comme une limite de perméabilité (Violay et al., 2015). Dans un détachement actif, la juxtaposition tectonique entre des roches profondes, affectées par des fluides profonds, et des roches superficielles, affectées par des fluides superficiels, conduit à la surimpression des roches profondes par des minéralisations liées aux fluides superficiels.

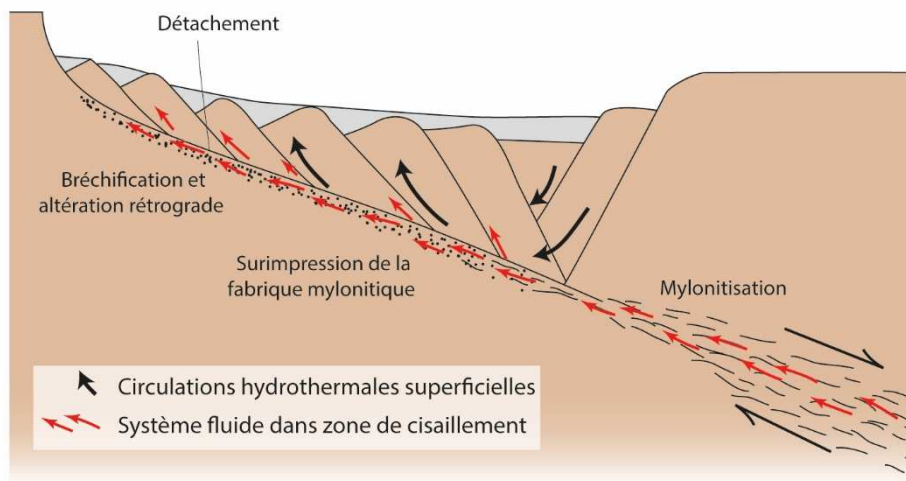


Figure I.19. Coupe schématique montrant les circulations de fluides dans un détachement associé au système extensif du Basin and Range (Reynolds & Lyster, 1987). Les roches mylonitisées, affecté par des circulations de fluides profonds peuvent être surimprimées par des fluides superficiels pendant l'exhumation de celles-ci le long d'un détachement.

L'exhumation du manteau en contexte de marge continentale passive le long d'un détachement permet ainsi la circulation de fluide provoquant la saussurisation de la croûte continentale et la serpentinitisation du manteau (Pinto et al., 2014). La saussurisation est un processus d'altération hydrothermale de feldpaths (e.g. séricite, albitisation). Ces circulations de fluides permettent alors le lessivage de certains éléments présents dans la croûte continentale et le manteau. Les observations et les données géochimiques des marges conjuguées Ibérie/Terre Neuve et des paléo-marges alpine et pyrénéenne mettent en évidence des circulations de fluides à grande échelle. Pinto et al., (2014) ont ainsi révélés la présence de deux types de fluide : (1) Un premier, dominé par l'interaction de l'eau de mer avec la croûte continentale (fluides superficiels, comme évoqué plus haut) produisant des fluides riches en Si et Ca ; (2) Un second, caractérisé par l'interaction de l'eau de mer et du manteau, menant à la

serpentinisation de celui-ci, avec des fluides riches en Si, Mg, Fe, Mn, Ca, Ni et Cr. La percolation de fluide est ainsi un processus important et caractéristique de l'évolution d'une marge passive (Pinto et al., 2014). La serpentinisation associée à l'exhumation du manteau est observé dans plusieurs cas de marges continentales passives et semble s'être faite pendant les derniers stades de l'exhumation (Fig I.20). Par ailleurs, des circulations de fluides salés synchrones de la mise en place de la paléo-marge nord ibérique ont mises en évidence dans les Pyrénées par Salardon et al. (2017). Cela sera discuté en Partie V de ce manuscrit.

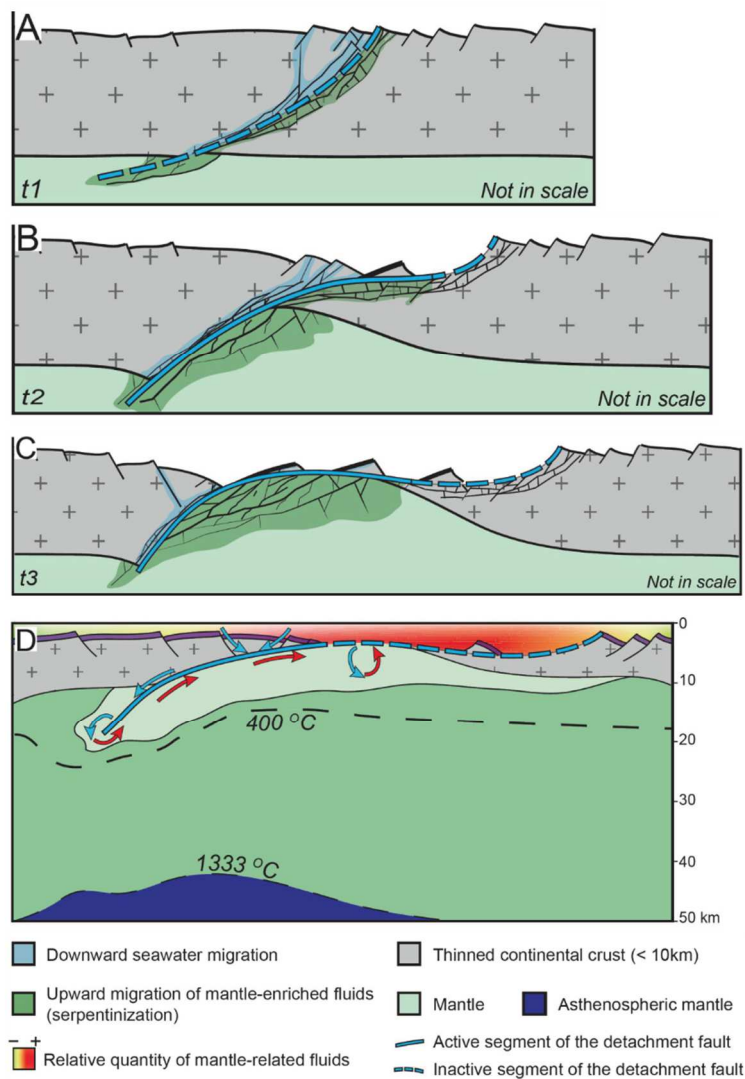


Figure I.20. Formation et migration de fluides à travers la croûte et le manteau (Pinto et al., 2014). A. Percolation de l'eau de mer dans le détachement en activité. B. Evolution de la déformation améliorant les circulations fluides. C. La déformation et les circulations fluides sont localisées dans la zone à manteau exhumé. D. Quand le manteau est exhumé les fluides liés au manteau polluent l'eau de mer et affecte les sédiments post-rifts.

6. Concepts issus de la modélisation numérique

La modélisation numérique est un outil qui présente un intérêt croissant pour l'étude des mécanismes de l'extension en contexte de marges continentales passives. En effet, cet outil permet d'illustrer et de mieux comprendre l'évolution et les processus de mise en place d'un système en extension, depuis le début du rifting jusqu'au début de l'accrétion océanique. Les modèles numériques de la littérature sont pour la plupart basés sur des marges passives actuelles. La modélisation est ainsi basée sur la rhéologie initiale et les structures héritées présumées d'une marge passive.

Huismans & Beaumont (2011) mettent en évidence deux caractéristiques majeures de diverses marges passives à travers le monde, concernant le couplage de la croûte continentale et du manteau lithosphérique, avec les marges dites de Type I et de Type II (Fig I.21) :

Marges de Type I : Ce modèle numérique est basé sur les marges conjuguées Ibérie/Terre-Neuve. Il présente un couplage important entre la croûte continentale cassante et le manteau lithosphérique ductile. Le modèle de Type I a pour caractéristique de présenter un domaine d'étranglement abrupt et de surcroît une déchirure rapide de la croûte continentale permettant l'exhumation et la dénudation de manteau subcontinental lithosphérique serpentinisé.

Marges de Type II : Ce modèle numérique est basé sur les marges conjuguées de l'Atlantique Sud. Il présente un découplage entre la lithosphère supérieure et la lithosphère inférieure. L'extension est ainsi localisée en profondeur et distribuée en surface. Le modèle de Type II a pour caractéristique de montrer une large zone de croûte continentale amincie, sur chaque marge conjuguée. Le découplage entre la croûte et le manteau permet l'exhumation et la mise en place de l'asthénosphère sous la croûte, mais sans la dénudation de cette première.

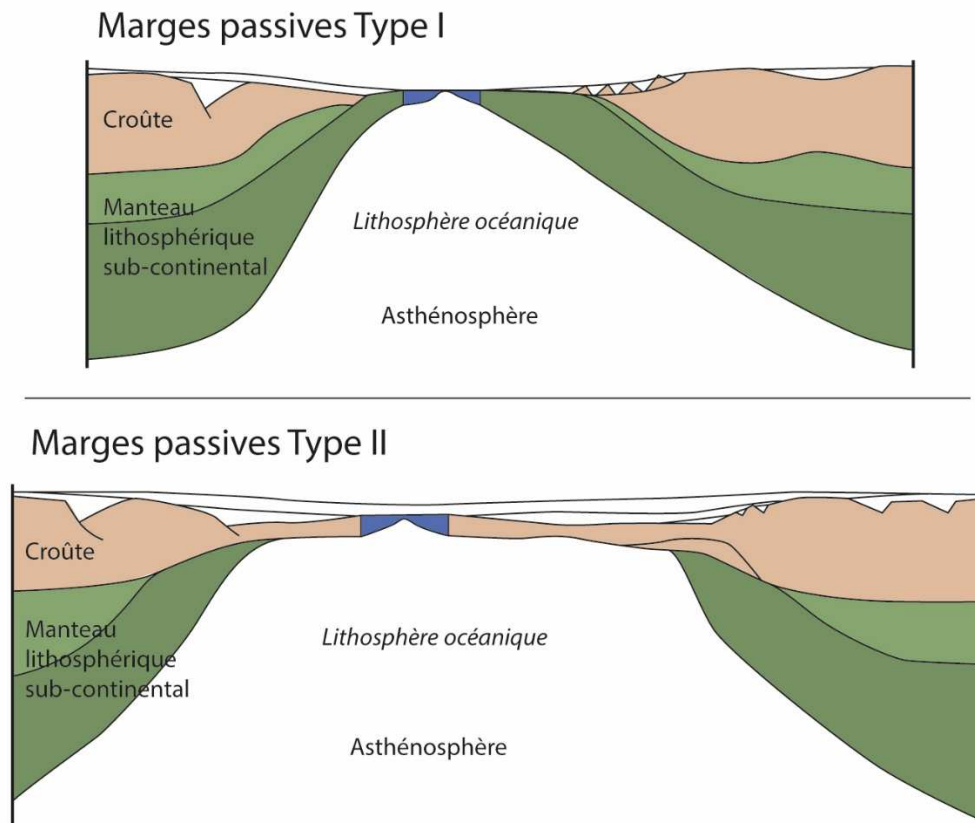


Figure I.21. Modèles numériques de Huismans & Beaumont, 2011 mettant en évidence deux types de marges (Type I et Type II). Les Types I et II sont respectivement basés sur des observations des marges conjuguées Ibérie/Terre-Neuve et des marges d'Atlantique Sud et Centrale. Voir le texte pour explications.

Brune et al. (2014) ont montré par leurs modélisations numériques que le domaine de croûte très amincie et l'asymétrie d'une marge étaient dues à la migration continue de la migration de la Necking Zone vers le continent. Ils ont démontré que cette migration du rift résulte de l'apparition séquentielle de failles crustales (Fig I.22.a). La largeur de la croûte amincie est ainsi directement liée à la vitesse d'extension. De plus, Brune et al. (2014) ont montré que la migration du rift implique le transfert d'une grande quantité de matériel d'un côté à l'autre des marges conjuguées. Autrement dit, le matériel constituant le domaine de croûte amincie d'une marge appartient en grande partie à sa marge conjuguée. (Fig I.22.b).

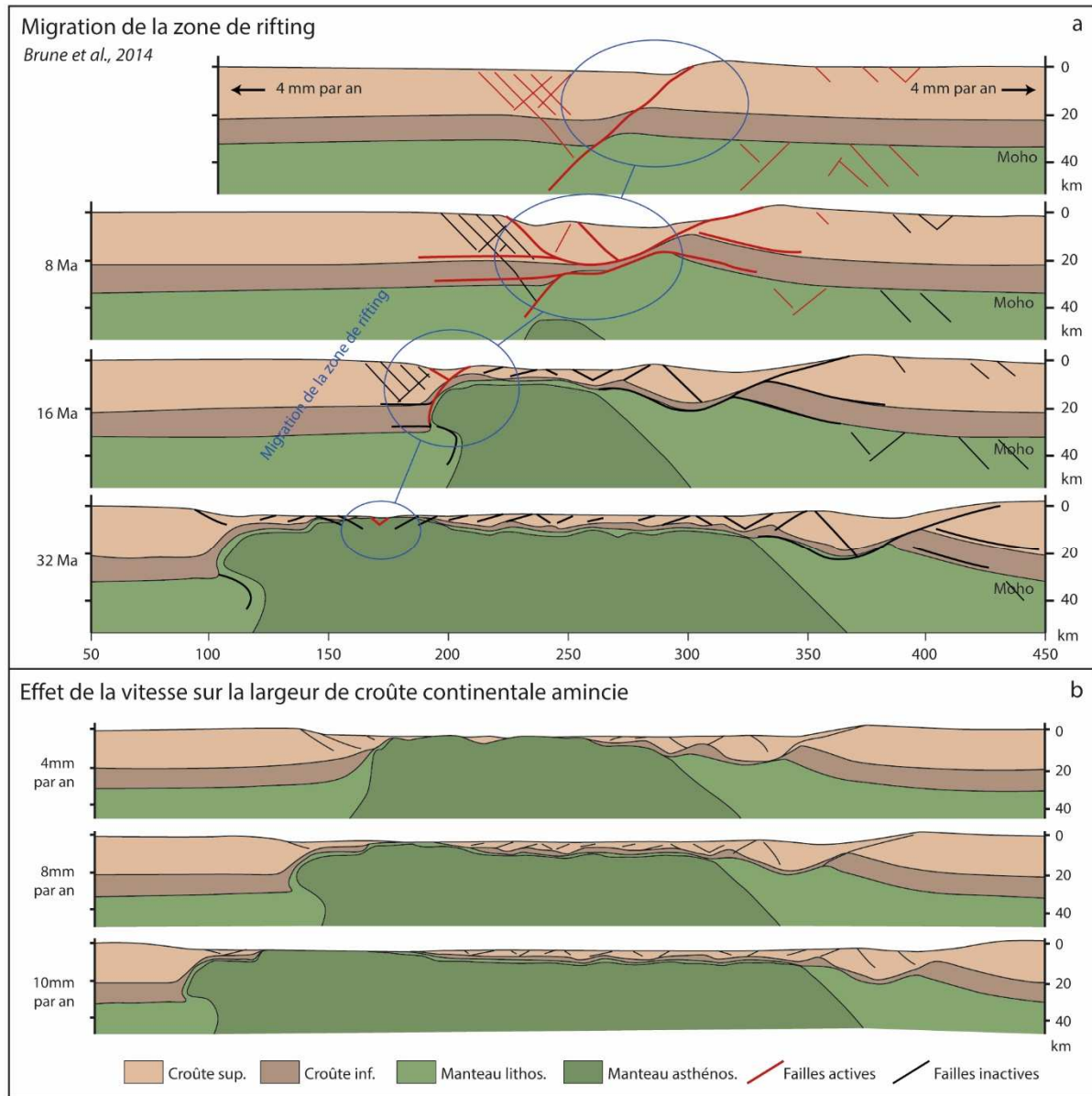


Figure I.22. Structures de marges passives conjuguées pour des vitesses d'extension de 4, 8 et 10 mm/an. Notez que la largeur de la marge augmente avec la vitesse d'extension (Brune et al., 2014).

Récemment, Duretz et al. (2016) ont mis en évidence l'importance de l'hétérogénéité de la croûte continentale en incorporant de fines couches mécaniques, de plus faible résistance, afin d'imager ces hétérogénéités (Fig I.23). De ce modèle numérique thermomécanique est ressortie l'importance : (1) du ramollissement de la croûte causé par l'amincissement de couches compétentes par boudinage, et (2) de la mise en place d'un réseau anastomosé de couches peu compétentes à travers la lithosphère. Une lithosphère multicouche est ainsi responsable de l'évolution polyphasée et de l'architecture d'une marge passive non-volcanique.

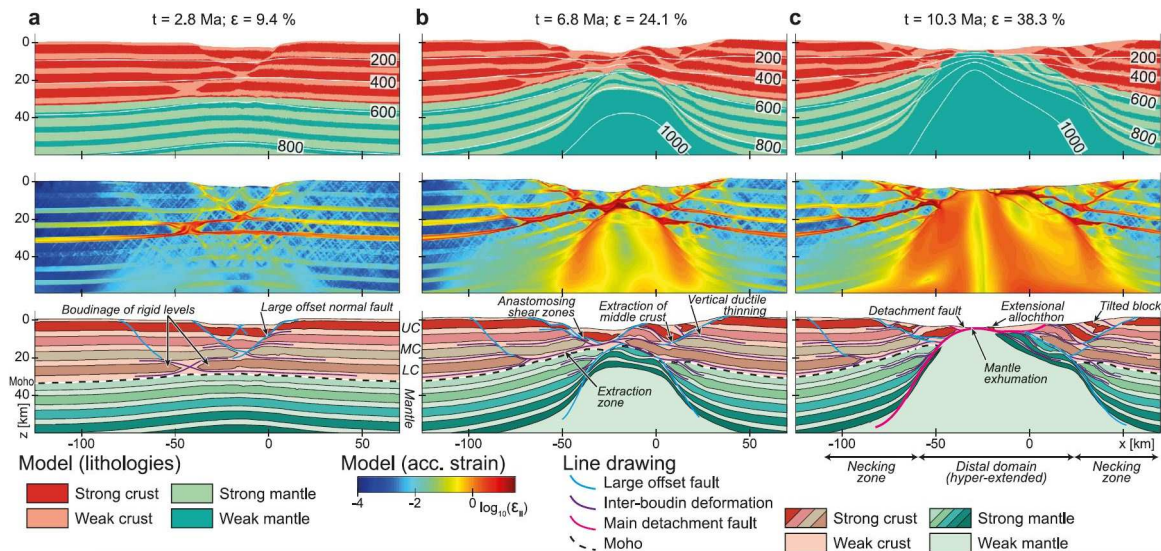


Figure I.23. Modélisation numérique de l'étirement d'une croûte continentale à 9 couches par Duret et al., 2016. La ligne du haut représente la disposition des couches mécaniques. La ligne du milieu montre les taux de déformation. La ligne du bas est une interprétation géologique représentant les structures principales se développant pendant l'évolution du modèle. La colonne (a) correspond à la phase d'extension initiale avec un découplage entre le manteau et la croûte (9,4% d'extension). La colonne (b) montre la géométrie du modèle après 24,1% d'extension. Ici la déformation du manteau et de la croûte sont couplées. La colonne (c) correspond au stade final du rifting impliquant l'exhumation du manteau (38,3% d'extension).

Nous avons ainsi vu que l'asymétrie de marges continentales passives conjuguées était due en partie à la migration du système de rift et à l'hétérogénéité de la croûte continentale (héritage structural). Le fonctionnement en cisaillement simple de l'extension permet la mise en place d'un grand détachement, impliquant alors l'asymétrie des marges conjuguées. Toutes les marges asymétriques présentent la même géométrie globale avec, d'un côté, une *Necking Zone* plus ou moins abrupte, et de l'autre, une *Necking Zone* plus douce associée à une large zone de croûte continentale amincie (Fig I.23).

CHAPITRE 4

Problématique de la thèse

Les parties les plus distales des marges continentales passives, où apparaissent de nombreux processus accommodant l'extension lithosphérique (détachement permettant l'exhumation de la croûte inférieure et/ou du manteau, boudinage crustal...) sont encore peu contraintes par des données géologiques du fait de leur accès difficiles et sont donc sujettes à de nombreux questionnements et controverses. Une méthode pour accéder aux marges distales à pied sec est alors d'étudier des analogues inversés présents aujourd'hui dans des chaînes de montagnes telles que les Alpes ou les Pyrénées.

L'étude de ces analogues de marges continentales passives inversées (Alpes et Pyrénées) en comparaison avec des marges passives actuelles a permis la conceptualisation de deux modèles, les modèles de marges dites « froides » et « chaudes » (Fig I.24) (Clerc & Lagabrielle, 2014). Le modèle de marge passive « froide », basée sur des études faites sur la chaîne Alpine et la marge Ibérique, présente une partie proximale avec un système de blocs basculés séparés par des failles normales. Le manteau lithosphérique est alors exhumé entre des blocs basculés allochtones. Les sédiments pré-rift restent attachés à leur substratum continental et font alors partie intégrante des blocs basculés (Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009).

Dans le modèle de marge « chaude » ou « ductile », basé sur des études faites sur la chaîne pyrénéenne (Clerc & Lagabrielle, 2014), la couverture sédimentaire pré-rift est décollée du socle et déformée ductilement sous la couverture des sédiments syn-rifts (flysch). L'extension forme des lentilles de croûte continentale qui sont soutirées latéralement, permettant la mise en contact direct des sédiments pré-rifts avec le manteau lithosphérique en cours d'exhumation (flèche rouge Fig I.24).

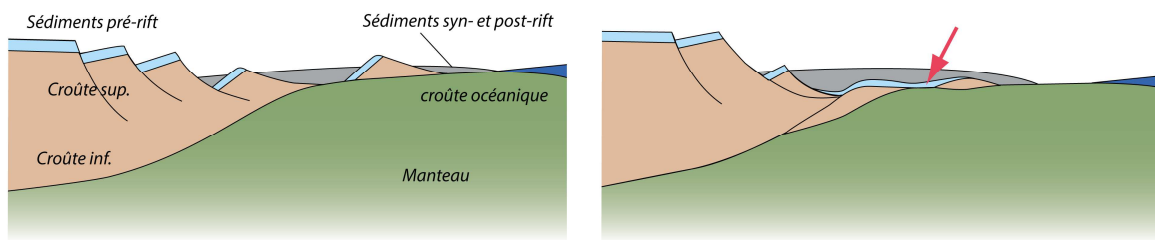


Figure I.24. Schémas conceptuels des marges de type « froid » (à gauche) et de type « chaud » ou « ductile » (à droite). Dans le modèle de type « froid », les sédiments pré-rift (en bleu) font partie d'un système de blocs basculés et restent solidaires du socle. Dans le modèle de type « chaud/ductile », les sédiments pré-rift sont décollés du socle et se déforment ductilement. La croûte continentale est soutirée latéralement, ainsi les sédiments pré-rifts désolidarisés se retrouvent en contact direct avec le manteau exhumé (flèche rouge) (d'après Clerc & Lagabrielle, 2014).

Nous pouvons noter plusieurs similarités entre le modèle conceptuel de marge de type « chaud/ductile » de Clerc & Lagabrielle (2014) et les modèles numériques de Brune et al., (2014) et Duretz et al., (2016) (Fig I.25). En effet, dans ces trois modèles le manteau est exhumé dans la partie distale de la marge entre des lentilles de croûte continentale déformées ductilement. Néanmoins, la nature de la croûte continentale entre lesquels est exhumé le manteau, semble être de nature différente. Il s'agit de croûte supérieure pour le modèle de Brune et al. (2014) et de croûte moyenne pour le modèle de Duretz et al. (2016). Nous pouvons alors nous demander quels processus permettent à ces types de croûte continentale de se retrouver en contact direct avec le manteau exhumé et surtout quelles sont les déformations associées à la mise en place de ces corps crustaux dans la partie distale d'une marge.

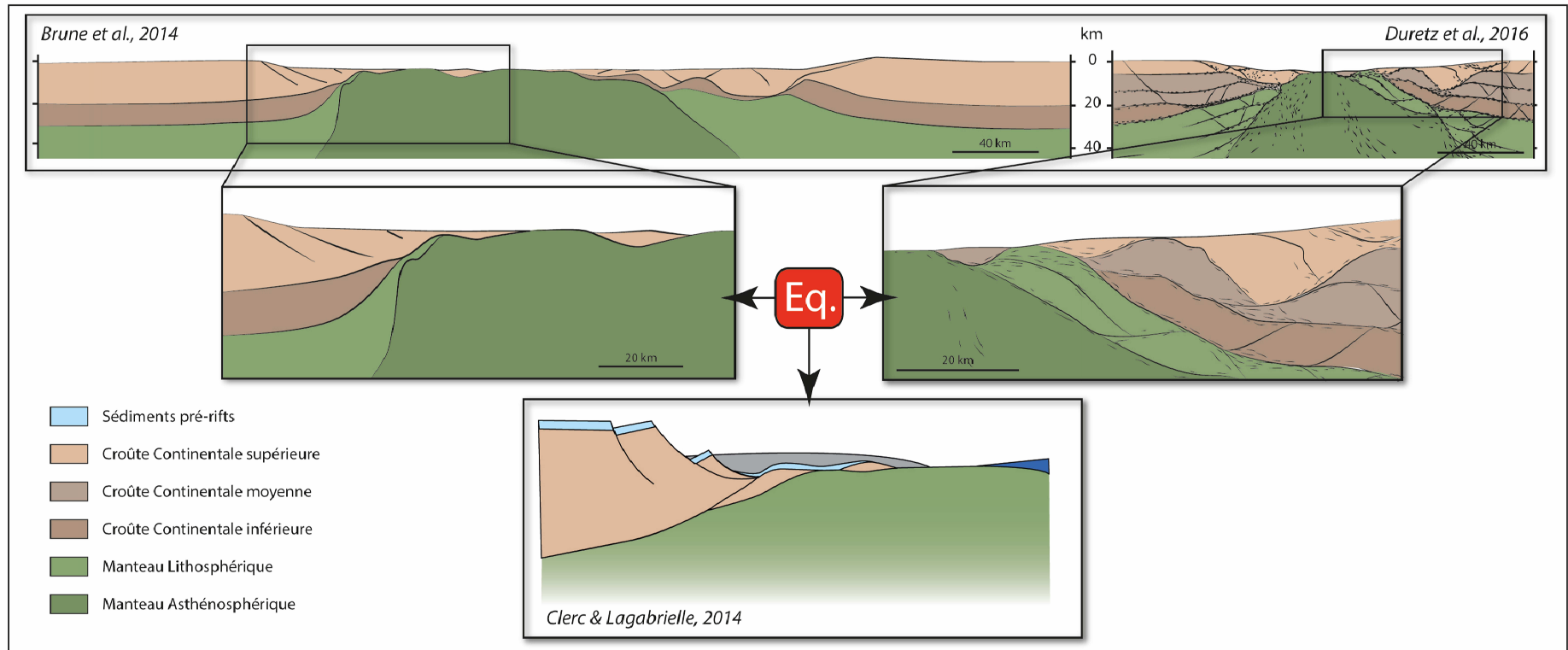


Figure I.25. Comparaison entre les modèles numériques de Brune et al. (2014) et Duretz et al. (2016) avec le modèle conceptuel de marge de type « chaud/ductile » de Clerc & Lagabrielle (2014).

Des témoins de la paléo-marge nord ibérique sont aujourd'hui exposés dans la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) (e.g. Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Clerc, 2012 ; Teixell et al., 2016). La ZNP résulte de l'inversion de bassins extensifs ouverts entre les plaques Ibérie et Europe pendant l'Albo-cénomaniens. Dans la partie ouest de la ZNP, la structure géologique des Chaînon Béarnais implique une couverture sédimentaire mésozoïque, découplée de son substratum continental et associée à des péridotites en contact tectonique avec de fines lentilles de socle paléozoïque. L'extension continentale s'est développée sous un climat thermique chaud, comme montré par les déformations ductiles crétacées syn-métamorphiques affectant le socle et la couverture mésozoïque allochtone. Toutes ces caractéristiques font que la ZNP représente un analogue de terrain de choix pour l'étude des processus d'amincissement de la croûte continentale et de l'exhumation du manteau lithosphérique.

Le but de cette thèse est de comprendre, à partir de l'exemple de la marge Nord Ibérique le fonctionnement d'une marge de type « chaude-ductile » et le rôle de l'héritage structural lors du rifting et de son inversion en compression, depuis la partie proximale jusqu'à la partie distale à manteau exhumé. Cette thématique ouvre sur de nombreux questionnements que nous aborderons dans ce manuscrit. Comme nous l'avons vu plus haut, une marge de type « chaude-ductile » est caractérisée par une partie distale gouvernée par un régime tectonique ductile, alors que la partie proximale présente des déformations de type fragile. Comment se fait le passage entre ces deux régimes tectoniques ? Comment sont impliquées les différentes lithologies présentes dans ce système ? En effet, chaque lithologie ayant une rhéologie propre selon les conditions de pression et de température, nous pouvons nous demander quels sont les comportements rhéologiques des roches du manteau, du socle et de la couverture sédimentaire (anté- syn- et post-rift) et quels sont leurs mouvements relatifs lors de l'extension. Quel est alors le climat thermique permettant le passage de la transition fragile/ductile influençant la rhéologie des lithologies mises en jeu dans un tel système ? De plus, nous pouvons aussi nous demander s'il a existé une obliquité de la direction d'extension par rapport à l'axe du rift et quel a été son impact sur les déformations. Enfin, les marges passives sont le lieu d'intenses circulations de fluides à travers tout le système. Dans le cas pyrénéen, la phase d'extension albo-cénomaniens

est caractérisée par d'intenses circulations de fluides minéralisateurs à potentiels miniers (e.g. Talc de Trimouns). Quelles sont donc ces circulations fluides ? Quelles sont leurs origines et leurs compositions ?

Avec tous ces questionnements nous allons ainsi tenter d'apporter de nouvelles contraintes géologiques à l'architecture d'une marge passive de type « chaude-ductile » en nous basant sur une étude de terrain approfondie de la paléo-marge Nord-Ibérique des Chaînon Béarnais (ZNP Occidentale).

Deuxième Partie

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les Pyrénées et les Chaînonns Béarnais

CHAPITRE 1

La Chaîne des Pyrénées

La chaîne des Pyrénées s'étend sur environ 400 km entre la mer Méditerranée, à l'est et le Golfe de Gascogne, à l'ouest et résulte de la collision entre la plaque Ibérie et la plaque Europe à partir du Santonien et durant le Cénozoïque inférieur. Les Pyrénées sont divisées en trois parties du Nord au Sud : la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), la Zone Axiale (ZA) et la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) (Fig II.1) (Choukroune, 1992). La ZNP est constituée d'une couverture de sédiments mésozoïques et cénozoïques recouvrant le socle paléozoïque, affleurant sous la forme de massifs discontinus (massifs nord-pyrénéens). Elle est limitée au nord par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) et au sud par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP). La ZA, formant les hauts reliefs des Pyrénées, est constituée de roches plissées et métamorphisées pendant l'Hercynien (Dévonien-Carbonifère) et intrudées de granites tardi-hercyniens. Elle est formée de chevauchements de socle imbriqués à vergence sud. Ces chevauchements passent vers le sud au décollement de la couverture sous-jacente à la ZSP. En effet, la ZSP est constituée d'une série sédimentaire mésozoïque et cénozoïque plissée et engagée dans des nappes à vergence sud, le plus souvent au-dessus d'un décollement dans le Trias évaporitique. Elle est limitée au nord par un contact stratigraphique à pendage sud sur la ZA et au sud par le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP).

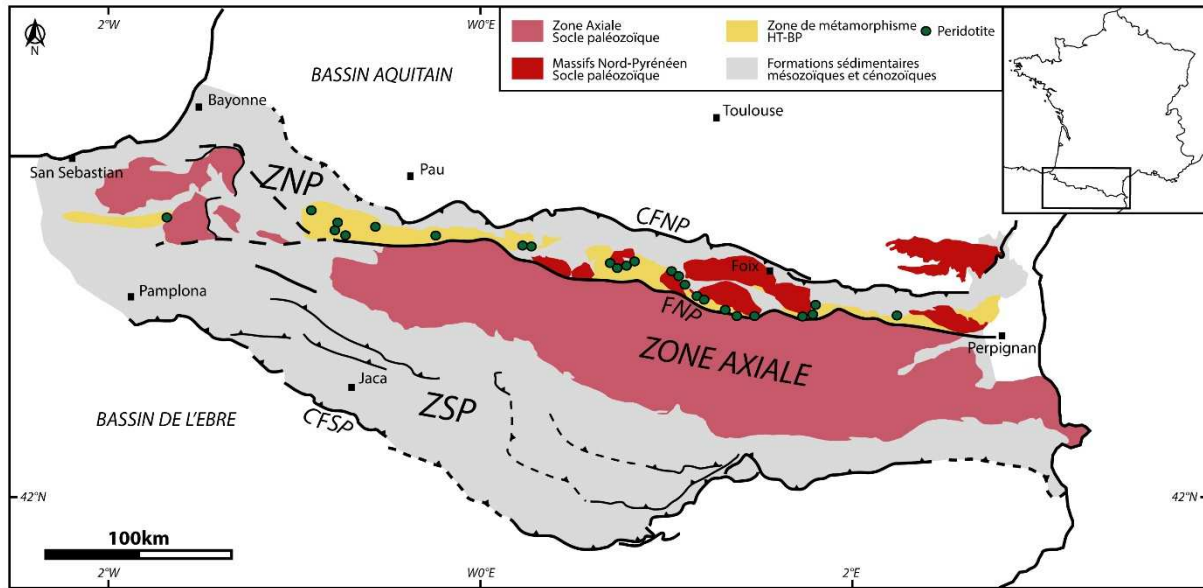


Figure II.1. Carte structurale simplifiée des Pyrénées. CFNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, ZNP : Zone Nord-Pyrénéenne, FNP : Faille Nord-Pyrénéenne, ZSP : Zone Sud-Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (d'après Clerc, 2012 et Vauchez et al., 2013)

1. Héritage pré-rift

1.1. Le cycle hercynien

Le domaine pyrénéen a été le lieu de plusieurs événements géologiques majeurs. On distingue l'histoire pré-hercynienne (anté-Ordovicien supérieur, 600-460 Ma), avec la fin du cycle cadomien, affectant les roches protérozoïques et ordoviciennes (Laumonier, 2008). Néanmoins, le cycle majeur observable dans les Pyrénées est le cycle hercynien, ou varisque. En effet, la ZA est constituée de roches du Précambrien au Paléozoïque affectées par l'orogène hercynien entre 330 Ma et 290 Ma (e.g. Cochelin, 2016, Denèle et al., 2014). Ce cycle correspond à la collision entre les plaques Laurussia et Gondwana entre le Dévonien et la fin du Carbonifère. Cette collision a fait suite à la fermeture des océans Rhéic et Galice-Massif Central provoquant ainsi le pincement des microcontinents Avalonia, Armorica et Ibéria (Ballèvre et al. 2009) (Fig II.2).

Dans l'orogène hercynien, le domaine pyrénéen se place dans la partie externe sud de la chaîne, marquée par des bassins flexuraux remplis de matériaux silicoclastiques (flysch dévono-carbonifère) entre le Viséen terminal (Bessière & Schulze, 1984 ; Bessière, 1987) et le Namurien-Westphalien (Mirouse et al., 1983 ; Delvolvé, 1987 ; Delvolvé et al., 1993, 1998). En dépit de son

éloignement du cœur de la chaîne hercynienne, le domaine pyrénéen a été le lieu de nombreuses déformations. La croûte varisque de la ZA est classiquement interprétée comme étant formée de deux niveaux structuraux (de Sitter and Zwart, 1962, Carreras and Capella, 1994) (Fig II.3). Le niveau supérieur (« Suprastructure ») est constitué de sédiments paléozoïques de faible degré métamorphique, avec des déformations traduites essentiellement par des nappes et des plis couchés à vergences sud dans le Paléozoïque inférieur (Fig II.2 et II.3) (Autran et al., 1995, Mattauer et al., 1967). Ces grandes nappes se sont décollées au niveau des schistes du Silurien, véritable « couche savon » pour le Paléozoïque (Fig II.3). Le niveau inférieur (« Infrastructure ») est caractérisé par des roches du Précambrien au Paléozoïque inférieur affectées par un métamorphisme HT-BP et exposées en dôme à foliations planes (Fig II.3). Des études récentes ont montré que ces deux structures se sont faites dans un régime transpressif dextre (Gleizes et al., 1998 ; Mezger, 2009, Denèle, 2014 ; Cochelin, 2016).

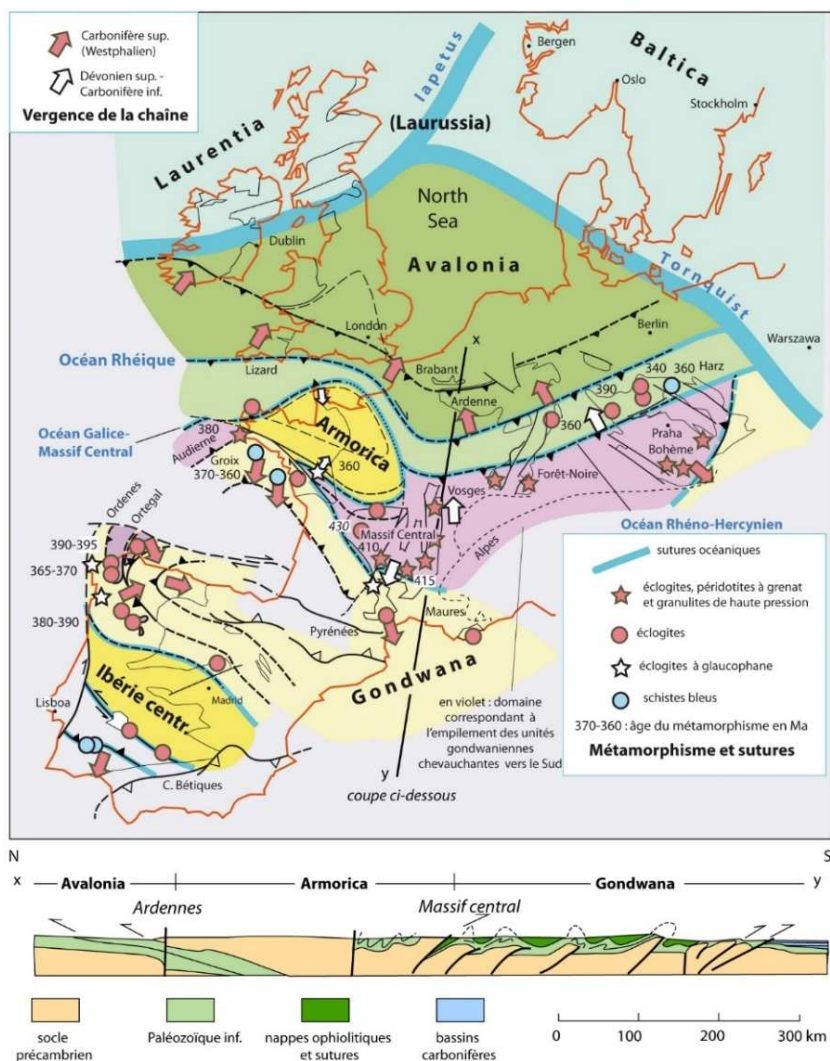


Figure II.2. Carte structurale de l'Europe pendant la phase hercynienne montrant la fermeture des océans Rhéique et Galice-Massif Central. Le domaine pyrénéen faisait alors partie du domaine externe sud de la chaîne hercynienne et lieu de mise en place de grandes nappes à vergence sud (cf. coupe) (Ballèvre et al., 2009 ; *Éléments de Géologie* 15^{ème} édition)

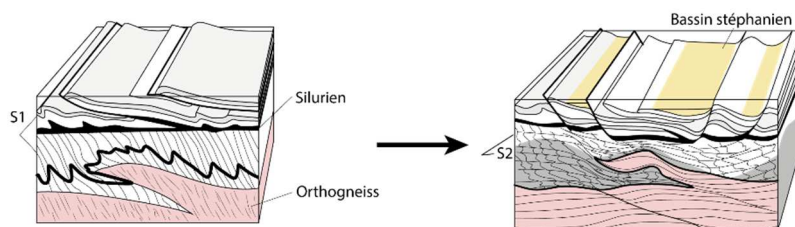


Figure II.3. Développement des déformations dans la croûte supérieure et moyenne. Développement simultané d'une foliation très inclinée S1 dans les niveaux structuraux profonds et d'un système de chevauchement et plis au-dessus du Silurien, au cours d'un stade de raccourcissement crustal précoce. Le Silurien faisant office de « couche savon ». Une phase postérieure d'extension crustale développe une foliation plate S2 pendant la mise en place des bassins stéphanien (Permien). Les failles bordières de ces bassins s'enracinent dans le Silurien (Verhoef et al., 1984 ; Eeckhout, 1986 ; Eeckhout & Zwart, 1988 ; Vissers, 1992, Autran et al., 1995)

1.2. Le cycle tardi-hercynien

Le cycle tardi-hercynien est marqué par l'individualisation et la subsidence des bassins extensifs stéphaniens et permien. Les bassins permien sont caractérisés par le dépôt de sédiments continentaux, constitués de poudingues grès et pélites rouges, en discordance sur les sédiments syn-orogéniques. Ils ont une épaisseur pouvant aller jusqu'à 1600 m localement. Les failles normales bordières de ces bassins ont la particularité de s'enraciner le long du niveau de décollement des sédiments siluriens, ancien niveau de découplage des grandes nappes hercyniennes compressives (inversion négative) (Fig II.3).

1.3. Le rifting triasique

La transition entre le Permien et le Trias est marquée par une phase extensive permettant la création de grandes dépressions kilométriques plus larges que les bassins permien. Au Trias inférieur ces bassins sont remplis eux-aussi par les produits d'érosion de la chaîne hercynienne sous la forme de séries fluviatiles grés-conglomératiques. L'ensemble permo-triasique forme ce que nous appellerons par la suite le tégument. En effet, c'est au-dessus de ces sédiments que se désolidarise la future couverture sédimentaire mésozoïque pendant la phase d'extension albo-cénomanienne. Au Trias moyen, l'ancien domaine orogénique hercynien complètement aplani voit transgresser une mer peu profonde déposant les calcaires fossilifères du Muchelkalk (Canérot, 2008). Au Trias supérieur, ces carbonates sont recouverts par les argilites et évaporites du Keuper. Dans les évaporites du Trias supérieur se mettent en place des sills d'une roche volcanique tholéitique, les ophites (Montigny et al., 1982). Les ophites témoignent d'un fort régime thermique associé à l'amincissement crustal en lien avec le rifting de l'Atlantique Central et au développement d'une grande province magmatique, la CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*), aux alentours de 200 Ma (Azambre et al., 1981, 1987 ; Alibert, 1985 ; Rossy, 1988 ; Beziat et al., 1991 ; Demant & Morata, 1996 ; Clerc, 2012).

D'après Débrand-Passard et al., 1995, deux directions d'extension tectonique ont joué au Trias. Une première au Trias moyen, de direction NO-SE, est responsable d'un

amincissement crustal, qui contrôlera le golfe de Gascogne et une seconde de direction NE-SO, au Trias supérieur déterminant la structuration principale du bassin aquitain.

1.4. Distension Jurassique à Crétacé inférieur

Le Jurassique est aussi une période de distension dans le domaine pyrénéen et plus globalement en Europe. Cette distension se manifeste par des directions d'étirement E-O. De grandes fractures vont alors voir le jour en Bretagne avec les complexes filoniens doléritiques d'orientation NO-SE (e. g. faille de Kerforne) (Chauris & Hallégouët, 1989) et dans les bassins de l'Ebre et d'Aquitaine avec des fractures NE-SO associées à des tufs volcaniques et à un amincissement crustal.

L'ouverture de l'Atlantique nord provoque une migration de l'Ibérie vers l'est, se poursuivant durant tout le Jurassique et une partie du Crétacé inférieur. D'après J. Canérot (1987), une distension NO-SE s'accélère au Kimméridgien (James et al., 1996), en écho à l'ouverture de l'Atlantique nord. Il en résulte l'individualisation de blocs pyrénéens affaissés vers le SE (Bigorre) et le NO (Béarn, Pays Basque).

Nous pouvons ici noter qu'une tectonique extensive est active depuis le Permien. Cela peut donc permettre d'envisager un amincissement crustal du continent avant même l'ouverture des bassins crétacés du domaine pyrénéen. Cet élément sera pris en compte lors de la discussion sur les modalités de l'amincissement crustal des paléo-marges étudiées.

2. Cinématique de la plaque Ibérique au Crétacé

Pendant le Crétacé, l'ouverture de l'Atlantique nord a provoqué la séparation des plaques Ibérie et Europe (Srivastava et al., 1990 ; Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004). La cinématique de la plaque ibérique est importante, puisqu'elle contrôle l'évolution des bassins albo-cénomaniens du domaine pyrénéen. La communauté scientifique s'accorde en général sur l'idée que les Pyrénées ont été le lieu de l'ouverture de bassins en relation avec la rotation anti-horaire (environ 35°) de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Europe pendant le Crétacé moyen à supérieur (Boillot & Capdevilla, 1977 ; Le Pichon & Sibuet, 1971 ; Olivet et al., 1984 ; Srivastava et al., 1990 ; Gong et al., 2008, 2009 ; Jammes et al., 2009). Néanmoins, dans le détail, il existe aujourd'hui de nombreuses interprétations concernant les mouvements relatifs entre ces plaques (Le Pichon & Sibuet, 1971 ; Srivastava et al., 1990 ; Roest and Srivastava, 1991 ; Sibuet & Colette, 1991 ; Olivet, 1996 ; Gong et al., 2008, 2009 ; Jammes et al., 2009). Ces controverses sont dues à l'apport de nouvelles données d'anomalies magnétiques dans l'Atlantique nord, difficile à interpréter, et à la modification des différentes interprétations des géologues de l'évolution des Pyrénées (Sibuet et al., 2004). Il existe aujourd'hui plusieurs scénarii pour décrire la rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Le premier est un modèle proposant une ouverture en « ciseau » du Golfe de Gascogne, avec un pôle de rotation situé dans celui-ci (e.g. Carey, 1958 ; Srivastava et al., 2000 ; Sibuet et al., 2004). Le second propose une ouverture en décrochement senestre, avec un pôle de rotation situé dans le nord de la France (e.g. Le Pichon et al., 1970 ; Olivet, 1996 ; Jammes et al., 2009 ; Handy et al., 2010) (Fig II.4.). Clerc et al. (2012) proposent un modèle alternatif combinant les deux scénarii ci-dessus avec une transtension NO-SE basée sur des données de terrain dans la chaîne pyrénéenne.

La plupart des reconstructions paléographiques de la plaque Ibérique sont basées sur l'anomalie magnétique océanique « M0 ». Dans l'océan Atlantique, la séquence volcanique mésozoïque (*M-sequence*) est numérotée de M0 à M25. Chaque anomalie équivaut à une inversion du pôle magnétique terrestre, d'âge connu, enregistré dans la croûte océanique en expansion. Ainsi, l'anomalie « M0 », représentant le début de l'océanisation de l'Atlantique nord, a été datée entre 125 Ma et 118 Ma, selon les auteurs (e.g. Kent & Gradstein, 1986 (118,35

Ma) ; Gradstein et al., 2004 (125 Ma) ; He et al., 2008 (121,20 Ma) ; Tominaga & Sager, 2010 (125 Ma)). Il existe en outre différentes interprétations sur la position et l'extension de cette anomalie magnétique. Il en résulte des incertitudes sur le positionnement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Europe à 118 Ma (Fig II.4., e. g. Srivastava et al., 2000 ; Sibuet et al., 2004 ; Olivet, 1996). Cela conduit donc à des interprétations différentes des mouvements relatifs. Ces interprétations ont un impact immédiat sur la quantité d'extension nécessaire pour exhumer le manteau sous continental, suite à l'amincissement crustal extrême, dans les bassins du domaine pyrénéen. Ainsi, Roest & Srivastava (1991) proposent un mouvement de la plaque Ibérique vers l'est de l'ordre de 250 km entre 118 Ma et 83 Ma. En se basant sur une M0 à 118 Ma, Olivet (1996) estime que la quantité d'extension est de l'ordre de 300 à 400 km, alors que Srivastava et al. (2000) et Sibuet et al. (2004) proposent une extension allant jusqu'à 600 km (Fig II.4).

Nous avons vu ci-dessus que la cinématique de la plaque ibérique n'était pas encore parfaitement établie. Malgré l'apport de nombreuses données de terrain, on doit convenir que la quantité et la direction d'extension ayant conduit à l'ouverture des bassins albo-cénomaniens dans le domaine pyrénéen ne sont encore que des spéculations plus ou moins fondées. De surcroît, il en est de même pour la quantité de raccourcissement alors de la structuration de la chaîne Pyrénéenne telle que nous la connaissons aujourd'hui. Dans le domaine Pyrénéen, les différentes quantités d'extensions proposées impliquent donc des tailles de domaines refermés plus ou moins larges. En 2015, des données de tomographie ont révélé la présence d'un panneau lithosphérique de la plaque ibérique plongeant sous la plaque européenne jusqu'à 60 à 70 km de profondeur (Chevrot et al., 2014, 2015). Cela pourrait aller dans le sens d'un domaine refermé relativement large, comme l'ont proposé Srivastava et al. (2000), Sibuet et al. (2004) et Vissers & Meijers (2012) (Fig II.4).

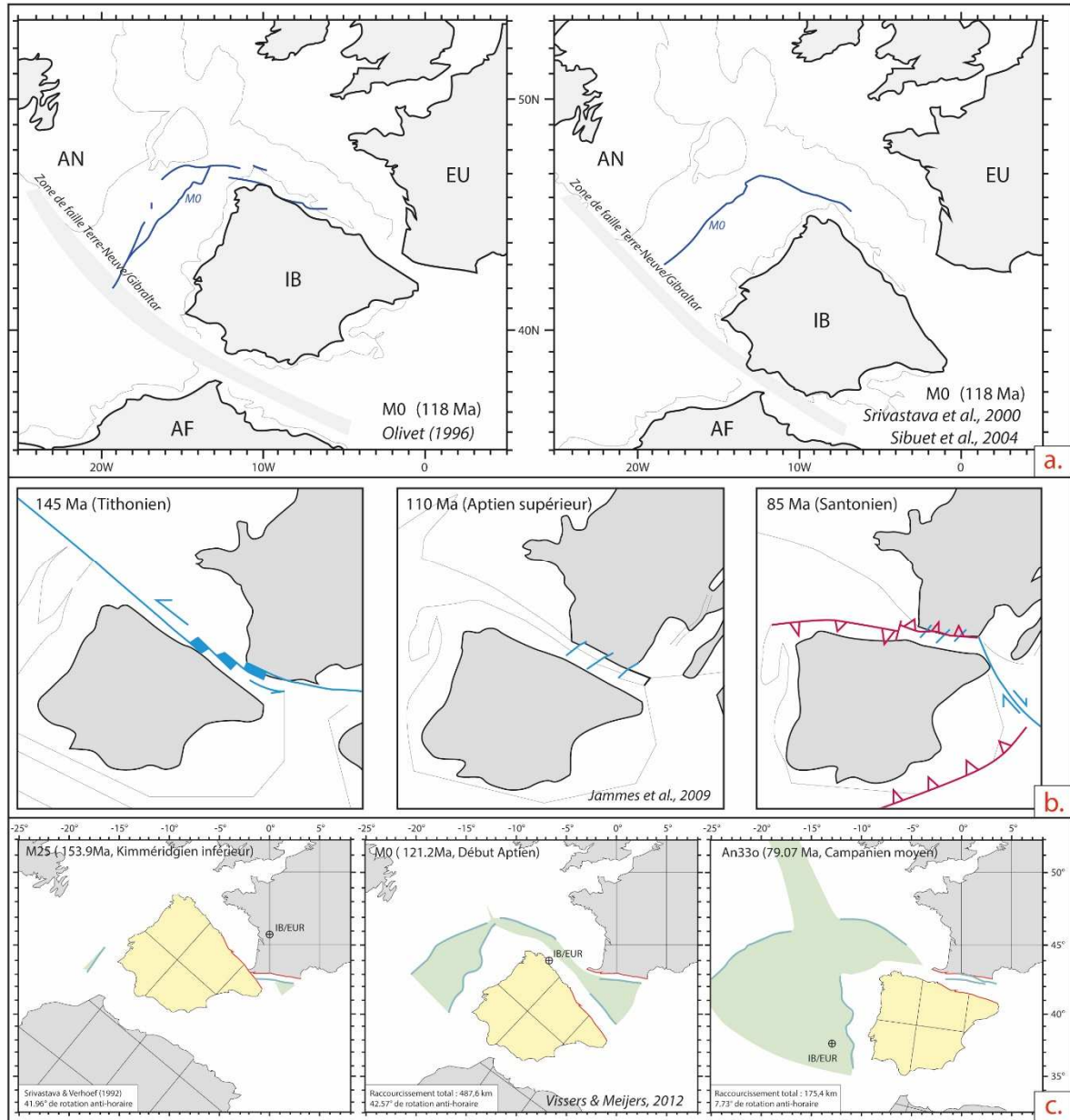


Figure II.4. Différentes reconstructions paléo-cinématiques de la plaque Ibérique au Crétacé par rapport à l'anomalie magnétique M0. a. Position de la plaque Ibérique (IB) par rapport à l'Europe (EU), l'Afrique (AF) et l'Amérique du Nord (AN) il y a 118 Ma d'après Olivet 1996 et Srivastava et al., 2000 et Sibuet et al., 2004 (redessiné d'après Jammes et al., 2009). b. Interprétation de l'évolution cinématique des plaques Europe/Ibérie entre 145 Ma et 85 Ma (Jammes et al., 2009) basée sur la position M0 d'Olivet, 1996. c. Reconstruction de l'Atlantique nord entre le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur basée sur la position M0 de Srivastava et al., 2000 et Sibuet et al., 2004. Notez la différence notable de l'ouverture du domaine Pyrénéen entre ces deux modèles cinématiques.

3. La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP)

L'orogène Pyrénéen résulte de la fermeture de bassins extensifs intracontinentaux ouverts durant l'Albo-Cénomaniens (90-110Ma). Comme nous l'avons vu plus haut, cette phase d'extension pyrénéenne est due au mouvement rotationnel de l'Ibérie par rapport à la plaque Europe, en relation avec l'ouverture de l'océan Atlantique (Choukroune & Mattauer, 1978 ; Olivet et al., 1996 ; Sibuet et al., 2004). Les nombreux modèles cinématiques proposés pour décrire la rotation de l'Ibérie ont fourni différentes contraintes sur l'âge, la quantité et la direction de l'extension et sur la largeur du domaine aminci (Jammes et al., 2009, 2010 ; Mouthereau et al., 2014 ; Teixell et al., 2016 ; Tugend et al., 2014). L'ouverture des bassins albo-cénomaniens est liée à un amincissement extrême de la croûte continentale amenant à l'exhumation du manteau dans le fond des bassins. Ces bassins ont été inversés par la phase de compression pyrénéenne entre la fin du Santonien et le début du Miocène et correspondent à la future ZNP.

La chaîne pyrénéenne est aujourd'hui considérée comme un analogue de marge continentale passive inversée (Fig II.5). La première restauration de cette marge continentale passive, à l'échelle crustale a été proposée par Roure et al. en 1989, suite au profil ECORS. Ces auteurs proposent alors plusieurs modèles dont un modèle en cisaillement simple (Cf. Partie I.1.4) impliquant une faille de détachement de faible pendage sud prenant en compte l'absence de croûte inférieure sous une partie de la marge ibérique (Fig II.5.a). Parmi les restaurations les plus récentes, Teixell et al. (2016) proposent une autre reconstruction prenant en compte un amincissement extrême de la croûte grâce à un modèle composite de cisaillement pur et simple (Cf. Partie I.1.4) permettant l'exhumation du manteau dans le fond du bassin. Contrairement à Roure et al., 1989, ils proposent le fonctionnement d'un détachement majeur à pendage nord (Fig II.5.b).

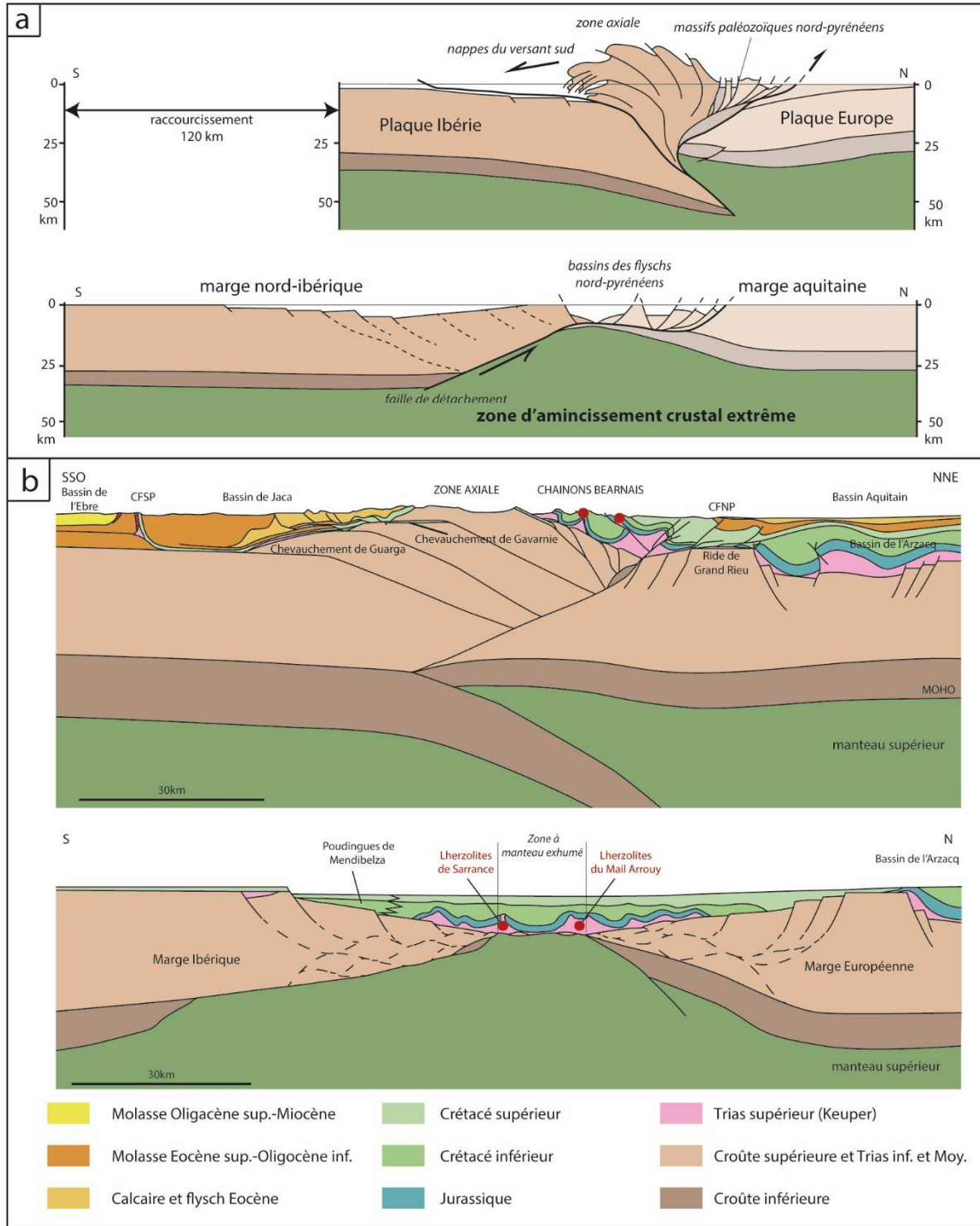
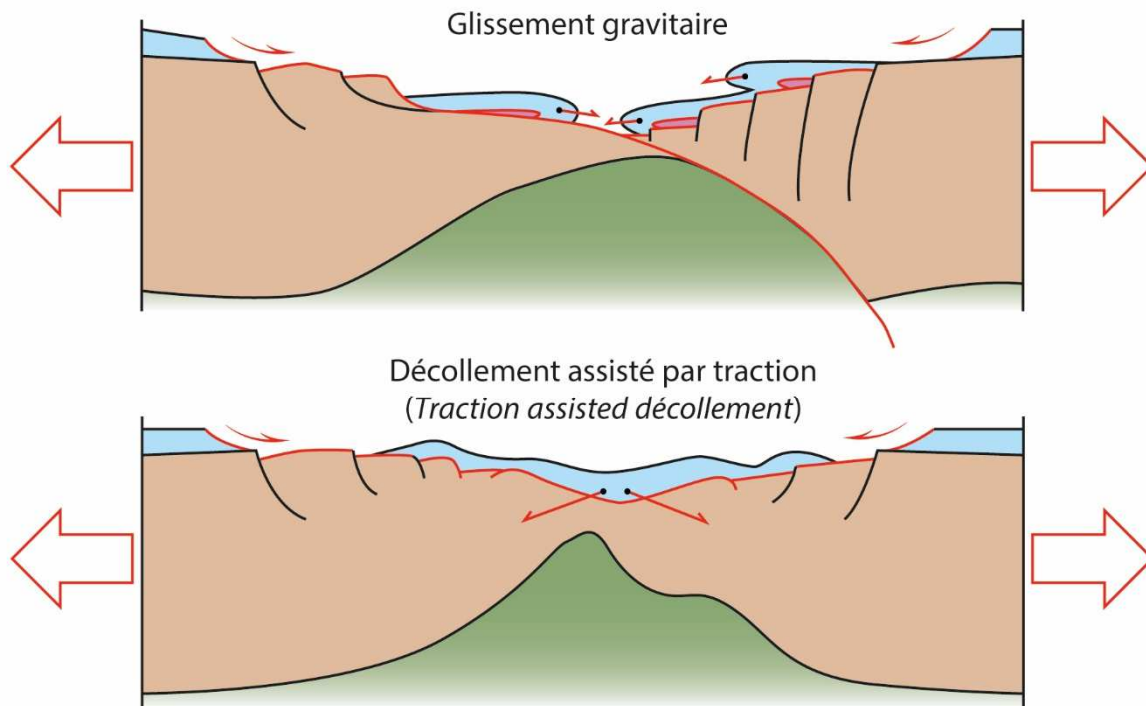


Figure II.5. Coupes synthétiques de la chaîne pyrénéenne à l'actuel et au Crétacé supérieur. a. Restauration de coupe d'après le profil ECORS Pyrénées montrant le fonctionnement pré-orogénique d'un détachement et la dénudation de la croûte continentale (Roure et al., 1989) b. Coupe crustale des Pyrénées au niveau des Chaînon Béarnais (Pyrénées Occidentales), CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; et coupe restaurée au Crétacé supérieur (Santonien) montrant l'architecture pré-orogénique des marges continentales, la zone à manteau exhumé et le bassin mésozoïque (Teixell et al., 2016).

3.1. Les caractéristiques de la ZNP

Trois caractères majeurs font l'intérêt de la ZNP dans le cadre de l'étude des bordures de rift continentaux et des marges continentales passives distales.

(1) Fond des bassins de la ZNP. Le fait que le fond des bassins albiens est constitué de sédiments triasiques à albiens montre nécessairement que la couverture mésozoïque s'est désolidarisée de son socle. Deux hypothèses expliquant cette désolidarisation sont : le glissement gravitaire (Lagabrielle et al. 2010) ou le glissement assisté par traction (Clerc, 2012 ; Clerc & Lagabrielle, 2014) (Fig II.6). Dans les deux cas, l'interface de glissement est constituée de sédiments évaporitiques triasiques faisant office de « couche savon ».



d'après Clerc & Lagabrielle, 2014

Figure II.6. Comportement de la couverture pré-rift mésozoïque en réponse à une extraction latérale de la croûte continentale. Le premier modèle montre un comportement statique de la couverture sédimentaire, par décollement assisté par traction de la croûte. Le deuxième modèle montre le décollement de la couverture sédimentaire qui glisse dans le fond des bassins en cours de formation. (Clerc & Lagabrielle, 2014).

(2) Métamorphisme de la ZNP. La ZNP est caractérisée par un métamorphisme haute-température basse-pression (HT-BP) qui affecte la série mésozoïque et dont nous rappelons les principales caractéristiques ci-dessous. Ce métamorphisme baisse d'intensité de l'est vers l'ouest. Les températures maximales atteintes par les métasédiments varient de environ 700°C à l'est jusqu'à environ 350°C à l'ouest (Clerc et al., 2015 ; Golberg et Leyreloup, 1990). L'âge du métamorphisme a fait l'objet de nombreux débats. Il a été considéré comme antétectonique et contemporain de la sédimentation albienne (Ravier, 1959), contemporain de la sédimentation et d'une phase de plissement (Castéras, 1974, Debroas et al., 1978), ou encore postérieur au Cénomaniens et lié aux phases de plissement du Crétacé Supérieur (Choukroune, 1972). Les premiers âges de métamorphisme sont publiés en 1978 par Albarède et Michard-Vitrac (entre 98 et 87 Ma). En 1978, Choukroune et Mattauer proposent que l'amincissement crustal albien soit responsable d'un resserrement des isothermes. Cet amincissement, associé au rifting continental, serait responsable du métamorphisme. On doit à Golberg et Leyreloup (1990) l'idée que le métamorphisme de la ZNP est contemporain du dépôt des sédiments en réponse au resserrement des isothermes pendant l'amincissement crustal.

(3) Péridotites de la ZNP. La ZNP est jalonnée d'une quarantaine de pointements de péridotites subcontinentales. La mise en place de ces roches mantelliques a longtemps posé problème car elles sont intimement associées à la couverture mésozoïque métamorphique et à des écailles de granulites. Depuis les années 1980, elles ont été interprétées comme des corps chauds, solides, intrusifs dans la croûte supérieure et provoquant lors de leur mise en place une bréchification par décarbonation des calcaires et dolomies et libération de CO₂ à l'état gazeux (Minnigh et al., 1980). En 1984, Vielzeuf et Kornprobst suggéraient qu'il s'agisse d'intrusions mantelliques dans une croûte amincie en relation avec l'histoire albienne et incorporées à la chaîne lors de la compression. Récemment, la présence de manteau dans la ZNP a été interprétée comme résultant d'un amincissement crustal extrême avec mise à l'affleurement des péridotites dans le fond des bassins albiens (Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010). Selon ces nouveaux modèles, l'exhumation du manteau se produit en contexte de pied de marge continentale passive (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Peron-Pinvidic

et Manatschal, 2009 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Sutra, 2011 ; Masini, 2011). Debroas et al. (2010) considèrent que l'exhumation du manteau se fait à la faveur de failles normales sub-verticales dans un système de blocs basculés. Ce modèle s'oppose autres aux modèles récents dans lesquels les failles permettant l'exhumation du manteau sont des détachements peu pentés (e.g. Lagabrielle et al., 2010).

Malgré une accumulation importante de faits de terrain incontestables depuis les années 2010, il existe encore aujourd'hui de nombreuses incertitudes et controverses quant à l'évolution de la paléo-marge inversée que représente la ZNP. Dans ce travail, nous nous concentrons sur la zone des Chaînons Béarnais représentant la ZNP à l'ouest de la chaîne. Afin de recueillir des informations géologiques pertinentes dans le but de préciser les grandes étapes de l'ouverture des bassins albo-cénomaniens.

3.2. Le rifting albo-cénomaniens

Les modalités de l'ouverture des bassins extensifs albo-cénomaniens font toujours l'objet de nombreuses études avec notamment un puissant renouveau grâce aux programmes ANR Pyramid (2012-2016), Référentiel Géologique de la France (BRGM) (2013-2018) et Orogen (2015-...) (Total et BRGM). En s'appuyant sur le contexte géodynamique de la plaque Ibérique, les auteurs ont interprété ces bassins, soit comme des bassins de marge océanique (Boillot & Capdevilla, 1978), soit comme des bassins le long d'une zone transformante (Choukroune & Mattauer, 1978, Fig II.7), soit une zone d'arrière arc en extension (Sibuet et al., 2004), ou encore comme une zone supra-détachement post-rift en extension (Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2010 ; Vauchez et al., 2013 ; Masini et al., 2014 ; Clerc & Lagabrielle, 2014 ; Fig II.5).

Avant les premiers modèles de cinématique de l'Ibérie, l'évolution des bassins albo-cénomaniens était décrite sur la base d'études tectono-stratigraphiques. Depuis la fin des années 1970, les différents auteurs interprétaient déjà la mise en place des bassins de la ZNP comme étant liés à un décrochement sénestre entre les plaques Ibérie et Europe. Choukroune & Mattauer (1978) et Combes & Peybernès (1989) proposent que ce décrochement s'accompagne

de l'ouverture de bassins en pull-apart (Fig II.7). Néanmoins, ils proposent des directions d'ouverture de bassins totalement opposées, respectivement ONO-ESE et NE-SO. Choukroune et Mattauer (1978) proposent un modèle avec des bassins losangiques fermés relayant des décrochements dont le fonctionnement syn-sédimentaire peut être souligné par des brèches. Ils comparent leur modèle au fonctionnement des bassins en pull-apart de Salton Sea (Californie, USA) liés à la faille transformante de San Andreas. La région de Salton Sea est constituée de bassins d'effondrement en pull-apart remplis par 6 à 7 km de sédiments présentant une température de 350°C à moins de 2 km de profondeur (Elders et al., 1972 ; Crowell, 1974). Choukroune & Mattauer (1978) comparent ces sédiments métamorphisés au métamorphisme affectant les flyschs albiens du domaine pyrénéen. Combes & Peybernès (1989) proposent une direction d'ouverture des bassins une direction opposée (NE-SO) avec un réseau losangique de failles syn-sédimentaires N40-60 et N120/140. Ces directions sont liées à la réutilisation de failles antérieures. Leur schéma représentant les bassins initiaux a le mérite de faire figurer l'ensemble du système extensif, mais ce modèle présente une incohérence cinématique admise par la plupart des auteurs, le sens de décrochement général entre les deux marges n'étant pas compatible avec la direction d'ouverture des bassins.

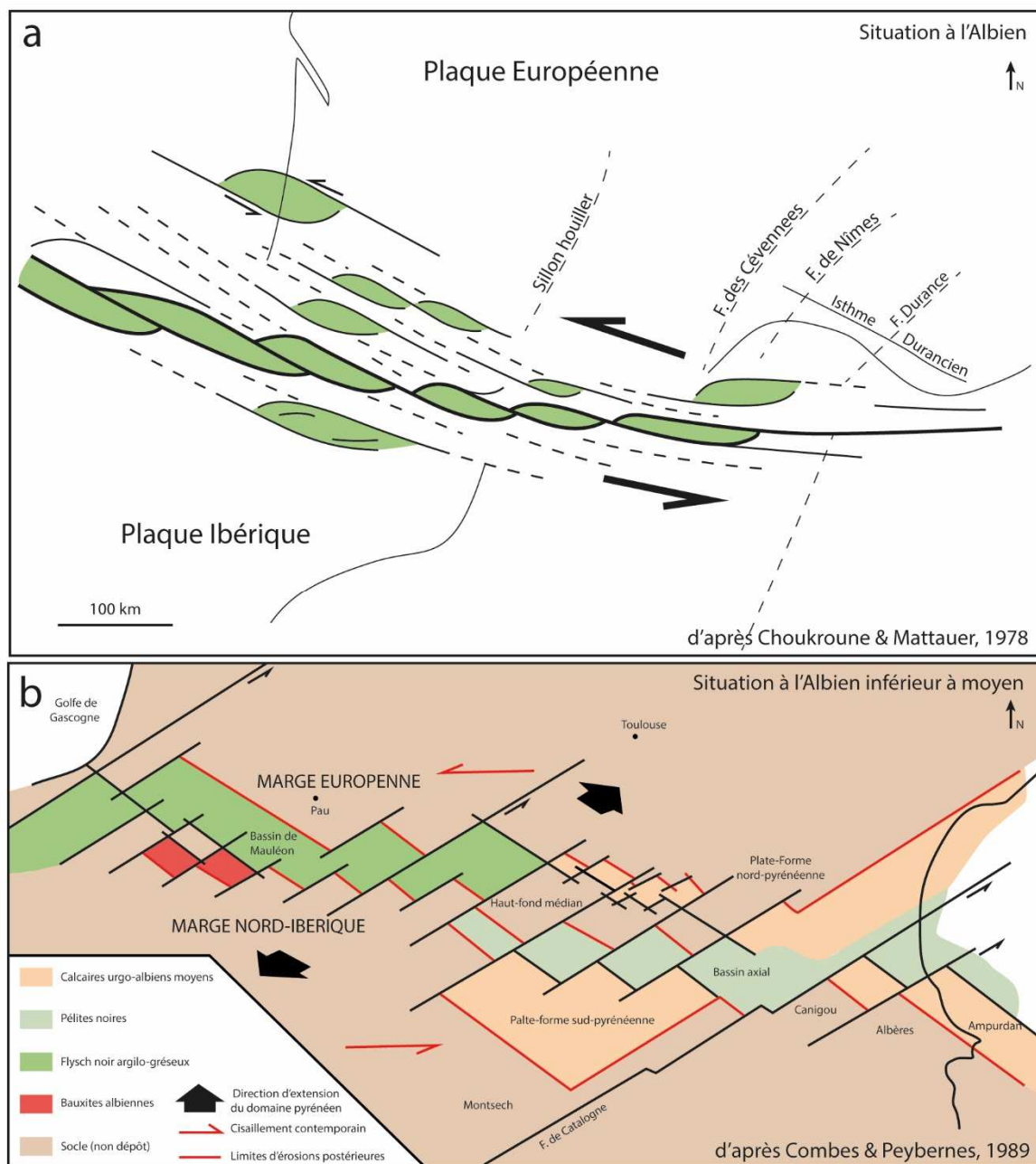


Figure II.7. Reconstitutions des bassins albiens de la ZNP. a. Bassins en pull-apart sur décrochements sénestres liés à la rotation de la plaque Ibérie par rapport à la plaque Europe. La direction d'extension des bassins est ONO-ESE (d'après Choukroune & Mattauer, 1978). b. Bassins en échelons sur décrochements sénestres associés à une direction d'extension NE-SO (d'après Combes & Peybernes, 1989).

Pour J.E. Debroas, les failles contemporaines de la sédimentation du Flysch noir enregistrent l'ouverture d'un rift composite dont l'ouverture triphasée résulte d'une transtension senestre d'extension décroissante vers l'est et d'amplitude pluridécakilométrique (Debroas, 1985 ; Debroas, 2003) (Fig II.8). Une description approfondie du Flysch Noir sera faite en Partie II.2.1.

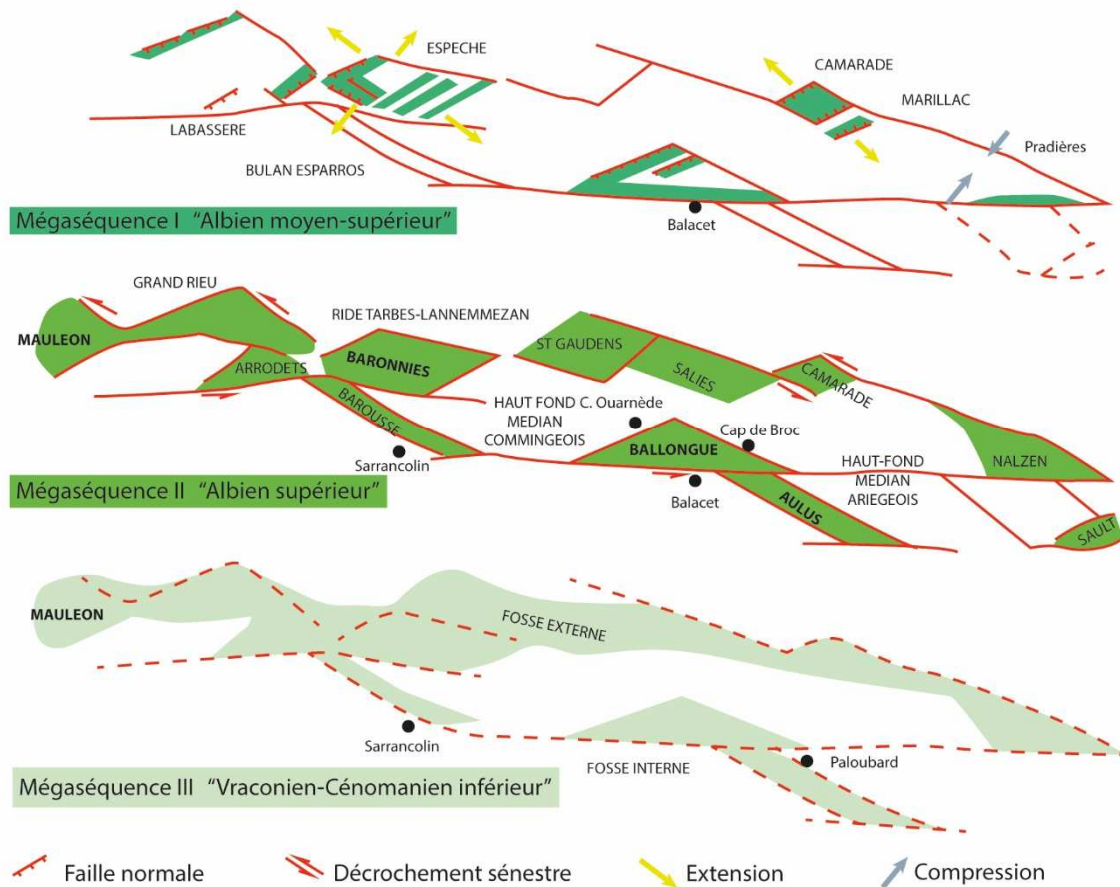


Figure II.8. Reconstitution des trois phases successives de mise en place des bassins de Flysch Noir en trois « mégaséquence » entre l'Albien moyen et le Cénomaniens inférieur (d'après Debroas, 1985, 2003). Mégaséquence I : développement de plusieurs semi-grabens plurikilométriques. Mégaséquence II : Mise en place de deux fossés losangiques décakilométriques disposés en échelons. Mégaséquence III : Mise en place d'un seul sillon de deux cent kilomètres de long.

La phase d'extension albo-cénomaniens est-elle contrôlée par un régime tectonique fragile impliquant des systèmes de blocs basculés ou par un régime tectonique ductile limitant le système de blocs basculés dans la partie proximale des bassins ? Nous avons vu dans la *Partie I* qu'il existe plusieurs modèles de marges continentales passives. Parmi eux, nous retrouvons les modèles de marge « froide », basés sur le cas des Alpes et la marge ibérique, e.g. Péron-Pinvidic & Manatschal (2009) et de marge ductile/chaude, basés sur le cas des Pyrénées, e.g. Clerc & Lagabrielle (2014). L'évolution des bassins albo-cénomaniens du domaine pyrénéen a donc servi d'exemple pour le cas des marges passives « chaudes ». Dans ce travail, nous allons préciser de nombreux faits géologiques liés à cette évolution.

Masini et al. (2014) proposent un modèle d'évolution des bassins extensifs albo-cénomaniens différent de celui de Clerc et Lagabrielle (2014), en se basant sur le bassin de Mauléon (ZNP occidentale) (Fig II.9.a). Pour Masini et al. (2014) phase d'amincissement crustal a commencé fin Aptien/début Albien avec le développement d'une *necking zone* contrôlée par un système de détachements à plongement nord et une extension de direction NE-SO. Pendant la phase d'exhumation, le détachement actif migre vers le nord et conduit à la séparation de différents blocs. Les détachements successifs qui permettent l'exhumation de matériaux profonds, sont appelés supra-détachements (e.g. Jammes et al., 2009). Ils permettent l'exhumation du manteau entre des blocs basculés allochtones. Il en résulte une évolution asymétrique des deux marges conjuguées. La déformation de la croûte supérieure est régie par une tectonique fragile ; elle est découplée de la croûte moyenne, ductile. Contrairement au modèle de Clerc & Lagabrielle (2014), la couverture sédimentaire pré-rift est ici solidaire de son substratum et les sédiments syn-rifts se déposent dans les bassins *sag* typiques. Ce modèle est un archétype de marge « froide » présenté en Partie I.4 (Figs I.24 et II.9.c).

D'après Lagabrielle et al. (2010), Clerc et al., (2015) et Teixell et al. (2016), la création des bassins albo-cénomaniens est liée à un amincissement crustal et à la remontée du manteau le long d'un détachement majeur, de direction N-S, qui se serait développé au pied de la marge continentale européenne, (Fig II.9.b). Ce détachement est composé de lentilles tectoniques de croûte continentale et de manteau de dimension hectométrique. Parallèlement à l'exhumation de ce détachement, la couverture sédimentaire mésozoïque de la marge Ibérique glisse dans le fond du bassin sur les évaporites du Keuper. Ce glissement est accompagné par une déformation ductile de la couverture mésozoïque. Il permet la mise en contact direct de celle-ci avec le manteau exhumé. Ce qui est fondamental dans ce modèle est que la couverture sédimentaire mésozoïque pré-rift de la ZNP subit une déformation de haute température en relation avec l'amincissement extrême de la croûte continentale, pendant la phase d'extension albo-cénomaniennne (Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc & Lagabrielle, 2014). Comme nous l'avons vu dans la Partie I.3.3., Clerc & Lagabrielle (2014) proposent un mécanisme de rifting impliquant un boudinage de la croûte et son extraction latérale entre la couverture pré-rift métamorphique et

le manteau en cours d'exhumation. C'est donc la disparition précoce de la croûte continentale qui permet la mise en contact direct entre la couverture mésozoïque et le manteau.

Teixell et al. (2016) proposent une restauration du bassin pré-orogénique des Pyrénées occidentales, au Crétacé supérieur. Dans ce modèle de marge, la croûte est amincie progressivement au nord de la ZA (marge ibérique, sud) et à la ride du Grand Rieu (marge européenne, nord) avec une pente faible de la croûte supérieure (10°). Leur reconstruction propose une marge continentale étroite où la plus grande partie de l'extension est accommodée par une déformation distribuée par boudinage à grande échelle (*large-scale boudinage-like structure*) avec des blocs basculés limités seulement aux bordures externes des bassins.

Dans les modèles type Teixell et al. (2016) et Clerc & Lagabriele (2014) plusieurs caractéristiques importantes doivent être soulignées : (1) l'absence de blocs basculés dans la croûte, (2) le glissement de la couverture sédimentaire pré-rift dans le fond du bassin, sur les évaporites du Keuper et (3) le boudinage de la croûte continentale sous un climat thermique chaud, amenant à sa disparition progressive et à la mise en contact direct du manteau et des sédiments pré-rift eux aussi déformés ductilement. Finalement, grâce à l'augmentation du gradient thermique accompagnant l'exhumation du manteau, la croûte continentale et la couverture sédimentaire de la partie distale de la marge évoluent dans un régime tectonique ductile, ce qui caractérise le contexte de modèle de marge « chaude » (Cf. Partie I.4 ; Figs I.24 et II.9.d). Dans ce contexte, les processus suivants sont importants :

- Exhumation du manteau sous-continental
- Boudinage et la lenticulation de la croûte continentale
- Détachement et déformation ductile de la couverture sédimentaire mésozoïque (Fig II.9).

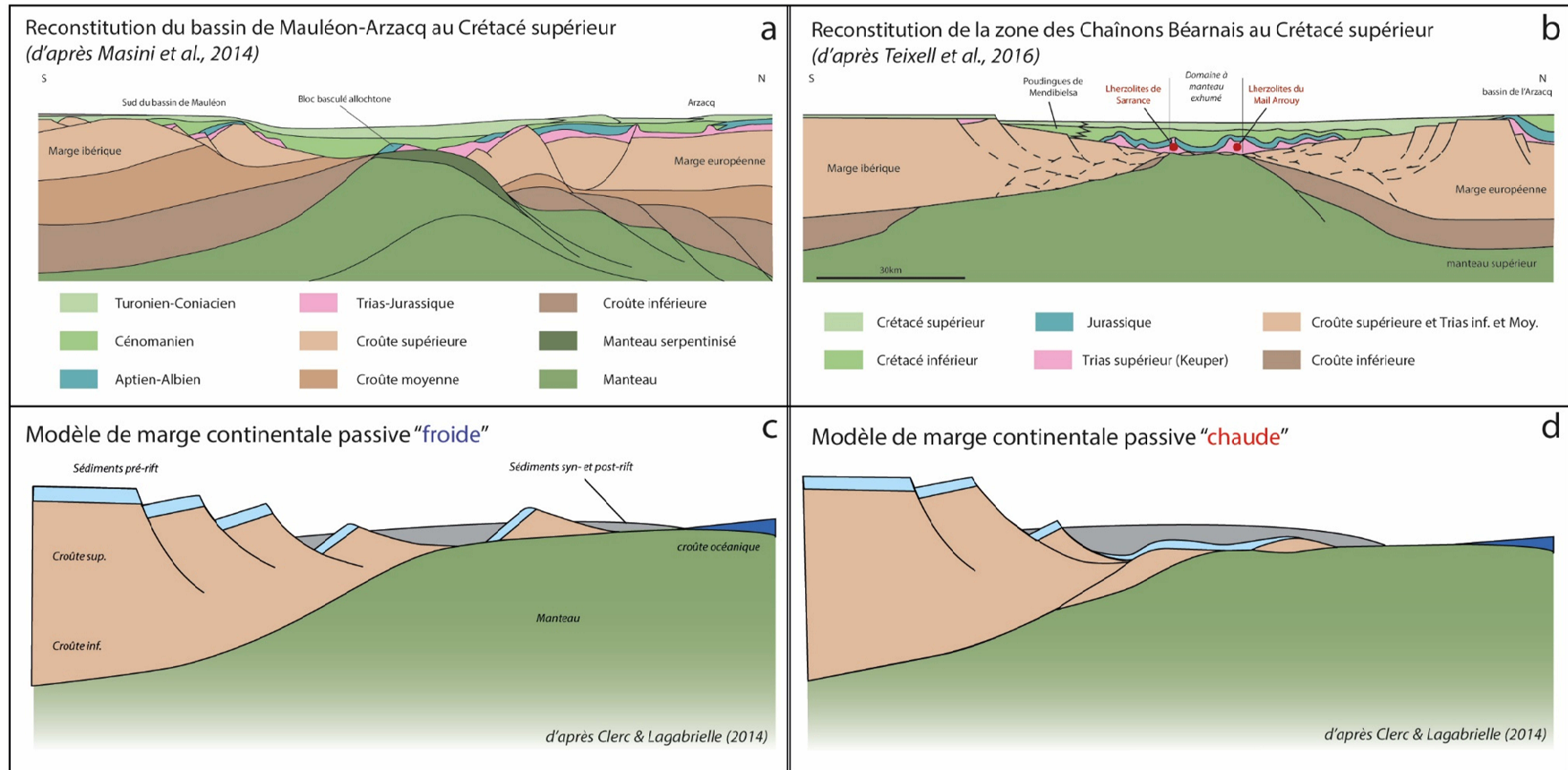


Figure II.9. Comparaison des reconstitutions de bassins pyrénéens albo-cénomaniens au Crétacé supérieur par rapport aux modèles de marges continentales passives « froides » et « chaudes ». a. Reconstitution du bassin de Mauléon au Crétacé supérieur (d'après Masini et al., 2014). Notez le comportement fragile de la croûte continentale supérieure et la présence de blocs basculés allochtones. b. Reconstitution du bassins des Chaînon Béarnais au Crétacé supérieur (d'après Teixell et al., 2016). Notez le boudinage et la lenticulation de la croûte continentale supérieure et la mise en contact direct entre la couverture sédimentaire pré-rift et le manteau exhumé entre de fines lentilles de croûte continentale. c.d. Modèles de marges continentales passives « froide » et « chaude » (Cf. Partie I.4, Fig I.24, d'après Clerc & Lagabrielle, 2014).

4. La compression pyrénéenne

La mise en place de la chaîne pyrénéenne, telle que nous la connaissons aujourd'hui, a débuté à la fin du Crétacé (Santonien, 85 Ma). Elle résulte d'une compression nord-sud entre les plaques Ibérie et Europe. En 1988, le profil de sismique réflexion ECORS a permis d'obtenir une image de la structure en profondeur d'un coupe complète de la partie centrale de la chaîne, du bassin de l'Ebre, jusqu'au bassin Aquitain. Ce profil représente une avancée majeure dans la compréhension des Pyrénées. Différents points ont été mis en avant : (1) la structure en éventail de la chaîne ; (2) la différence d'épaisseur entre la plaque Ibérie (plus épaisse) et la plaque Europe (plus mince) ; (3) le slab Ibérique à plongement nord et (4) la présence de plusieurs chevauchements majeurs dans la couverture mésozoïque (Equipe ECORS Pyrénées, 1988). Deux interprétations majeures ont été proposées suite à l'acquisition du profil ECORS Pyrénées. Dans la première, la croûte inférieure de la plaque Ibérique rentre en subduction sous la plaque Europe (Muñoz et al. 1992, Chevrot et al. 2014, 2015). Dans la seconde, la plaque Ibérique est sous-plaquée sous la ZA, avec formation d'une racine crustale (Roure et al. 1989, Chevrot et al. 2014, 2015) (Fig II.10).

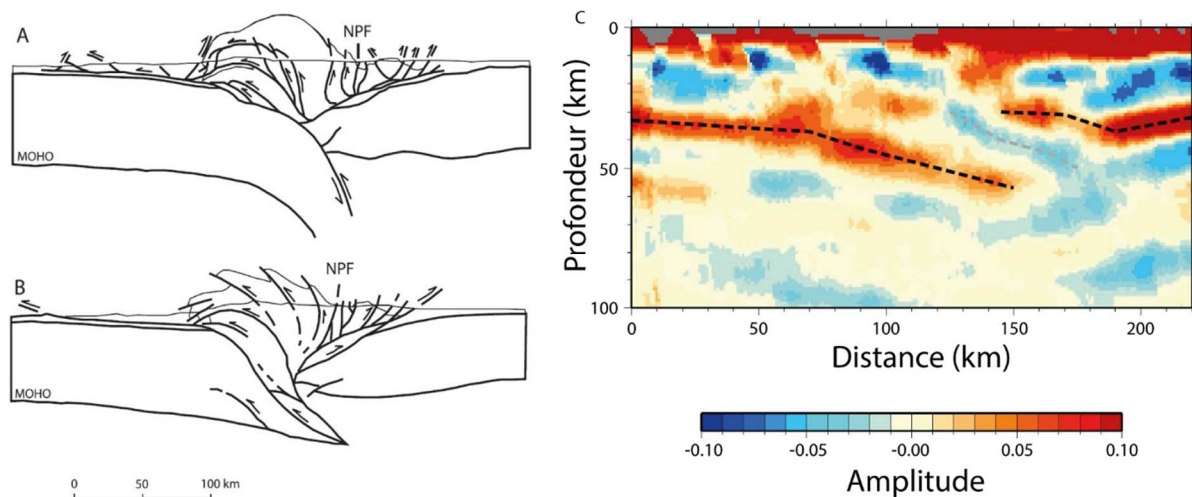


Figure II.10. Profils ECORS Pyrénées interprétés (d'après Chevrot et al., 2014). A. Subduction de la plaque Ibérie sous la plaque Europe (Muñoz et al., 1992). B. Plaque Ibérie sous-plaquée sous la ZA, avec formation d'une racine crustale (Roure et al., 1989). C. Données de la tomographie télesismique du domaine central des Pyrénées. Les couleurs correspondent à des zones de transitions de vitesses des ondes sismiques (bleu à rouge : augmentation de la vitesse des ondes sismiques). Les Moho des plaques ibérique et européenne sont représentés en pointillés noirs.

Deux études récentes reconnaissent l'importance du « slab » de la plaque ibérique et proposent des restaurations séquentielles de la mise en place de la chaîne pyrénéenne depuis la fin du Crétacé jusqu'à aujourd'hui. Nous les résumons ci-après.

Mouthereau et al. (2014) ont basé leur étude sur des données tectono-stratigraphiques et thermo-chronologiques et s'appuie sur les données de la tomographie de Chevrot et al. (2014, 2015). Dans ce modèle le domaine de croûte amincie résultant de la phase d'extension albo-cénomaniennne ne dépasse pas les 50 km de largeur (Fig II.11). La fermeture de ce domaine a eu lieu entre 83 Ma et 71 Ma. Les évidences de cet évènement précoce sont absentes mais des déformations, témoins de celui-ci, sont présentes dans la zone métamorphique (ZNP). En effet, le raccourcissement se ferait dans un régime tectonique ductile en réponse au climat thermique chaud que présentaient les bassins extensifs albo-cénomaniens. Entre 71 Ma et 20 Ma, 90 km de raccourcissement crustal contribuent à la construction de la chaîne et à l'épaississement crustal par l'empilement de nappes crustales à vergence sud de la plaque ibérique. On note le développement des bassins d'avant-pays.

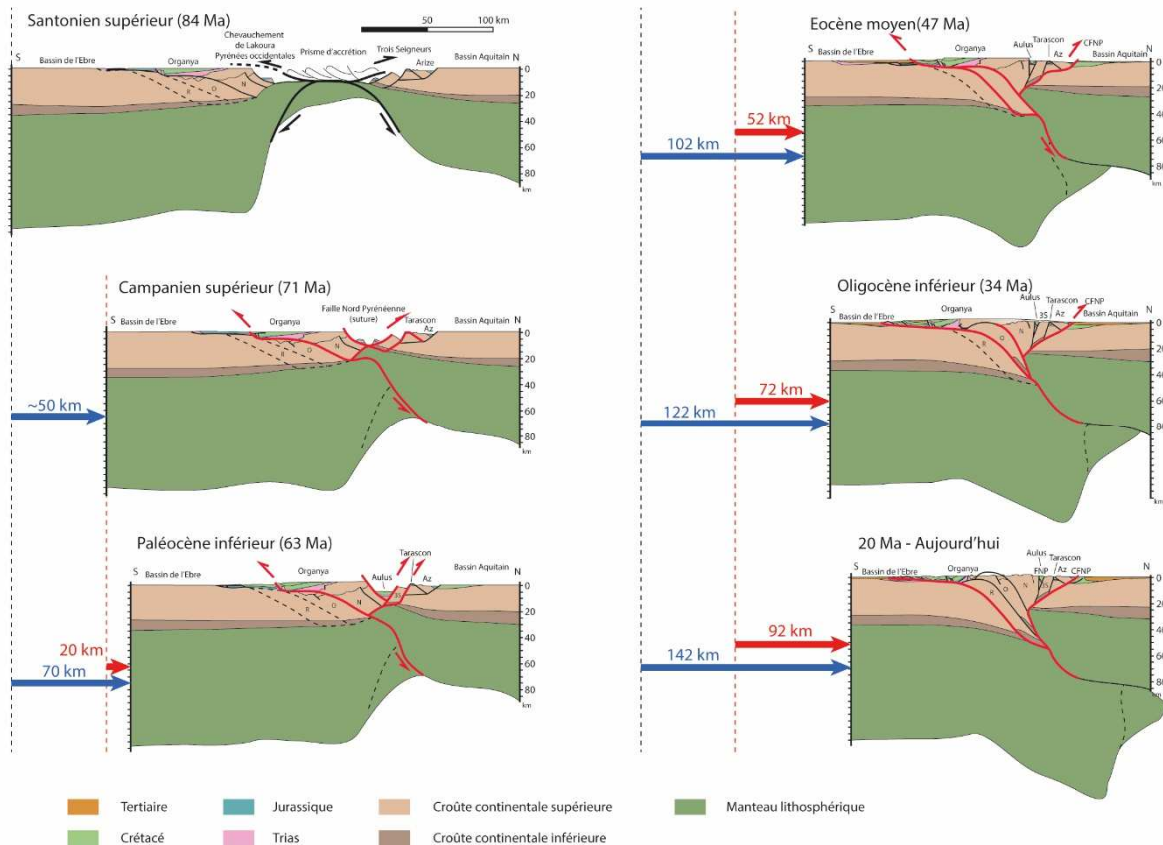


Figure II.11. Restauration séquentielle des Pyrénées centrales depuis le Santonien (84 Ma) à aujourd'hui. Les épaisseurs non-déformées de la croûte continentale sous les bassins Aquitain et de l'Ebre sont basées sur le profil ECORS. N : Gavarnie-Noguères, O : Orri, R : Rialp, 3S : Trois Seigneurs, Az : Arize. Notez l'activation diachrone des différents chevauchements (d'après Mouthereau et al., 2014). Voir le texte pour explications.

Teixell et al. (2016) proposent une autre restauration séquentielle impliquant tout d'abord une subduction du domaine à manteau exhumé et un *pop-up* des sédiments sus-jacents entre le Santonien moyen et le Paléogène inférieur (Fig II.12.a et b). Après la fermeture du domaine à manteau exhumé, une proto-collision implique un chevauchement continu de la partie amincie à l'albo-cénomaniens de la plaque ibérique sur la plaque européenne à partir de l'Eocène inférieur (Fig II.12.c). Ce phénomène est alors associé à la sédimentation de flysch dans le bassin d'avant-pays, au sud de la chaîne, enregistrant un remplissage progressif jusqu'à l'Eocène moyen-supérieur. La collision entre les croûtes inférieures des deux plaques amène alors à l'imbrication de plusieurs chevauchements majeurs dans la plaque ibérique causant l'émergence topographique de la chaîne et la sédimentation de molasses (Fig II.12.d). La croûte inférieure de la plaque ibérique est découplée et subduite vers le nord, la limite de découplage étant indentée par la plaque européenne (Roure et al., 1989 ; Munoz et al., 1992 ; Teixell, 1998 ; Teixell et al., 2016). Cette indentation implique un chevauchement intra-crustal de la plaque européenne « dans » la plaque ibérique (*crocodile pattern*, Meissner, 1988 ; Teixell, 1998). Il en résulte un prisme orogénique construit sur une délamination crustale, entre le chevauchement de Guarga (vergence sud) et le chevauchement frontal nord pyrénéen (vergence nord) (Teixell, 1998) (Fig II.12.e). Dans le modèle de Teixell et al. (2016), le raccourcissement, incluant la fermeture du domaine à manteau exhumé, est estimé à 114 km (Fig II.12.e).

Une différence majeure entre ces deux modèles est le point de départ avant la compression (i.e. héritage de l'extension crétacée). Mouthereau et al. (2014) inversent une marge à blocs basculés alors que Teixell et al. (2016) inverse une marge étirée ductilement.

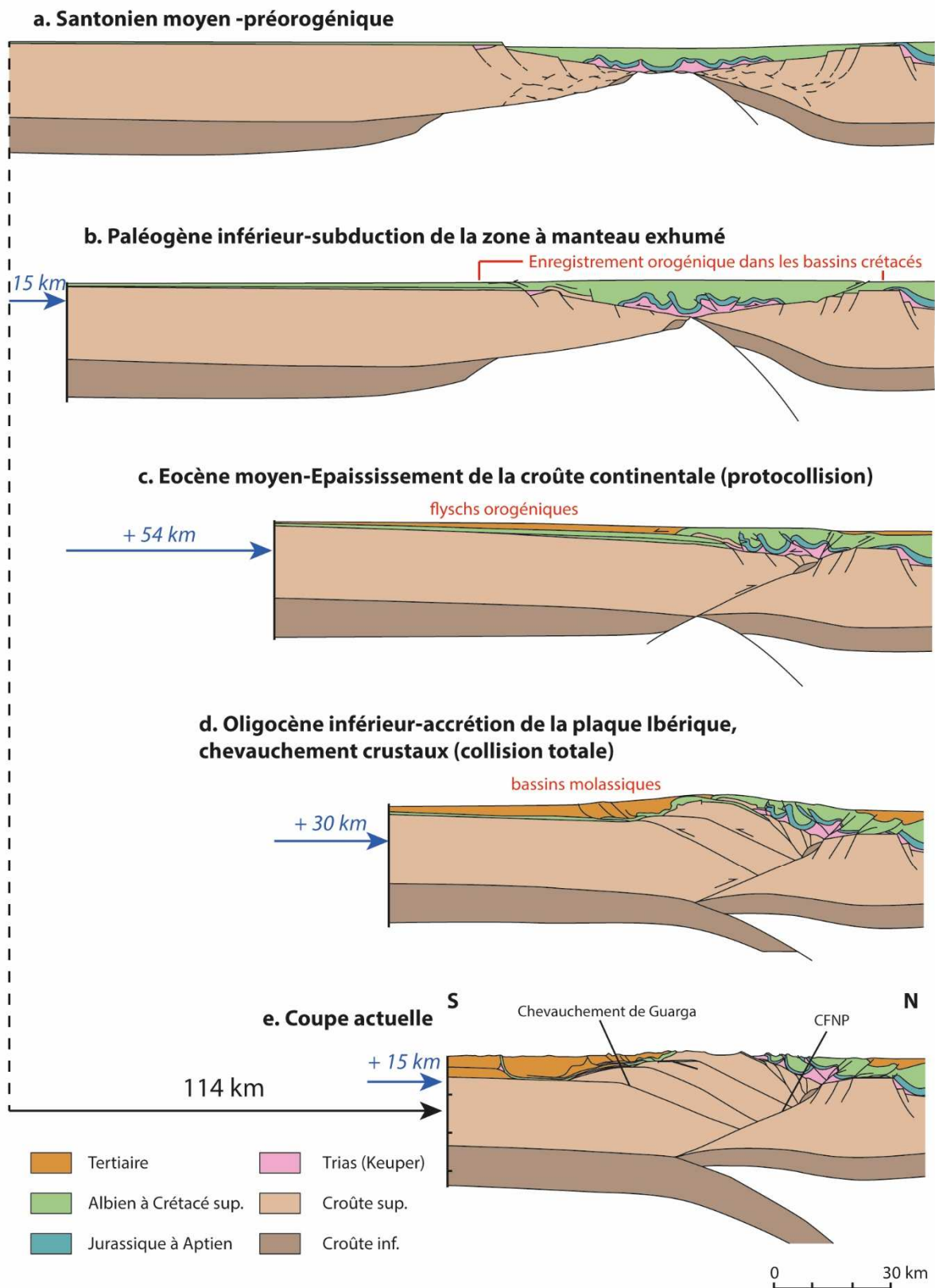


Figure II.12. Restauration séquentielle des Pyrénées occidentales depuis le Santonien moyen. Voir le texte pour explications (d'après Teixell et al., 2016). CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen.

CHAPITRE 2

Les Chaînons Béarnais

Les Chaînons Béarnais se développent au-delà de la limite nord-ouest de la ZA et correspondent à la partie centre-ouest de la ZNP. Ils sont limités au nord par le CFNP et au sud, par un niveau de décollement dans les évaporites du Trias les séparant de la ZA (Teixell et al., 2016) (Fig II.13). Le long de la transversale étudiée, ils sont constitués de structures de type plis et chevauchements, de direction moyenne N100 à 110, affectant des sédiments mésozoïques. Ces sédiments mésozoïques sont constitués : (1) de carbonates jurassiques à aptiens formant les anticlinaux des chaînons, correspondant à la couverture pré-rift originelle de la marge nord-ibérique (Canérot & Delavaux, 1986 ; Canérot et al., 1978) ; (2) de flyschs albo-cénomaniens formant les synclinaux, correspondant à la couverture syn-rift et surmontés au nord par les flyschs du Crétacé supérieur au niveau du CFNP. Aujourd'hui la couverture pré-rift est complètement détachées de son socle paléozoïque (Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Labaume & Teixell, 2014 ; Teixell et al., 2016). Cette couverture sédimentaire est intimement associée à des corps de péridotites et de socle paléozoïque, la plupart étant situés à la base de celle-ci, avec d'ouest en est : le massif d'Urdach-Les Pernes, le Tos de la Coustette, Le massif du Saraillé, le Turon de la Técoùère, le massif de Moncaut et les lherzolite de St Pé de Bigorre et de Montaut. La transversale étudiée concernera la partie ouest des Chaînons Béarnais, composée du nord au sud par le chevauchement à vergence sud du Mail Arrouy, l'anticlinal chevauchant à vergence sud de Sarrance et l'anticlinal chevauchant à vergence nord du Layens (Castéras, 1970). Dans cette partie nous présentons l'état de l'art sur les Chaînons Béarnais afin de poser les bases de la stratigraphie et de la structure des éléments abordés dans ce manuscrit et les massifs de lherzolite étudiés avec (1) le massif du Saraillé et (2) le Tos de la Coustette au cœur de l'anticlinal de Sarrance, (3) le Turon de la Técoùère à la base du chevauchement du Mail Arrouy et (4) le massif d'Urdach-Les Pernes dans la terminaison ouest de ce chevauchement (Figs II.13 et II.14).

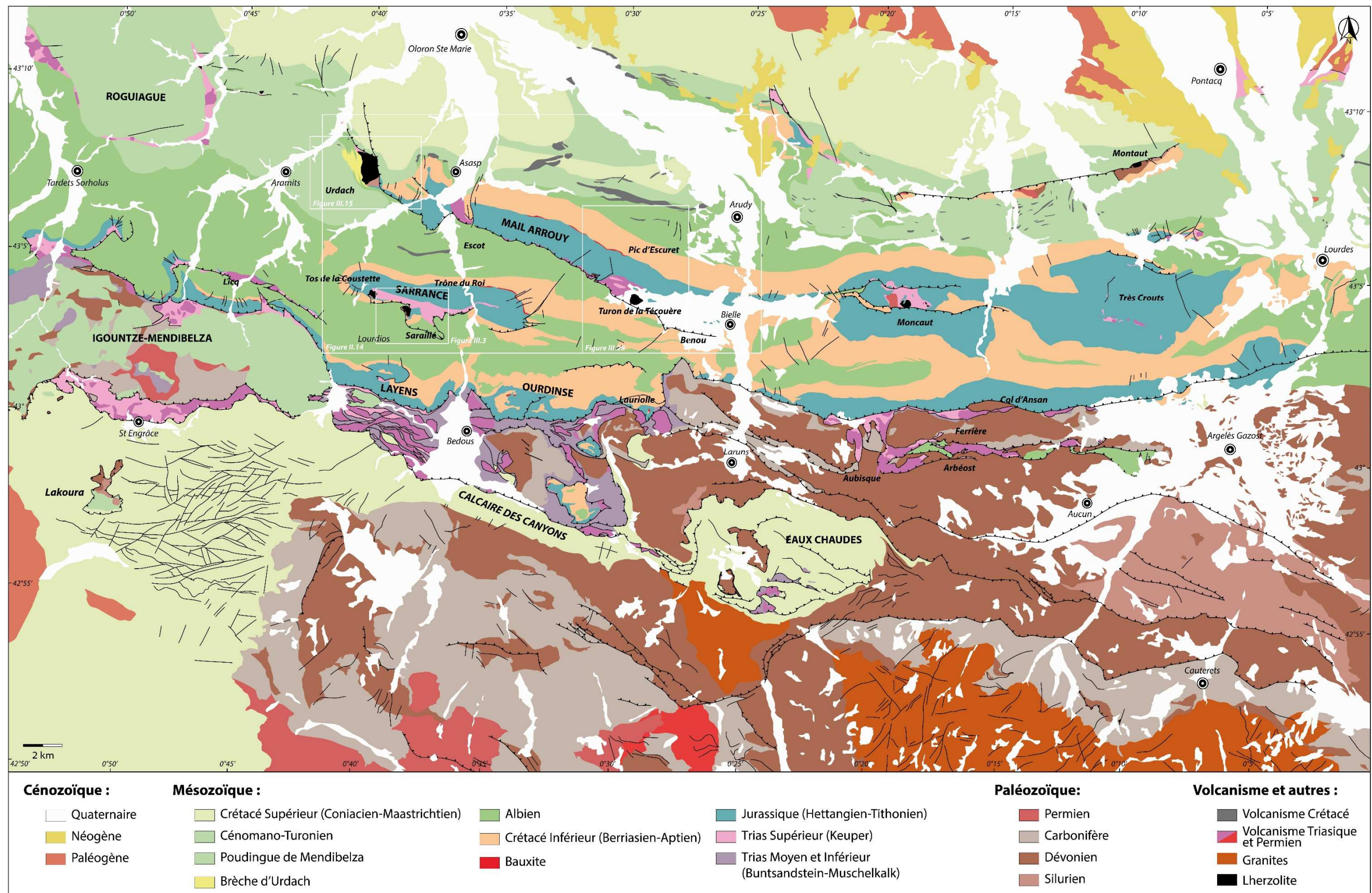


Figure II.13. Carte géologique simplifiée de la zone des Chaînon Béarnais et de l'extrémité nord-ouest de la ZA. Modifiée d'après les cartes au 1/50 000 du BRGM : Tardets-Sorholus (n°1050, Castéras, 1971), Oloron Sainte Marie (n°1051, Castéras, 1970), Lourdes (n°1052, Castéras, 1971), Larrau (n°1068, Castéras, 1971), Laruns-Somport (n°1069, Ternet et al., 2004), Argelès-Gazost (n°1070, Barrère et al., 1998).

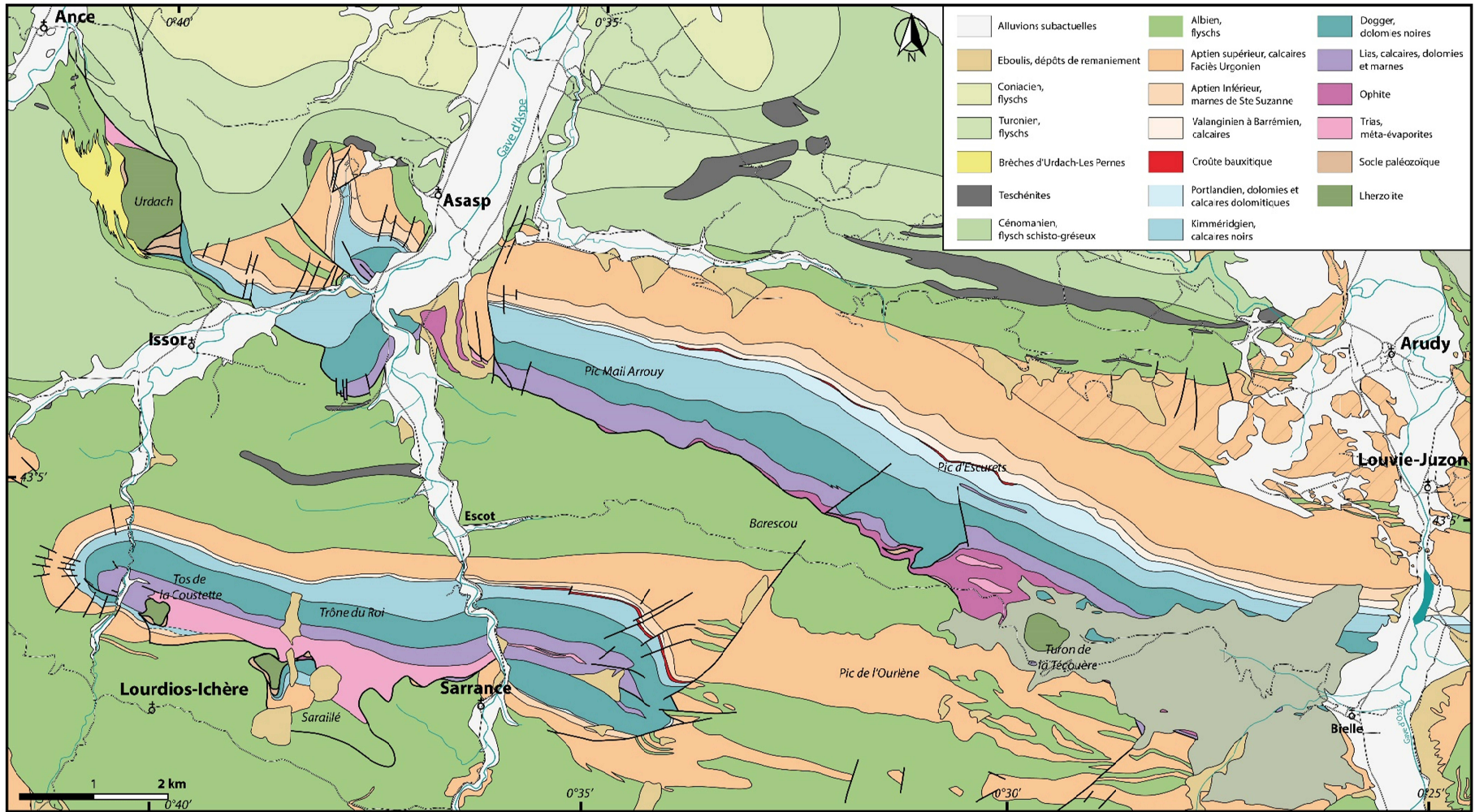


Figure II.14. Carte géologique des Chaînes Béarnais. Modifiée d'après la carte au 1/50 000 d'Oloron Sainte Marie (Castéras, 1970) et Lenoble & Canérot, 1993.

1. Stratigraphie des Chaînon Béarnais

La couverture sédimentaire mésozoïque pré-rift des Chaînon Béarnais est composée de métasédiments triasiques à albiens. Les métasédiments du Trias supérieur correspondent à d'anciennes marnes bariolées, parfois gypsifères profondément transformées par le métamorphisme HT-BP (néo-cristallisations de dolomies, chlorite, talc, ...). Ces faciès sont associés à des cargneules, des brèches cataclastiques, des calcaires dolomitiques et des ophites. Le Jurassique présente plusieurs faciès. L'Hettangien (limite inférieure du Lias, « infralias ») est composé d'une alternance de calcaires en dalles et de brèches polygéniques (dolomie, calcaires cristallins, calcaires oolithiques, cargneule, schistes et ophite). Cet étage est aminci tectoniquement, par contact soustractif. Le reste du Lias inférieur présente une succession de calcaires, de brèches et de dolomies. Le Lias moyen et supérieur est représenté par une alternance de calcaires et de marnes. Le Dogger est constitué de dolomies noires et le Kimméridgien de calcaires noirs. Le Portlandien est constitué d'une alternance de dolomies, de calcaires et de calcaire dolomitiques.

La base du Crétacé inférieur est un contact en discordance sur le Jurassique, soulignée par une croûte ferrugineuse discontinue (bauxite) (Castéras, 1970 ; Combes et al., 1998). Sur cette surface d'érosion se sont déposés, du Valanginien au Barrémien, des calcaires, passant progressivement à des marnes (Marnes de Sainte Suzanne) pendant l'Aptien inférieur. L'Aptien supérieur est représenté par une barre massive de calcaires à *Toucasia* (Rudistes), de faciès Urgonien. L'Albien inclut une alternance de séries péli-to-gréseuses noires et de calcaires qui se présentent sous un faciès de flysch (Roux, 1984, Souquet et al., 1985 ; Debroas, 1990). La teinte très sombre du flysch albien est à l'origine de son appellation Flysch Noir (Fournier, 1905), aujourd'hui utilisée par toute la communauté scientifique pyrénéenne. Il est plus précisément utilisé pour désigner une unité lithostratigraphique comprenant l'ensemble des séries turbiditiques d'âges Albien moyen à Cénomani en inférieur (Souquet, 1984). L'épaisseur cumulée du Flysch Noir peut atteindre 4000 m. Les séries turbiditiques sont parfois pauvres en grès et riches en pélites et en brèches alimentées localement. Elles sont interprétées comme un ensemble de prismes turbiditiques de remplissage de bassins profonds sous contrôle morpho-

tectonique (Souquet et al., 1985). Le Flysch Noir comprend trois mégaséquences datées à l'Albien moyen, l'Albien supérieur et au Vraconnien-Cénomaniens (Souquet et al., 1985 ; Debroyas, 1990) (Cf. Fig II.8). La nomenclature de ces trois mégaséquences est basée sur une étude du bassin de Mauléon, où elles sont relativement complètes. La mégaséquence I (Albien inférieur), composée de brèches calcaires à éléments mésozoïques à dominante pélitique, est limitée à sa base par une surface d'érosion. La mégaséquence II (Albien moyen et supérieur) correspond à des dépôts turbiditiques pélitico-gréseux contenant des brèches à éléments paléozoïques et des conglomérats quartzeux. La mégaséquence III (Vraconnien-Cénomaniens inférieur) est séparée de la mégaséquence II par une discordance, marquant l'accentuation de la tectonique en décrochement sur la bordure ibérique des bassins. Elle est composée de dépôts turbiditiques pélitico-gréseux passant à brèches polygéniques (schiste et lydiennes paléozoïques) et des conglomérats quartzeux (Grès du Barescou).

Le passage entre les calcaires urgoniens de l'Aptien et les flysch albiens est progressif et diachrone entre le nord et le sud des Chaînon Béarnais. En effet, dans le Chaînon du Layens et au niveau d'Arudy (Cf. Fig II.14), le faciès urgonien s'étend jusqu'à l'Albien inférieur (Castéras, 1970 ; Lenoble et Canérot, 1993).

La transition entre l'Albien et le Cénomaniens est aussi caractérisée par la présence de brèches polygéniques, les brèches d'Urdach, constituées d'éléments de socle paléozoïque et de manteau, situées dans le Massif d'Urdach-Les Pernes à la terminaison ouest de la structure du Mail Arrouy (e.g. Castéras, 1970 ; Roux, 1984 ; Jammes et al., 2009 ; Fortané et al., 1986 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Debroyas et al., 2010). Nous discuterons plus longuement de ces brèches, dont l'intérêt est essentiel, plus loin dans ce manuscrit.

Enfin, la période du Cénomaniens au Santonien est caractérisée par le dépôt de flysch calcaires. Au sud des Chaînon Béarnais, le Santonien est caractérisé par le dépôt de brèches. Ces brèches sont composées de larges blocs de socle paléozoïque et carbonates mésozoïques (Durand-Wackenheim et al., 1981).

La figure II.15 présente une corrélation stratigraphique simplifiée de l'épaisseur moyenne de la couverture sédimentaire mésozoïque entre les trois Chaînonns Béarnais, le Mail Arrouy, Sarrance et le Layens. Cette couverture sédimentaire, ayant subi plusieurs phases tectoniques, se retrouve parfois incomplète. Par exemple, le Jurassique est soumis à une phase d'émersion permettant une érosion qui peut atteindre jusqu'aux dolomies du Dogger avec la disparition progressive, vers le sud, du Portlandien et du Kimméridgien. Enfin, la totalité de la couverture est affecté par la phase d'extension albo-cénomaniennne qui se manifeste par la présence d'un métamorphisme de HT-BP et par le boudinage de ces métasédiments. On note localement le développement d'une fabrique tectonique forte donnant naissance à une foliation S0/S1 accompagnant, comme nous le verrons dans ce travail, un aplatissement généralisé de la séquence sédimentaire. Les différences d'épaisseurs de la couverture pré-rift sont donc dues à un amincissement stratigraphique mais aussi tectonique. La composante d'amincissement tectonique étant difficile à évaluer.

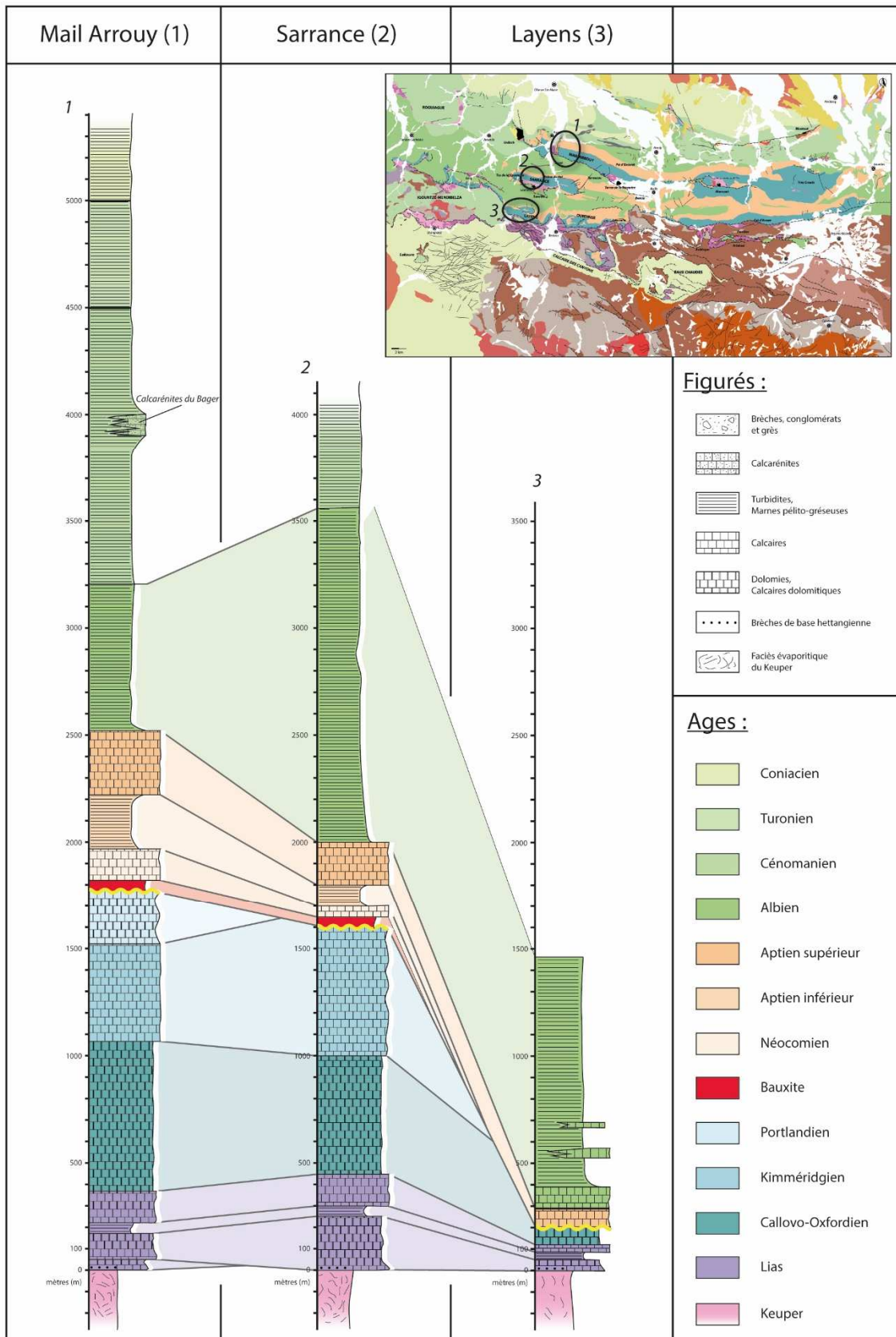


Figure II.15. Corrélation stratigraphique simplifiée entre les Chaînonns du Mail Arrouy, de Sarrance et du Layens, respectivement du nord au sud. Les épaisseurs et les lithologies sont basées la carte au 1/50 000 d'Oloron Sainte Marie (Castéras, 1970), Roux, 1984, Souquet et al., 1985 et Boirie et al., 1985.

2. Structure des Chaînons Béarnais

Dans les travaux anciens, les Chaînons Béarnais résultent de la réactivation en failles inverses d'anciens accidents extensifs mésozoïques (Duée et al., 1984 ; Fortané et al., 1986 ; Canérot & Delavaux, 1986). Selon Canérot & Delavaux (1986) et Canérot et al. (2001), les affleurements de lherzolite et du socle paléozoïque correspondraient à des copeaux arrachés à des parties hautes d'anciens blocs basculés lors du serrage tertiaire. Ils considèrent donc les lherzolites comme sub-autochtones (Fig II.16.a), contrairement à Fortané et al. (1986) qui proposent un déplacement conséquent de ces fragments le long d'un grand chevauchement à vergence sud. Pour ces derniers, les lherzolites sont originaires d'un ancien domaine à fond ultrabasique, plus interne que la partie basale des Chaînons Béarnais sur laquelle ils ont été charriés.

Lagabrielle et al. (2010) reconsidèrent ces interprétations. Pour eux, pendant l'approfondissement des bassins albo-cénomaniens, la couverture sédimentaire pré-rift a glissé le long d'un grand détachement souligné par la présence du Keuper évaporitique et constitué en grande partie de lentilles de socle paléozoïque et de lherzolite. La phase compressive s'exprime comme un *pop-up* généralisé du bassin, avec un serrage d'un système diapirique, qui implique des chevauchements vers le nord et vers le sud (Lagabrielle et al., 2010 ; Labaume & Teixell, 2014; Teixell et al., 2016) (Fig II.16.b). Pendant l'inversion, le détachement est réutilisé et le frottement de la couverture pré-rift a permis l'incorporation puis la mise à l'affleurement de lentilles de socle et de lherzolite, associées aux sédiments mésozoïques (Lagabrielle et al., 2010).

Tugend et al. (2014) (Fig II.16.c) comparent différentes zones des Chaînons Béarnais aux domaines qui caractérisent une marge continentale passive. Il s'agit : (1) du domaine proximal qui correspond au bord de la ZA ; (2) de la *necking zone* qui correspond à la zone de dépôt des poudingues de Mendibelza (qui est ici chevauchée par les Chaînons Béarnais) ; (3) du domaine de croûte amincie qui correspond aux écailles chevauchantes de socle sous les Chaînons et (4) de la zone à manteau exhumé représentée par les unités contenant des

lherzolites associées à la couverture pré-rift. D'après Tugend et al. (2014), les Chaînonns Béarnais sont constitués de panneaux extensifs calcaires rapprochés lors de l'inversion par des chevauchements de grande ampleur. Cela implique à raccourcissement beaucoup plus conséquent que ce que proposent Lagabrielle et al. (2010) et Labaume & Teixell (2014) (serrage des diapirs).

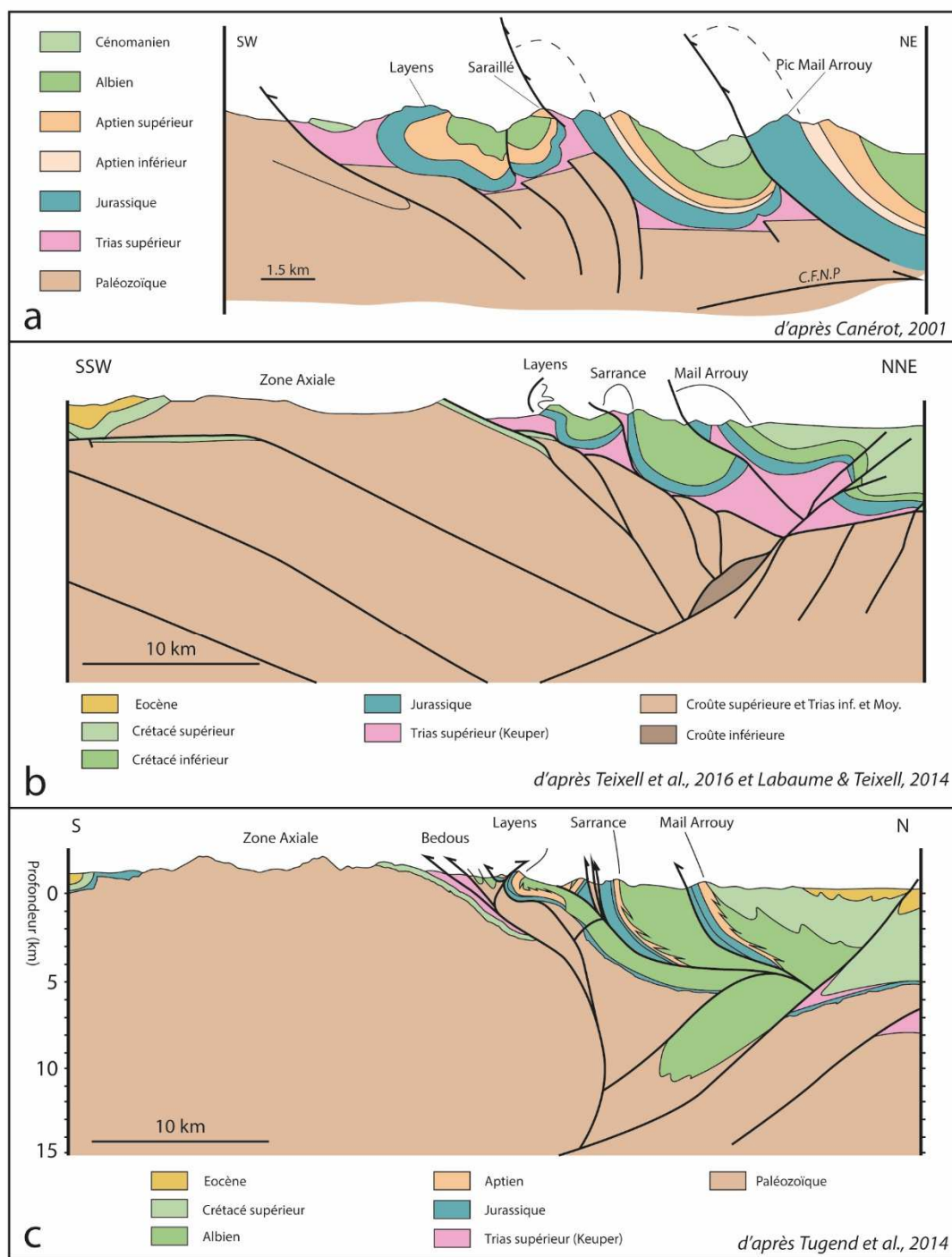


Figure II.16. Coupes géologiques de la transversale des Chaînonns Béarnais jusqu'au sud de la ZA (voir le texte pour explications). a. D'après Canérot et al., 2001. b. D'après Teixell et al. 2016 et Labaume & Teixell., 2014. c. D'après Tugend et al., 2014.

3. Présentation des massifs étudiés dans les Chaînonns Béarnais

3.1. Le massif du Sarailé

L'anticlinal de Sarrance est composé d'une couverture sédimentaire mésozoïque plissée, intimement associée à deux corps de péridotites serpentinisées et des lentilles tectoniques de socle paléozoïque affleurant respectivement au Tos de la Coustette (Pédaing) et dans le massif du Sarailé (Castéras, 1970) (Cf. Fig II.14 pour localisation). Les péridotites du massif du Sarailé forment un corps lenticulaire de 500 m de long (N-S) et de 100 m de large (E-W) sur lequel sont collées des lentilles de croûte continentale paléozoïque de lithologies variées et de 10 à 30 m d'épaisseur seulement. Les roches du manteau et le Paléozoïque sont en contact tectonique avec une couverture sédimentaire mésozoïque. Le contact entre les dolomies jurassiques et les lherzolites est souligné par un niveau folié à talc-chlorite-pyrite, d'une épaisseur de 15 m maximum (Lagabrielle et al., 2010). Nous montrerons au cours de ce travail que ce contact a été actif durant l'exhumation du manteau au Crétacé.

La carte géologique au 1/50 000 du BRGM, dessinée en 1970 par M. Castéras, montre la présence de ces péridotites dans l'anticlinal de Sarrance mais ne propose pas d'interprétation géodynamique de leur mise en place (Fig II.17.a). Par la suite, en 1974, A. Gaudichet dans sa thèse d'Etat révèle que ces massifs lherzolitiques ont une mise en place tectonique accompagnée par des écailles de socle montrant un faible degré de métamorphisme (Fig II.17.b). Elle propose alors une mise en place anté-cénomanienne en se basant sur l'étude d'un autre massif lherzolitique dont nous parlerons plus tard en détail, le massif d'Urdach-Les Pernes, où elle a pu observer la présence de fragments de lherzolite remaniés dans les sédiments cénomaniens (Brèches d'Urdach, Cf. section 3.2). De plus, elle évoque le fait que les terrains mésozoïques encaissants ont subi un métamorphisme régional caractérisé par l'apparition dans les plans de schistosité de chlorite et de muscovite néoformée. Elle propose que le métamorphisme soit lié à la tectonogénèse tertiaire. Nous savons aujourd'hui que ce métamorphisme est en fait d'âge crétacé (e.g. Golberg & Leyreloup, 1990 ; Clerc et al., 2015).

Par la suite, de nouvelles études dans les années 1980, proposent pour les lherzolites et le socle paléozoïque du massif du Sarailé une exhumation avant le Jurassique moyen (au moins), suivie du dépôt en discordance des sédiments mésozoïques (Duée et al., 1984 ; Fortané et al., 1986) (Fig II.17.c). L'association tectonique entre les roches ultramafiques et le socle paléozoïque métamorphique se serait formée pendant ou à la fin de l'orogénèse hercynienne. Cette interprétation est basée sur : (1) l'absence de Lias à la base de la couverture sédimentaire mésozoïque et (2) la découverte d'une couche composée de talc, chlorite (clinocllore) et trémolite entre les sédiments mésozoïques et les lherzolites, qui était alors interprétée comme une fine couche d'altérites de pédogénèses métamorphisés dans le faciès schiste vert (Fig II.17.c). En 1986, Canérot et Delavaux contredisent ces idées et proposent que l'absence de Lias soit d'origine tectonique et que les encroûtements (zone à talc) soient des zones d'altération le long d'une faille séparant le Mésozoïque du Paléozoïque et des lherzolites (Fig II.17.d). La réduction d'épaisseur des sédiments mésozoïques résulterait de la localisation du secteur étudié sur une partie haute d'un bloc basculé (Cf. Section 2). Les lherzolites et le socle paléozoïque de l'anticlinal de Sarrance correspondraient à des copeaux arrachés lors des serrages tertiaires aux parties hautes des anciens blocs basculés. Ainsi le massif du Sarailé serait sub-autochtone (Canérot & Delavaux, 1986).

Lagabrielle et al. (2010) interprètent le contact entre les lherzolites et la couverture sédimentaire mésozoïque comme étant une faille de détachement ayant fonctionné pendant la phase extensive albo-cénomanienne. Dans ce cas, les lentilles de socle paléozoïque seraient des témoins d'une croûte très amincie (Fig II.17.e). Les données géologiques permettent aux auteurs de proposer un modèle s'appuyant sur : (1) un détachement peu penté menant à l'exhumation du manteau et (2) le rôle du glissement gravitaire de la couverture sédimentaire mésozoïque, sur la couche savon des évaporites du Keuper (Cf. Fig II.6). Pour ces auteurs, l'ouverture de ces bassins est alors liée à un amincissement crustal extrême et à la dénudation du manteau le long d'un détachement majeur.

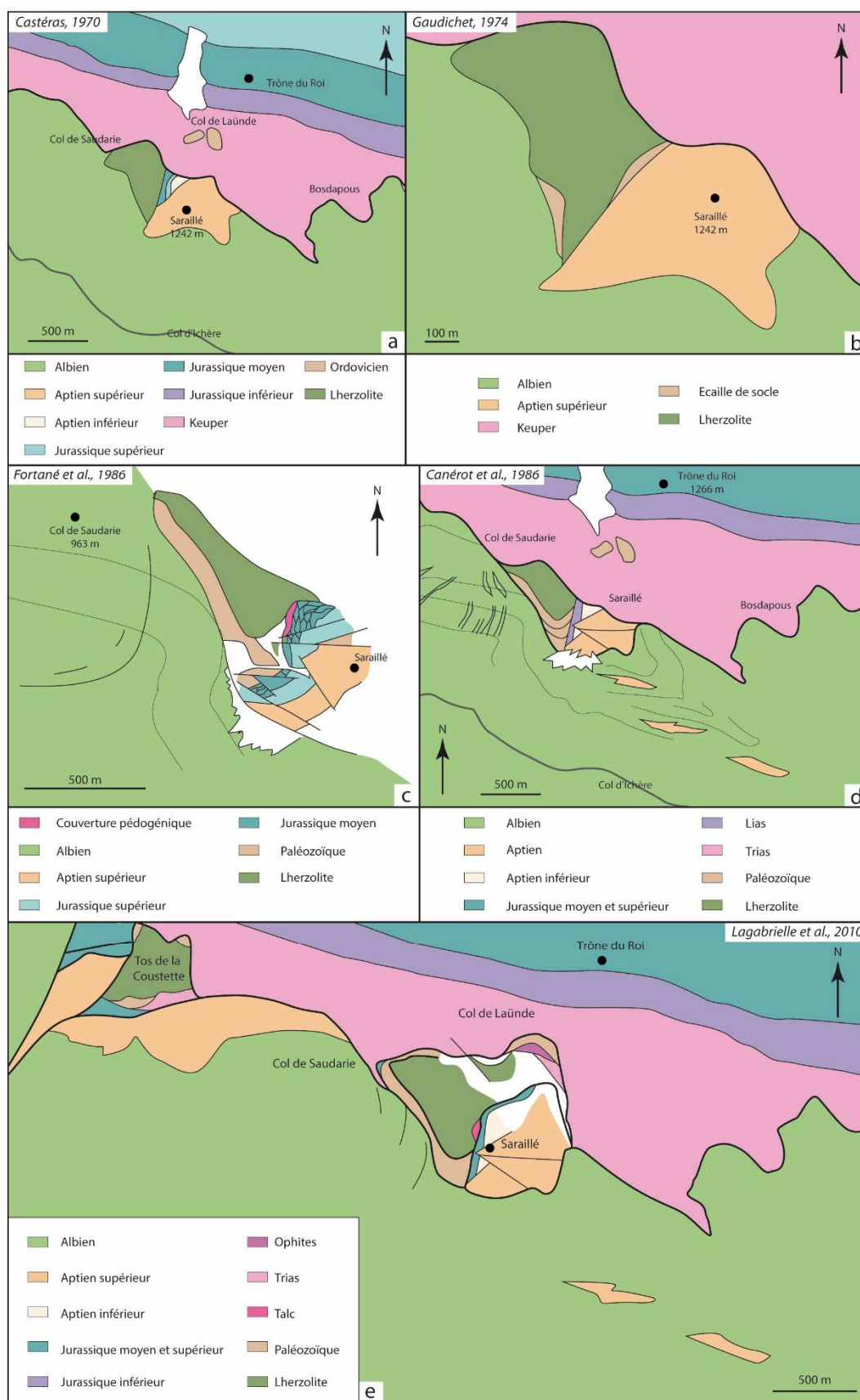


Figure II.17. Évolution de la cartographie du Massif du Sarailié entre 1970 et 2010. a. Carte géologique au 1/50 000 (Castéras, 1970). b. Gaudichet, 1974. c. Fortané et al., 1986. d. Canérot & Delavaux, 1986. e. Lagabrielle et al., 2010. Voir le texte pour explications.

3.2. Le massif d'Urdach-Les Pernes

D'après la carte au 1/50 000 d'Oloron Sainte-Marie (BRGM, Castéras, 1970) le massif d'Urdach-Les Pernes, situé à la terminaison ouest du chaînon du Mail Arrouy, est constitué d'une lherzolite massive serpentinisée entourée de socle paléozoïque, de sédiments mésozoïques mais aussi de brèches appelées « brèches d'Urdach » (Fig II.18.a). D'après Castéras (1970) ces brèches sont composées essentiellement de blocs de granite, de gneiss, de quartzophyllades, de quartzite micacés, accompagnés de lydiennes, de calcaires, de paquets de schistes maclifères et de schistes noirs. Les brèches d'Urdach ont d'abord été interprétées comme s'étant formées par resédimentation d'une bande de mylonite présentant plusieurs degrés de métamorphisme pouvant atteindre jusqu'à 200 m de largeur et s'étendant jusqu'au col d'Etche (Viennot, 1927 cité par Roux, 1984). Malgré l'absence de fossiles, ces brèches ont été considérées comme étant cénomaniennes parce qu'elles sont interstratifiées avec des couches de flysch (Tisin, 1963 ; Schoeffler et al., 1964 ; Deloffre, 1965 ; Castéras, 1970). Des études pétrographiques ultérieures des lherzolites (Monchoux, 1970 ; Gaudichet, 1974 ; Fig II.18.b) et les études sédimentologiques des brèches d'Urdach (Roux, 1984 ; Fig II.18.c) ont permis de confirmer la resédimentation des lherzolites dans la brèche, grâce à des observations près d'Escoubès. Roux (1983) attribue alors un âge albien moyen à supérieur à la sédimentation des brèches. Par la suite, de nouvelles études ont démontré que la sédimentation des brèches d'Urdach s'est effectuée entre l'Albien supérieur et le Cénomaniens inférieur (Souquet et al., 1985), grâce à la découverte et à l'identification de nannoplanctons (*Eiffelithus turriseiffeli*). Ces différentes observations ont permis de proposer que les brèches d'Urdach représentent une épaisse accumulation de *wild-flysch* coiffant du socle paléozoïque. Pour les auteurs de cette époque, les éléments de grandes tailles sont soit inclus dans les brèches comme des klippen sédimentaires ou bien représentent des pointements de socle en place. En 1986, cette idée autochtoniste est contestée par Fortané et al. qui proposent que la lherzolite et les fragments de socle soient des éléments indépendants (olistolites) resédimentés dans des flyschs pélitiques (Fig II.18.d).

En 1970, P. Monchoux avait mis en évidence des pegmatites incluses dans la lherzolite sous forme de patches ovoïdaux de taille métrique, composées presque exclusivement d'albite. Ces albitites ont la particularité de contenir des corindons et des zircons (Pin et al., 2001; Fauvain et al., 2009). Une quarantaine de ces albitites ont été répertoriées par Fauvain et al. (2009) (Fig II.18.e). Pin et al. (2001 et 2006) proposent une origine mantellique pour ces dykes felsiques qui présentent une composition chimique suggérant une très faible fusion partielle d'une source harzburgitique (<1%) enrichie au préalable en éléments incompatibles par une remontée de manteau inférieur. Ces dykes ont été datés aux alentours de 100 Ma (Pin et al., 2001), ce qui prouve que leur mise en place est liée à la remontée rapide du manteau à l'albo-cénomaniien.

Jammes et al. (2009) proposent que la lherzolite d'Urdach soit nappée par les brèches et que l'ensemble chevauche le Flysch Noir albo-cénomaniien (Fig II.18.f). Le contact entre la lherzolite et les brèches serait stratigraphique comme le démontre la présence d'ophicalcites, témoins de la dénudation du manteau dans les fonds marins. De plus, ils proposent que le contact basal, entre la lherzolite et les sédiments mésozoïque, au col d'Urdach, soit en fait une faille à faible plongement vers le NE et contemporaine de la tectonique compressive pyrénéenne, contrairement à Fortané et al. (1986) qui proposaient que la lherzolite d'Urdach soit un olistholite isolé dans les flysch cénomaniens. Pour Jammes et al. (2009) la dénudation du manteau au massif d'Urdach-Les Pernes est le témoin de la disparition de la croûte continentale. La couverture sédimentaire mésozoïque se serait décollée sur le niveau évaporitique du Keuper et aurait été mise en contact direct avec le manteau. D'après Lagabriele et al. (2010), la juxtaposition du manteau et des lentilles de roches crustales suggère aussi le fonctionnement d'une faille de détachement majeur. L'exhumation et la dénudation de ce détachement, à l'Albo-Cénomaniien, permettrait alors la resédimentation du matériel ultramafique et crustal pour former les brèches d'Urdach interstratifiées dans le flysch créacé. Le motif cartographique du flysch cénomaniien suggère un contact en discordance sur les roches sous-jacentes (voir : Lagabriele et al. (2010), Fig II.18.g et Castéras, (1970), Fig II.18.a). Les interprétations les plus récentes mettent en évidence une déformation ductile affectant la couverture sédimentaire mésozoïque et attribuée à l'extension albo-cénomaniienne (Jammes et

al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010). L'érosion des terrains pré-cénomaniens qui alimentent les brèches s'est faite pendant cette phase d'extension. Enfin, d'après Debroas et al. (2010) la présence d'éléments de lherzolite remaniés dans les brèches d'Urdach témoigne d'une dénudation un peu plus tardive que dans les interprétations précédentes et serait alors d'âge Vraconnien-Cénomaniens inférieur. Pour eux, les brèches d'Urdach seraient des brèches de pentes issues de têtes soulevées de blocs basculés.

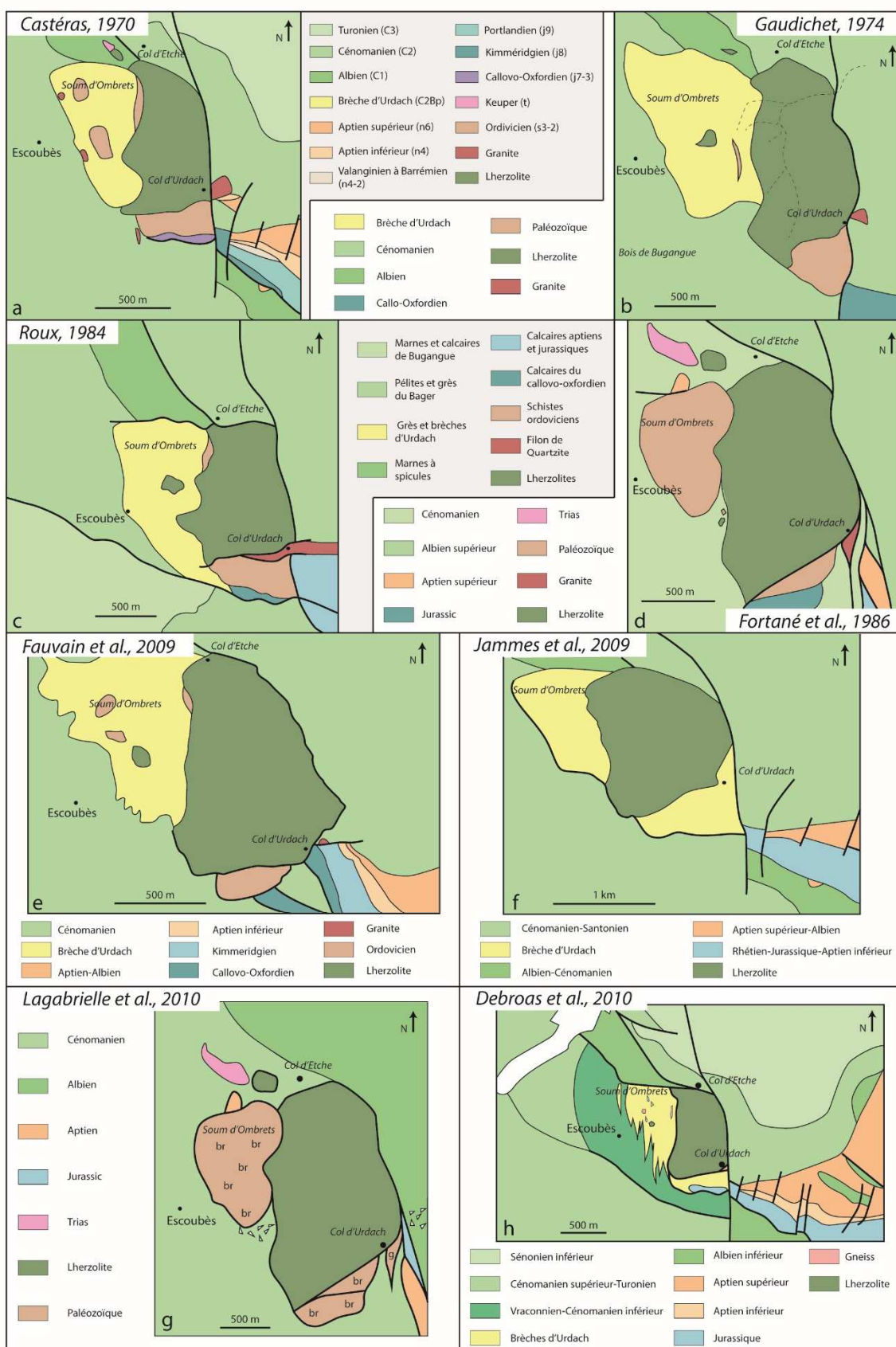


Figure II.18. Evolution de la cartographie du Massif d'Urdach-Les Pernes entre 1970 et 2010. a. Carte géologique au 1/50 000 (Castéras, 1970). b. Gaudichet, 1974. c. Roux, 1984. d. Fortané et al., 1986. e. Fauvain et al., 2009. f. Jammes et al., 2009. g. Debroas et al., 2010. h. Lagabrielle et al., 2010.

3.3. Le Turon de la Técoùère

Le Turon de la Técoùère est un massif de péridotite situé sur le plateau du Bénou, près de la commune de Bielle (Cf. Fig II.14 pour localisation). Il s'agit d'un massif formant une colline conique régulière d'un diamètre de 700 m, isolée au milieu de dépôts glaciaires dans une zone de terrains triasiques et liasiques (Canérot, 1964). Les contacts y sont malheureusement recouverts par ces dépôts quaternaires. La serpentinisation y est assez rare et limitée au versant NE (Canérot, 1964). Cette lherzolite est en majeure partie mylonitisée selon des bandes d'orientations N130 à N150 et de pendages 40NE à 60NE (Canérot, 1964 ; Vissers et al., 1997), qui peuvent être distingués en trois types structuraux de mylonite, représentés sur la Figure II.19 (Vissers et al., 1997). D'après Vissers et al. (1997) les mylonites sont habituellement interprétées comme s'étant formées pendant le rifting albo-cénomaniens. Néanmoins, ils évoquent la possibilité que les déformations mylonitiques et la mise en place dans la croûte supérieure pourraient dater de l'extension post-orogénique hercynienne. En 2010, Lagabriele et al. ont révélé que la lherzolite du Turon de la Técoùère était associée à quelques affleurements parsemés de marbres aptiens et de dolomies jurassiques très foliés, ainsi qu'à des schistes paléozoïques et des ophites. Ces auteurs notent le contraste entre les fabriques tectoniques prononcées de ces carbonates mésozoïques, proche du manteau, par rapport aux carbonates présents dans la structure du Mail Arrouy au nord. Ils proposent alors que ces roches représentent un assemblage tectonique de lentilles de croûte, de manteau et de sédiments pré-albiens, similaires aux assemblages observés dans les autres massifs et résultant de l'exhumation crétacé (Sarailé, Urdach).

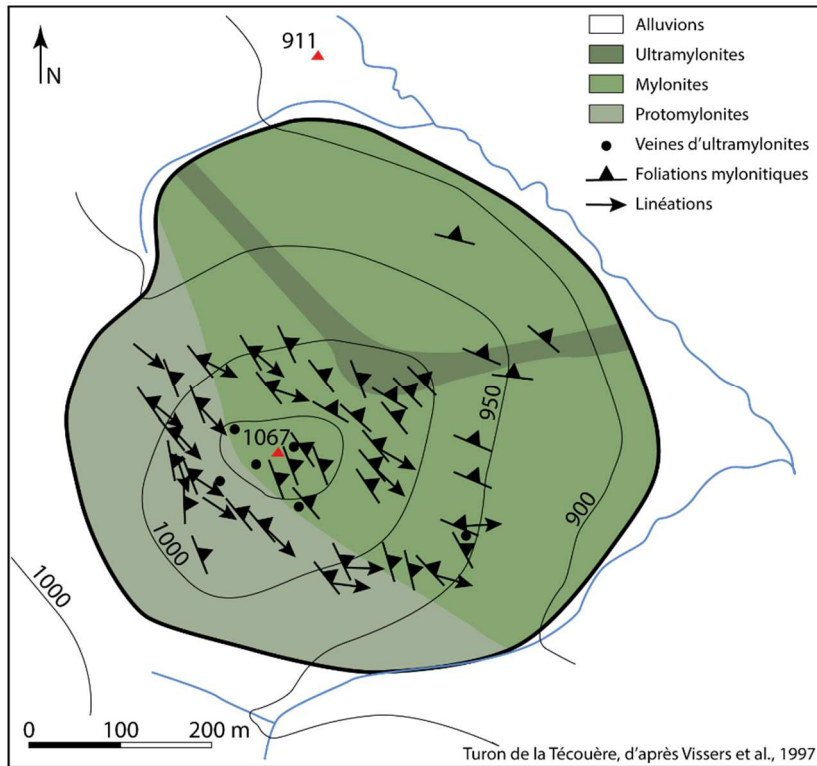


Figure II.19. Carte structurale de la lherzolite du Turon de la Técoùère (Cf. Fig II.14 pour localisation) montrant la distribution des foliations mylonitiques et des linéations associées. Notez l'orientation des foliations et les directions de linéations NO-SE (d'après Vissers et al., 1997).

4. La zone sud des Chaînons Béarnais

4.1. Les poudingues de Mendibelza et le Pic Lakoura

Sur la bordure sud-ouest des Chaînons Béarnais, l'Albo-Cénomaniens est représenté par les poudingues de Mendibelza déposés sur la partie proximale des bassins extensifs (Massif d'Igountze-Mendibelza). Les poudingues de Mendibelza sont un cône de dépôt conglomératiques de delta proximal d'une épaisseur d'environ 2000 m. Ils sont présents exclusivement au sud du bassin de Mauléon entre St Jean-Pied de Port à l'ouest et Bedous à l'est. Il s'agit d'une alternance de formation silico-clastique, conglomératique et pélito-gréseuse à éléments paléozoïques et mésozoïques. Les clastes sont représentés par des marbres dévoniens, des calcaires noirs carbonifères, des schistes et argilites du Permo-Trias, des grès rouges et des quartzites triasiques et des carbonates albiens (Boirie & Souquet, 1982). Nous pouvons noter que le Paléozoïque n'est représenté que par la croûte continentale supérieure. La limite inférieure des poudingues est caractérisée par une surface d'érosion et forme une discordance en *onlap* sur le socle paléozoïque à pente vers le nord, d'un angle de 25° à 45° (Boirie, 1981 ; Boirie & Souquet, 1982 ; Souquet et al., 1985) (Fig II.20).

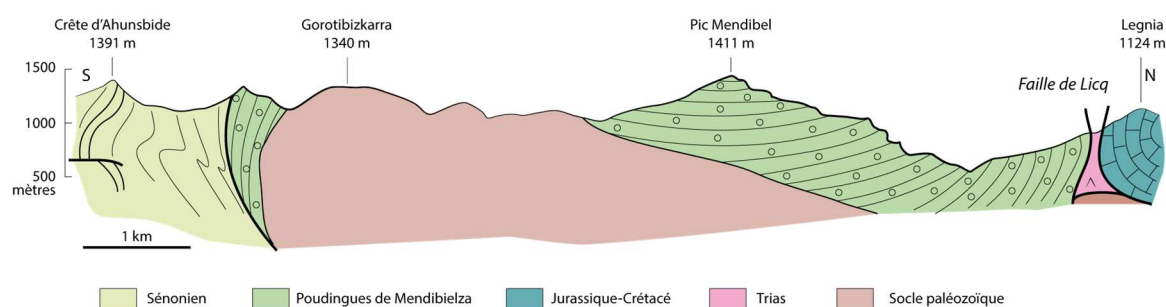


Figure II.20. Coupe schématique à travers le massif de Mendibelza montrant les relations entre les poudingues de Mendibelza et le socle paléozoïque (d'après Boirie et Souquet).

Les massifs d'Igountze et de Mendibelza chevauchent vers le sud la ZA (Fournier, 1905 ; Teixell, 1993). Le Pic Lakoura est une klippe tectonique, chevauchante sur le Crétacé supérieur de la ZA (Calcaires de Canyons), constituée de Poudingues de Mendibelza reposant sur un socle paléozoïque Silurien et Dévonien (Castéras, 1971 ; Teixell, 1993) (Fig II.21). Le chevauchement basal des massifs d'Igountze-Mendibelza, amène en superposition le Paléozoïque, le Trias et le Crétacé (chevauchement de Lakoura) sur des calcaires crétacés supérieurs de la couverture du Paléozoïque de la ZA (Ribis, 1965 ; Teixell, 1993). Ce chevauchement plonge à 30-40° au niveau de St Engrâce ; il est subhorizontal sous la klippe du Pic Lakoura. La nappe de Lakoura est limitée au nord par la faille de Licq, subverticale, à histoire complexe, séparant les massifs d'Igountze-Mendibelza des Chaînon Béarnais. Le mouvement compressif le long de cette faille a été estimé à environ 10 km par Teixell et al. (2016) d'après leur reconstruction de la marge à l'Albo-Cénomani (Cf Fig II.9.b). D'après Teixell (1993), une éaille de Trias est présente sous la totalité du massif d'Igountze, se prolongeant jusqu'à la faille de Licq. Cet auteur interprète ce massif, ainsi que le Pic Lakoura, comme des hauts de blocs basculés vers le nord durant l'extension albien, puis scalpés pendant la compression pyrénéenne (Fig II.21).

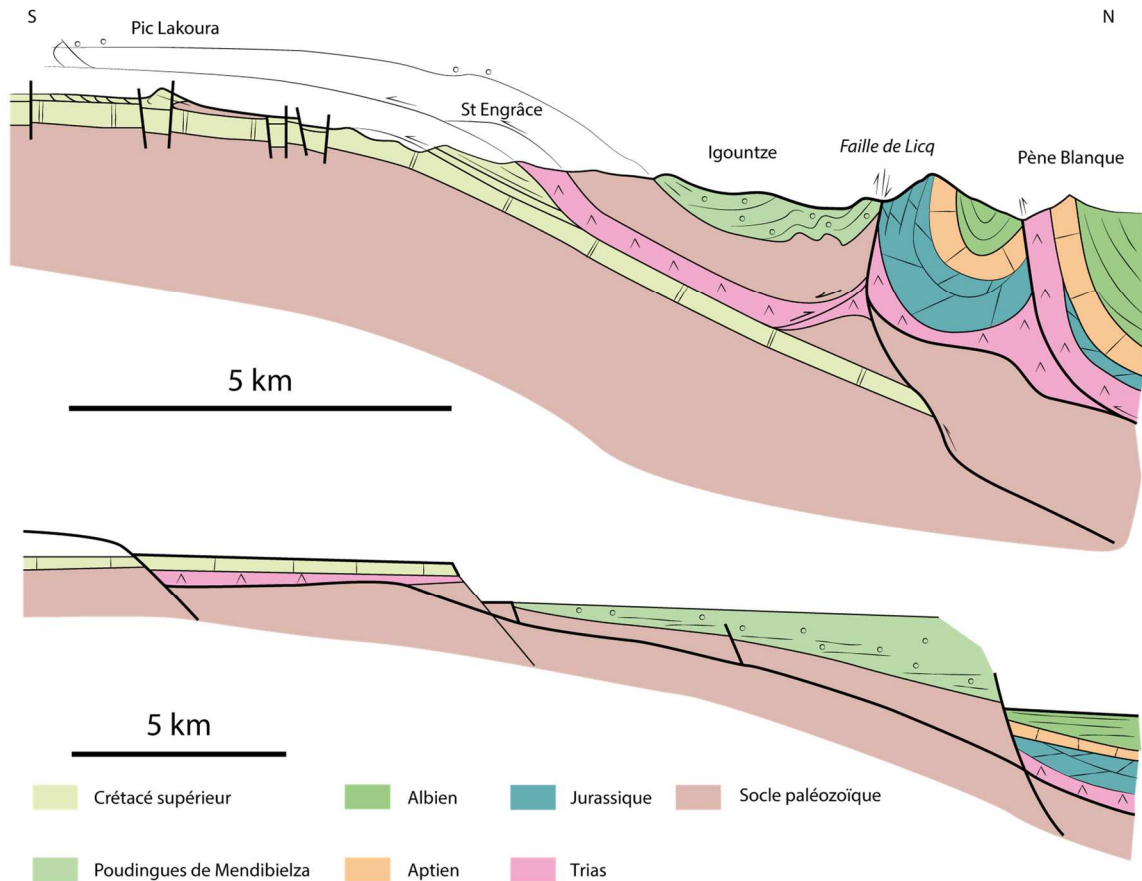


Figure II.21. Coupe géologique équilibrée du massif d'Igountze et des régions voisines et coupe restaurée à l'albo-cénomanien (D'après Teixell, 1993).

4.2. Les écailles chevauchantes du couloir Accous-Laruns

A l'est du massif d'Igountze, les Chaînons Béarnais sont bordés au sud par un ensemble complexe d'écailles tectoniques chevauchantes vers le sud. Large de 2 à 10 km, ce système d'écailles est séparé des Chaînons Béarnais par un accident à vergence sud. Il constitue le bloc supérieur des chevauchements à vergence sud de Lakoura et, plus à l'est, des Eaux Bonnes, qui l'ont charrié sur la Zone Axiale. Canérot et al. (2004) ont considéré que ce système d'écailles témoigne également d'une composante décrochante sénestre associée au serrage pyrénéen et l'ont nommé « couloir de décrochement de Bielle-Accous ».

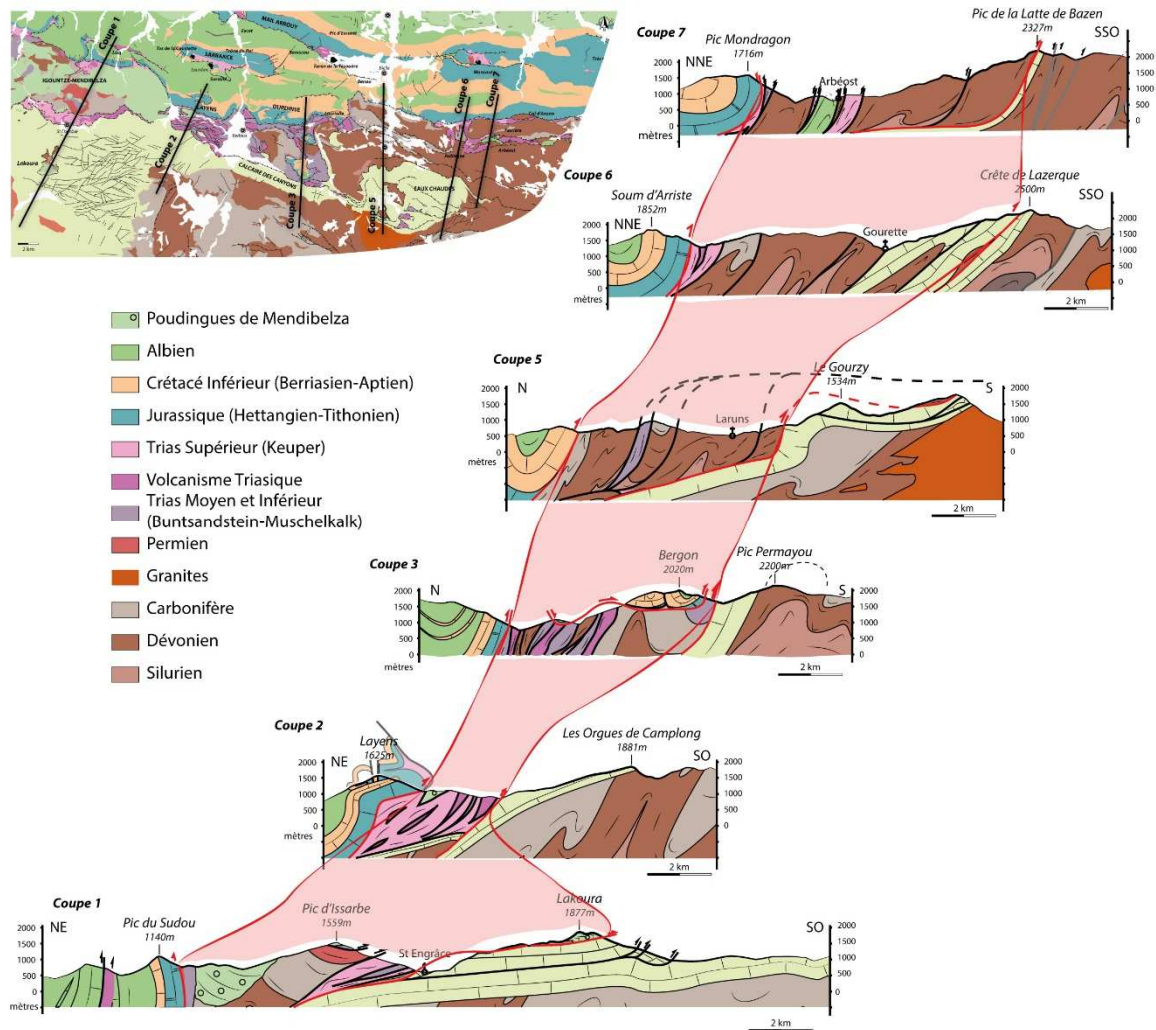


Figure II.22. Coupes dessinées d'après la carte de Ternet et al., 2004.

Près de Bedous (Cf. Fig II.13, Coupe 2 Fig II.22), on distingue une série d'écaillés triasiques chevauchantes vers le sud (Canérot et al., 2004) (Fig II.23). Plus à l'est, les écaillés triasiques sont associées à des écaillés paléozoïques formant le *footwall* de la klippe tectonique du Bergon, mise en place pendant l'orogénèse pyrénéenne (Coupe 3, Fig II.22.). Cette klippe est composée de sédiments triasiques à albiens et présente deux plis synclinaux collés banc sur banc, témoins d'une ancienne structure diapirique. Elle est considérée comme le prolongement sud des Chaînon Béarnais (e.g. Ternet et al., 2004). Le système d'écaillés se prolonge à l'est par les unités paléozoïques de Laruns/Aubisque/Ferrière (vallée d'Ossau) (Cf. Fig II.13 et Fig II.22). Au nord du Crétacé supérieur des Eaux-Chaudes, le Paléozoïque (dévon-carbonifère) est

découpé par des accidents varisques ayant rejoués activement durant le cycle alpin et présente un ensemble structural d'orientation parallèle à l'axe de la chaîne pyrénéenne (Mirouse, 1966 ; Ternet et al., 2004) (Coupe 5 et 6, Fig II.22). Cet amoncellement d'écailles tectoniques présente une particularité intéressante : il incorpore une écaille de sédiments albiens. Cette écaille est constituée d'un ensemble de calcaires microbréchiques, de microbrèches, de brèches chaotiques et de pélites (Barrère et al., 1998) (Coupe 7, Fig II.22).

Au terme de cette Partie II, des caractéristiques importantes relatives à l'évolution pré-orogénique de la zone des Chaînon Béarnais ont été mises en avant. On peut les résumer de la façon suivante (d'après Lagabrielle et al., 2010) :

- (1) La présence de roches triasiques déformées et métamorphisées, témoins de la localisation du détachement et du chevauchement de la couverture mésozoïque ;**
- (2) La déformation pré-cénomaniennne de la couverture mésozoïque, avec la mise en place de diapir dès le glissement de celle-ci et donc une pré-structuration plissée ;**
- (3) La présence de manteau resédimenté dans des sédiments albo-cénomaniens, qui prouve la dénudation totale du manteau dans le fond des bassins (Cf Partie II 2.3.2) ;**
- (4) La dénudation du nord de la ZA, qui permet le dépôt en onlap des poudingues de Mendibelza.**

Troisième Partie

STRUCTURE DE LA PALÉO-MARGE NORD-IBÉRIQUE ALBO-CÉNOMANIENNE

Avant-propos

Dans cette troisième partie, seront exposées les nouvelles données acquises dans le cadre de cette thèse concernant la structure de la paléo-marge nord-ibérique albo-cénomaniennne inversée présente dans les Chaînons Béarnais. Pour cela nous nous baserons sur l'étude détaillée de trois massifs : (1) le massif du Saraillé, (2) le massif d'Urdach-Les Pernes, (3) le Turon de la Técoùère.

Cette partie est organisée en six chapitres :

Chapitre 1 : Le Massif du Saraillé : une marge distale inversée au cœur de l'anticlinal de Sarrance

Chapitre 2 : Article publié dans les Comptes Rendus Géoscience

Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Saraillé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone)

Benjamin Corre, Yves Lagabrielle, Pierre Labaume, Serge Fourcade, Camille Clerc, Michel Ballèvre

Chapitre 3 : Structure du massif du Saraillé : complément au chapitre 2

Chapitre 4 : Le massif d'Urdach-Les Pernes, un témoin de la dénudation du manteau

Chapitre 5 : Le Turon de la Técoùère

Chapitre 6 : La bordure sud du rift pyrénéen

CHAPITRE 1

Le massif du Sarailé : partie d'une marge distale inversée au cœur de l'anticlinal de Sarrance

Comme nous l'avons vu précédemment, la structure de Sarrance est un anticlinal chevauchant à vergence sud composé d'une couverture sédimentaire mésozoïque pré-rift. Cet anticlinal a pour particularité de présenter en son cœur deux corps de péridotites, le Tos de la Coustette à l'ouest et le massif du Sarailé au centre (Fig III.1). Ces péridotites sont intimement associées à des lambeaux de croûte continentale paléozoïque et à la couverture sédimentaire mésozoïque. Toutes ces lithologies ont la particularité d'être complètement déconnectées de leur socle d'origine, comme déjà évoqué.

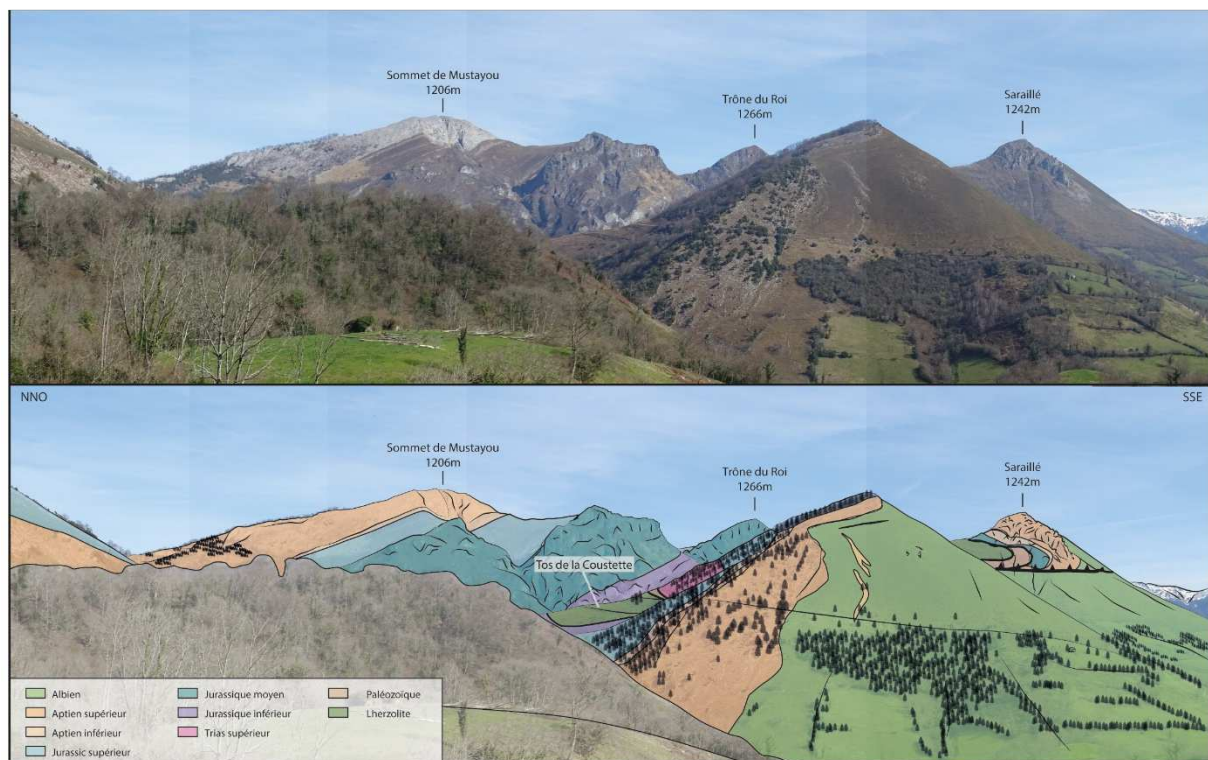


Figure III.1. Panorama interprété de l'anticlinal de Sarrance vu depuis l'ouest, avec en premier plan la lherzolite du Tos de la Coustette et en arrière-plan la lherzolite du massif du Sarailé. Notez la différence d'épaisseur de la couverture sédimentaire mésozoïque entre le flanc nord (à gauche) et le flanc sud (à droite) de l'anticlinal.

CHAPITRE 2

**Article publié dans les Comptes rendus Géoscience
(Vol. 348, N°3-4, pp 279-289, 2016)**

Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Sarailé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone)

Benjamin Corre ^{a,*}, Yves Lagabrielle ^a, Pierre Labaume ^b, Serge Fourcade ^a, Camille Clerc ^c, Michel Ballèvre ^a

¹*Géosciences Rennes – UMR 6118, Université de Rennes 1-CNRS, 263 avenue du Général Leclerc – CS 74205, 35042 – Rennes Cedex, France*

²*Géosciences Montpellier – UMR 5243, Université de Montpellier-CNRS, Place Eugène Bataillon – CC 60, 34095 – Montpellier cedex 5, France*

³*Institut des Sciences de la Terre d'Orléans – UMR 7327, Université d'Orléans, 1A rue de la Férollerie – 45071 – Orléans cedex 2, France*

Keywords: *Ductile deformation, Albian-Cenomanian rifting, Distal passive margin, Mantle exhumation, Chaînons Béarnais*

Abstract

The Chaînons Béarnais ranges (North-Pyrenean Zone, west-central Pyrenees) display a fold-and-thrust structure involving the Mesozoic sedimentary cover, decoupled from its substratum at the Keuper evaporites level and associated with a few peridotite bodies and scarce Palaeozoic basement lenses. In the western part of the Chaînons Béarnais, the newly described recumbent fold of the Sarailié massif comprises a peridotite body and several lenses of Palaeozoic basement wrapped by the Triassic to Aptian sedimentary cover. This structure represents a remnant of the distal portion of the Pyrenean paleo-rifted margin where mantle rocks have been exhumed during Albian–Cenomanian times. In this paper, we present the first detailed mapping and microstructural analysis of the Sarailié massif, providing new geological basis for reconstructing the evolution of this part of the paleo-margin. Our mapping (i) shows that the pre-rift Mesozoic cover forms a recumbent fold cored by mantle and crustal rocks and (ii) confirms that the prerift cover was detached from its bedrock along a layer of Triassic evaporites and slid onto the exhumed mantle rocks. Sliding of the prerift cover was associated with extreme crustal thinning and mantle exhumation along a major detachment fault, together with intense metasomatism affecting both the continental basement and the sedimentary cover. We show for the first time (1) that the Mesozoic pre-rift sediments experienced syn-metamorphic ductile thinning during mantle exhumation, and (2) that during its extreme attenuation, the continental basement was reduced to tectonic lenses some ten meters thick by ductile shearing.

1. Introduction

Subcontinental mantle rocks are exhumed at the foot of some present-day non volcanic distal passive margins due to extreme thinning of the continental crust. In the deep ocean, the rocks recording the processes of mantle exhumation are of very limited access. Therefore, the study of inverted passive margins exposed in mountain belts is of high interest (Clerc and Lagabrielle, 2014; Mohn et al., 2015; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009; Tugend et al., 2014). Such analogues allow direct sampling of a great variety of rocks in the environment where mantle rocks are exhumed.

The Pyrenees are an east-west-trending belt resulting from the tectonic inversion of a thinned continental domain opened between the Iberian and European plates during mid-Cretaceous times (Choukroune, 1992). They comprise three main domains, the North-Pyrenean Zone (NPZ), the Axial Zone (AZ) and the South-Pyrenean Zone (SPZ) (Fig. 1a). The NPZ is comprised of a folded Mesozoic sedimentary cover, locally metamorphosed. The eastern and central parts of the NPZ are characterized by the occurrence of massifs of Palaeozoic rocks, the so-called the North-Pyrenean Massifs. The AZ is mostly made of Variscan meta-sediments and granitoids. The SPZ is made of the folded Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover detached on the Triassic evaporites. The Cretaceous extension in the Pyrenean realm resulted from the rotational plate motion of Iberia versus Europe, in relation with the opening of the North Atlantic and the Bay of Biscay oceanic domains (e.g., Choukroune and Mattauer, 1978; Gong et al., 2008; Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004). So far, several kinematic models have been proposed to describe the Iberia rotation. These models provide different constraints for the age, amount and direction of crustal extension and for the width of the thinned domain (Jammes et al., 2009, 2010; Mouthereau et al., 2014, Teixell et al., 2016; Tugend et al., 2014). However, a general consensus exists on the fact that mantle rocks have been exhumed on the floor of Albian–Cenomanian basins as the result of extreme continental thinning. These basins were inverted by the Pyrenean orogeny from the Late Santonian to Early Miocene times to form the future NPZ (e.g., Mouthereau et al., 2014; Muñoz, 1992; Roure et al., 1989; Vergés et al., 2002; Teixell et al., 2016). As a consequence, the Pyrenean belt is now considered as a relevant analogue of preorogenic passive margins (Clerc et al., 2012, 2013; Jammes et al., 2009, 2010; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Lagabrielle et al., 2010; Teixell et al., 2016).

The Iberian and European distal margins are characterized by a regime of hyperextension implying the exhumation of the subcontinental mantle, the tectonic lenticulation of the continental crust and the detachment of the sedimentary Mesozoic cover (Jammes et al., 2010; Lagabrielle et al., 2010). Recently, Clerc and Lagabrielle (2014) have proposed that owing to the high thermal gradient accompanying mantle exhumation, the crustal and sedimentary cover rocks of the distal part of the hyperextended margins behaved in a ductile manner. Therefore, an important issue is to better investigate the significance of the relationships between mantle rocks, continental basement rocks and Mesozoic metasediments that are exposed together in the NPZ. In this paper, we present a new detailed geological study of the Sarailé Massif (Chaînons Béarnais ranges, west-central NPZ; Fig. 1), a key area where mantle rocks, continental basement rocks and pre- and syn-rift sediments are exposed over a restricted area. Despite its importance in unravelling fundamental processes (Lagabrielle et al., 2010), the geology of the Sarailé massif has been little investigated; in particular, a detailed geological map at 1/25,000 scale was lacking. Here, we provide this detailed mapping and we discuss its implications for the processes related to mantle exhumation accompanying extreme continental thinning in the Pyrenean domain.

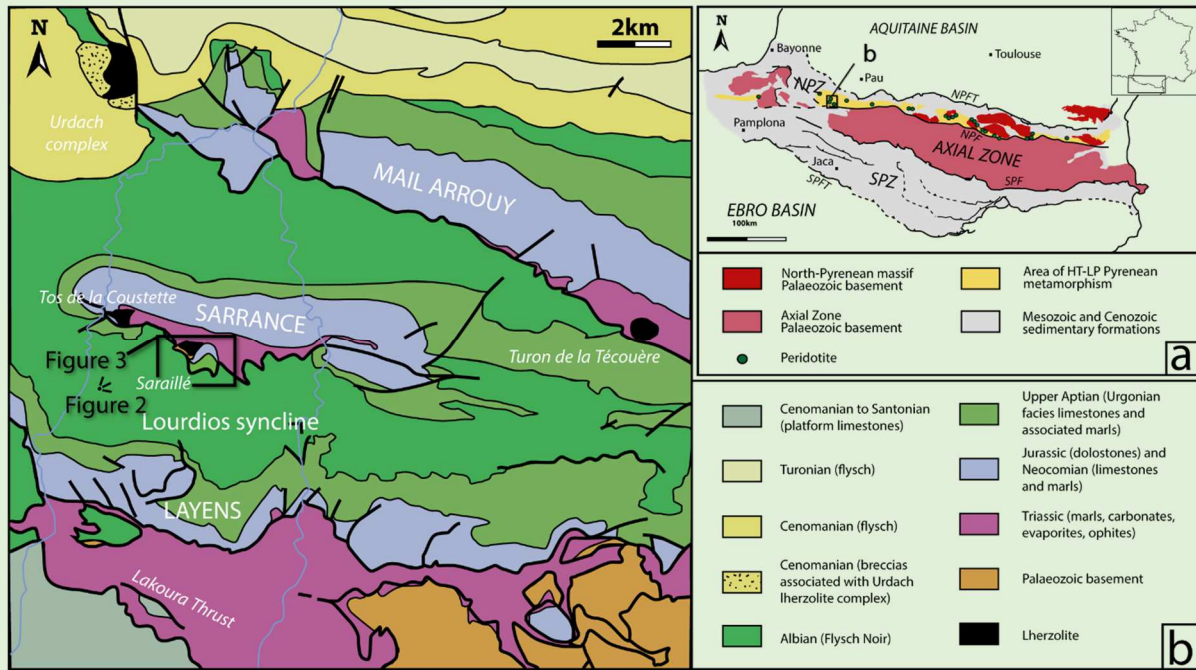


Fig.1. a. Structural map of the Pyrenees. NPFT: North-Pyrenean Frontal Thrust, NPF: North-Pyrenean Fault, SPF: South-Pyrenean Fault, SPFT: South-Pyrenean Frontal Thrust (after Vauchez et al., 2013). b. Structural map of the Chaînons Béarnais region, with location of the panoramic view of Fig.2 and of map in Fig.3 (rectangle) (after Castéras, 1970 and Lagabrielle et al., 2010).

2. Geological setting and previous results

2.1. The North-Pyrenean Zone (ZNP)

The NPZ shows three major geological features.

- (1) The metamorphic Mesozoic sediments are intimately associated with fragments of subcontinental mantle rocks and with very thin tectonic lenses of continental basement rocks.
- (2) The Mesozoic sediments were metamorphosed at low pressure and high- to very high-temperature conditions during the Albo-Cenomanian extension (Albarède and Michard-Vitrac, 1978; Choukroune and Mattauer, 1978; Golberg and Leyreloup, 1990). In the western Pyrenees, the maximal temperature recorded in the metasediments reaches ca. 350 °C and was measured in Albian sediments of the Sarailé massif (Clerc et al., 2015). The Cretaceous metamorphism was thus synchronous with extreme continental thinning and mantle unroofing.
- (3) The Cretaceous rifting led to the opening of basins filled with flysch-type sediments. Opening started during the Albian with disconnected basins filled with the so-called Flysch Noir; these basins were later connected into a wider trough during the Cenomanian (Debroas et al., 2010). A significant feature is that, during extension, the Triassic to Aptian shallow water prerift sediments were decoupled from their basement and were set in tectonic contact on top of the mantle rocks. Such a decoupling of the sedimentary cover was caused either by (1) gravity sliding of sediment rafts into the basins, or by (2) traction-assisted sliding during lateral extraction of the ductile crust (Clerc and Lagabrielle, 2014).

2.2. The Chaînons Béarnais

The Chaînons Béarnais correspond to a segment of the west-central ZNP, forming a series of E/W-trending fold-thrust structures in the Mesozoic succession, floored by a south-verging Pyrenean décollement in the Triassic evaporites (Teixell et al., 2016). In their western part, the Chaînons Béarnais comprise from north to south: the south-verging Mail Arrouy thrust and the Sarrance anticline and the north-verging Layens anticline (Castéras, 1970) (Fig. 1b). The base of the Mesozoic sequence is represented by the Triassic Keuper facies with shales, evaporites, breccias and ophites, followed by Jurassic to Aptian platform limestones and dolomites, and Upper Jurassic Aptian limestones, with shale intercalations in the Upper Liassic and Lower Aptian. These sediments represent the original prerift cover of the northern Iberian margin (Canérot and Delavaux, 1986; Canérot et al., 1978), now entirely detached from its original Palaeozoic basement (Lagabrielle et al., 2010; Teixell et al., 2016). The syn-rift Albian–Lower Cenomanian Flysch Noir is preserved within the synclines. This sedimentary succession is intimately associated with peridotite (lherzolite) bodies and scarce Palaeozoic basement exposures, most of them located at the base of the Mesozoic sequence (Fig. 1b). The mantle rocks were incorporated during the Cenozoic in the tectonic wedge as the result of the closure of the unroofed mantle domain. As a whole, the Chaînons Béarnais wedge represents the suture between the Iberian and the European plates (Lagabrielle et al., 2010; Masini et al., 2014; Teixell et al., 2016). Four main lherzolite bodies are exposed in the western Chaînons Béarnais (Fig. 1b): (1) the Sarailé and (2) the Tos de la Coustette bodies in the core of the Sarrance anticline, (3) the Turon de la Técoùère body at the base of the Mail Arrouy thrust unit, and (4) the Urdach body at the western end of the Mail Arrouy. In this paper, we report the results of detailed investigations on the Sarailé massif where the most complete collection of lithologies is exposed.

2.3. The Sarailé massif

The Sarrance anticline displays a folded Mesozoic cover and two peridotite bodies associated with tectonic lenses of Palaeozoic rocks, outcropping respectively in the Tos de la Coustette and the Sarailé massif (Castéras, 1970) (Fig. 1b). In the Sarailé massif, the comprehensive association of mantle rocks, Palaeozoic basement rocks and Triassic to Albian metasediments forms a unit, 1 km/1 km wide, thrust southwards over the Albian Flysch Noir. This unit corresponds to folded Mesozoic metasediments wrapping both mantle and crustal rocks (Fig. 2).

The 1/50 000 scale geological map of Oloron-Sainte-Marie (Castéras, 1970) provides a brief description of the peridotite bodies of the Sarrance anticline with a short interpretation of their geological setting. Following this first description, the peridotite bodies have been the subject of different interpretations:

- (1) they have been first regarded as the result of an early exhumation during the Mid-Jurassic times, followed by the deposition of unconformable Mesozoic sediments over a seafloor comprising ultramafic and Palaeozoic crustal rocks (Duée et al., 1984; Fortané et al., 1986);
- (2) peridotite uplift along Mesozoic faults and their incorporation with a slice of Palaeozoic rocks into the sedimentary cover during the Cenozoic tectonic inversion of the NPZ has been proposed by Canérot and Delavaux (1986);

(3) the contact between the mantle rocks and the Mesozoic sediments has been attributed to detachment faulting during the Albo-Cenomanian extensional phase, with the Palaeozoic lens corresponding to a remnant of the hyper-extended crust (Lagabrielle et al., 2010).

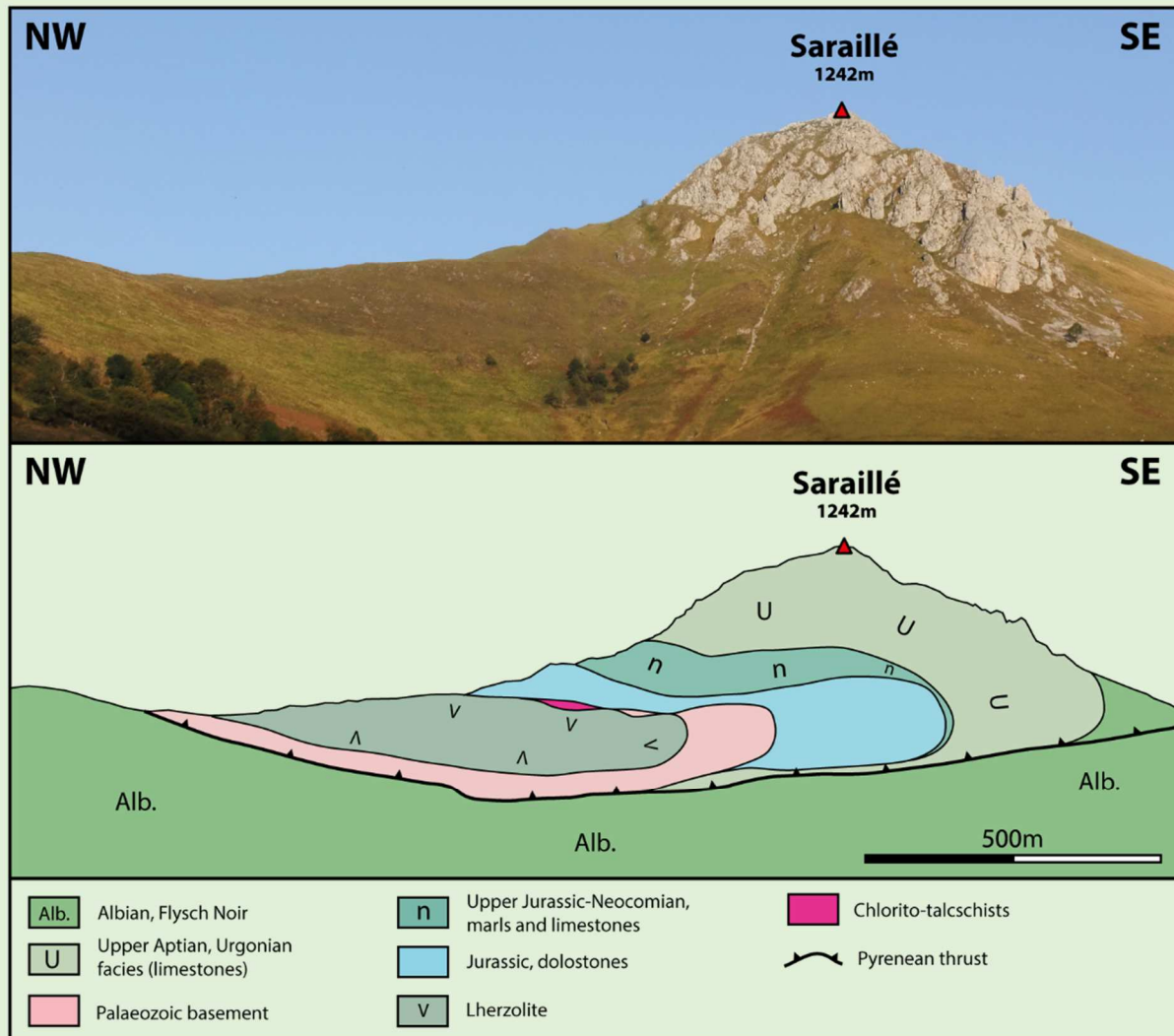


Fig. 2. Interpreted panorama of the Sarailé massif seen from the Lourdios syncline (see Fig. 1)

The peridotites of the Sarailé massif form a 500 m-long and 100 m-thick lens-shaped body overlying 10–20 m-thick tectonic lenses of various continental rocks. Both the mantle body and the continental lenses are in tectonic contact with the Mesozoic sediments. At the top of the lherzolite body, the contact with Jurassic dolostones is outlined by a lenticular, strongly sheared, talc-rich layer up to 15 m thick (Lagabrielle et al., 2010). As discussed below, this layer is thought to be the record of intense fluid circulations coeval with mantle exhumation. The Sarailé mantle

rocks are made of two types of peridotites: spinel-lherzolites and pyroxenites, mostly websterite. Pyroxenites are represented by numerous centimetre-thick parallel layers within the lherzolite body. These layers are part of an early mantle history of the lherzolite (Gaudichet, 1974) and are associated with refertilisation processes identified in other mantle bodies of the NPZ (Le Roux et al., 2007). Refertilisation by secondary melts, first described in the Lherz mantle body (central NPZ), involves addition of Cpx and dissolution of Ol at the expense of a primary harzburgite. Such a phenomenon is thought to have occurred during the ascent of the mantle in extensional context in lithospheric conditions (Kaczmarek and Müntener, 2010; Le Roux et al., 2007; Müntener and Piccardo, 2003). The Saraillé lherzolites are highly serpentized with chrysotile and lizardite as dominant (95%) phases (Ferreira, 2013). The temperature of the fluids responsible for the mantle hydration is estimated at ca. 175°C (Ferreira, 2013). In addition, the serpentinites are crosscut by late antigorite veins, resulting from the circulation of metamorphic fluids (Ferreira, 2013).

2.4. Metamorphic evolution of the Saraillé massif

Gaudichet (1974) revealed the presence of a metamorphic mineral association of newly-formed muscovite, chlorite and albite, observed in the whole Mesozoic cover of the Sarrance anticline, including the Albian Flysch Noir. In addition, this author showed that the Albian flysch is characterized by the development of at least two cleavages. The earliest one (S1), parallel to bedding (S0), is underlined by the alignment of syn-kinematic muscovite and chlorite flakes. The metamorphic imprint is homogeneous across the Sarrance anticline and there is no increase of the metamorphic conditions towards the Saraillé lherzolite body. In their first detailed mapping of the Saraillé massif, Fortané et al. (1986) described the foliated talc-rich layer located between the lherzolites and the Mesozoic sediments. They evidenced the presence of talc, clinocllore and pyrite, an association representative of greenschist facies conditions (250–350°C). Similar temperatures have been obtained recently by Raman spectrometry analysis of organic matter in the Aptian limestones and Albian flysch, the highest temperature being found close to the Saraillé lherzolite (Clerc et al., 2015).

3. Lithology and structure of the Sarailé massif: new results

3.1. General structure

As shown on the panorama in Fig. 2 and on the map and cross-sections in Fig. 3, our field investigations reveal that the structure of the Sarailé massif corresponds to a recumbent fold of Mesozoic sedimentary cover wrapping the main lens-shaped unit of mantle rocks and associated slices of Palaeozoic basement rocks. These Palaeozoic lenses also follow the fold geometry, but are absent at the upper contact of the peridotite body, which is there directly against the sedimentary cover. The geometry of the folded Mesozoic cover exhibits a very strong asymmetry between the normal and the reverse limbs, with stretching of the reverse limb shown by the considerable thickness reduction of the carbonate sequence. Other small lenses of crustal and mantle rocks occur in the northern part of the massif (Läunde Pass; Fig. 3). The mantle

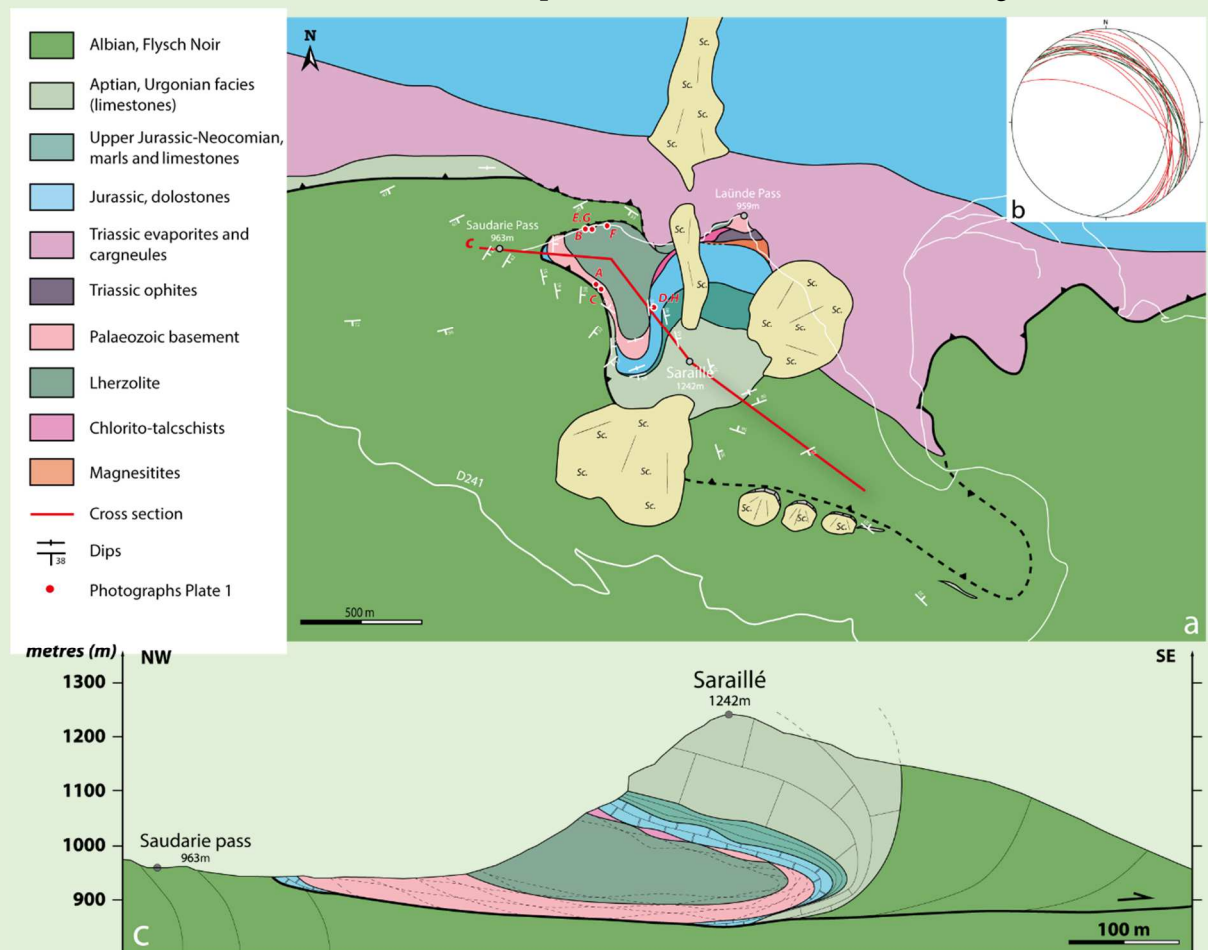


Fig. 3. a. Detailed geological map of the Sarailé massif. b. Stereogram (southern hemisphere) showing the attitude of the pyroxenitic layering in the Lherzolites (green lines) and the foliation of the Palaeozoic basement (red lines) along the western boundary of the mantle body. c. NW-SE cross-section along the Sarailé massif. See Fig. 1 for location. Letters: location of photographs shown in Plate 1.

rocks, the continental basement rocks and the sedimentary cover are all separated from each other by tectonic contacts.

On its northeastern side, the Sarailé massif rests above brecciated Triassic sediments forming the core of the Sarrance anticline. Both the Sarailé massif and the Triassic sediments are thrust southwards above the Albian Flysch Noir of the Lourdios syncline by a subhorizontal contact (Castéras, 1970; Lagabrielle et al., 2010).

3.2. Basement rocks

Our mapping reveals that various lithologies from the continental crust form thin, elongated tectonic lenses exposed beneath and south of the main mantle body on the western flank of the massif and, to the north, in a poorly exposed area at the Laüunde pass (Fig. 3a). The western lenses display a well-developed tectonic foliation (Plate 1A) paralleling the contact with the peridotites (Fig. 3b). We collected twenty-six samples from these crustal lenses for microscope study. Seventeen samples are quartz-rich mylonites or chlorite- and mica-rich mylonites, deriving from Palaeozoic metasediments (Plate 1, B and C). Locally, the mylonitic foliation is crosscut and offset by decametric brittle faults and by cataclastic shear bands. Weakly deformed metasediments are rare: only one sample of quartzite and one sample of folded marble were collected. The remaining nine samples are undeformed quartz- albitites and one sample of granite.

Numerous millimetre-to-centimetre-thick albitite veinlets and veins cross-cut the foliation in mylonites close to the contact with mantle rocks (Plate 1C). In the eastern Pyrenees, albitites are known as a product of fluid/rock interactions during a syn-extension metasomatic event lasting ca.15 Ma between 100 and 98 Ma (Boulvais et al., 2007; Fallourd et al., 2014; Poujol et al., 2010).

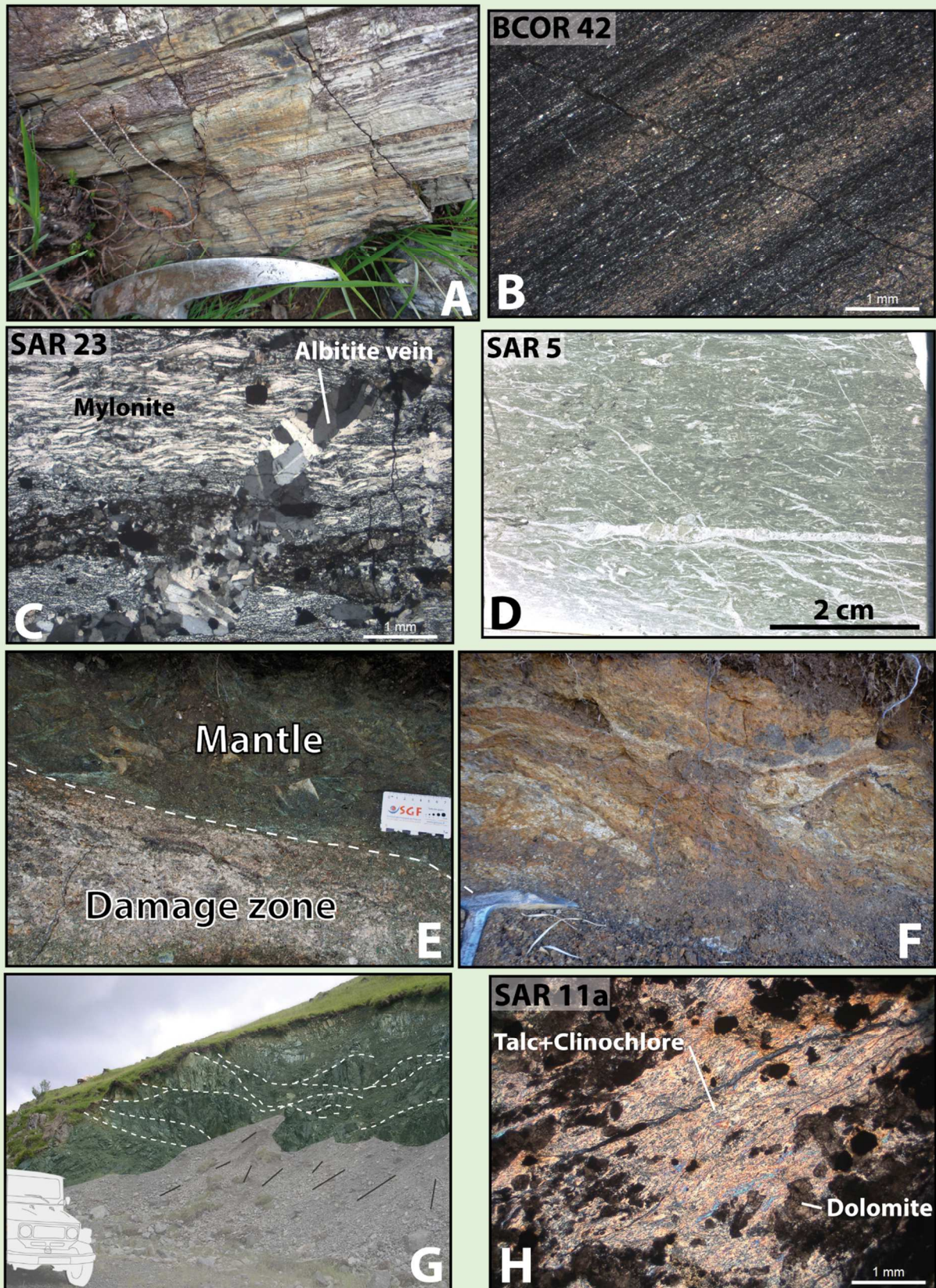


Plate 1. Outcrop pictures of the Saraille' massif and selected thin sections of rocks from the crustal basement, the mantle rocks and the Mesozoic meta-sediments (see Fig. 3 for locations): A. Mylonitic Palaeozoic basement. B. Ultramyylonite in Palaeozoic metapelite. C. Mylonitic Palaeozoic felsic rock crosscut by undeformed albitite veinlets. D. Jurassic dolomite showing flattening of various biogenic debris and different populations of carbonate veinlets parallel to or cutting the foliation. E. Detailed view of the basal contact of the peridotite body, showing the cataclastic core zone in its lower part. F. Detail view of the core zone, featuring a cataclastic phacoidal fabric in mixed peridotite and sialic rock fragments. G. Damaged zone of the contact featuring fracture surfaces defining a m-scale phacoidal fabric at the rim of the mantle body, a few metres above the contact. H. Foliated talc-rich zone in Jurassic dolomite in contact with the chlorito-talcschist layer.

3.3. Sedimentary cover

The upper part of the Sarailé massif consists of a Mesozoic sequence including Triassic to Albian metasediments (Fig. 3). The Triassic is poorly exposed north of the massif and seems to be tectonically dismembered. It includes motley calcschists, cellular dolomite, brecciated limestones as well as dolostones and ophites. Ophite is a tholeiitic mafic igneous rock of dolerite type, characteristic of Triassic magmatic events (Castéras, 1970). Above the main peridotite body, the metasedimentary cover is base-missing and begins by a layer of Jurassic dolomite up to one hundred meters thick. This dolomite layer can correspond to the Callovian–Oxfordian, but with a lighter grey colour and a finer grain size than its regional facies. The Kimmeridgian–Neocomian corresponds to an up to 40 m-thick alternation of decimetre-thick beds of dolomite, limestones and phyllite-rich limestone. The thickness of the latter is much lower than the regional thickness (250 m in the northern limb of the Sarrance anticline). The Upper Aptian is represented by Urgonian facies platform limestones largely exposed on the top and southern flank of the Sarailé massif (Fig. 2). The Albian Flysch Noir follows the Urgonian limestones on the south-eastern flank of the massif and lies below the sole thrust of the massif. It comprises an alternation of black marls, silts and limestones.

The Jurassic to Aptian carbonates are strongly recrystallized, as well as the Albian limestones on a local scale. In the entire Mesozoic sequence, a S1 foliation always parallels the stratigraphic bedding (S0). The foliation, of variable intensity, is defined by the flattening of paleontological and sedimentological objects such as macrofossils, microfossils and biogenic clasts, perpendicular to the S0 plane. At the thin-section scale, flattening is not only observed in discrete deformed bands paralleling S0, but it can also affect the entire rock as observed in the carbonates sampled close to the basal contact with the mantle rocks (e.g., SAR 5 Plate 1D). The longest calcite veins observed in the carbonates parallel S0 and therefore also underline the foliation. A striking feature is that these veins are boudinaged, indicating extension in the S0/S1 plane consistent with the overall deformation pattern. Younger small veins cut obliquely to the S0/S1 planes. The Albian limestone beds in the footwall of the thrust also feature prefolding

strong boudinage with thick interboudin quartz and calcite veins. As a whole, this deformation pattern suggests an early flattening of the sedimentary pile that occurred during the Albo-Cenomanian extensional phase.

3.4. Nature of the contacts

3.4.1. Contact between mantle rocks and continental basement

The Sarailé massif displays a spectacular tectonic contact between mantle rocks and Palaeozoic basement rocks (Canérot and Debroas, 1988; Canérot and Delavaux, 1986; Duée et al., 1984; Fortané et al., 1986; Lagabrielle et al., 2010). On the northern side of the massif, serpentinites outcropping along the road to the Col de Saudarie overly gneissic granitoids and acidic mylonites lenses. The geometry as a “reversed Moho” results from the folding of an original assemblage where the mantle rocks occurred at the base. The contact is a sharp surface (Plate 1E), but it is included into a deformation zone several tens of metres in thickness. Below the main contact, the metre-thick core zone of the fault is a breccia made of a mixing of ultramafic and sialic grains and featuring decimetre-scale phacoids (Plate 1, E and F). Thin sections in the mantle rocks close to the main contact (Fig. 1E, upper part) show millimetre-scale phacoids composed of cataclastic grains from the mantle rocks (serpentinized olivine, pyroxenes and spinel) cemented by intergrowth of phylitic material, mostly talc and green to pale chlorite associated with numerous pyrite grains. These newly formed minerals result from fluid circulation in greenschist facies conditions and outline the pervasive foliation. Above the contact, the serpentinites feature a ten- meter thick damage zone with discrete fracture surfaces coated by fibrous serpentinite and forming phacoids at the meter scale (Plate 1G). Hence, the deformation zone is characterized by a phacoidal fabric at various scales and dominant cataclastic deformation mechanisms. The planar fabric of the phacoids is parallel to the main contact and their shape is symmetrical, suggesting deformation in a pure shear rather than in a simple shear regime. Owing to the thickness of the deformation zone, to the development of a metamorphic paragenesis in the foliation planes and to the fact that the NPZ has recorded a HT–BP metamorphism during Albo-Cenomanian times, this deformation can be regarded as a consequence of the exhumation of the mantle rocks during the prealpine stages and not as the

simple result of the Pyrenean thrust. A detailed micro- tectonic and mineralogical analysis of this contact is in progress.

3.4.2. Contact between mantle rocks and prerift metasediments

The contact between the mantle rocks and the prerift metasediments is also a tectonic contact (Lagabrielle et al., 2010). This interface is outlined by a discontinuous layer of reactional rocks that can be followed from the southern to the northern side of the massif at the basis of the Jurassic dolomites (Fig. 3). On the northern side, a tectonic lens of layered brown Mg-rich carbonates overlies a strongly tectonized assemblage of Triassic metabreccias, cataclastic and massive ophites and talc-rich yellow schists, the latter probably deriving from the extreme shearing of mantle rocks. On the southern side, the largest mineralized lens is a 100 m-long-per-10 m-thick body of strongly schistose pink talc-rich rock showing a strong phacoidal fabric similar to the fabric observed along the basal contact of the mantle body. This rock is composed of an association of talc, clinocllore and pyrite showing a pervasive foliation, with rare relicts of cataclastic pyroxenes. Dolomite grains are frequent between the phyllitic minerals (Plate 1, H). Microprobe analyses of chlinocllore from this chlorito-talcschist are available in Fortané et al. (1986). Talc is known to form in greenschist facies conditions by alteration of ultramafic rocks (Abzalov, 1998) and/or dolomites (Blount and Vassiliou, 1980) favoured by an intense contribution of Si-rich fluids. The foliation of the chlorito-talcschist is parallel to the contact between the mantle body and the platform carbonates and bears a north-south lineation. Moreover, as discussed above, the carbonates lack their stratigraphic base and show a pervasive bedding-parallel foliation subparallel to the contact (Plate 1D). As a whole, these features argue that the mantle/sediments contact was a syn-metamorphic extensional shear zone, where extensive fluid circulation and metasomatism at rather high temperature (up to 350 8C) led to the precipitation of newly-formed chlorite-talcschist (Plate 1 H). The upward decrease of dolomitization in the metasedimentary cover (cf. above) may also point to metasomatism related to fluid circulation in the contact. Such a phenomenon has been reported from the metasomatic system of Trimouns/La Porteille (Boulvais et al., 2006), where a thick talc/chlorite rich layer occurs between Palaeozoic micaschists and dolomites.

4. Discussion

4.1. Evolutionary model of the Sarailé Massif

During the Albo-Cenomanian, the NPZ domain underwent extension that led to the formation of passive margins as the result of extreme crustal thinning and unroofing of the subcontinental mantle (Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Tugend et al., 2014; Masini et al., 2014, Teixell et al., 2016). The Sarailé massif is unique as it records most of the successive stages of the tectonic processes leading to crustal hyperthinning. Based on field observations and microscopic analyses, our study allows us to reconstruct an evolutionary model for these processes.

Firstly, as revealed by the nature of the contact between mantle rocks and the sialic basement, crustal thinning has been accompanied by the activation of a major ductile detachment fault (Fig. 4). Motion along the detachment led to the individualization of tectonic lenses at all scales, limited by mylonitic shear bands and defining a phacoidal fabric. The important lithological variety of the crustal rocks of the Sarailé massif can be explained by the fact that tectonic lenticulation and extreme thinning of the crust predated mantle denudation. In other words, the crustal rocks have been sampled and left along the detachment during the extensional phase to form a succession of discontinuous lenses above the denudated mantle (Fig. 4). Ultimately, the detachment evolved toward cataclastic deformation due to exhumation processes in the latest stages of rifting (Fig. 1b).

Crustal thinning was synchronous with the sliding of the sedimentary cover towards the distal parts of the margins, the Triassic evaporites playing the role of an efficient detachment layer (Jammes et al., 2010) (Fig. 4). In contrast to the nearby Urdach massif, the Sarailé peridotites never formed the seafloor of the extensional Cretaceous basin; they were only unroofed beneath extremely thinned basement rocks during the Albo-Cenomanian (Lagabrielle et al., 2010). Decoupling of the sedimentary cover from its crustal basement occurred while the continental crust underwent lateral extraction between two convergent detachment faults located respectively at the mantle-basement interface and at the basement-

cover interface (Clerc and Lagabrielle, 2014). The prerift sediments are in tectonic contact with the mantle rocks only between the tectonic crustal lenses. Extensional ductile deformation of the sedimentary cover along the detachment fault resulted in the development of subtractive contacts associated with a strong bedding parallel foliation and a drastic thickness reduction of the stratigraphic pile. The detachment between the mantle rocks and the sedimentary cover has been the locus of intense metasomatic circulations responsible for the mineralization of the talc/chlorite-rich layer (Fig. 4). The foliation of this layer indicates syn-kinematic development during the Albian-Cenomanian rifting episode. The relatively high temperature allowing the ductile deformation of the sedimentary cover and the talc-chlorite development was possible thanks to two geological processes: (1) the ascent of the subcontinental mantle which caused a steep geothermal gradient; and (2) the synchronous sedimentation of the Albian–Cenomanian flysch that probably acted as a blanket on the basin, facilitating the temperature increase (Clerc et al., 2015).

It still remains an important issue to decipher the timing of folding of the Sarailé massif structure. Folding may have occurred during the extensional phase (Albian– Cenomanian) in relation with salt tectonics (James and Canérot, 1999), or during the compressional phase of the Pyrenean orogeny starting in the Late Santonian.

The Sarailé talc/chlorite-rich layer shares some characteristics with metasomatic layers known in the eastern Pyrenees such as one of the largest deposits of talc ore worldwide, in the Saint-Barthélémy North-Pyrenean massif (Trimouns: Fortuné, 1971; Moine et al., 1989). At Trimouns, the hydrothermal activity responsible for the talc formation has been dated between 112 Ma and 97 Ma (Schärer et al., 1999). It was thus contemporaneous with the opening of the Albian–Cenomanian basins. However, this major ore deposit is located in a pure continental environment in contrast with the Sarailé massif. To our knowledge, the Sarailé massif is the

only known example worldwide of a preserved detachment system involving subcontinental mantle, thinned continental basement and prerift metasediments.

4.2. The Sarailé massif: in search of analogues. Comparison with recent passive margins

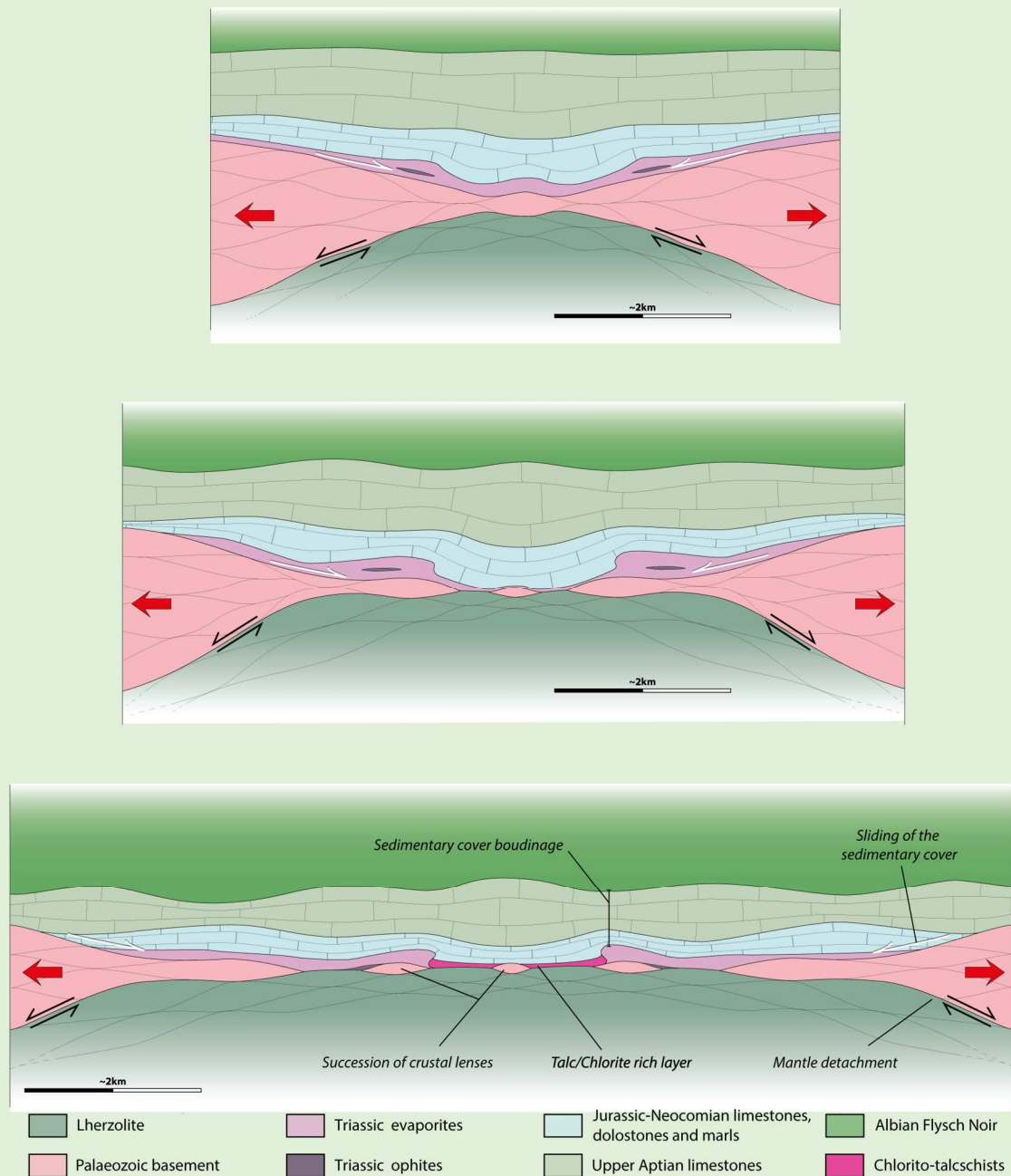


Fig 4. Conceptual model based on field observations in the Sarailé massif showing the evolution of a distal, hot passive margin with mantle exhumation.

Nowadays, numerous models of passive margin formation do exist (see review in Huisman and Beaumont, 2011). Recently, Clerc and Lagabrielle (2014) distinguished a cold rifted margin model from a hot rifted margin model. In the first one, the proximal part of the margin is characterized by a system of tilted blocks and the distal part exhibits an exhumed mantle domain partly covered by continental allochthons. The prerift sedimentary cover remains welded on the tilted blocks and on the continental allochthons. A typical example of such a system is represented by the Galicia/Iberia margin (Boillot et al., 1995; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009; Reston, 2007). The hot margin model differs from the cold margin one by its distal part where mantle is exhumed between lenses of crust deformed in a ductile manner. In this case, the prerift sedimentary cover is also affected by a syn-metamorphic ductile deformation.

In the Sarailié massif, we observed the following major features consistent with the model of distal, hot passive margins with exhumed mantle rocks proposed by Clerc and Lagabrielle (2014) for the preorogenic Pyrenees: (i) As a consequence of the Albian-Cenomanian rifting episode, the subcontinental mantle is now in direct tectonic contact with the prerift sedimentary sequence. (ii) This prerift sedimentary sequence has experienced syn-extension ductile deformation during the rifting along a major detachment. Features (i) and (ii) are both the result of the lateral extraction of the continental crust, the upper crust showing a ductile behaviour. (iii) The detachment faults separating the mantle rocks from the prerift sediments and from the hyperthinned continental crust were the loci of intense hot fluid circulations producing talc and chlorite mineralizations.

5. Conclusion

The recumbent fold of the Sarailé massif shows several features that can be associated with the development of the Pyrenean paleomargin during Albian-Cenomanian extreme crustal thinning. Ductile deformation in Palaeozoic crustal lenses, as well as in the Mesozoic sedimentary cover, is shown to have developed in relation to the detachments responsible for the mantle exhumation during Albian–Cenomanian times. We bring new evidence that extreme crustal thinning of this distal passive margin occurred in a hot thermal environment in relation with the rise of the mantle along a detachment fault. We stress the fact that, in such conditions, an anastomosed pattern of numerous crustal lenses built up, allowing tectonic contact of the prerift sedimentary cover with mantle rocks in the intervals between the crustal lenses. Zones of intense deformation were likely the preferential pathways for the hot fluids responsible for the talc/chlorite layer mineralization.

This contribution brings important constraints to any model of evolution of distal passive margins. In the Sarailé massif, the lower crust is surprisingly lacking and only lenses of upper crust are recognized. This suggests that the lower crust was decoupled from the upper crust during the Albian–Cenomanian rifting and remained at depth in the detachment between the mantle and the crust (Teixell et al., 2016). The lower crust likely underwent a boudinage in the early stages of continental rifting, possibly driven by hydration along the main crustal extensional shear zones, allowing tectonic softening. This provides constraints in reconstructing the rheological profile of the crust before and during the Albian–Cenomanian rifting. Addressing this issue will require further investigations in similar Pyrenean massifs where subcontinental mantle outcrops are in contact with continental rocks.

References

- Abzalov, M. Z. (1998). Chrome-spinels in gabbro-wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russia: emphasis on alteration features. *Lithos*, 43(3), 109-134.
- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A. (1978). 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. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5), 681-687.
- Blount, A. M., & Vassiliou, A. H. (1980). The mineralogy and origin of the talc deposits near Winterboro, Alabama. *Economic Geology*, 75(1), 107-116.
- Boillot, G., Agrinier, P., Beslier, M. O., Cornen, G., Froitzheim, N., Gardien, V., Girardeau, J., Gil-Ibarguchi, J. I., Kornprobst, J., Moullade, M., Schärer, U., & Vanney, J. R. (1995). A lithospheric syn-rift shear zone at the ocean-continent transition: preliminary results of the GALINAUTE II cruise (Nautilic dives on the Galicia Bank, Spain). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 321(2), 1171-1178.
- Boulvais, P., De Parseval, P., D'Hulst, A., & Paris, P. (2006). Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineralogy and Petrology*, 88(3-4), 499-526.
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., & Mermet, M. (2007). Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, 93(1), 89-106.
- Canérot, J., Peybernès, B., & Cizak, R. (1978). Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chaînons Béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 20(5), 673-676.
- Canérot, J., & Delavaux, F. (1986). Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Sarailé. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 302(15), 951-956.

- Castéras, M. (1970). Oloron Sainte-Marie, carte géologique de la France, 1/50 000, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France
- Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 143.
- Choukroune, P., & Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), 689-700.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J. Y., & de Saint Blanquat, M. (2012). Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183(5), 443-459.
- Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., & de Saint Blanquat, M. (2013). Ophicalcites from the Northern Pyrenean Belt: a field, petrographic and stable isotope study. *International Journal of Earth Sciences*, 1-23.
- Clerc, C. & Lagabrielle, Y. (2014). Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins, *Tectonics*, 33, 1340-1359.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E. and de St Blanquat, M. (2015) High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin, *Solid Earth*, 6(2), 643–668, doi:10.5194/se-6-643-2015, 2015.
- 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-cénomanienn inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France*, 2, 53-63.
- Duée, G., Lagabrielle, Y., Coutelle, A., & Fortané, A. (1984). Les lherzolites associées aux chaînons béarnais (Pyrénées Occidentales): Mise à l'affleurement anté-dogger et resédimentation albo-cénomaniennne. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(17), 1205-1210.
- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.L., de Saint Blanquat, M., & Rémy, P. (2014). In situ LA-ICP-MS U-Pb titanite dating of Na-Ca metasomatism in orogenic belts : the NorthPyrenean example, *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, (103), 667-682.

- Ferreira, N. (2013). Caractérisation et conditions de formation des serpentines pyrénéennes, (Master 2)
- Fortané, A., Duée, G., Lagabrielle, Y., & Coutelle, A. (1986). Lherzolites and the western “Châinons béarnais” (French Pyrénées): Structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics*, 129(1), 81-98.
- Fortuné, J. P. (1971). Contribution à l'étude minéralogique et génétique des talcs Pyrénées. Conférence.
- Gaudichet, A. (1974). Etude pétrographique des lherzolites de la région d'Oloron Ste Marie (Pyrénées atlantiques), (Thèse).
- Golberg, J. M., & Leyreloup, A. F. (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 194-207.
- Gong, Z., Langereis, C. G., & Mullender, T.A.T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay: *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 80–93.
- Huisman, R., & Beaumont, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473(7345), 74-78.
- James, V., & Canérot, J. (1999). Diapirism and post-triassic structural development of the western Pyrenees and southern Aquitaine. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(1), 63-72.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., & Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28(4).
- Jammes, S., Manatschal, G., & Lavier, L. (2010). Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The exemple of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). *AAPG Bulletin*, 94(7), 957–975.
- Kaczmarek, M. A., & Müntener, O. (2010). The variability of peridotite composition across a mantle shear zone (Lanzo massif, Italy): interplay of melt focusing and deformation. *Contributions to mineralogy and petrology*, 160(5), 663-679.

- Lagabrielle, Y., & Bodinier, J. L. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20(1), 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., & de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4).
- 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 and Planetary Science Letters*, 259(3), 599-612.
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., & Flament, J. M. (2014). The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq- Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France), *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*,
- Mohn, G., Karner, G. D., Manatschal, G., & Johnson, C. A. (2015). Structural and stratigraphic evolution of the Iberia-Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modelling approach. *Geological Society, London, Special Publications*, 413.
- Moine, B., Fortuné, J. P., Moreau, P., & Viguiier, F. (1989). Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits; Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Economic Geology*, 84(5), 1398-1416.
- 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.
- Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London, UK, 235-246.
- Müntener, O., & Piccardo, G. B. (2003). Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine- Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins. *Special Publication- Geological Society Of London*, 218, 69-90.
- Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20(1), 131- 195.

- Péron-Pinvidic, G., & Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1581-1597.
- Poujol, M., Boulvais, P., & Kosler, J. (2010). Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. *Journal of the Geological Society*, 167(4), 751-767.
- 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. *Geological Society, London, Special Publications*, 282, 77-110.
- Roure, F., Choukroune, P., Berástegui, X., Muñoz, J.A., Villien, P., Matheron, P., Bareyt, M., Séguret, M., Camara, & P., Déramond, J. (1989). ECORS Deep Seismic data and data and balanced cross-sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50.
- Schärer, U., De Parseval, D., Polvé, M., & de Saint Blanquat, M. (1999). Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova*, 11(1), 30-37.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 109 (B8).
- Teixell, A., Labaume, P., & Lagabrielle, Y. (2016). The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: inferences from a new kinematic scenario, this volume.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusnir, 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*, AGU publications.
- Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D. (2013). Preorogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees-France). *Tectonics*, 32, 1-12.
- Vergés, J., Fernández, M., & Martínez, A. (2002). The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57 - 76.

CHAPITRE 3

Structure du massif du Sarailé : compléments du chapitre 2

1. Données supplémentaires sur les lithologies et la structure du massif du Sarailé

L'article du chapitre 2 a été préparé sur la base de mon travail de Master 2 (Corre, 2014). Dans le cadre de ce travail de doctorat, j'ai complété l'étude structurale et pétrologique du massif du Sarailé. Les nouveaux résultats acquis après le Master 2 font l'objet de ce chapitre.

1.1. Structure

Le massif du Sarailé correspond à la tête couchée de l'anticlinal chevauchant de Sarrance, chevauchant vers le sud les flyschs albiens (Fig III.2), faisant ainsi de ce massif une klippe tectonique. Le caractère très pincé de l'anticlinal de Sarrance suggère une structure salifère, tel un diapir (Fig III.2). Le cœur de l'anticlinal est composé de méta-sédiments du Keuper. Néanmoins, comme nous l'avons vu en Partie II, le Keuper est caractérisé, en partie, par un faciès évaporitique gypsifère profondément transformé par le métamorphisme HT-BP. En effet, il est ici composé de métasédiments riches en argile, cargneules et surtout de talc et de chlorite, témoins d'un métamorphisme de faciès schistes verts, comme pressenti par Duée et al. (1984) et Fortané et al. (1986), avec la découverte d'une lentille de talc-clinochlore-pyrite sur le flanc sud-ouest du massif du Sarailé (chlorito-talschiste) (Cf. Chapitre 2). Nous discuterons dans le Chapitre 4 et en Partie V l'origine de ce métamorphisme et de l'absence d'évaporite dans l'anticlinal de Sarrance. Structuralement, nous pouvons noter un amincissement notable de la couverture sédimentaire mésozoïque pré-rift entre le sud et le nord de l'anticlinal. Cet amincissement résulte de l'association de phénomènes tectoniques et sédimentaires, avec : (1)

la génèse d'une foliation d'aplatissement S1/S0 ; (2) la disparition du Lias par contact soustractif ; (3) la disparition du Kimméridgien, par érosion, vers le sud (Cf. phase érosive, Partie II.2.1). Sur le terrain, il est difficile de faire la part de ces trois phénomènes associés. Néanmoins, l'amincissement tectonique de la couverture est prépondérant au niveau des corps de péridotite du Tos de la Coustette et du Sarailé (Cf. Chapitre 2, Coupe 2, 3, 4 et 5, Fig III.2).

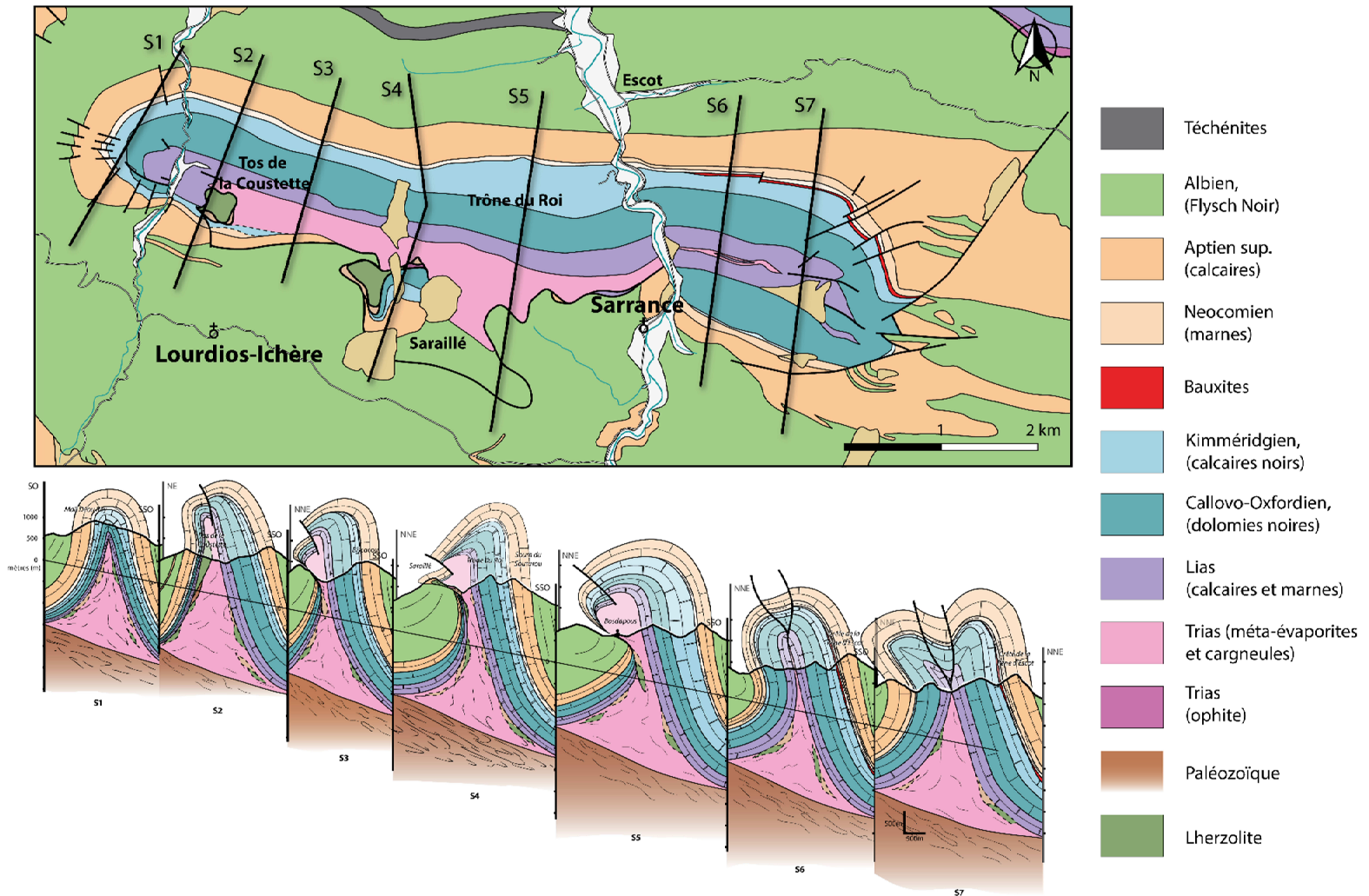


Figure III.2. Carte géologique de l'anticlinal de Sarrance et coupes géologiques en séries associées (S1 à S7) (Modifiées d'après Labaume & Teixell, 2014)..

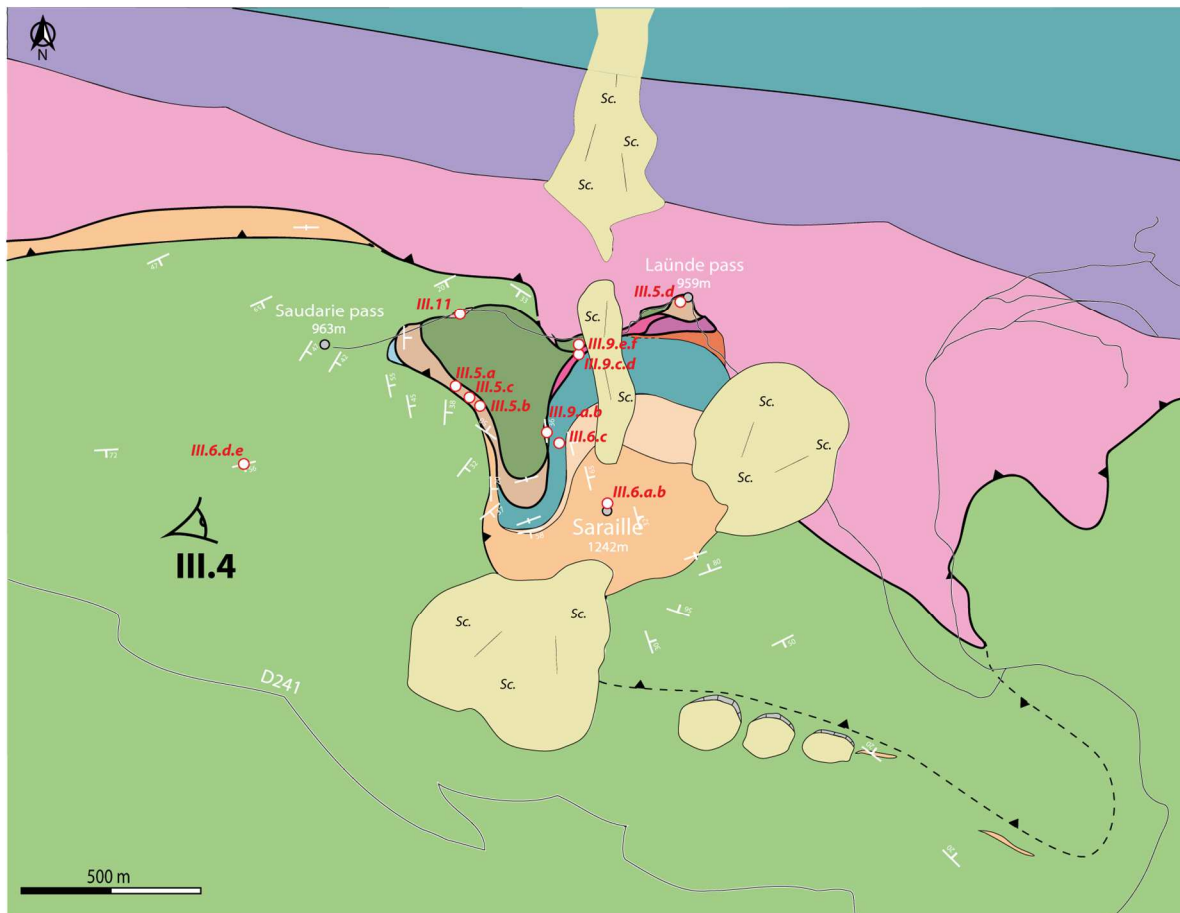


Figure III.3. Carte géologique du massif du Saraillé avec les localisations illustrations présentes dans ce chapitre. Même légende que la Figure III.4. ci-dessous. Sc : Scarces (éboulis).

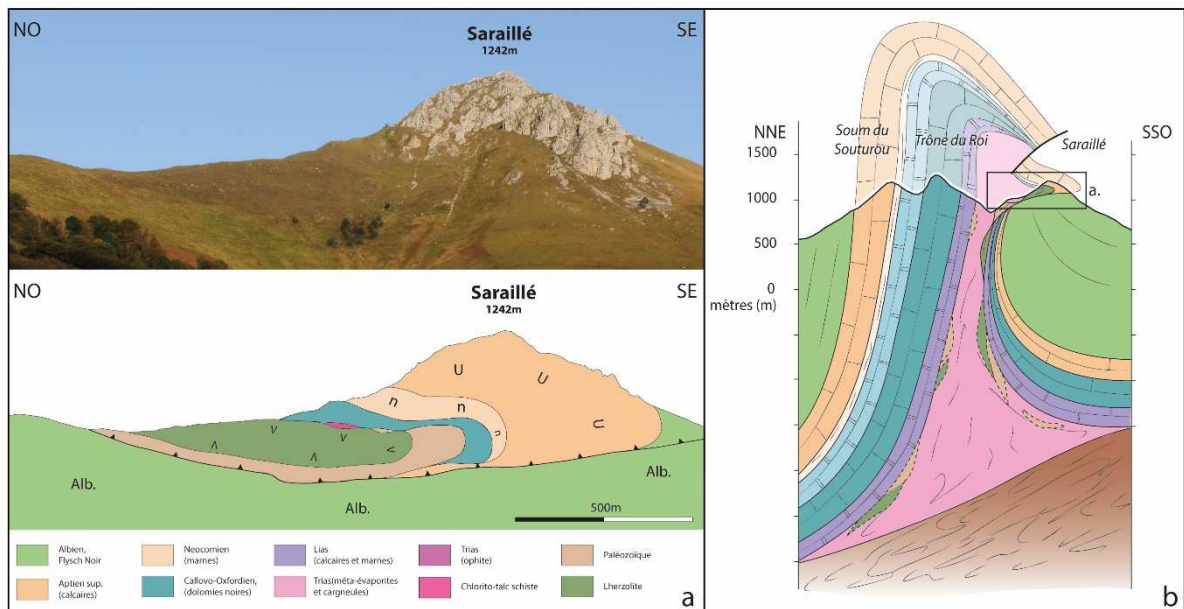


Figure III.4. Panorama interprété du massif du Saraillé (a) et coupe géologique de l'anticlinal de Sarrance (b). Voir Figure III.3. pour localisations (Modifiés d'après Lagabrielle et al., 2010 ; Labaume & Teixell, 2014).

1.2. Lithologies

Nous avons montré dans le chapitre précédent que la déformation ductile des lentilles de croûte paléozoïque, ainsi que de la couverture sédimentaire mésozoïque, s'est développée à la faveur de l'exhumation du manteau pendant l'Albo-Cénomanienn. L'importante variété lithologique de roches crustales au massif du Saraillé est expliquée par le fait que des lentilles de socle paléozoïque ont été échantillonnées et abandonnées le long du détachement pendant la phase d'extension albo-cénomaniennne.

Les déformations observées dans les lentilles de croûte paléozoïque sont plus ou moins intenses selon les lithologies, mais elles présentent toujours un caractère ductile (Fig III.5). Il est important de noter que la croûte continentale supérieure n'a jamais été reconnue dans les lentilles du massif du Saraillé. En effet les faciès du Permo-Trias, du Carbonifère et du Dévonien ne sont pas représentés. Cette singularité sera discutée en Partie IV.

La couverture sédimentaire pré-rift présente un amincissement tectonique conséquent, souligné par une déformation ductile définie par la genèse d'une foliation d'aplatissement S_0/S_1 (Cf. Chapitre 2) (Fig III.6). Cette déformation est aussi observable dans les sédiments syn-rift (flyschs albiens). En effet, les flyschs albiens de la vallée de Lourdios-Ichère, au sud du massif du Saraillé (Cf. Fig III.3), sont caractérisés par le boudinage de bancs carbonatés inter-stratifiés entre des bancs pélitiques (Fig III.6.d.e.). La schistosité S_0/S_1 des flyschs moule les boudins de carbonates. Un réseau serré de veines de calcite et de quartz perpendiculaires aux épontes des boudins de carbonate témoigne d'une circulation de fluides syn-cinématiques. Cela sera discuté en Partie V.

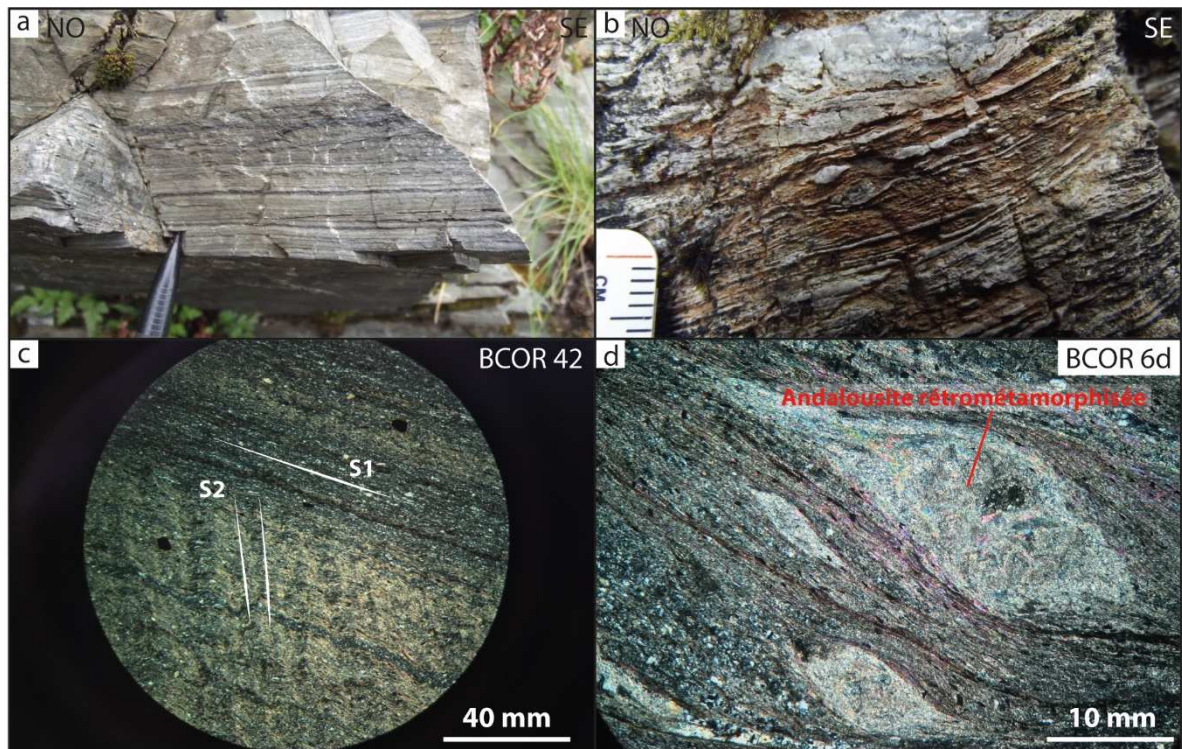


Figure III.5. Photos d'affleurements du massif du Sarailé (a,b) et photos de lames minces en LPA (c,d). a. Ultra-mylonite de socle paléozoïque. b. Mylonite de socle paléozoïque. c. Ultra-mylonite de méta-pélite paléozoïque montrant l'association de schistosités S1 et S2 (crénulation). d. Schiste à andalousites rétro-métamorphosées de socle paléozoïque. Voir Figure III.3 pour localisation.

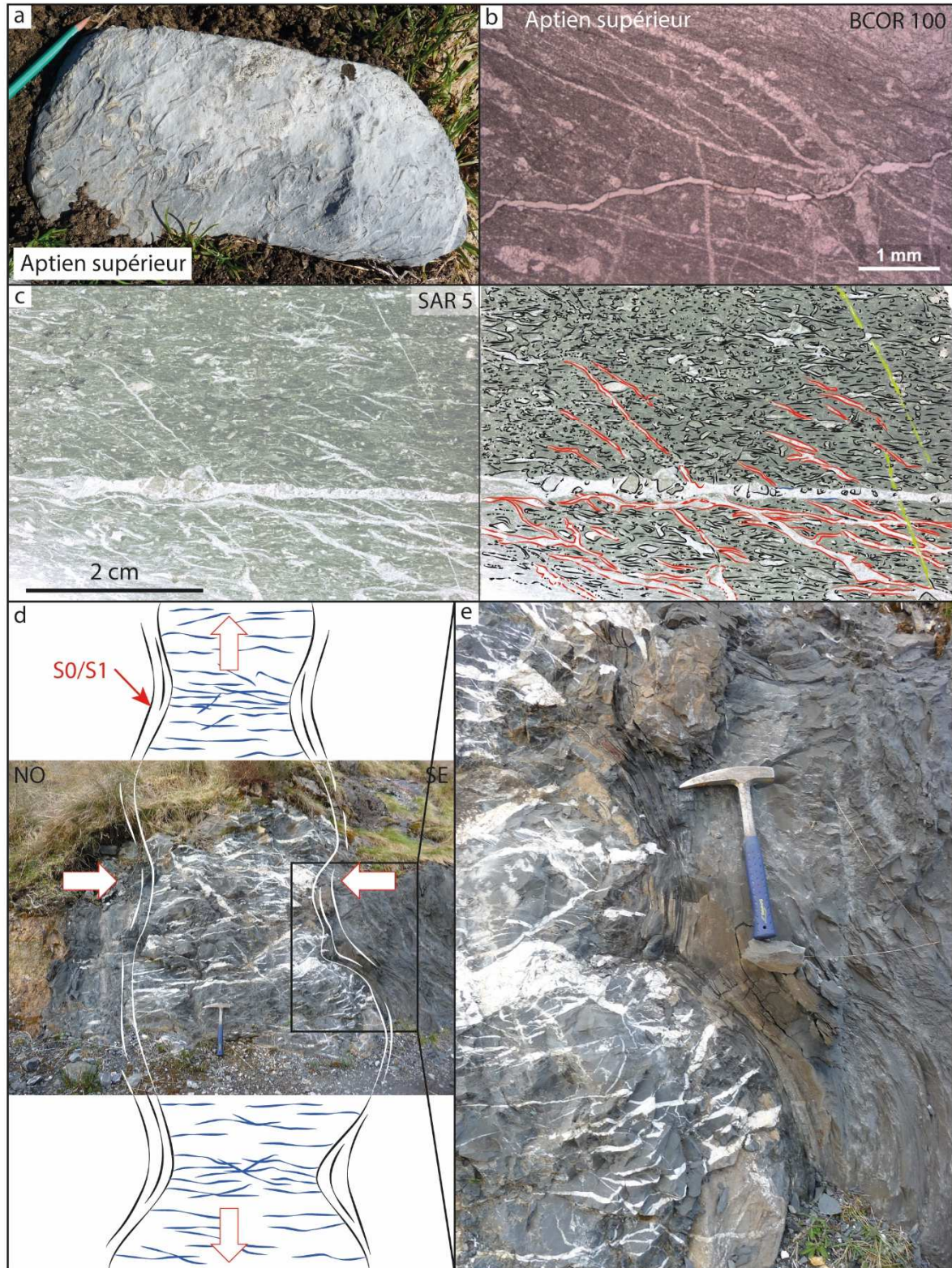


Figure III.6. Photos d'affleurements et de lames minces de la couverture pré- et syn-rift du massif du Saraillé. a. Carbonate aptien (faciès urgonien) avec orientation de rudistes. b. Schistosité S0/S1 dans des carbonates aptiens (LPNA). c. Carbonate jurassique montrant un aplatissement des débris biogéniques et de différentes générations de veines de calcites parallèles ou recoupant la foliation. d. Boudinage d'un banc de carbonate dans des flyschs pélitiques albiens. Le boudinage est associé à un réseau serré de veines de calcites et de quartz perpendiculaires aux épontes des boudins. e. Zoom de la photographie d. présentant le moulage de la schistosité S0/S1 des flyschs sur les boudins. Voir Figure III.3 pour localisations.

1.3. Restauration du massif du Sarailé à l'Albo-Cénomaniennne

La couverture sédimentaire pré-rift est aujourd'hui en contact direct avec le manteau serpentinisé dans une sorte de fenêtre ouverte entre deux groupes de fines lentilles de croûte continentale de lithologies variées. Nous avons vu que les déformations ductiles des sédiments pré-rifts le long du détachement sont associées à un contact soustractif contribuant à un amincissement spectaculaire de la couverture sédimentaire.

La particularité du Massif du Sarailé est que le manteau sous-continentale a été exhumé entre des lentilles de croûte continentale paléozoïque, mais il n'a jamais été porté à l'affleurement au fond des bassins albo-cénomaniens. Il est resté recouvert par les sédiments pré-rifts amincis et désolidarisés de leur substratum au niveau de la couche savon du Keuper. Les sédiments syn-rifts se sont déposés sur la couverture pré-rift formant alors le fond des bassins albo-cénomaniens.

Aujourd'hui, le contact entre la couverture sédimentaire pré-rift et les lentilles de croûte et de manteau se trouve au cœur de l'anticlinal de Sarrance à plus de 1000 m d'altitude. Ces roches sont totalement déconnectées et très éloignées de leur substratum initial. Nous pouvons supposer qu'il existe d'autres lentilles de croûte continentale et de manteau au cœur de cet anticlinal, réparties au sein du Trias.

Quelle était la géométrie de la zone du massif du Sarailé à l'Albo-Cénomaniennne ? Par quel processus tectonique les lentilles de croûte et de manteau ont-elles été individualisées et incorporées au cœur de l'anticlinal de Sarrance ?

Pour répondre à ces questions, nous devons d'abord reconstituer les étapes du plissement de l'anticlinal de Sarrance. Le plissement a pu se produire en relation avec une tectonique salifère (James & Canérot, 1999) associé à un glissement gravitaire (Lagabrielle et al., 2010) pendant la phase d'extension albo-cénomaniennne ou pendant la phase compressive pyrénéenne à partir du Santonien.

La présence de roches ultramafiques au cœur d'une structure diapirique est connue dans d'autres chaînes de montagne. Par exemple, dans le bassin de Sivas (Turquie), on rencontre des blocs de roches mafiques emballés dans des évaporites diapiriques (Kergaravat, 2016). D'après cet auteur, ces blocs sont constitués d'ophiolites de taille variant de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres de large, notamment de péridotites (parfois serpentinisées). Ces blocs sont des olistolites intégrés aux évaporites autochtones lors de leur formation et provenant du démantèlement d'une nappe ophiolitique. Ils ont ensuite été transportés, par flottaison, par les évaporites vers la surface lors de la formation des corps salifères, tels des radeaux (Kergaravat, 2016). Cela nous amène à nous demander si le contact, entre les péridotites et la couverture sédimentaire pré-rift, que nous observons au massif du Saraillé, est bien le contact d'origine ou si les péridotites sont remontées pendant la formation du diapir et mise en contact avec la couverture dans le haut de la structure.

Les observations faites dans le massif du Saraillé vont plutôt dans le sens d'un contact primaire entre le manteau et les sédiments mésozoïques, que nous considérons comme une zone de cisaillement syn-métamorphique en extension (Cf. Chapitre 2). En effet, les foliations présentes dans la couverture pré-rift, dans le manteau et dans les chlorito-talcschistes sont toutes parallèles entre elles et la talcification (faciès schistes verts) affecte toutes les lithologies voisines du contact.

Dans la figure III.7, nous proposons une restauration équilibrée de la coupe de l'anticlinal de Sarrance. Nous avons déplié la structure en conservant les surfaces. Nous parvenons ainsi à la géométrie de ce système à l'Albo-Cénomaniennne et nous obtenons la position originale des lentilles de croûte continentale et de manteau. Dans le massif du Saraillé, nous observons donc le paléo-détachement préservé, entre la couverture sédimentaire pré-rift et le manteau. Ici, le détachement n'a pas été réutilisé pendant l'inversion. Lors de la compression pyrénéenne, le contact qui a permis de faire remonter les Chaînons sur la marge a préservé une partie du détachement extensif, permettant l'incorporation de quelques lentilles de manteau et de socle lors de la formation de l'anticlinal de Sarrance (Fig III.8).

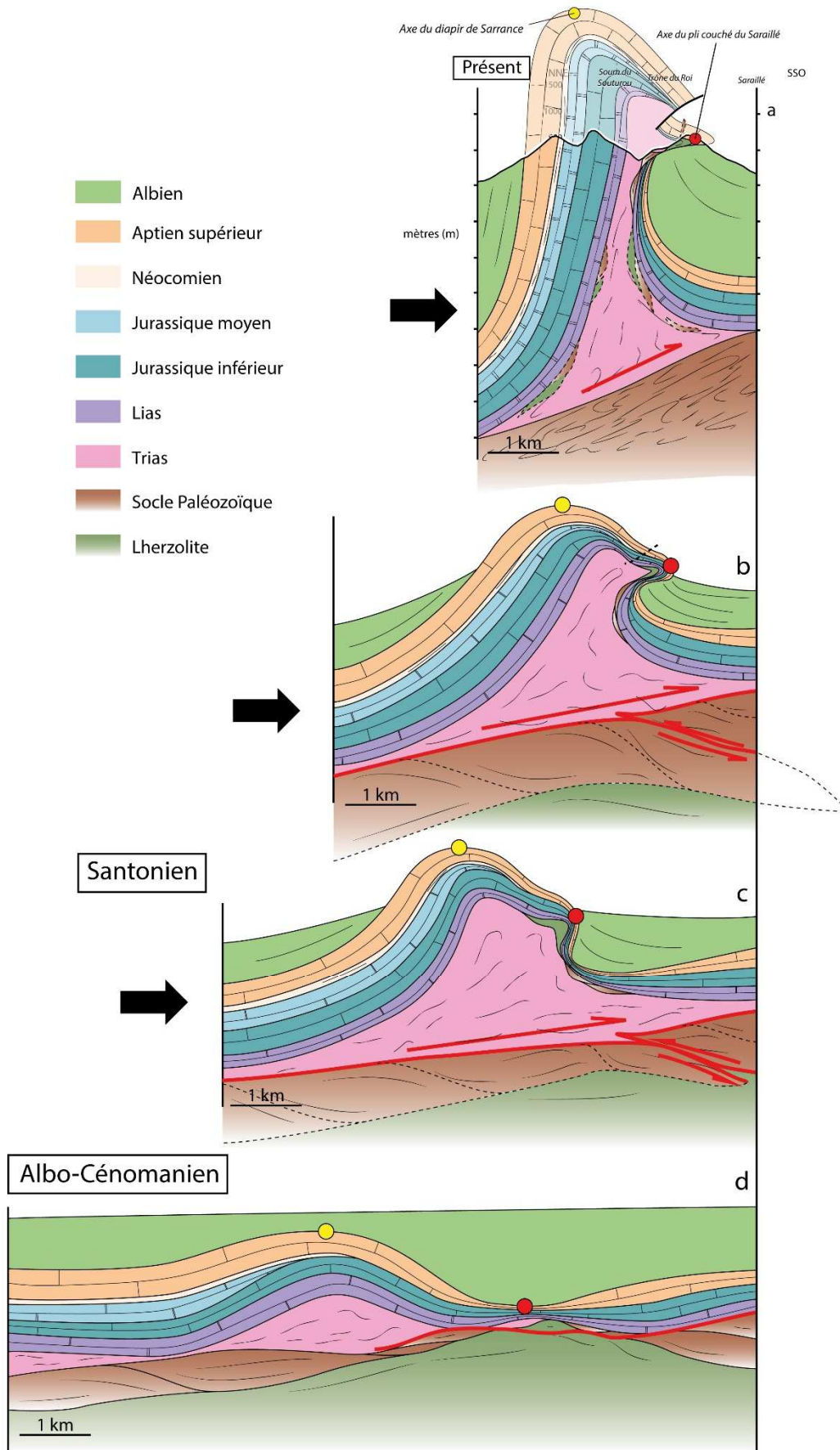


Figure III.7. Restorations par étapes de la structure diapirique de Sarrance jusqu'à l'Albo-Cénomaniien.

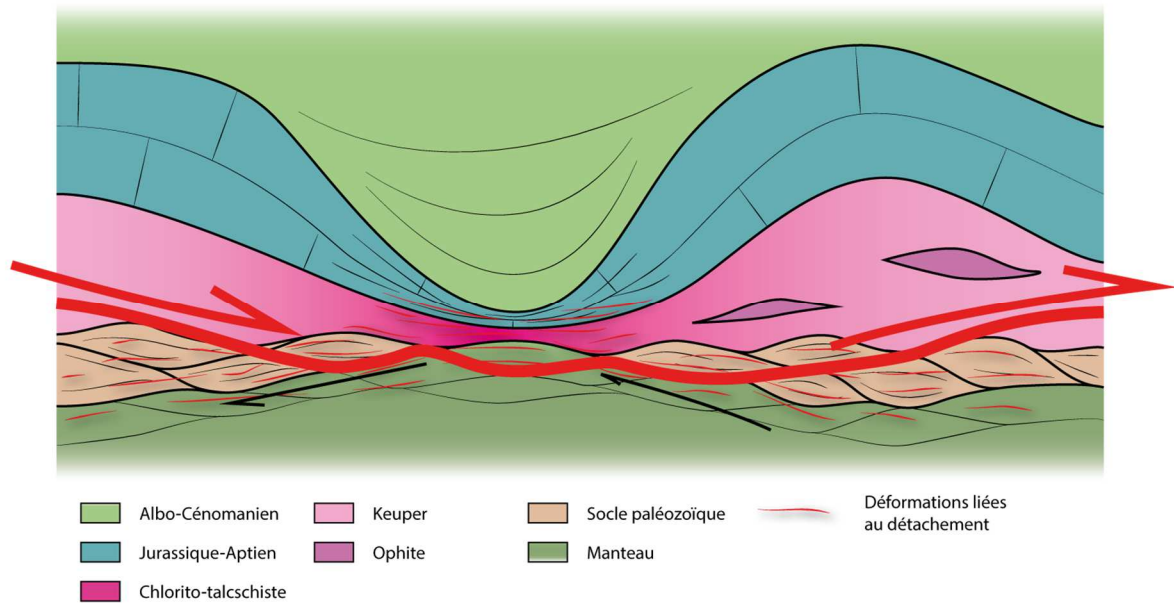


Figure III.8. Représentation schématique du contact de chevauchement ondulé (rouge) par rapport au contact extensif.

2. Un paléo-détachement majeur de marge passive distale ?

Nous avons vu dans le chapitre précédent que l'amincissement de la croûte continentale est accompagné par l'activation d'une faille de détachement majeure ductile. Ce détachement a conduit à l'individualisation de lentilles tectoniques, limitées par des zones de cisaillement mylonitiques définies par une fabrique lenticulaire (*phacoidal fabric*). Ce détachement est aujourd'hui visible dans le flanc normal et dans le flanc inverse du pli couché du massif du Sarailé.

Un détachement entre le manteau et la couverture sédimentaire est le lieu préférentiel de circulation de fluides (e.g. Pinto et al., 2015) responsables des minéralisations riches en talc, chlorite et pyrite. Le Talc ($Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$) est formé en condition métamorphique de faciès schistes verts, par altération de roches ultramafiques (Abzalov, 1998) ou de dolomies (Blount et Vassiliou, 1980). Les circulations de fluides accompagnent les déformations ductiles durant la phase d'extension albo-cénomaniennne. Il est important de noter que le métasomatisme n'est pas restreint au contact entre le manteau serpentinisé et la couverture sédimentaire. En effet, le détachement concerne une épaisseur importante de la couverture sédimentaire pré-rift et du

socle qui ensemble, accommodent toute la déformation. Ainsi, nous avons vu dans le Chapitre 2 que les dolomies jurassiques et le manteau, proches de la zone de détachement, ont révélé la présence de talc. Par endroit, le manteau est entièrement talcifié (Fig III.10).

La figure III.9 est un panorama interprété de la face nord du massif du Sarailé présentant les zones de déformations liées au fonctionnement du détachement. Nous pouvons voir que la zone de détachement comprend des lentilles de croûte continentale, les bordures du manteau, la base de la couverture sédimentaire pré-rift ainsi que des lentilles de roches triasiques, sur une épaisseur totale d'environ 200 m. Toutes ces lentilles sont englobées dans le Keuper, représenté par des métasédiments profondément transformés par le métamorphisme HT-BP (Cf. Partie II.1.3). Celui-ci passe progressivement aux chlorito-talcschistes du flanc sud-ouest (Cf. Chapitre 2) (Fig III.10). Nous montrons ainsi que ces roches représentent l'aboutissement du processus de transformation métasomatique et métamorphique du Trias supérieur. Cela sera discuté en Partie V. Le Keuper apparaît donc comme responsable de l'existence du détachement.

Dans la figure III.10, nous vous proposons un modèle simplifié de l'état du détachement, pendant les derniers stades de son fonctionnement, sur l'hypothèse d'une talcification progressive du faciès du Keuper. Nous discuterons dans le détail de la talcification et des circulations de fluides liées au fonctionnement du détachement pendant la phase d'extension albo-cénomaniennne en Partie V.

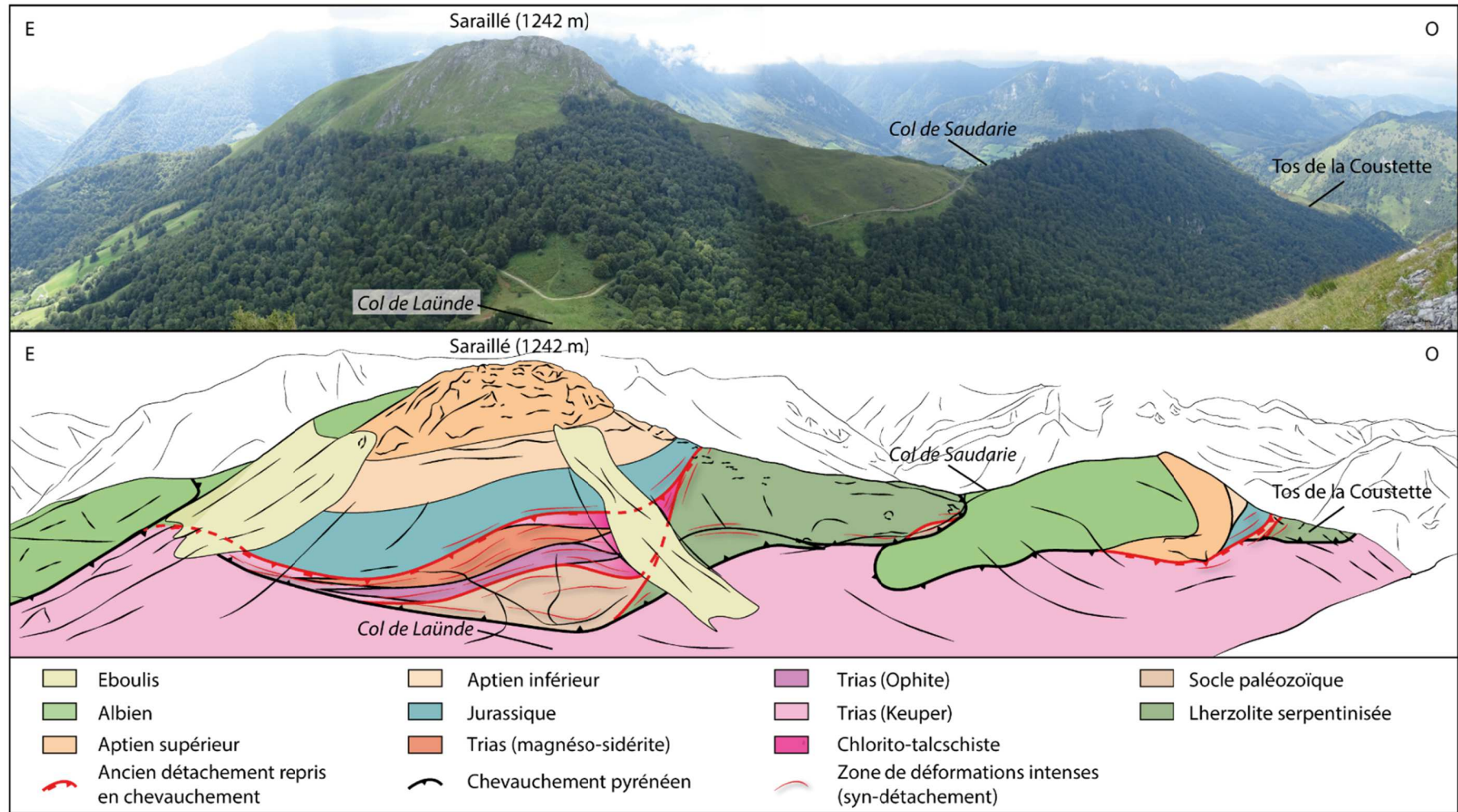


Figure III.9. Panorama interprété de la face nord du massif du Saraillé. Notez la large zone de déformation (syn-détachement).

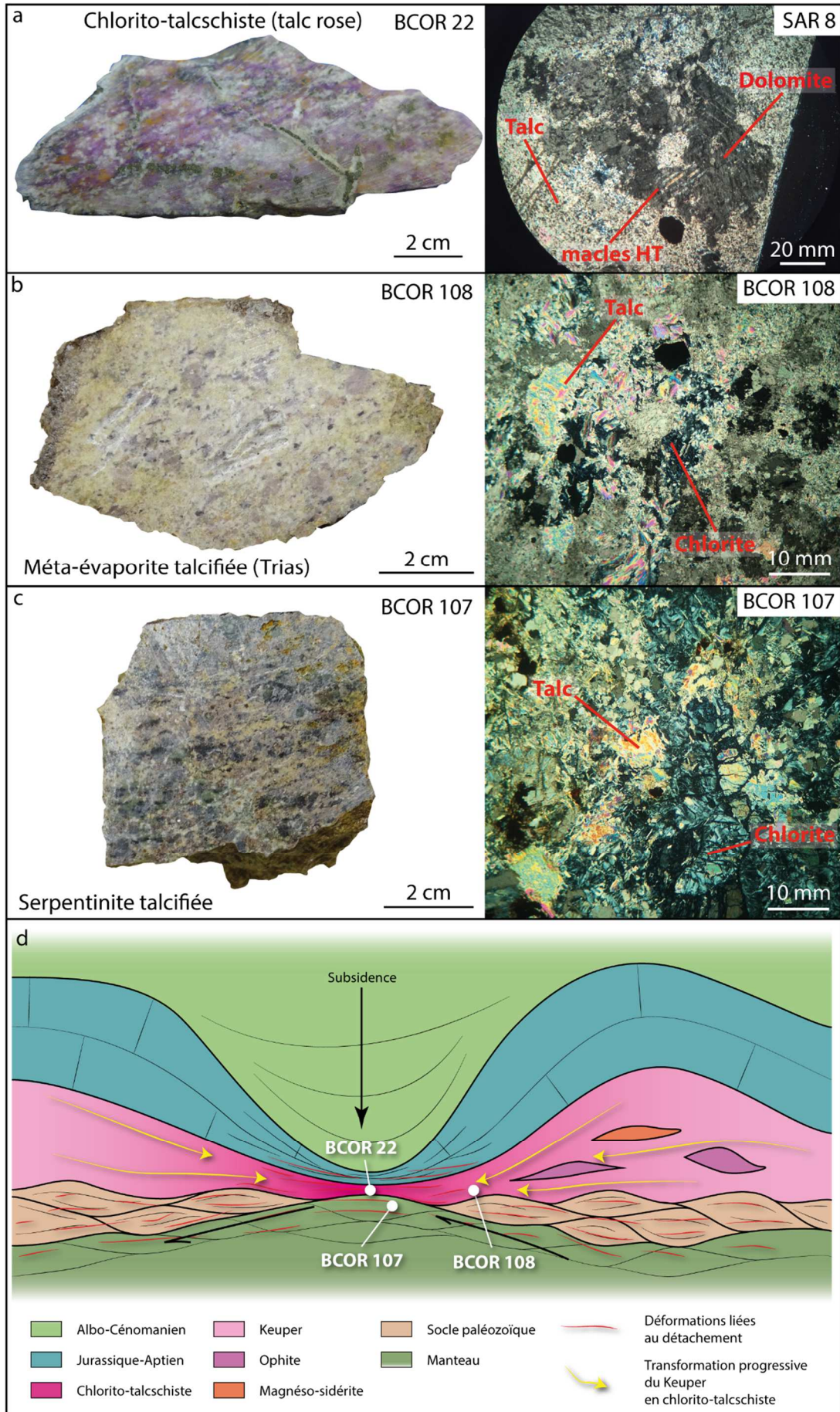


Figure III.10. Photographies d'échantillons et de lames minces en LPA. a.. Chlorito-talcschiste (talc rose) (BCOR 22 et SAR 8). Notez les macles présentes dans le grain de dolomie. Ces macles sont des macles typiques de hautes températures. b. Méta-évaaporite du Trias talcifiée et chloritisée (BCOR 108). c. Serpentinite talcifiée et chloritisée (BCOR 107). Voir Figure III.3. pour localisations. d. Schéma interprétatif simplifié du passage progressif du faciès du Keuper (Trias supérieur) au chlorito-talcschiste, avec représentation des zones de déformations liées au fonctionnement du détachement à l'Albo-Cénomaniennne.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, le contact manteau/croûte observable près du col de Saudarie (Fig III.3) est une zone de déformation caractérisée par une fabrique phacoïdale (Fig III.11) bien visible à l'échelle de l'affleurement avec des lentilles tectoniques limitées par des zones de cisaillement. A l'échelle microscopique, la fabrique tectonique est dominée par une déformation cataclastique où se mélangent des clastes de roches ultramafiques et sialiques (Fig III.12.a). Ce contact est fortement imprégné par du talc et des chlorites, témoins d'une circulation de fluides intense (Fig III.12.b). Ce détachement est donc une zone de cisaillement ductile anastomosée (phacoïdal fabric) associée à des minéralisations en talc et chlorite (faciès schistes verts) et ayant évolué en une zone de déformation cataclastique lors du passage de la transition ductile/fragile pendant l'exhumation.

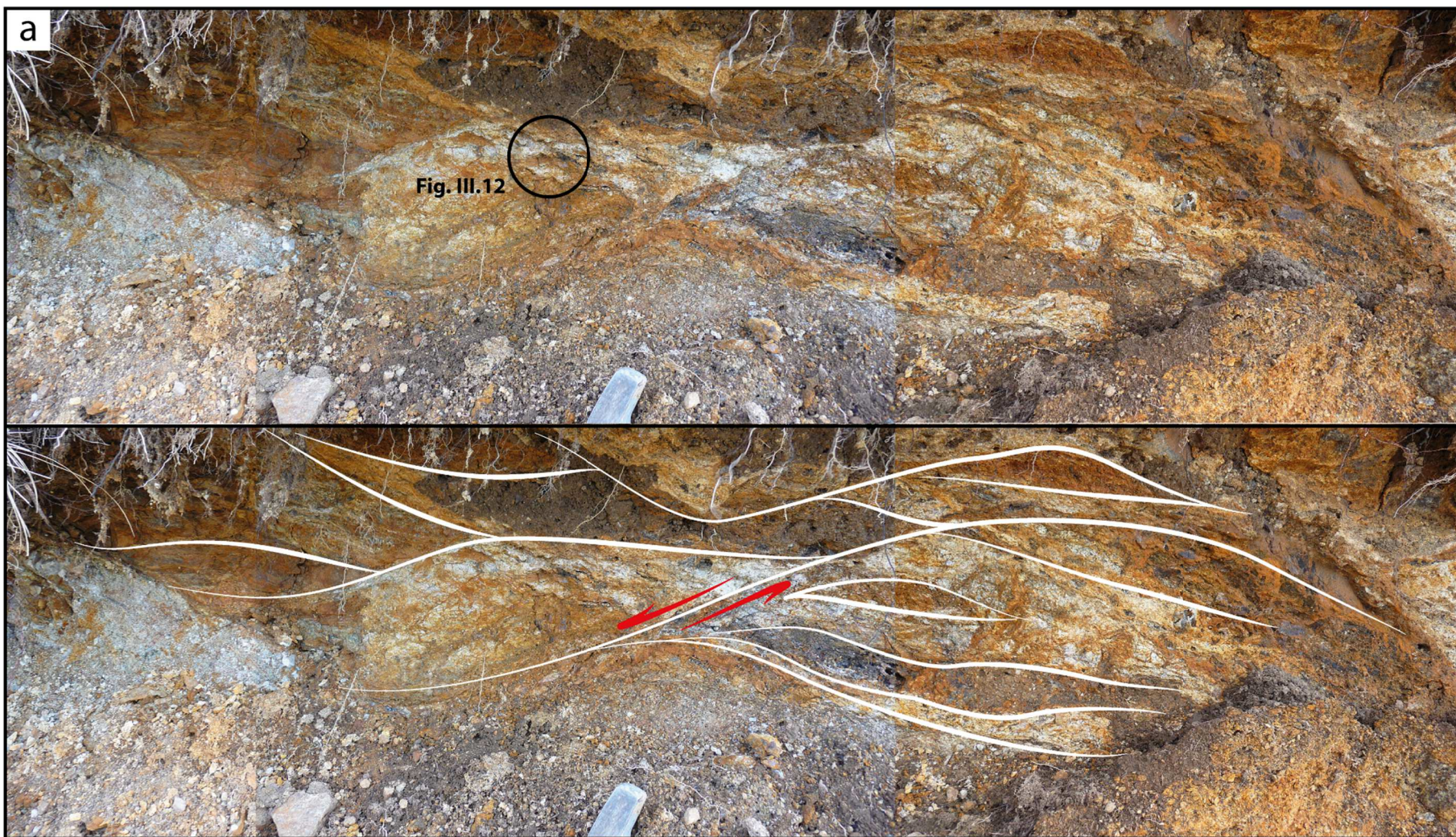


Figure III.11. Vue de détail de la zone de détachement entre le manteau et le socle paléozoïque. Notez la lenticulation prononcée présentant une fabrique phacoïdale.

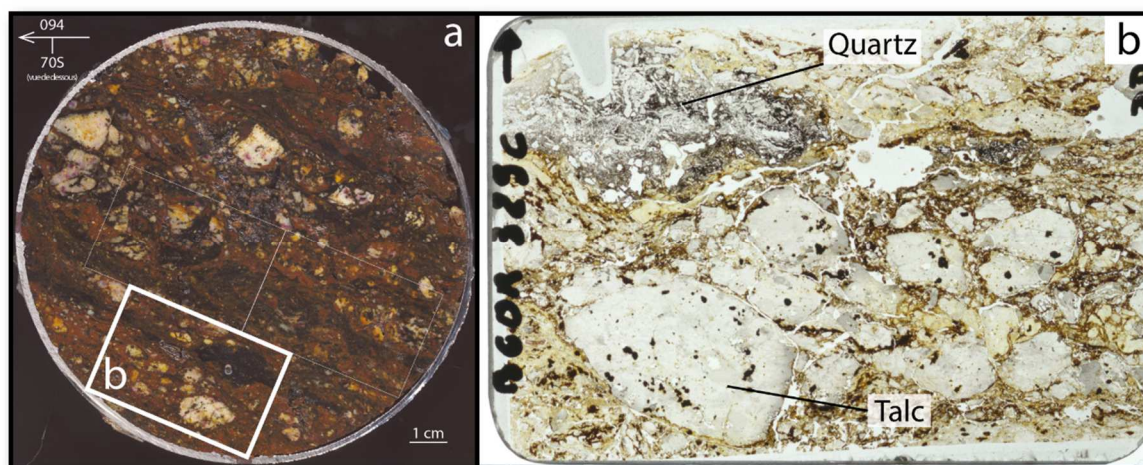


Figure III.12. a. Photographie de l'échantillon BCOR 329 présentant un mélange cataclastique de roches ultrabasiqne et de roches sialiques dans le cisaillement. b. Photographie de la lame mince BCOR 329c. Les fragments sont exclusivement composés de talc et de chlorite. Le fragment gris/blanc (en haut à gauche) est exclusivement composé de quartz.

FOCUS

La zone de détachement du Massif du Saraillé montre donc toutes les caractéristiques de l'évolution d'un détachement, dans le temps et dans l'espace, depuis son activation profonde jusqu'aux niveaux superficiels. En effet, d'après Reynolds & Lister (1988), un détachement est caractérisé en profondeur par une zone de cisaillement ductile relativement large passant progressivement à une zone sismique de cataclase et de bréchification (transition fragile/ductile), pour enfin passer à une faille de détachement unique (Fig III.13). La zone de cisaillement ductile évolue dans les faciès amphibolite et schistes verts. Au massif du Saraillé, cette évolution est marquée par les déformations ductiles dans le socle paléozoïque, les minéralisations abondantes en talc-chlorite-pyrite et la bréchification dans les niveaux superficiels.

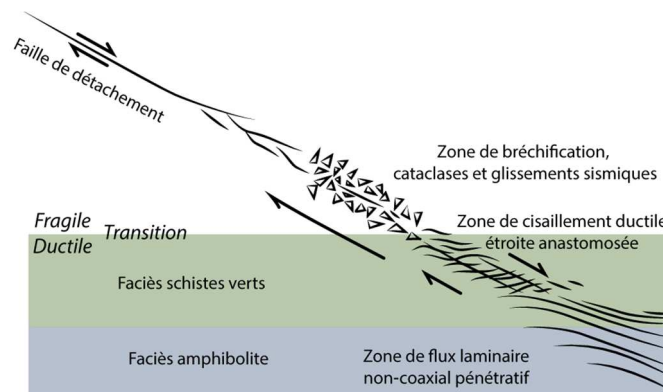


Figure III.13. Schéma d'évolution spatiale et temporelle d'un détachement d'après Reynolds & Lister (1988). Notez la variation spatiale du comportement des roches avec la diminution de la profondeur. La zone de cisaillement ductile passe progressivement à une zone de bréchification puis à une faille de détachement unique. Les roches sont transposées vers le haut dans le footwall du détachement dans les différentes séquences spatiales de comportement rhéologique.

Nous avons montré dans ces chapitres que : (1) là où le manteau est exhumé, la couverture sédimentaire pré-rift boudinée a subi un amincissement extrême avec des contacts cisillants soustractifs et la genèse d'une foliation S0/S1 ; (2) le socle paléozoïque a été déformé ductilement avec la formation de fines lentilles tectoniques solidaires du manteau exhumé. Il s'avère donc que la rhéologie de la croûte apparaît être dominée par un comportement ductile à des profondeurs superficielles. Nous proposons que cette rhéologie soit liée à la présence d'une épaisse couverture sédimentaire pré et syn-rift jouant alors le rôle d'un couvercle thermique efficace (*blanketing effect*, Cf. Partie I.2) sur ce système mobile.

CHAPITRE 4

Le massif d'Urdach-Les Pernes, un témoin de la dénudation du manteau

1. Structure générale du massif d'Urdach-Les Pernes

Le massif d'Urdach-Les Pernes, situé à l'extrémité ouest de la structure du Mail Arrouy (Cf. Fig II.14), présente à l'affleurement un corps lherzolitique d'environ 1,5 km de long sur 900 m de large. Ce corps lherzolitique est entièrement serpentinisé et à la particularité d'être associé à des lentilles de socle paléozoïque et à des carbonates mésozoïques. Il est partiellement recouvert par des brèches, les Brèches d'Urdach (Fig III.14). Comme nous l'avons vu dans la Partie II, ces brèches, d'une épaisseur d'environ 200 m, ont été datées entre l'Albien terminal et le début du Cénomaniennne et sont constituées de nombreux éléments de croûte continentale paléozoïque, de mésozoïque et de manteau dans une matrice de flysch (e.g. Roux, 1984, Souquet et al., 1985, Jammes et al., 2009, Lagabrielle et al., 2010). Contrairement aux lherzolites du massif du Sarailly, qui n'ont jamais été dénudées sur les fonds marins pendant la phase d'extension albo-cénomaniennne, la présence d'éléments de manteau dans les brèches d'Urdach nous prouve que les lherzolites du massif d'Urdach ont été mises à l'affleurement et remaniées à l'Albo-Cénomaniennne (e.g. Roux, 1984, Souquet et al., 1985, Jammes et al., 2009, Lagabrielle et al., 2010).

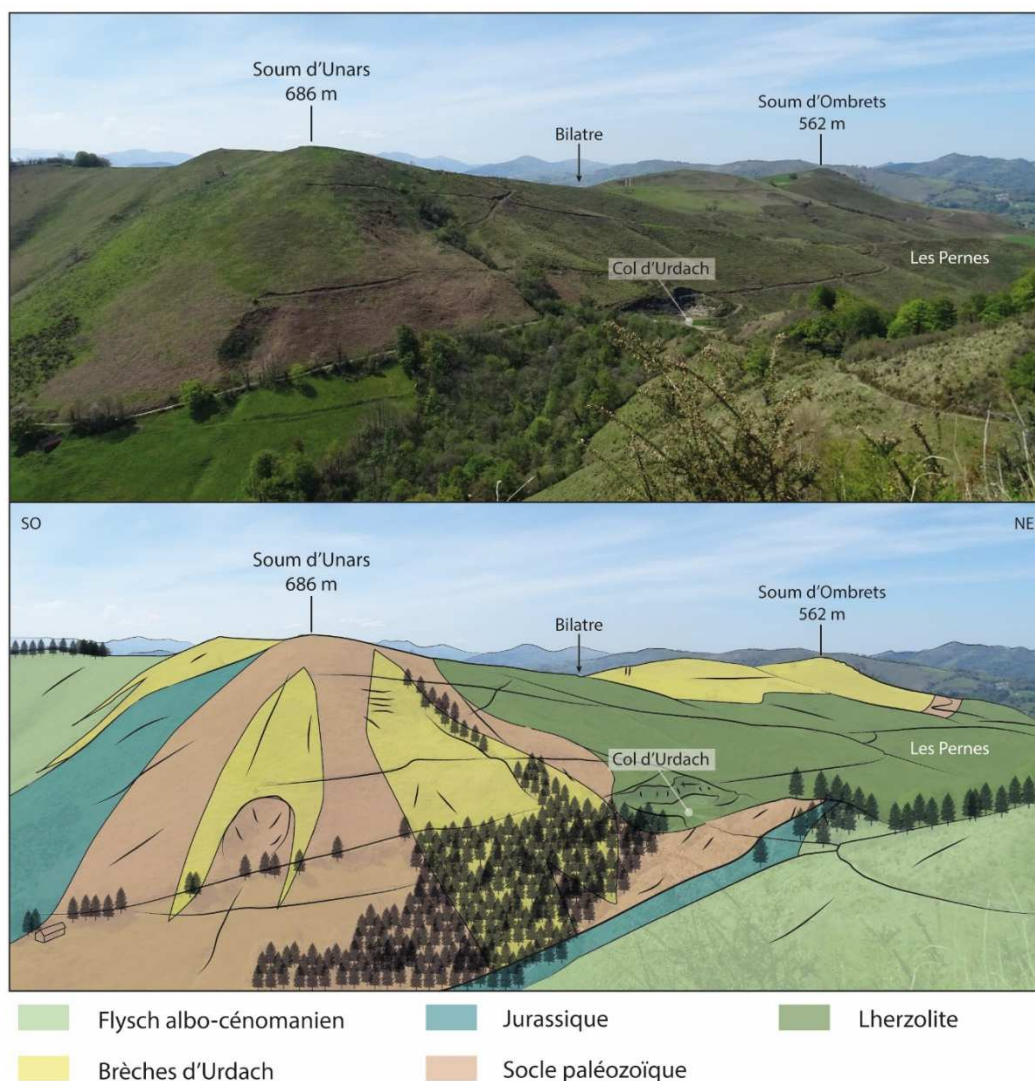


Figure III.14. Panorama interprété du massif d'Urdach-Les Pernes. Voir Fig III.15 pour localisation de la prise de vue.

La cartographie détaillée du massif d'Urdach-Les Pernes a été réalisée dans le cadre de cette thèse et lors du stage de Master 2 de Géraldine Bergamini soutenu également par le programme RGF du BRGM. Elle montre que la lherzolite serpentinisée est en contact tectonique avec des lentilles de socle paléozoïque constituées de micaschistes et de granitoïdes (Figure III.15). À l'ouest et au sud, la lherzolite serpentinisée et les lentilles de croûte paléozoïque sont recouvertes, en contact stratigraphique, par les Brèches d'Urdach (Soum d'Ombrets, Soum d'Unars). À l'est et au nord, elles sont chevauchées tectoniquement par la couverture sédimentaire pré-rift (Jurassique à Aptien) et les flyschs cénomaniens (Lacues, Col d'Etche). À l'extrémité nord (Peillou), nous pouvons noter la présence de Trias Supérieur composé majoritairement par des cataclasites et des évaporites (gypse). Il s'agit ici de la seule occurrence connue de Trias évaporitique dans les Chaînon Béarnais.

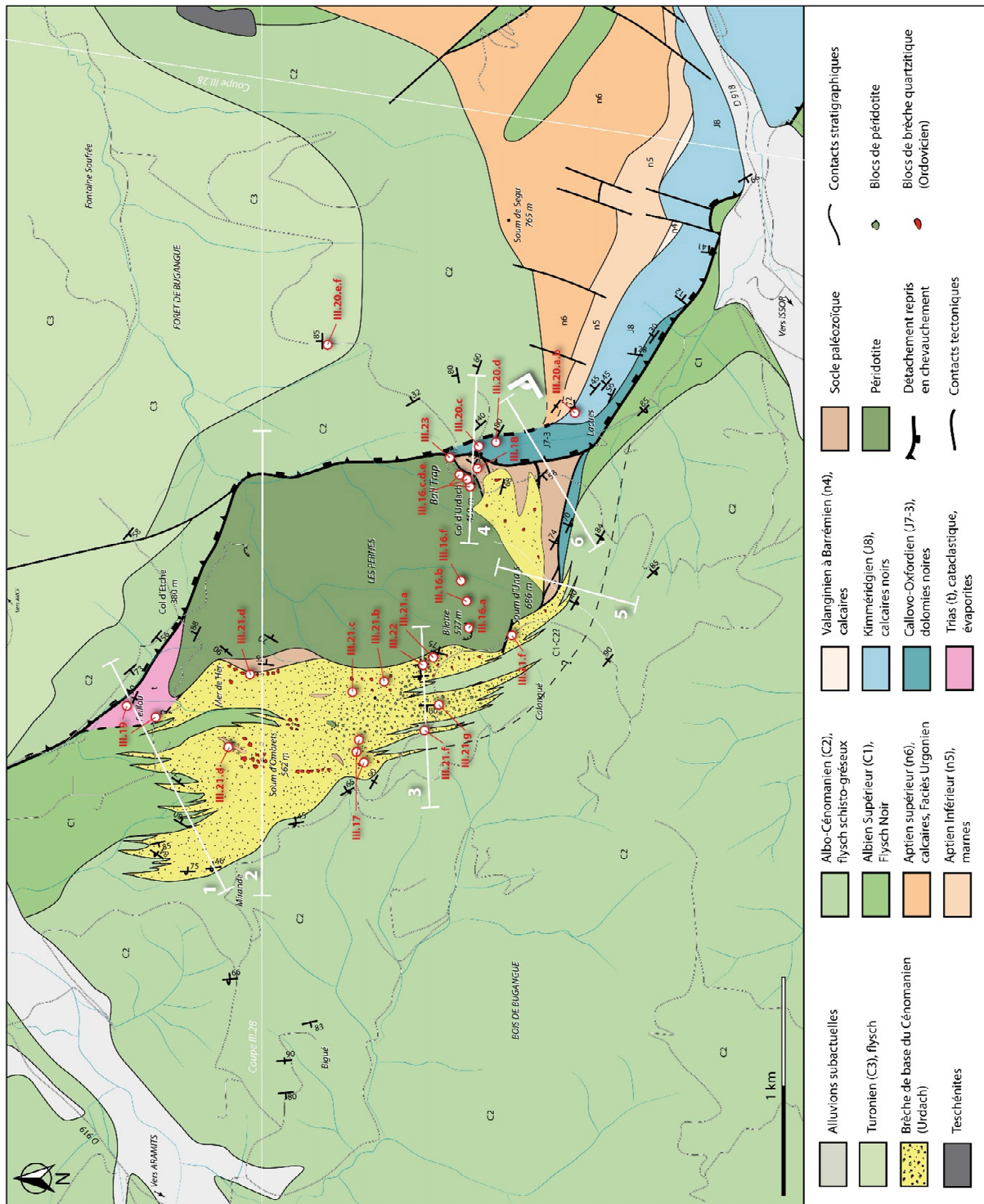


Figure III.15. Carte géologique du massif d'Urdach-Les Pernes, avec localisations des illustrations présentes dans ce chapitre.

2. Lithologies

2.1. Les lherzolites

Les lherzolites du massif d'Urdach-Les Pernes sont entièrement serpentinisées et présentent plusieurs caractéristiques notables.

(1) Elles présentent des évidences de circulation de fluides :

(i) Les bordures du massif lherzolitique sont caractérisées par des ophicalcites, présentes uniquement à l'ouest (Bilatre) et à l'est (Col d'Urdach, Fig III.16.a). Ces ophicalcites sont des témoins contemporains de la dénudation du manteau sur les fonds marins à l'Albo-Cénomanienn.

(ii) Comme nous l'avons vu en Partie II.3.2, Monchoux (1970) a mis en évidence la présence de dykes de pegmatites, composées presque exclusivement d'albite, dans la lherzolite (Fig III.16.b). Ces albitites sont les témoins d'une très faible fusion partielle d'une source harzburgitique (<1%) et leur mise en place a été datée, par méthode de datation $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ sur zircon à $101\pm 2\text{Ma}$ par Pin et al. (2001). Masini et al. (2014) ont aussi daté un dyke gabbroïque au sein du manteau, par méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite à 105-108 Ma. De plus, nous avons pu observer localement des albitites resédimentées dans les brèches. Cela nous indique que les dykes d'albitites ont une mise en place liée à l'histoire de l'exhumation.

(2) A l'approche de la paléo-surface du manteau on constate que les lherzolites sont découpées en lentilles tectoniques. Elles présentent deux familles d'orientations (Fig III.16.c.d) : une principale d'orientation $\sim\text{N}180$ et une seconde $\sim\text{N}80$. Cette lenticulation représente la fabrique tectonique liée à l'exhumation du manteau dans la partie superficielle du détachement (Cf Fig III.13).

(3) Enfin, nous avons pu observer des témoins d'une déformation ductile du manteau avec la présence de mylonites de serpentinites (Fig III.16.e) ainsi que des zones de cisaillement ductile (Fig III.16.f). Ces objets sont les témoins de déformations plus profondes du manteau peut-être liées à l'exhumation (Faciès schistes verts, Faciès amphibolites, Cf. Fig III.13).

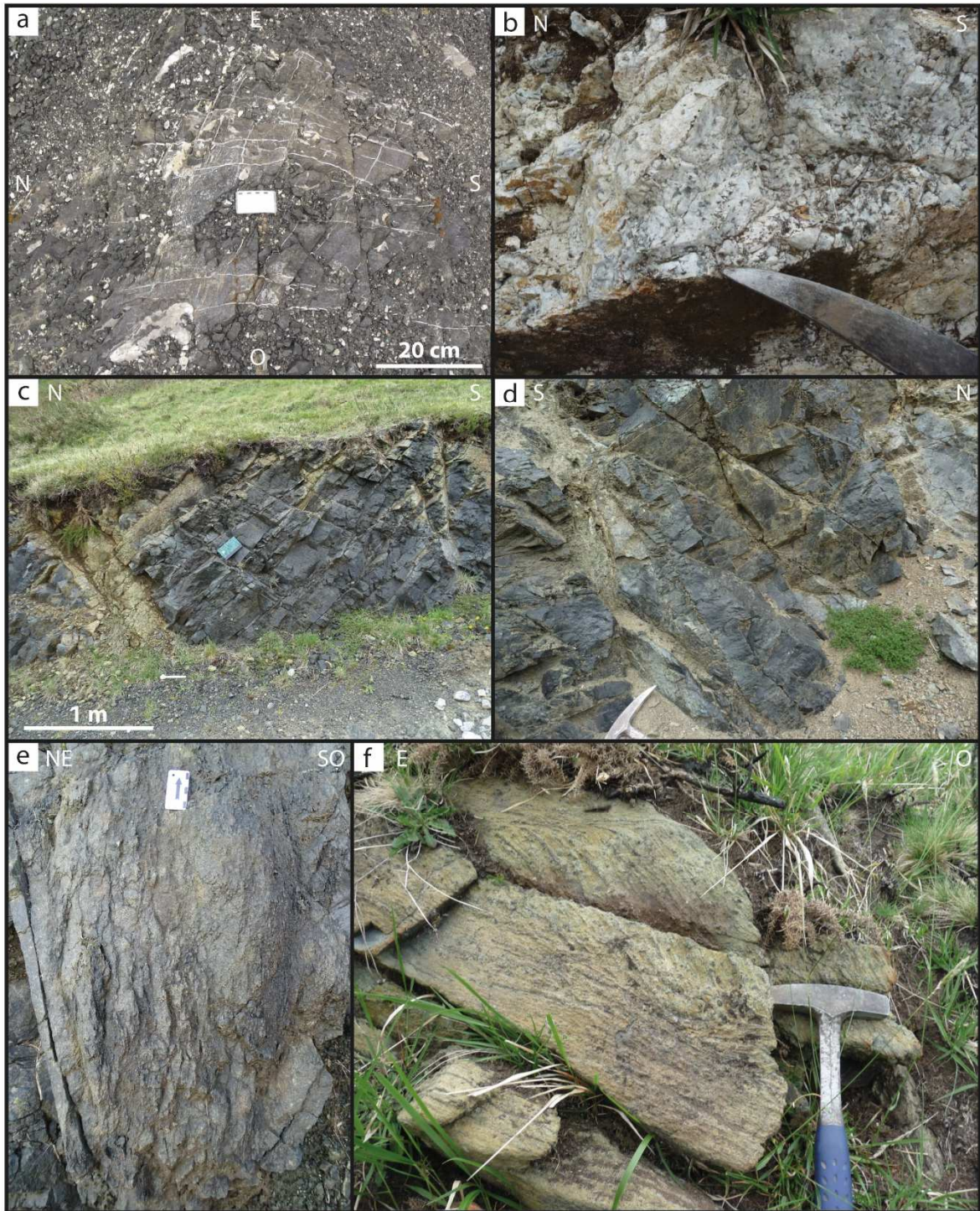


Figure III.16. Photos d'affleurements de manteau du massif d'Urdach-Les Pernes. Voir Fig III.15 pour localisations. a. Ophicalcites. b. Filon d'albitites à corindons. c.d. Lenticulation de la serpentinite. e. Mylonite de serpentinite. f. Zone de cisaillement ductile. Voir Figure III.15 pour localisations.

2.2. Le socle paléozoïque

Le socle paléozoïque se présente sous forme de plusieurs lentilles tectoniques réparties tout autour du massif. Notre cartographie nous a permis d'identifier deux complexes de lentilles. Un complexe situé sur la bordure nord-ouest et un deuxième sur la bordure sud-est (Cf Fig III.15). Le complexe du nord-ouest est constitué d'une lentille de schistes rapportés à l'Ordovicien par Castéras (1970). Elle est accompagnée de masses chaotiques de quartzophyllades et de quartzites micacés. Cette zone est riche en minéralisations de fer, exploitées entre le XVII^{ème} et le XIX^{ème} siècle (forges catalanes). Elle correspond à la toponymie Mer de Her (plaine de fer en Béarnais), tirant son nom de ces gisements. Le complexe du sud-est est constitué de plusieurs lentilles de lithologies variées comprenant des gneiss, des granitoïdes, des quartzites et des micaschistes avec ou sans andalousite.

Une étude détaillée des éléments de socle paléozoïque des brèches d'Urdach a été entreprise dans le cadre d'un stage de Master 1 et d'un stage de Master 2 (Bergamini, 2015, 2016). Il s'agissait de définir dans la mesure du possible la déformation du socle liée à l'exhumation du manteau avant le remaniement dans les brèches. Sur l'ensemble des échantillons, près de 90% sont des mylonites et aucun indice de fusion partielle de la croûte continentale n'a été observé. La mylonitisation affecte de manière préférentielle le matériel métasédimentaire alors que les granitoïdes ne montrent que des déformations cataclastiques. Les feldspaths présents dans ces éléments ne présentent pas de déformation ductile contrairement aux quartz. Les déformations observées se sont donc faites dans une gamme de température inférieure au point de ductilité du feldspath (<450°C, faciès schistes verts). Une étude détaillée du matériel récolté au cours de plusieurs missions de terrain dans les brèches d'Urdach est en cours (R. Asti, S. Fourcade, Y. Lagabrielle, G. Bergamini, article en préparation). Elle confirmera les points énoncés ci-dessus, à savoir que la déformation de la croûte continentale se produit dans le faciès schistes verts et que le matériel associé au manteau exhumé à Urdach ne comprend que de la croûte moyenne qu'il s'agisse des lentilles collées aux lherzolites ou des éléments des brèches.

La figure III.17 présente plusieurs exemples des déformations que nous avons pu observer dans des métasédiments paléozoïques. Les minéraux les plus fréquemment observés dans les lames minces sont les albites, les micas, les quartz et les chlorites, ainsi que des hornblendes, des andalousites et des grenats. Les mylonites et les ultra-mylonites de métasédiments quartzeux montrent des rubans de quartz et de la recristallisation dynamique (Fig III.17.a.b.c). Certains micaschistes sont riches en hornblendes ou en andalousites qui témoignent d'un métamorphisme antérieur dans le faciès amphibolite (Fig III.17.d).

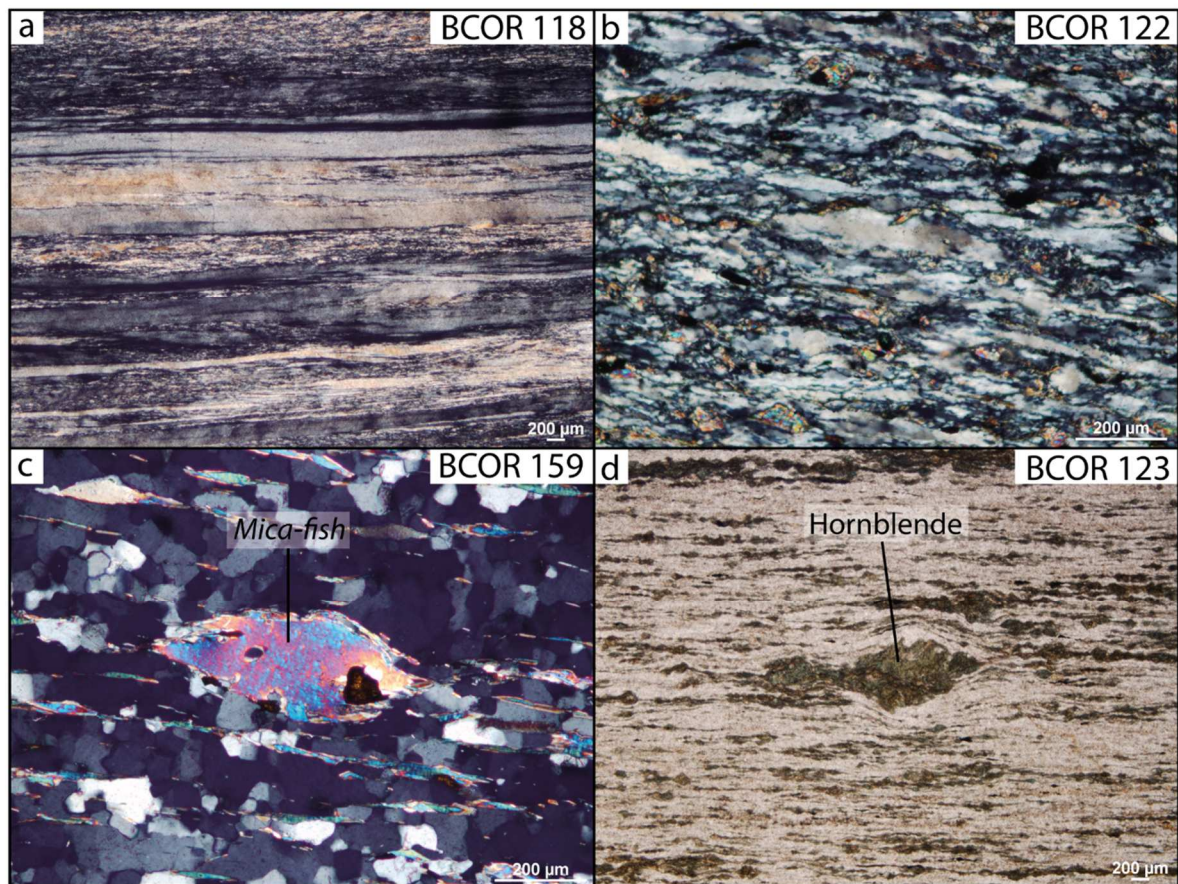


Figure III.17. Photos de lames (LPA) d'échantillons de socle paléozoïque présents dans les brèches d'Urdach (travaux en cours de R. Asti et al.). a. Ultramylonite de quartzite à quartz rubanés. b. Recristallisation dynamique de quartz dans une mylonite à quartz/muscovite. c. Recristallisation de quartz et déformation de muscovite (mica-fish) dans une mylonite à quartz/muscovite. d. Schiste mylonitique à amphiboles (hornblende). Voir Figure III.15 pour localisations.

Deux âges dans des éléments de croûte continentale présents dans les brèches, ont été obtenus au laboratoire Géosciences Rennes par la méthode de datation $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ in-situ, ICP-MS (responsable M. Poujol) au cours des stages de Master de G. Bergamini (2015, 2016) :

1 - Dans un granitoïde déformé présentant de la titanite (sphènes, rutiles) en granules (BCOR 119). Ces minéraux sont alignés dans la foliation, ce qui suggère une cristallisation synchrone de la déformation. L'âge obtenu sur les titanites (in-situ) est de **111±17 Ma**. La forte incertitude de cette datation est due à un taux de plomb initial important présent dans l'échantillon.

2 - Dans une chloritite déformée présentant des zircons (BCOR 115). Les zircons sont alignés dans la foliation. L'âge obtenu sur ces minéraux (in-situ) est de **109.4±1.2 Ma**.

Deux autres âges ont été obtenus dans les lentilles de socle du complexe sud-est :

3 - Dans une albitite à chlorite métasomatique en contact avec la lherzolite (URD 9-1). L'âge obtenu par méthode $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ sur zircon (in-situ, Laboratoire Géosciences Rennes, M. Poujol) est de **111±0.83 Ma**.

4 - Dans une mylonite quartzo-feldspathique à muscovites. Les quartz sont déformés ductilement et les feldspaths alcalins sont cataclasés. Les muscovites sont déformées et syn-cinématiques (mica-fish) (URD 24a, Fig III.18). L'âge obtenu par méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite (Laboratoire Géosciences Montpellier, responsable P. Monié) est de **105.2±0.5 Ma**.

Précédemment, Masini et al. (2014), avaient obtenu un âge entre 192 Ma et 236 Ma dans un claste de mylonite acide, par méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite.

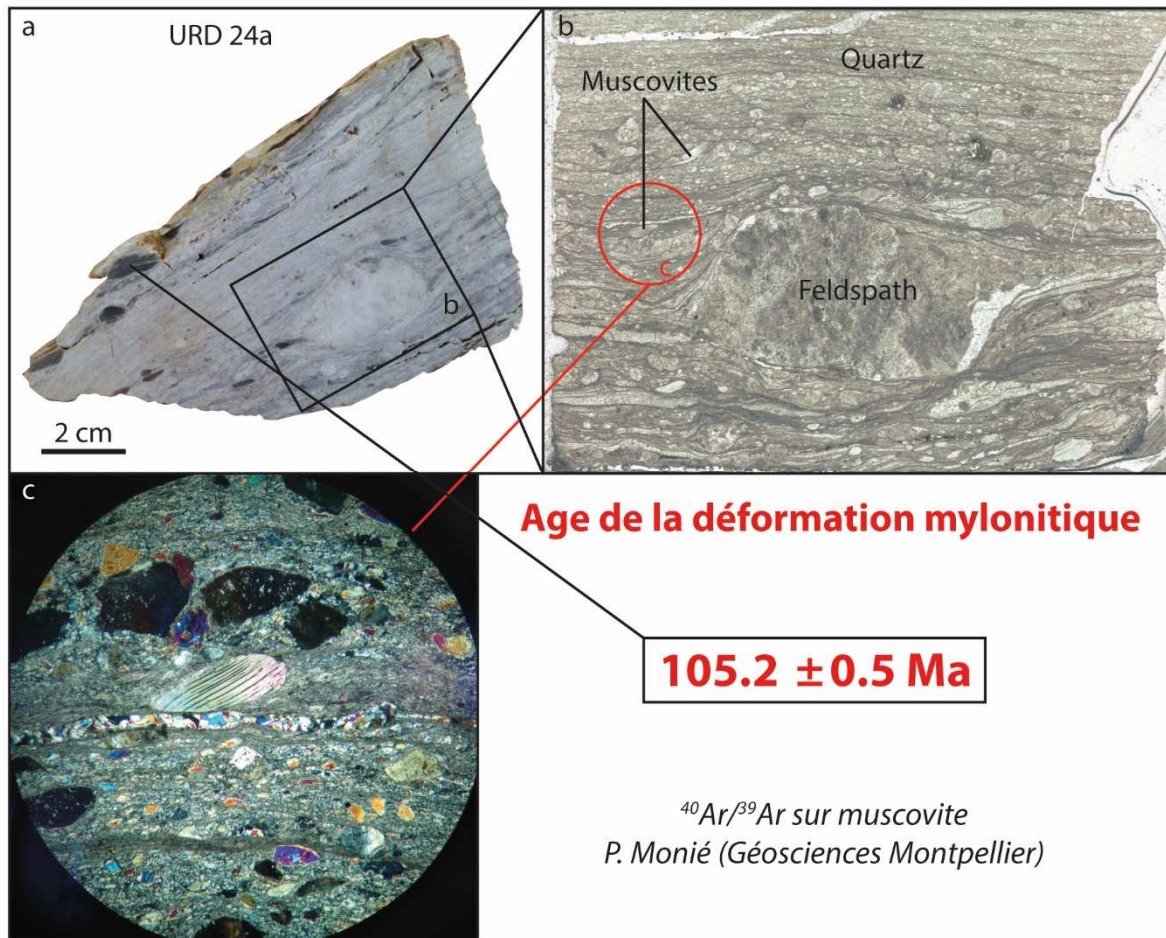


Figure III.18. Echantillon de socle paléozoïque mylonitisé à quartz/feldspath/muscovite du complexe sud-est, daté à 105.2 Ma par datation Ar/Ar sur muscovite (P. Monié, Géosciences Montpellier). a. photographie de l'échantillon URD 24a. b. Photographie d'une lame mince entière. c. Photo en LPA de la lame mince. Nous pouvons noter la déformation ductile des quartz et la présence de muscovites (mica-fish). Les queues de recristallisation des feldspaths sont composées de quartz. Voir figure III.15 pour localisation.

2.3. Le Mésozoïque

Le massif d'Urdach-Les Pernes est entouré par des sédiments mésozoïques pré- à syn-rifts. La couverture pré-rift présente au sud-est du massif, Soum de Ségu (Cf. Fig III.15), est constituée de sédiments jurassiques (dolomies du Callovo-Oxfordien) à aptiens. Cette couverture est recouverte en discordance par les flyschs cénomaniens. De plus, elle est caractérisée par (1) l'absence de Lias, (2) la dolomitisation complète des carbonates aptiens et (3) la présence de Callovo-Oxfordien en position inverse en contact avec le complexe de lentilles de socle paléozoïque au sud. À l'ouest du massif, n'affleurent que des sédiments syn-rifts représentés par les flyschs albiens supérieurs et cénomaniens, en position inverse eux aussi, dans

lesquels s'intercalent les brèches d'Urdach à l'ouest. Au nord du massif, nous pouvons noter la présence de Trias supérieur. Il comporte plusieurs lithologies toutes cataclastiques. À Peillou (Cf. Fig III.15), un premier faciès est représenté par un schiste gris bréchiqne (ancienne marne bariolée) (Fig III.19.a). On rencontre ensuite des albitites à zircons (Fig III.19.b.c.d), d'anciennes marnes noires (calcite et albite) et une brèche tectonique à fragments d'ophites, de carbonates et d'anhydrite (Fig III.19.e.f). Il s'agit ici de la seule zone des Chaînons Béarnais présentant des évaporites à l'affleurement. La présence de ces anhydrites a donné son nom à la « Fontaine Soufrée » dans la vallée à l'est de Peillou.

La déformation de la couverture sédimentaire pré-rift du massif d'Urdach-Les Pernes est caractérisée par une forte hétérogénéité. Les carbonates aptiens ne présentent pas de déformation notable. Les sédiments jurassiques sont traversés par des zones de cisaillement ductile localisées (Fig III.20.a.b.c). La piètre qualité des affleurements ne permet pas de déterminer l'espacement de ces bandes de cisaillement. Il est d'ordre décamétrique à hectométrique. Nous avons rencontré très localement une déformation en lentilles de cisaillement constituées de brèches à éléments carbonatés dans une matrice fine schistosée (Fig III.20.d).

La base des flyschs turoniens, à l'est du massif d'Urdach (Cf Fig III.15), est caractérisée par un boudinage prononcé, témoignant d'une déformation par aplatissement (Fig III.20.e.f).

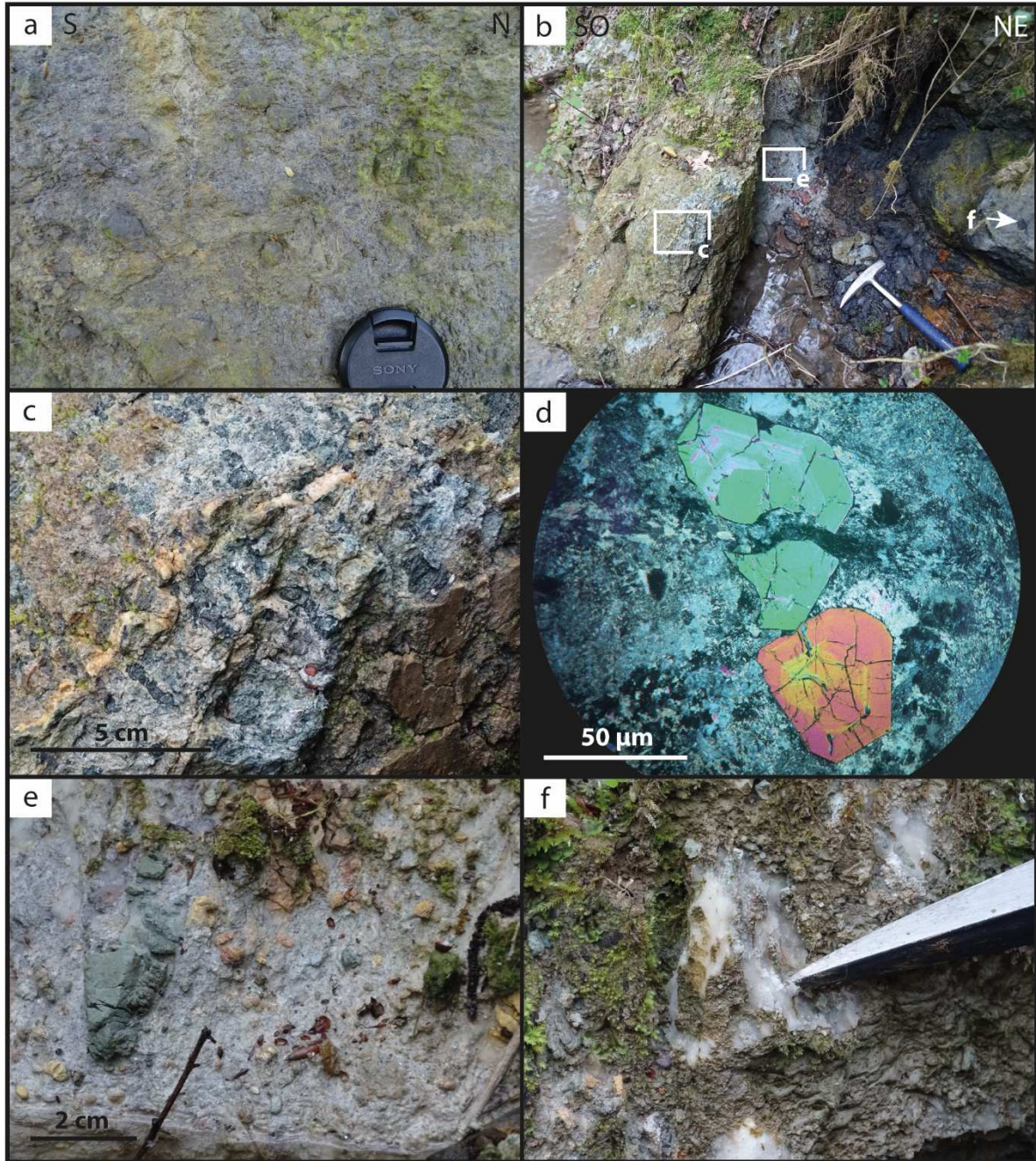


Figure III.19. Photos d'affleurements de Trias supérieur, voir Figure III.15 pour localisations. a. Cataclasite de schiste gris. b. Photo d'affleurement du Peillou avec la localisation des photos c à f. Albitites à zircons (c : affleurement et d : lame mince, LPA). Cataclasites composées d'ophites (e) de carbonate et d'anhydrite (f).

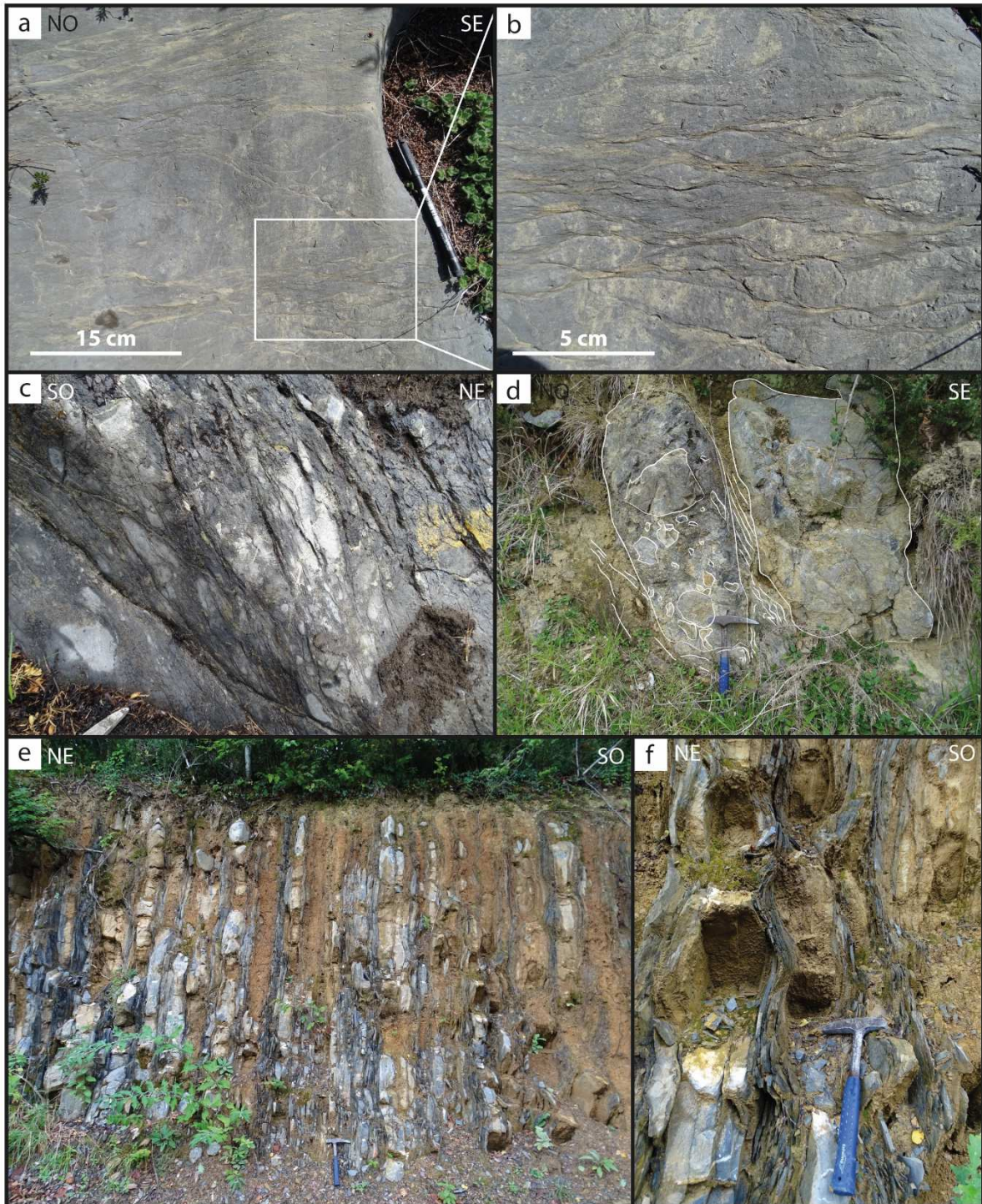


Figure III.20. Photos d'affleurements de la couverture sédimentaire mésozoïque pré-rift du massif d'Urdach-Les Pernes présentant des déformations caractéristiques, voir Figure III.15 pour localisations. a. b. Zone de cisaillement ductile dans le Callovo-Oxfordien. c. Zone de cisaillement avec bandes mylonitiques du Callovo-Oxfordien en contact avec une lentille de socle. d. Schistosité entre des lentilles de brèches cataclastiques. e. f. Boudinage des flyschs turoniens.

2.4. Les brèches d'Urdach

La cartographie détaillée des brèches d'Urdach nous a permis de montrer qu'elles remanient majoritairement, des fragments de socle paléozoïque et de péridotite serpentinisée. La matrice de flysch interstitielle est parfois visible entre des blocs. Les éléments paléozoïques sont essentiellement des métasédiments mylonitiques (micaschistes et quartzites) et des granitoïdes sous forme de blocs plus ou moins anguleux de taille centimétrique à métrique. Les flyschs albo-cénomaniens intercalés avec les brèches sont en position inverse (e.g. Debroyas et al., 2010).

Nous avons pu discerner plusieurs types de brèches :

- **Brèches polygéniques** (Fig III.21.a):

La brèche polygénique est constituée d'éléments émoussés pluri-centimétriques de socle paléozoïque (gneiss, quartzites, schistes à andalousites, granitoïdes) et d'éléments de manteau dans une matrice de flysch. Les éléments de manteau ont la particularité d'être complètement altérés en talc (couleur rose/rouge à granules blanches).

- **Brèches polygéniques à éléments paléozoïques** (Fig III.21.b.c) :

Les brèches polygéniques paléozoïques sont représentées exclusivement par des blocs composés d'éléments centimétriques anguleux de quartzites et de schistes à andalousites dans une matrice quartzreuse. Ces blocs sont le plus souvent monogéniques (blocs brèchiques à quartzite, blocs brèchiques à schiste). Nous n'avons observé que très peu de mélanges entre ces lithologies.

- **Brèches cataclastiques** (Fig III.21.d.e) :

Les brèches cataclastiques sont constituées de blocs métriques, plus ou moins alignés formant des cordons, au contact de la lentille de socle paléozoïque au nord-ouest du massif et au cœur de la brèche, au Soum d'Ombrets (Cf. Fig III.15). Ces cataclasites sont constituées d'éléments anguleux de socle paléozoïque, essentiellement des quartzites très déformés, cimentés par du quartz (Fig III.21.d). Cette silicification traduit une importante circulation de fluides durant ou après la cataclase. Il faut noter aussi la présence d'une barre de calcaire aptien de 100 m de long

et 15 m de large, au Soum d'Ombrets. Comme l'Aptien du Soum de Ségu, cette barre de carbonates est entièrement dolomitisée et ne présente pas de marque de déformation ductile. Néanmoins, sa bordure est cataclastique et consolidée par un ciment quartzitique (Fig III.21.e).

- **Brèches à fragments de péridotites** (Fig III.21.f.g) :

Les brèches à fragments de péridotites, situées au sud-ouest du massif d'Urdach, sont exclusivement composées de blocs centimétriques à métriques dans une matrice de flysch. Localement, les flyschs albo-cénomaniens sont caractérisés par la présence de blocs de péridotites isolés (Escoubès).

Au sud de Bilatre, les flyschs, intercalés dans la brèche, contiennent plusieurs coulées de roches volcaniques basiques d'épaisseur métrique (Fig III.21.h). Les sédiments sont cuits et durcis au contact de la lave qui présente une texture sphérolitique. Ces roches volcaniques s'apparentent probablement au volcanisme basique crétacé bien connu dans les Chaînonns Béarnais (téchénites et pillow lavas de Courrège). La mise en place de laves en contexte d'exhumation du manteau lors des derniers stades de la rupture continentale est aussi évoquée par Robertson (2007) dans son modèle tectonique de la marge distale de Terre Neuve (Cf. Fig I.13, Partie I.3.2.1).

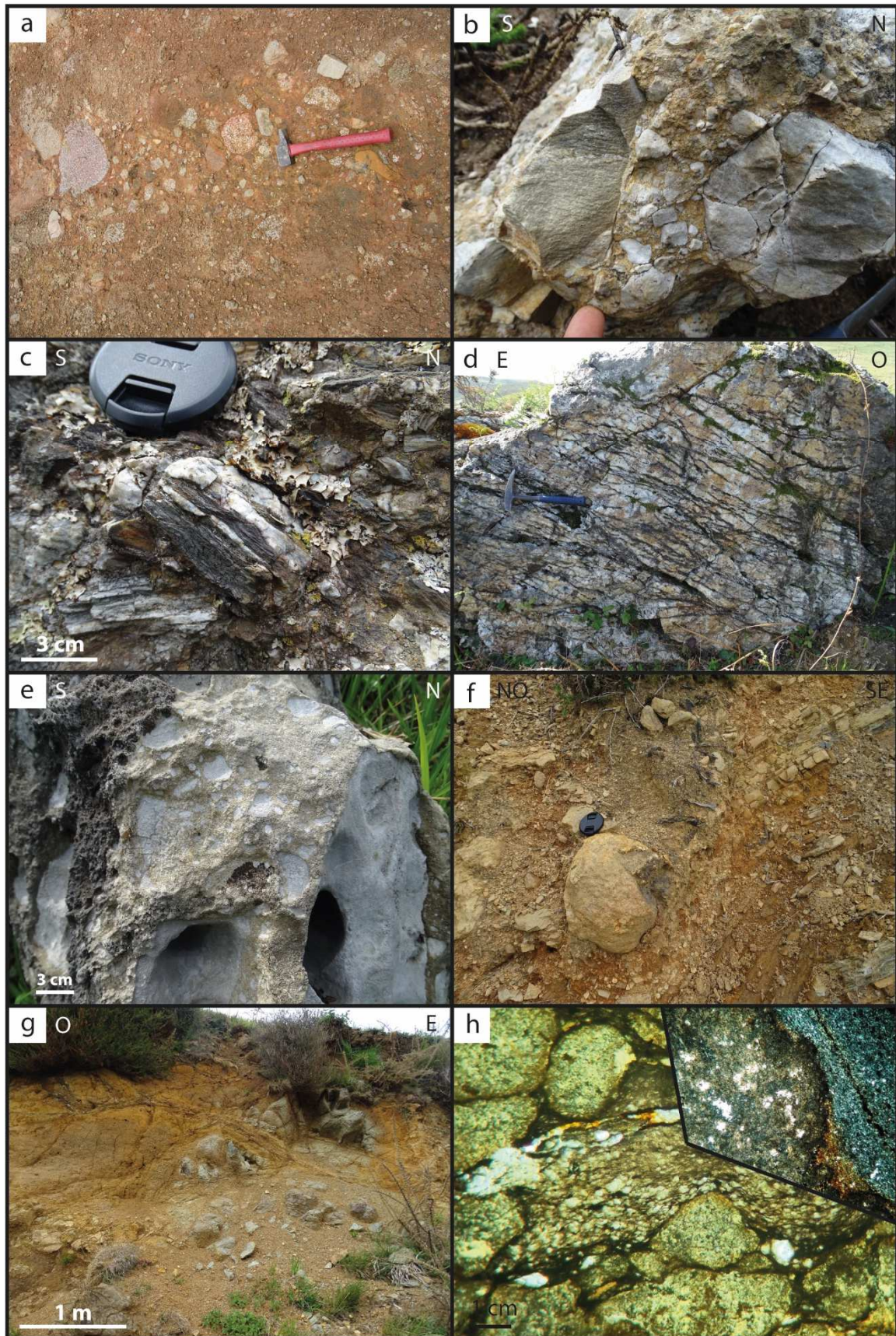


Figure III.21. Photos d'affleurements et d'échantillon des brèches d'Urdach, voir Figure III.15 pour localisations et texte pour explications. a. Brèches polygéniques. b.c. Brèches polygéniques à éléments paléozoïques. d.e. Brèches cataclastiques. f.g. Brèches à fragments de péridotites. h. Roche volcanique sphérulitique.

2.5. Déformation des brèches

Des couloirs de cisaillement sont observés dans les brèches proches du contact avec le manteau à l'ouest (Bilatré, Cf. Fig III.15). Localement, la brèche présente une forte fabrique caractérisée par une schistosité serrée dans laquelle les éléments de la brèche sont réalignés et parfois déformés (Fig III.22). L'orientation de la schistosité (N175 55E) est concordante avec la stratigraphie des flyschs et des bancs de brèche et semble présenter une cinématique inverse, top à l'ouest.

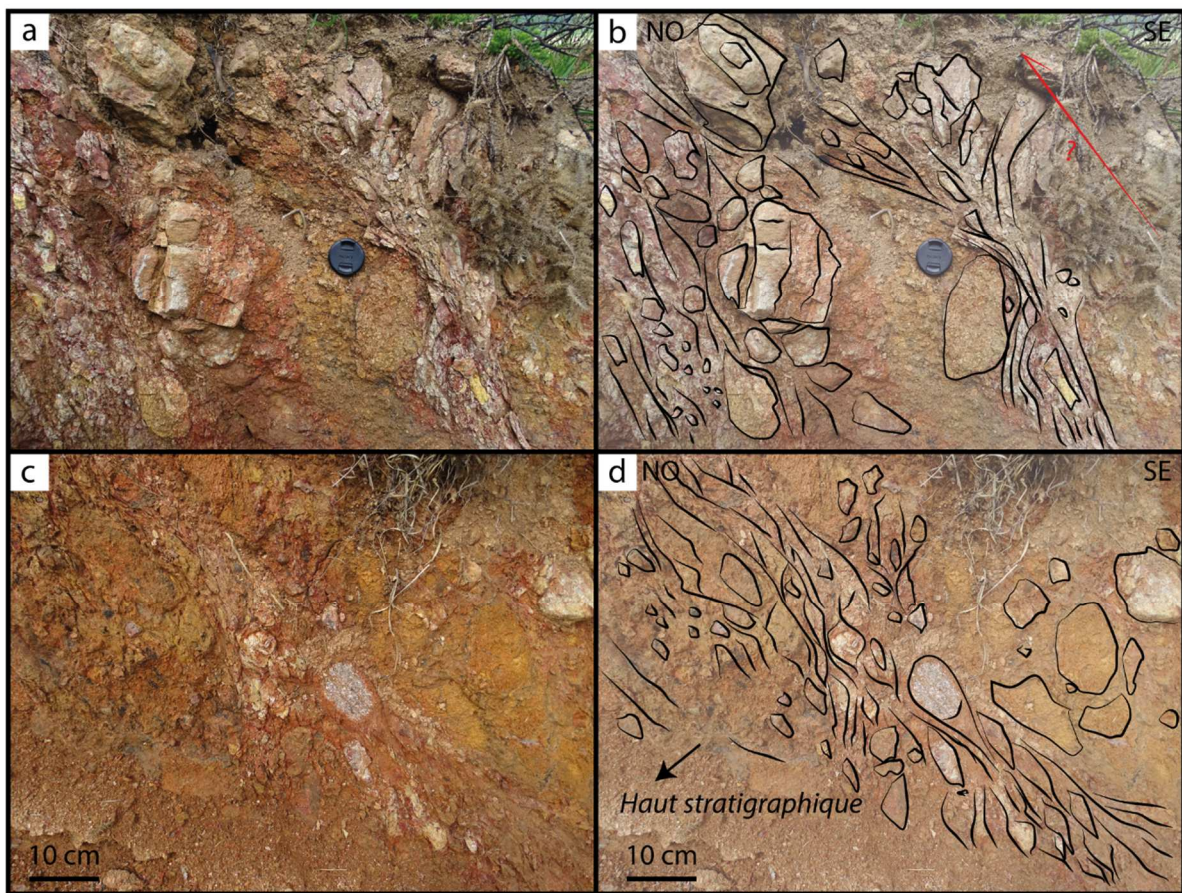


Figure III.22. Etat de déformation des brèches d'Urdach dans le secteur de Bilatré. Voir Figure III.15 pour localisation.

3. Nature des contacts

3.1. Contact manteau/brèches

Ce contact n'est pas visible sur le terrain mais la cartographie permet de suggérer qu'il est de nature stratigraphique, les brèches épousant la forme du manteau.

3.2. Contact socle/brèches

Comme nous l'avons vu en section 2.2, le socle paléozoïque se présente sous forme de différentes lentilles tectoniques réparties autour des lherzolites. Aux contacts avec les brèches, ces lentilles de socle sont accompagnées de brèches cataclastiques constituées de blocs métriques, formant des alignements. On observe alors un passage progressif des lentilles de socle massif déformées ductilement à des cataclasites, puis à une brèche sédimentaire remaniant les cataclasites. Cette association est compatible avec une bréchification tectonique en contexte de détachement (Cf. Fig III.13). Cela rappelle le comportement des grandes zones de cisaillement lithosphérique syn-rift qui atteignent le domaine fragile près de la surface. Ils sont jalonnés par des brèches où se mêlent des fragments arrachés aux terrains du toit et du mur du détachement puis cataclasés dans le cisaillement (Cf Partie I.3.2.2, Fig I.14, e.g. Boillot et al., 1995).

3.3. Contact manteau/socle/Mésozoïque

L'affleurement dit du Ball-Trap montre un contact majeur entre le manteau, les sédiments mésozoïques et une lentille de socle paléozoïque. Il est situé au sud-est du massif d'Urdach-Les Pernes au niveau du Col d'Urdach (Fig III.15) (Fig III.23). Dans une courbe de la piste qui descend vers la forêt de Bugangue, on peut voir le contact direct entre le manteau, ici souligné par des ophicalcites (Fig III.23.c) et la couverture sédimentaire pré-rift représentée par des sédiments jurassiques (Fig III.23.a.b.d.e). Ce contact a fait l'objet d'une étude minéralogique détaillée dans le cadre du stage de Master 2 de Bergamini (2016) et d'une étude des interactions fluides/roches dans le cadre du stage de Master 2 de Nteme (2017), qui sera discuté en Partie V.2. Vers le sud, ce contact se rattache à la lentille de socle paléozoïque mylonitique datée à

105.2 Ma (Cf. Fig III.18) en contact tectonique avec des carbonates jurassiques, eux aussi déformés ductilement (Cf. Fig III.20.c).

Plusieurs structures tectoniques apparaissent à l’affleurement. Des lentilles de dolomies rousses (Fig III.23.d) et de calcaires noirs résultant d’un fort boudinage, impliquent une composante d’aplatissement (Fig III.23.e). Des cataclasites de carbonates sont observées à proximité du contact avec le manteau (Fig III.23.f.g). Cette bréchification est compatible avec le passage de la transition ductile/fragile dans un détachement (Cf. Fig III.13). Au contact direct avec le manteau, ces lentilles font place parfois à des fentes de tension, présentant une alternance chlorite/calcite (Fig III.23.h). Ces fentes de tension ont fonctionné dans une cinématique extensive et témoignent donc du détachement.

L’étude minéralogique de ce contact (Bergamini, 2016) a permis de révéler la présence de clinochlore, de sidérite, de sphalérite, de serpentine et de fuschite (variété de muscovite chromifère) dans les niveaux cataclastiques se développant sur une épaisseur d’une trentaine de mètres. Les clinochlores et les fuschites présentent respectivement, des taux de nickel et de chrome, similaires à des taux observés dans les roches mantelliques. L’échantillon portant les fuschites est riche en quartz et en calcite : il appartient à la famille des listvénites (Fig III.23.i.j). Ces roches sont issues d’une métasomatose par des fluides hydrothermaux à partir d’une roche ultramafique (Bonnemaison & Marcoux, 1987 ; Evrard, 2014). Ici, la présence des clinochlores, des listvénites et des ophicalcites nous montrent donc que ce contact du Ball-Trap est une structure majeure. Il représente un témoin du détachement le long duquel ont eu lieu d’intenses circulations de fluides lors de l’exhumation du manteau d’Urdach-Les Pernes.

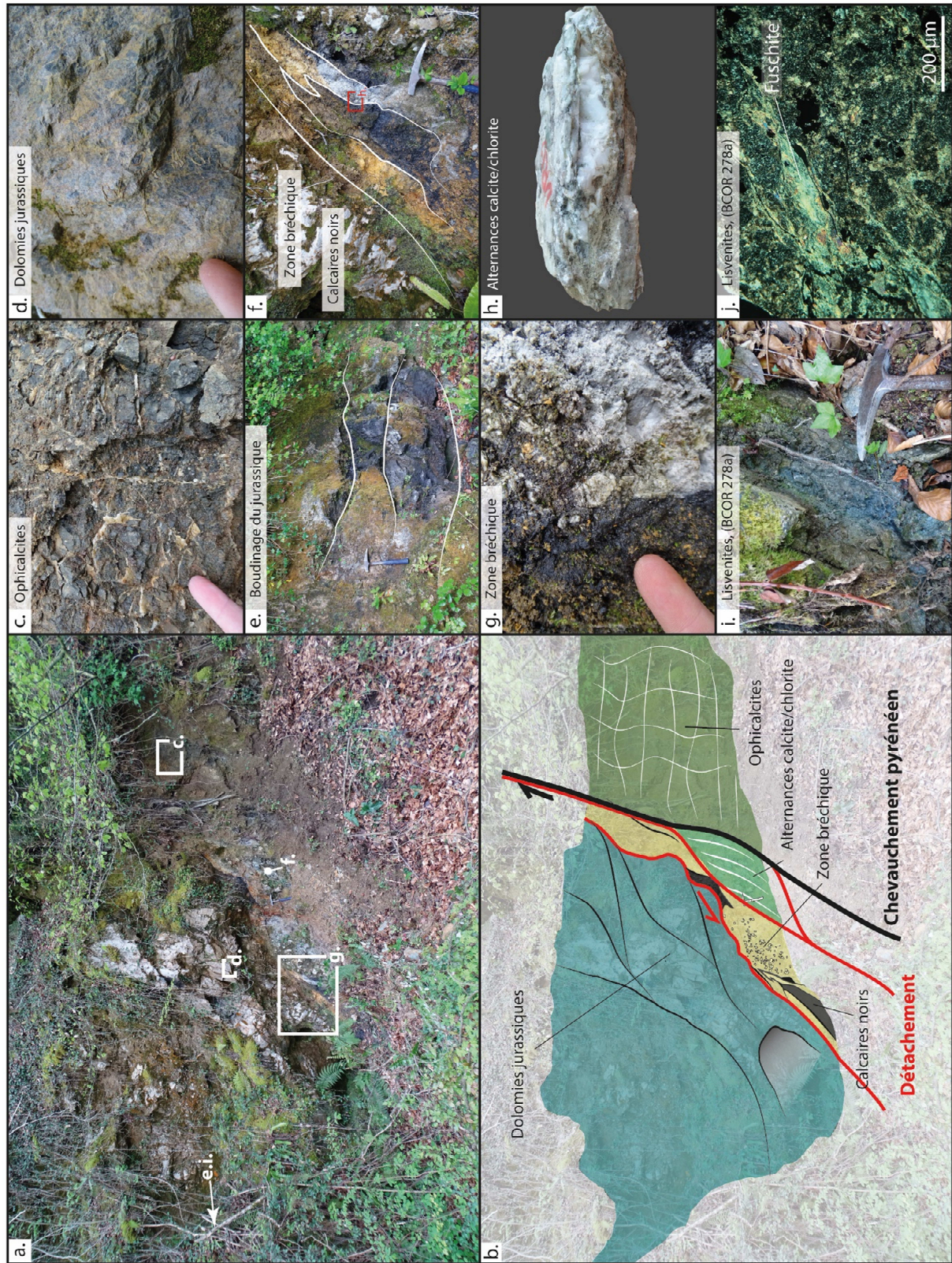


Figure III.23. Contact entre les sédiments jurassiques et le manteau (ophicalcites). Voir Figure III.15 pour localisation. a.b. Photo d'affleurement et interprétation géologique de celui-ci. c. Ophicalcites. d. Dolomies rouges du Jurassique. e. Boudinage des calcaires noirs du Jurassique. f.g. Zone bréchique au cœur du contact. h. Alternances calcite/serpentine. i.j. Photo de l'affleurement et de lame mince d'une listvénite (BCOR 278a) (LPA).

4. Discussion

4.1. Le massif d'Urdach entre l'Albien terminal et le Turonien

Comme nous l'avons vu, les brèches d'Urdach ont été datées entre la fin de l'Albien et le début du Cénomanienn (e.g. Roux, 1984, Souquet et al., 1985) et sont caractérisées par la présence de lherzolites remaniées. Elles sont donc contemporaines de l'exhumation et de la dénudation du manteau pendant la phase d'extension albo-cénomaniennne (e.g. Jammes et al., 2009, Lagabrielle et al., 2010). Nous proposons ici un modèle conceptuel, issu de nos observations de terrain, expliquant la mise en place des brèches d'Urdach en relation avec l'exhumation du manteau (Fig III.24).

À l'Albien, le processus d'exhumation du manteau s'accompagne de la déformation ductile de la croûte continentale qui s'individualise en de fines lentilles tectoniques le long du détachement. Comme au massif du Sarailé, les lherzolites ont été exhumées entre des lentilles de croûte continentale, mais la particularité ici est que le manteau a été totalement dénudé et mis en contact direct avec l'eau de mer dès la fin de l'Albien. Toutes les lithologies impliquées dans le fonctionnement du détachement passent la transition ductile/fragile et subissent une bréchification tectonique par cataclase (Cf. Fig III.13, Fig III.25). La géométrie en dôme de la zone d'exhumation du manteau (haut bathymétrique) favorise le remaniement des cataclasites dans les brèches sédimentaires. Les circulations de fluides hydrothermaux conduisent à la formation des ophicalcites sur la partie de manteau dénudé. D'autres fluides permettent la silicification de certains niveaux de brèche.

Le fonctionnement du détachement en domaine fragile conduit localement au démantèlement d'une partie de la couverture sédimentaire pré-rift. Cela permet l'individualisation d'un radeau de carbonates aptiens (*hanging wall*) qui est alors transporté sur le détachement (*foot wall*) (Fig III.24, A et Fig III.25).

La mise en place des brèches par remaniement des éléments de croûte continentale et de manteau continue jusqu'au début du Cénomanienn puis s'arrête en raison de la sédimentation importante des flyschs cénomaniens, qui se déposent en discordance sur l'ensemble du système,

elle-même suivie par la sédimentation des flyschs turoniens. Cette forte accumulation sédimentaire traduit une subsidence de l'ensemble du système et conduit à son enfouissement. Ceci induit une augmentation de la température au sein du système d'exhumation, toujours en fonctionnement (comme discuté en partie V). Cette hausse de température, combinée au fonctionnement du détachement permet le boudinage par aplatissement de la base des flyschs turoniens (Fig III.20.e.f) ainsi que l'extraction et la déformation ductile des carbonates jurassiques (Fig III.20.a.b.c.d) sous les carbonates aptiens (Fig III.24, B.C).

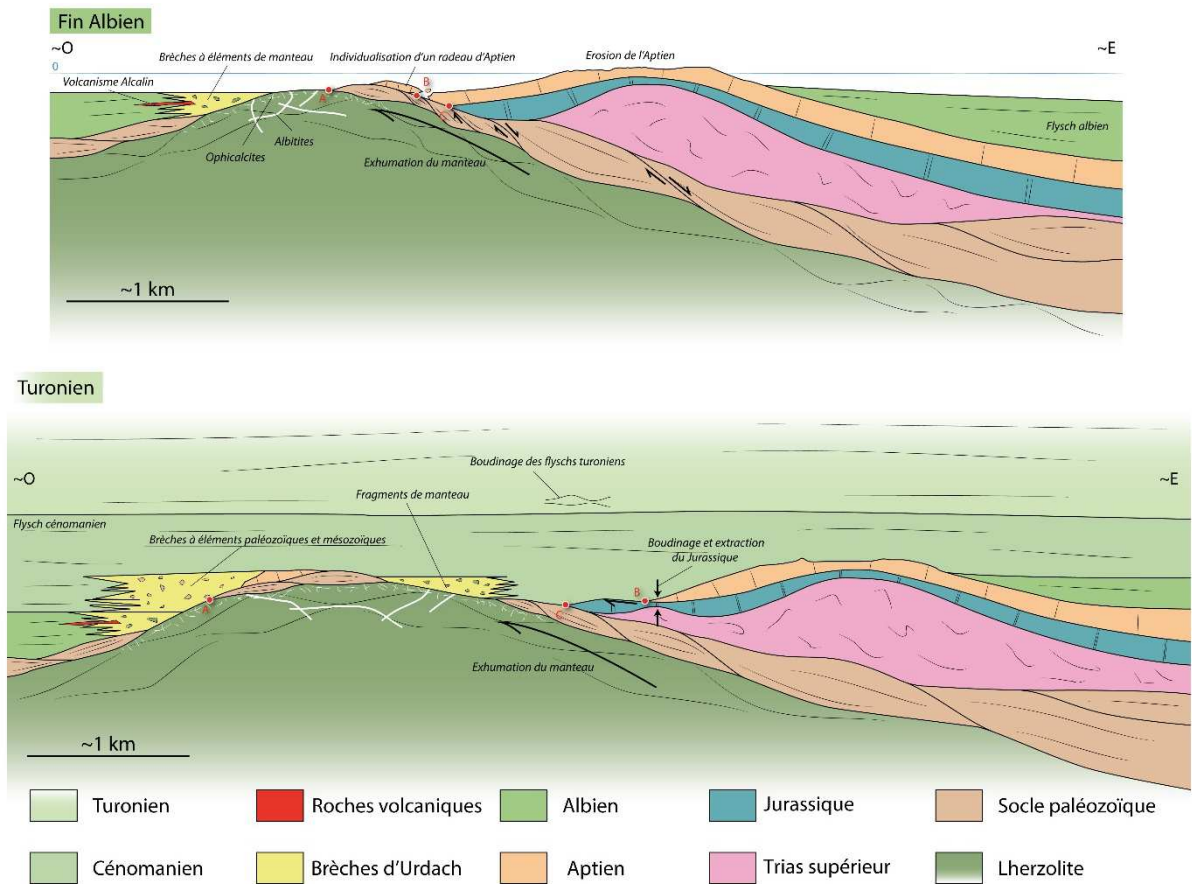


Figure III.24. Modèle conceptuel évolutif de la dénudation et du remaniement du manteau entre l'Albien supérieur et le Turonien.

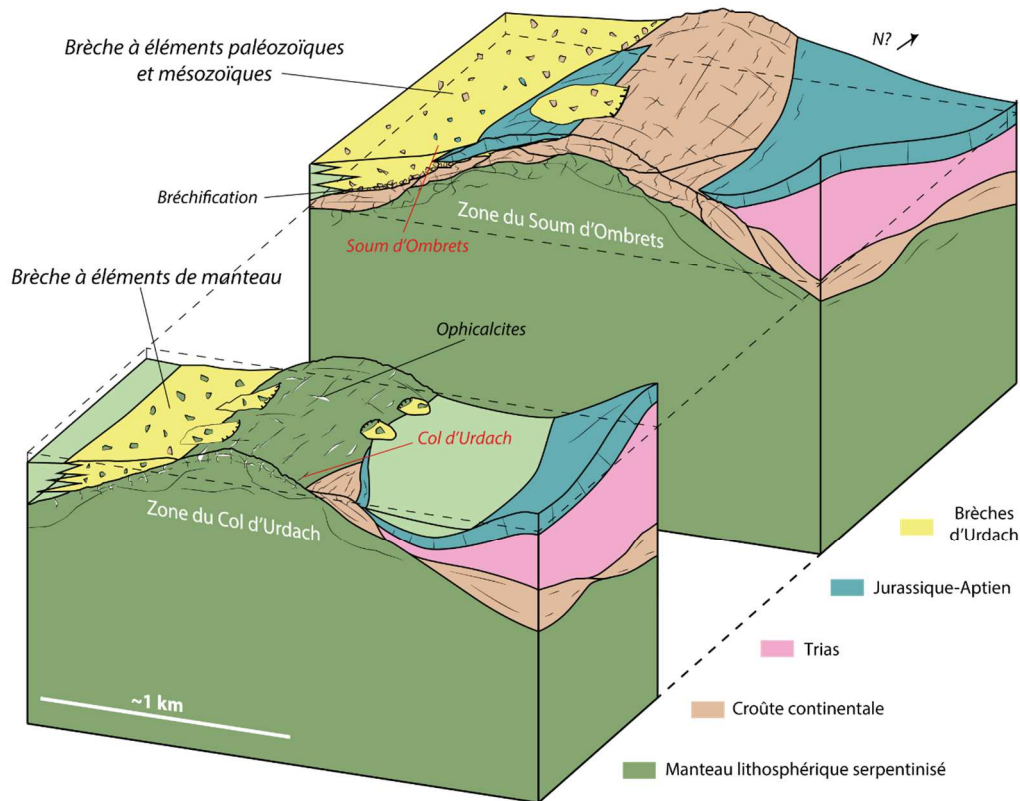


Figure III.25. Modèle conceptuel 3D de la géométrie du massif d'Urdach-Les Pernes à la fin de l'Albien.

4.2. Structuration pyrénéenne du massif d'Urdach-Les Pernes

Rappelons ici quelques caractéristiques importantes. Les lherzolites du massif d'Urdach-Les Pernes sont aujourd'hui entourées par de fines lentilles de socle paléozoïque et recouvertes en discordance par les brèches d'Urdach interstratifiées dans les flyschs albo-cénomaniens. Les lentilles de socles sont en contact tectonique avec le manteau, ce contact résulte du fonctionnement du détachement. Lorsque le manteau est en contact direct avec les brèches ou avec la couverture sédimentaire pré-rift, il présente des ophicalcites visibles à l'est et à l'ouest du massif. Enfin, les flyschs interstratifiés dans les brèches sont en position inverse, tout comme les carbonates jurassiques au sud du massif.

Nous avons vu dans la section 4.1 de ce chapitre que nous interprétons les contacts entre la lherzolite serpentinisée et les différentes lithologies comme étant un paléo-détachement albo-cénomaniennne. La cartographie révèle que ce paléo-détachement est aujourd'hui plissé avec son flanc normal à l'est et son flanc inverse à l'ouest. Le flanc inverse est constitué par les brèches

interstratifiées dans les flyschs (Fig III.26, Coupes 1,2, 3 et 5). Ce flanc montre aussi le passage progressif entre les lentilles de socle paléozoïque, les cataclasites de socle et les brèches (Fig III.26, Coupe 2). Le flanc normal bien visible au col d'Urdach se caractérise par un dispositif lié à l'exhumation en position normale (contact du Ball Trap, Fig III.26, Coupes 4 et 6). Il se poursuit au nord par le chevauchement des flyschs cénomaniens (Fig III.26, Coupes 1 et 2). Enfin, nous interprétons le Callovo-Oxfordien, au sud du massif, comme faisant partie du flanc inverse du pli (Fig III.26, Coupe 6). Nous ne pouvons pas déterminer si ces carbonates étaient continus, boudinés ou encore partiellement cataclasés le long du détachement et s'ils représentent un radeau de carbonates abandonnés comme les carbonates aptiens, au nord du massif (Fig III.26, Coupe 6').

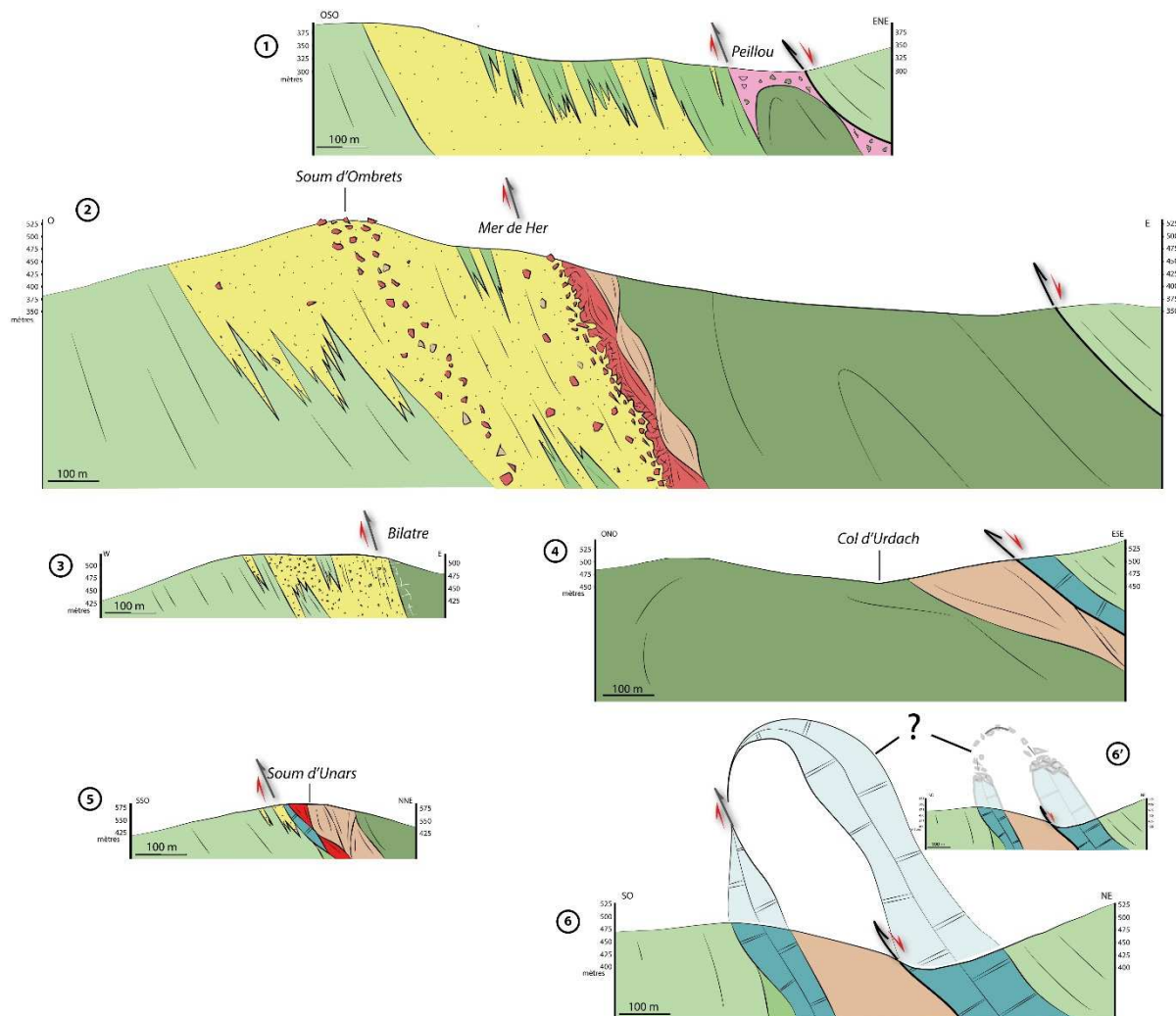


Figure III.26. Coupes géologiques du Massif d'Urdach. Voir localisation et légende en Figure III.15. Les flèches rouges représentent le paléo-détachement, aujourd'hui plissé. Les flèches noires montrent les composantes compressives pyrénéennes.

Le paléo-détachement du massif d'Urdach-Les Pernes a donc été plissé pendant la phase compressive pyrénéenne. En plus du plissement, des structures compressives sont visibles dans le flanc inverse (Cf. Fig III.22) et le flanc normal du pli (Cf. Fig III.23). Les mesures de stratification et de schistosité effectuées dans la couverture sédimentaire du massif nous ont permis de contraindre l'axe du pli. Le stéréo-diagramme de la figure III.27 montre un axe de direction N150. Cartographiquement, cet axe présente une courbure cohérente avec la structure chevauchante du Mail Arrouy au sud-est, montrant qu'il représente sa prolongation vers le NO.

Cartographiquement, la structure du Mail Arrouy est un chevauchement à vergence sud d'une dalle monoclinale de la couverture sédimentaire pré-rift sur les flyschs albiens. Il s'agit d'un anticlinal chevauchant dont la tête a été largement érodée, à l'image de l'anticlinal de Sarrance (Cf. Fig III.2). Nous interprétons le massif d'Urdach-Les Pernes comme la terminaison de cette structure, représentant sa rampe latérale occidentale (Fig III.28). Néanmoins, la quantité de raccourcissement de long de cet anticlinal chevauchant est encore débattue (Cf. Fig II.16, Partie II.2.2).

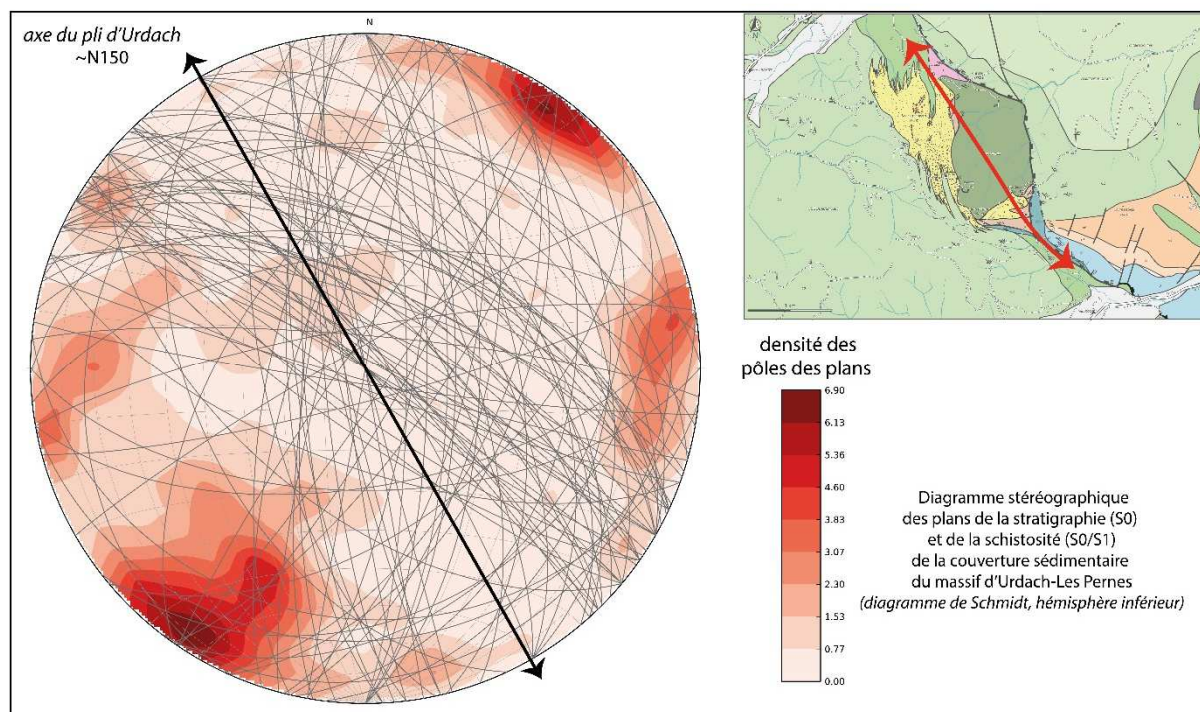


Figure III.27. Diagramme stéréographique des plans de la stratigraphie (S0) et de la schistosité (S0/S1) de la couverture sédimentaire mésozoïque du massif d'Urdach-Les Pernes (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur, utilisation d'OpenStereo). Les dégradés de rouge représentent la densité des pôles des plans.

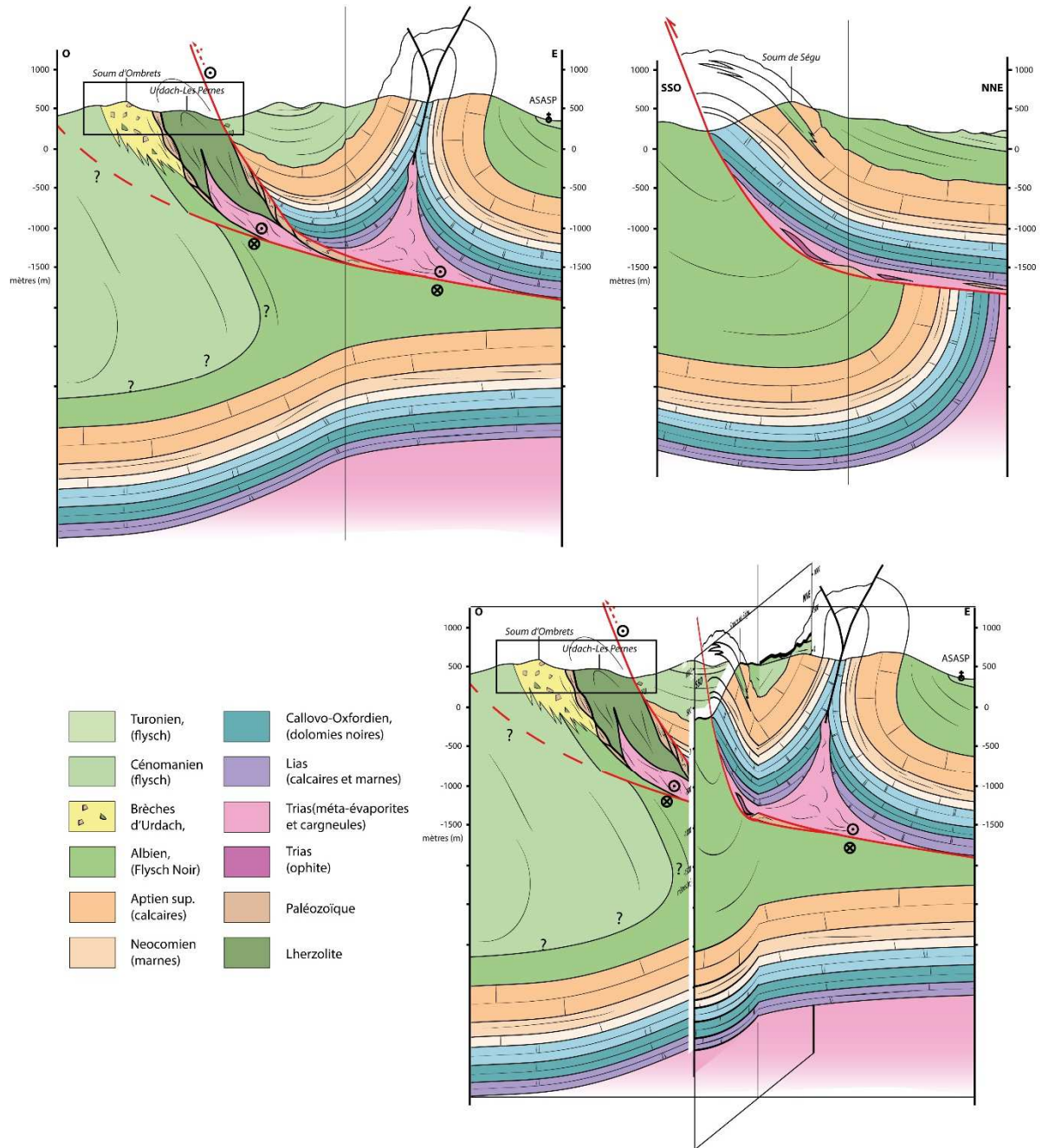


Figure III.28. Coupes géologiques du massif d'Urdach-Les Pernes et de l'extrémité occidentale de la structure du Mail Arrouy. Voir Fig III.15 pour localisation des coupes.

CHAPITRE 5

Le Turon de la Técoùère

Comme nous l'avons vu dans la partie II.3.3, le Turon de la Técoùère est un massif lherzolitique de forme conique situé dans le plateau morainique du Benou près de la commune de Bielle (e.g. Canérot, 1964, Vissers et al., 1997, Lagabrielle et al., 2010) (Cf. Figs II.13 et 14). Ce massif est situé à la base de la structure chevauchante du Mail Arrouy et est associé à des lentilles de carbonates mésozoïques, d'ophites et de socle paléozoïque (Fig III.29.a.b). En plus d'une forte mylonitisation des lherzolites (e.g. Visser et al., 1997), on note un contraste entre la fabrique tectonique syn-métamorphique prononcée des carbonates proches du manteau (Fig III.30.a.b) et le reste de la série sédimentaire, très peu déformée, formant la dalle monoclinale chevauchante du Mail Arrouy (Lagabrielle et al., 2010). Cette déformation intense dans le manteau et les métasédiments suggère que le complexe du Turon de la Técoùère représente un assemblage tectonique réalisé lors de l'exhumation du manteau (Lagabrielle et al., 2010). Le contact direct entre une lentille de schistes siluriens et des carbonates jurassiques métamorphisés est d'ailleurs visible à proximité du manteau (Fig III.29.c). Ce complexe est similaire à ce que nous avons observé précédemment dans le massif du Sarailé. Cependant ici, le massif lherzolitique est en contact avec une couverture sédimentaire restée épaisse. A l'ouest, le contact direct des dolomies du Dogger sur le Trias témoigne d'un cisaillement soustractif de la base des carbonates, similaire à celui observé au toit des lherzolites de Sarrance.

Nous avons vu dans le Chapitre 4 que nous interprétons la structure du Mail Arrouy comme un anticlinal chevauchant à vergence sud. Cette idée est confortée par la présence de carbonates liasiques et d'ophites, au sud du massif lherzolitique, dont la géométrie est compatible avec un témoin du flanc inverse du pli (Fig III.29.b). D'après la carte au 1/50 000 (Castéras, 1970), ces unités sont elles-mêmes chevauchantes sur les carbonates et flyschs apto-albiens.

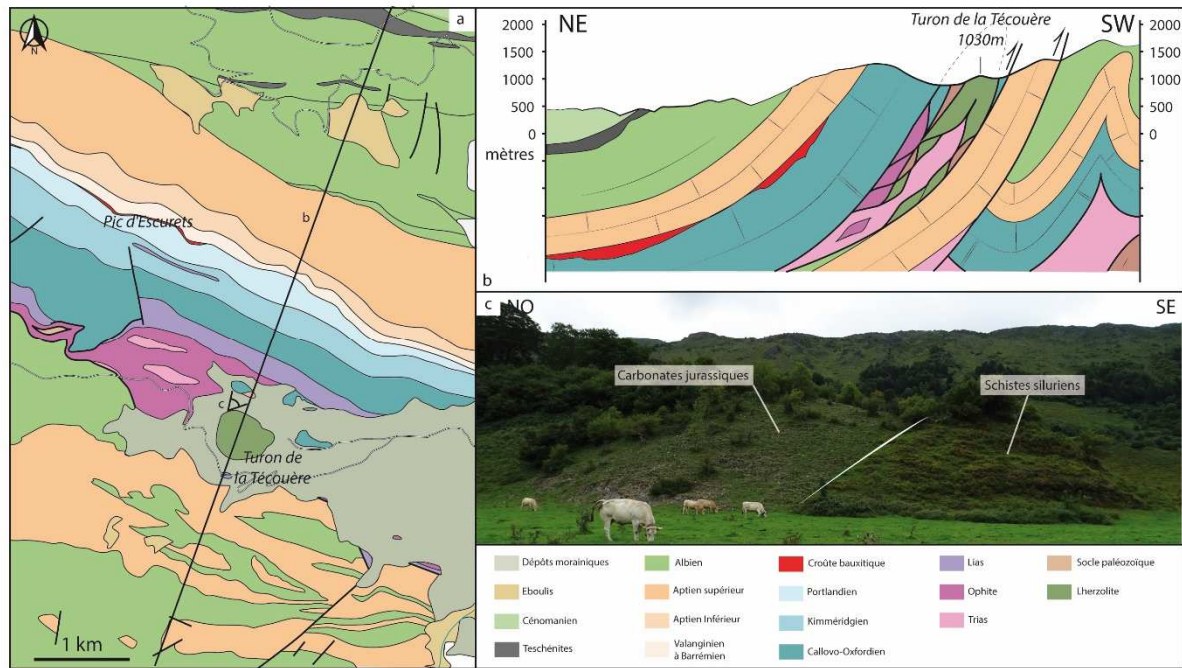


Figure III.29. Le Turon de la Técoùère avec en a. et b. une carte et une coupe géologique de la zone. c. Apparence marmorisée et foliée des carbonates jurassiques proche du manteau. d. Apparence des schistes siluriens en contact avec les carbonates jurassique. e. Photographie du contact entre les carbonates jurassiques et le socle silurien.



Figure III.30. Carbonates jurassiques foliées et marmorisées, proche du manteau

CHAPITRE 6

Bordure Sud des Chaînons Béarnais

1. Relations entre les Chaînons Béarnais et la Zone Axiale

Nous présentons ici des coupes géologiques afin de contraindre les relations entre la couverture sédimentaire mésozoïque et les unités paléozoïques (Fig III.31 et Fig III.32). Il faut rappeler que les Chaînons Béarnais représentent un bassin albo-cénomaniennne établi sur une série mésozoïque dans laquelle de nombreux diapirs ont été actifs (e.g. James & Canérot, 1999). La phase compressive s'est exprimée comme un *pop-up* généralisé du bassin, avec un serrage de ce système diapirique, impliquant des chevauchements vers le nord et vers le sud (Lagabrielle et al., 2010 ; Labaume & Teixell, 2014; Teixell et al., 2016) (Cf. Partie II.2.2). La bordure sud des Chaînons Béarnais est une zone de chevauchements à vergence sud, sur la Zone Axiale, liée à l'orogénèse pyrénéenne (chevauchements de Lakoura et des Eaux-Chaudes) (Cf. CDBA, Partie II.2.4.2). Le *footwall* de ce système de chevauchement vers le sud est représenté par les sédiments du Crétacé supérieur (Calcaires des Canyons et flysch).

Nous pouvons distinguer trois zones structurales.

(1) La zone des Chaînons Béarnais qui constituait le fond des bassins albo-cénomaniens pendant la phase d'extension. Nous avons vu dans les chapitres précédents que cette zone est caractérisée par de nombreuses déformations ductiles de la couverture pré- et syn-rift, intimement associée à des écailles tectoniques de socle paléozoïque et de manteau. Cette zone est interprétée comme étant la partie distale de la paléo-marge (e.g. Lagabrielle et al., 2010 ; Tugend et al., 2014 ; Labaume & Teixell, 2014 ; Teixell et al., 2016)

(2) La zone bordière (Labaume & Teixell, 2014) correspond à l'est à l'empilement des écailles tectoniques du couloir Accous-Laruns, constituées de roches paléozoïques, triasique et localement de l'Aptien-Albien. A l'ouest, cette zone est caractérisée par la présence du dépôt en

discordance sur le Paléozoïque des Poudingues de Mendibelza à l'Albo-Cénomanienn (e.g. Boirie & Souquet, 1982 ; Teixell, 1993). Cette zone est interprétée comme étant la Necking Zone de la marge albo-cénomaniennne (e.g. Labaume & Teixell, 2014 ; Teixell et al., 2016), c'est-à-dire la zone d'amincissement principal de la croûte continentale de la paléo-marge passive.

(3) La partie nord de la Zone Axiale (ZA) est constituée de socle paléozoïque à héritage hercynien et de sa couverture de sédiments du Crétacé supérieur et basculée vers le nord. Cette zone est considérée comme étant la partie proximale de la marge albo-cénomaniennne (e.g. Lagabrielle et al., 2010 ; Tugend et al., 2014 ; Labaume & Teixell, 2014 ; Teixell et al., 2016).

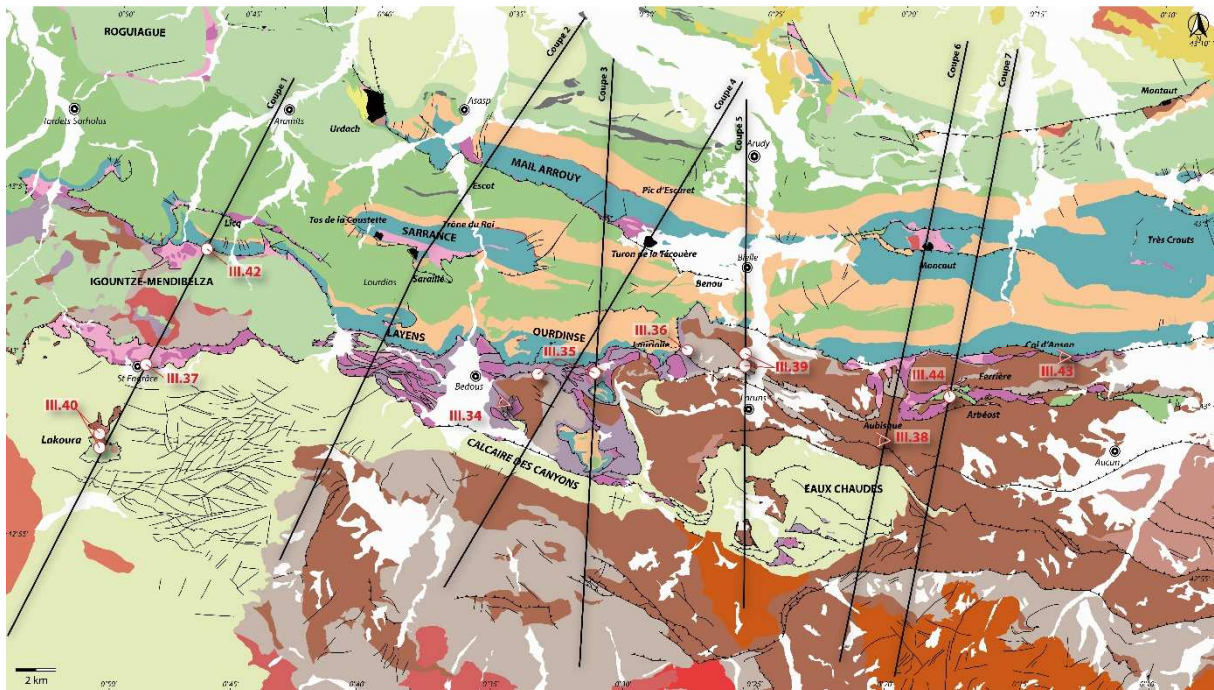


Figure III.31. Carte géologique des Chaînon Béarnais avec la localisation des coupes des Figures III.32 et III.33 ainsi que les localisations des illustrations de ce chapitre.

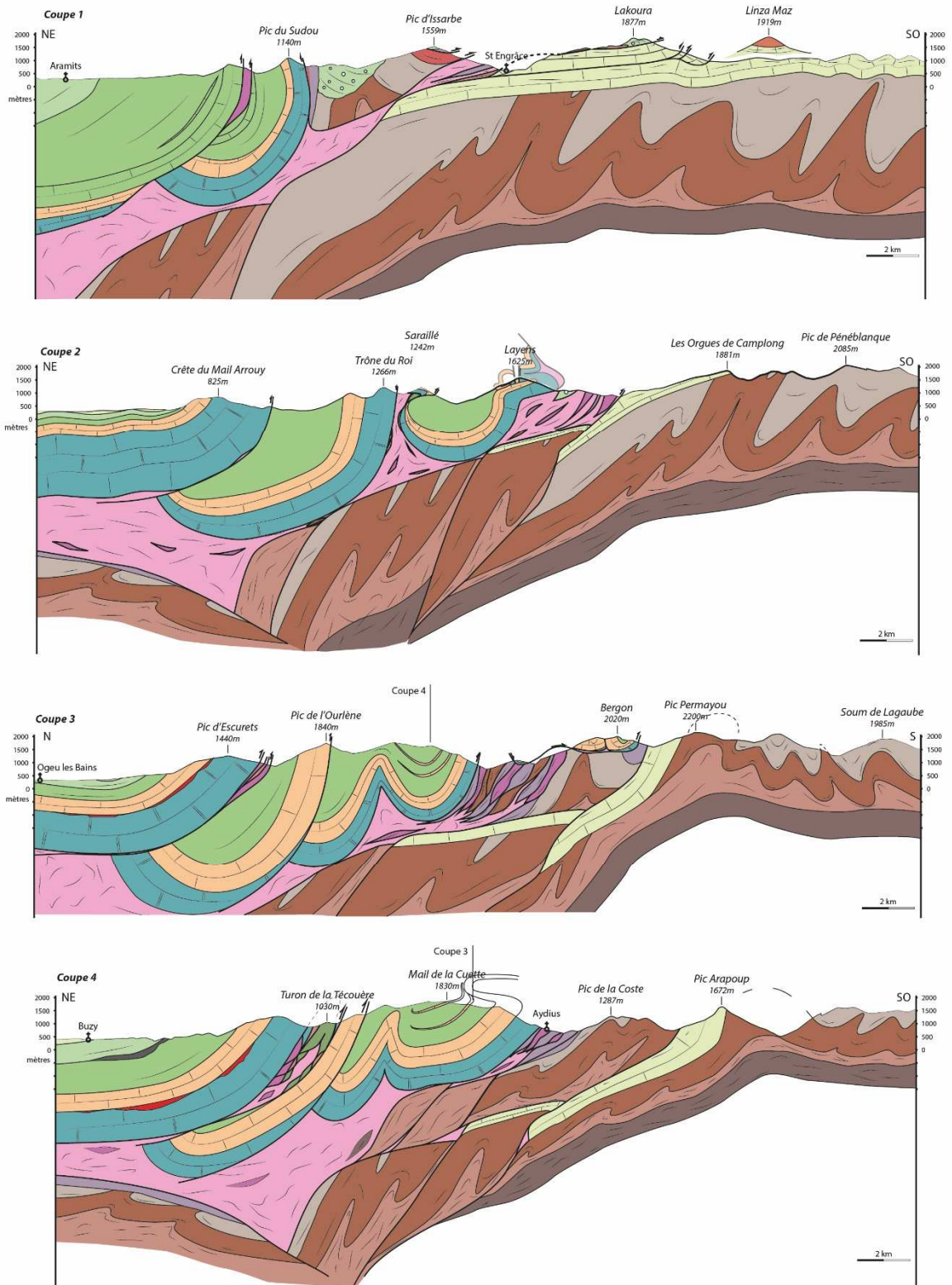


Figure III.32. Coupes géologiques 1 à 4. Voir localisations dans Fig III.31.

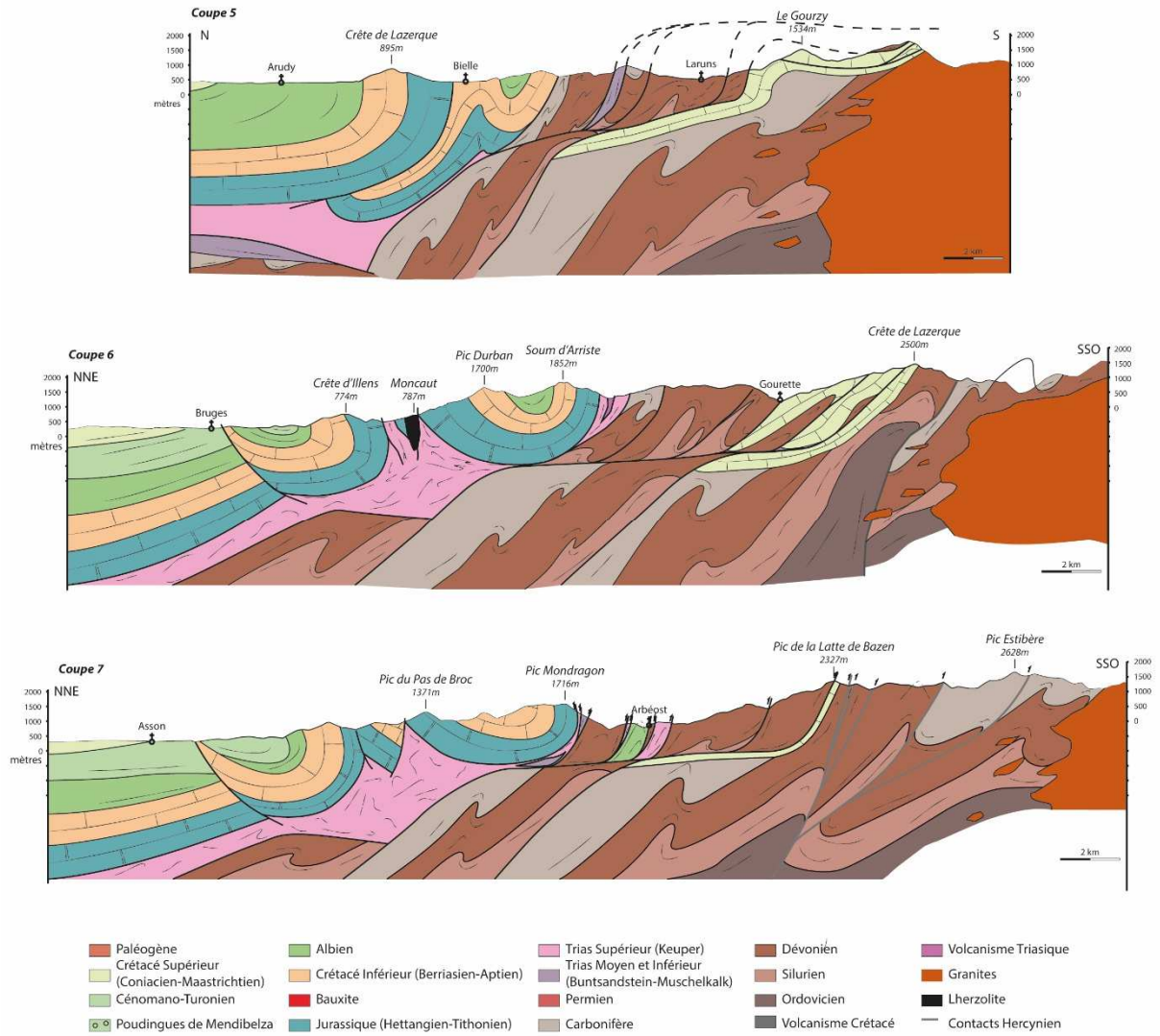


Figure III.32. (suite). Coupes géologiques 5 à 7. Voir figure III.31 pour localisation. (coupes inspirées de Ternet et al., 2004, Barrère et al., 1998, Teixell et al., 2016, Teixell, 1993, Labaume & Teixell, 2014, Combes & Peybernès, 1, Canérot et al., 1999, Combes et al., 1998)

2. La Zone Bordière

2.1. Ecailles triasiques de Bedous

Près de Bedous, la zone bordière est caractérisée par un empilement de minces écailles tectoniques de roches triasiques (Keuper, carbonates et ophites) et de deux écailles de flysch du Crétacé supérieur qui chevauchent le Crétacé supérieur, en discordance sur la ZA (Canérot et al., 2004). Cet empilement tectonique est lié au serrage pyrénéen (Canérot et al., 2004). Ce système d'écailles tectoniques est lui-même chevauché par la couverture sédimentaire mésozoïque des Chaînonns Béarnais (Layens) (Fig III.33 et Fig III.34). Nous pouvons noter la présence des poudingues de Mendibelza sur ces écailles triasiques (Fig III.34). Canérot et al. (2004) ont proposé que ces poudingues, qu'ils rapportaient avec prudence et sans preuve paléontologique à l'Albien, soient en contact stratigraphique avec les écailles triasiques et chevauchés au nord par la série mésozoïque du Layens. Or, si cet amas bréchiq ue « albien » repose stratigraphiquement sur les écailles tectoniques, cela veut dire que l'empilement des écailles tectoniques est anté-albien et non pas lié au serrage pyrénéen. Ternet et al. (2004) ont obtenu la preuve paléontologique que ces poudingues sont bien d'âge Albien. La carte géologique au 1/50 000 de Laruns-Somport (Ternet et al., 2004) interprètent alors le contact entre les conglomérats albiens et les écailles triasiques comme étant d'origine tectonique.

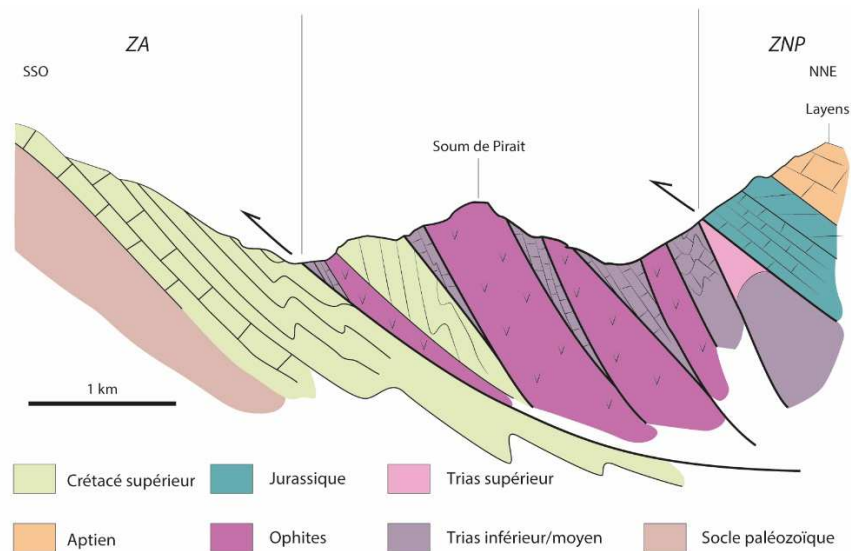


Figure III.33. Coupe structurale à l'Ouest de Bedous. ZA : Zone Axiale, ZNP : Zone Nord-Pyrénéenne (d'après Canérot et al., 2004)

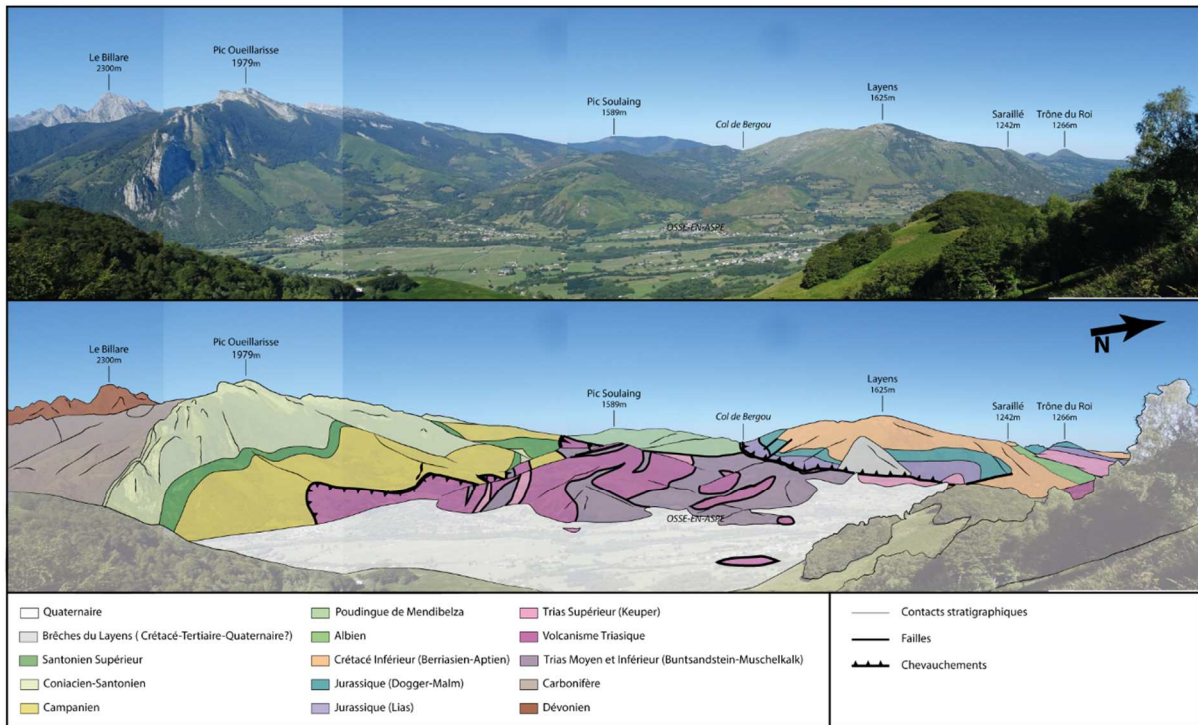


Figure III.34. Panorama interprété des écaïlles de Trias faisant la bordure sud des Chaînons Béarnais au niveau de Bedous et chevauchant le Crétacé supérieur vers le sud. Voir Fig III.31 pour localisation.

2.2. Socle paléozoïque et tégument

Vers l'est, quelques écaïlles tectoniques triasiques de la zone bordière sont associées à du socle paléozoïque composé d'une alternance de pélites, calcaires, grès et schistes du Dévonien au Carbonifère. L'ensemble de ces roches est fortement marqué par la déformation hercynienne. (Cf. Fig III.32. Coupe 3 et 4). Elles sont généralement plissées (Fig III.35.a, axe du pli N15 24N) et présentent des déformations internes plus ou moins intenses (Fig III.35.b, S0/S1 N110 38SO, linéation N43 36SO).

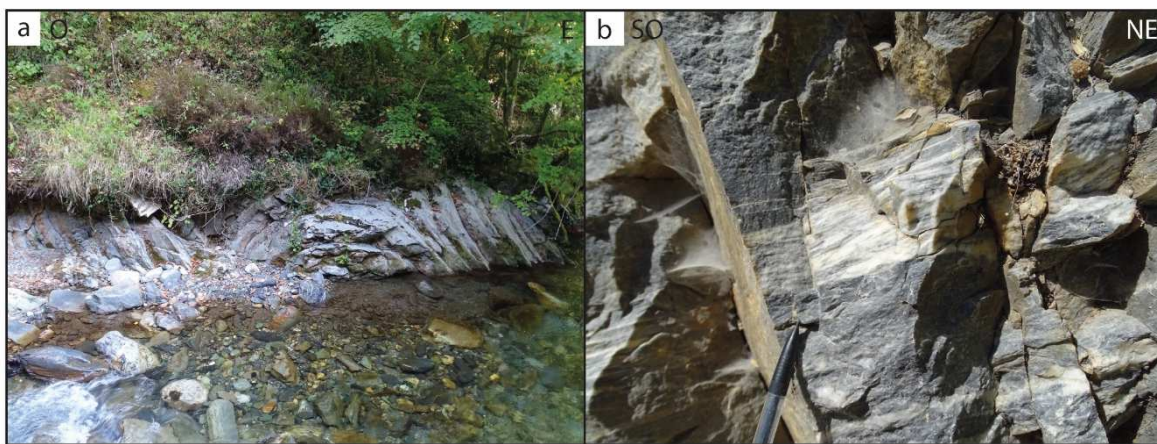


Figure III.35. État du socle paléozoïque (Dévonien) au sud de L'Ourdinse. a. Pli dans des carbonates dévonien. b. État de déformation de carbonates dévoniens. Voir Fig III.31 pour localisation.

Les roches les plus récentes des écaïlles bordières sont celles du tégument du Trias inférieur-moyen, qui constitue la surface de base du niveau de décollement de la couverture sédimentaire mésozoïque au niveau du Trias supérieur. Le Trias inférieur est représenté par des grès et conglomérats fluviatiles quartzitiques à galets jusqu'à centimétriques (Fig 36). Le Trias moyen est représenté par des alternances de calcaires et de marnes. À St Engrâce (Fig III.31 et Fig III.37), ces calcaires sont boudinés avec aplatissement, permettant l'apparition d'une S0/S1 (N18 39NO).

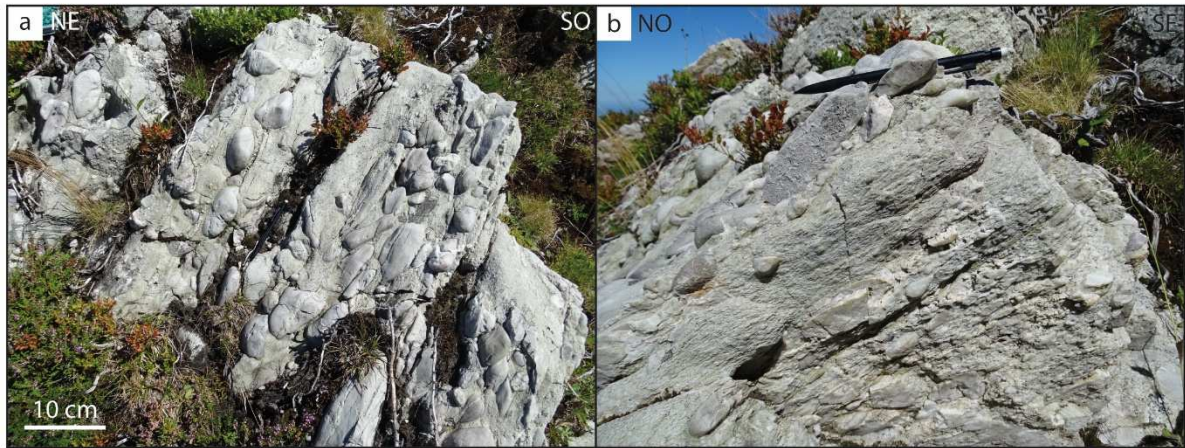


Figure III.36. Etats du tégument (conglomérats quartzitique) en contact avec les brèches de Lauriolle. Voir Fig III.31 pour localisation.

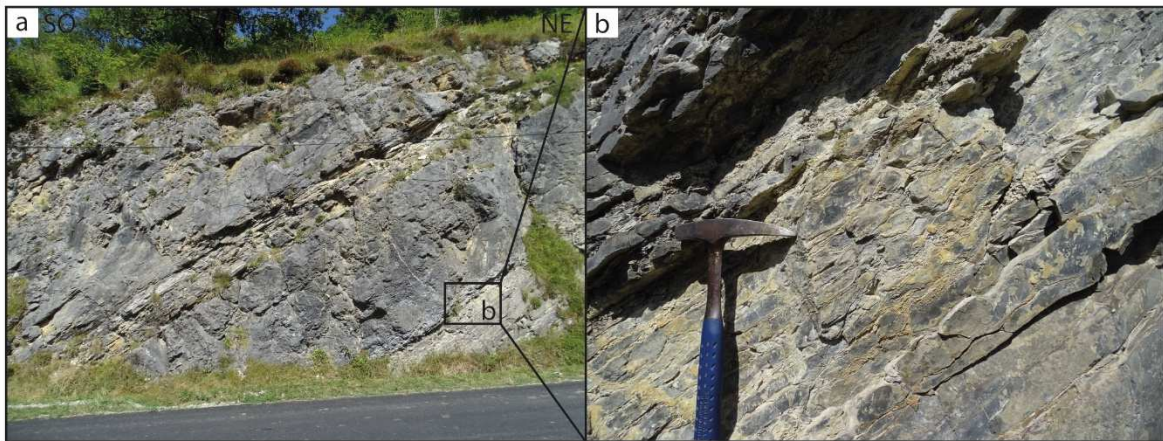


Figure III.37. Photographies des calcaires du Trias moyen (Muschelkalk) de St Engrâce. Nous pouvons y observer un boudinage des bancs carbonatés des niveaux marneux. Voir Fig III.31 pour localisation.

Les unités paléozoïques de Laruns/Aubisque/Ferrière sont représentées par des roches du Dévonien au Carbonifère (Cf. Fig III.32, coupes 5, 6, 7). Il s'agit aussi d'un empilement d'écailles tectoniques, chevauchant vers le sud le massif des Eaux Bonnes (Fig III.38). Mirouse (1966) et Ternet et al. (2004) interprètent ces écailles comme étant découpées par des accidents varisques ayant joué activement pendant la compression pyrénéenne. Au nord de Laruns (Cf. Fig III.31), ces écailles présentent divers stades de déformation. Les marnes et calcaires dévoniens sont caractérisés par un boudinage des bancs calcaires, avec un S0/S1 à pendage N120 50N (Fig III.39.a), et les pélites carbonifères par une schistosité de crénulation dense (pendage de la schistosité : N110 50N, direction de la crénulation: N154 39NO vers l'ouest (Fig III.39.b).

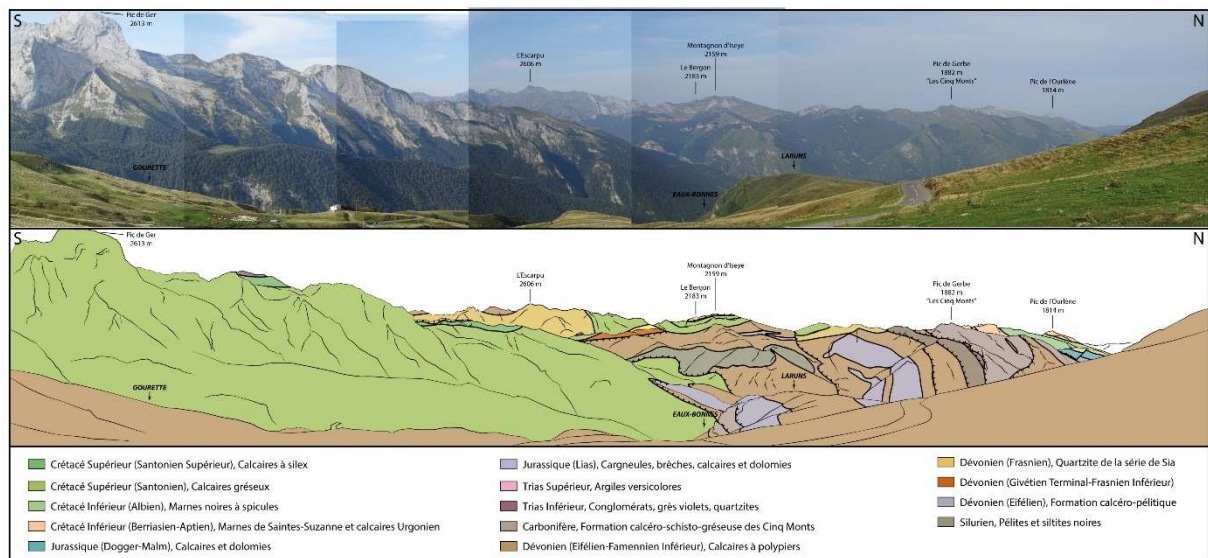


Figure III.38. Panorama interprété des écailles Laruns chevauchantes vers le sud sur le Crétacé supérieur, vue depuis le col d'Aubisque. Voir Fig III.31 pour localisation.

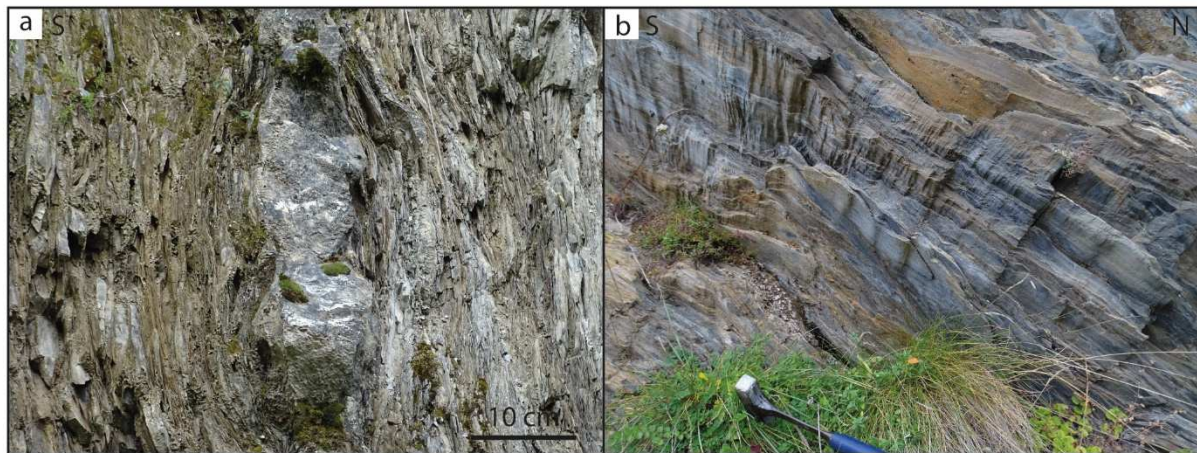


Figure III.39. Etat du socle paléozoïque des écaïlles de Laruns. a. Boudinage d'un banc carbonaté dans le Dévonien. b. Schistosité de crénulation dans des argiles du Carbonifère. Voir Fig III.31 pour localisation.

3. Questionnement sur la largeur de la zone bordière

Nous avons vu que la zone bordière est constituée d'un empilement de fines écaïlles tectoniques dévono-triasiques chevauchantes vers le sud la ZA. Ces écaïlles tectoniques de la zone bordière sont considérées comme la *necking zone* de la marge albo-cénomaniennne (e.g. Labaume & Teixell, 2014, Teixell et al., 2016). Ces écaïlles ont été superposées pendant la phase compressive et présentaient une toute autre géométrie pendant l'évolution de la marge. Cela nous amène donc à discuter la largeur cette *necking zone* avant l'inversion. Pour estimer cette largeur, il faut prendre en compte la quantité de raccourcissement le long des chevauchements de la zone bordière. À cela il faut ajouter le fait que les écaïlles de la zone bordière sont associées à des klippes tectoniques (Lakoura, Bergon, Cf. Partie II.2.4.1) augmentant la flèche minimale des déplacements vers le sud, mais aussi à des chevauchements tels que le chevauchement de la faille de Licq, le long desquels les quantités de déplacements sont inconnues (Cf. Partie II.2.4.1).

3.1. Le Pic Lakoura et le Bergon

Nous avons vu en Partie II que la klippe tectonique du Pic Lakoura est composée de socle paléozoïque (Silurien et Dévonien) associé aux poudingues de Mendibelza et a des brèches santoniennes (Fig III.40). Cartographiquement, il faut considérer une quantité de déplacement minimale de 6 km pour le chevauchement de Lakoura. En y ajoutant la largeur cartographique des poudingues de Mendibelza, cela nous amène donc à dire que la surface de dépôts des poudingues sur la croûte continentale de la Necking Zone avait une largeur minimale de 12 km (e.g. Boirie & Souquet, 1982 ; Teixell, 1993 ; Teixell et al., 2016).

La klippe tectonique du Bergon, nous permet également de déterminer la limite sud des Chaînons Béarnais et donc d'estimer la largeur de la couverture sédimentaire mésozoïque initiale. La cartographie impose ainsi un raccourcissement minimal de 6 km pour la nappe chevauchante correspondant à la klippe du Bergon (Fig III.41).



Figure III.40. Photographies d'affleurement de la klippe tectonique du Pic Lakoura. a. Poudingues de Mendibelza. b. Schistes siluriens à andalousites. Voir Fig III.31 pour localisation.

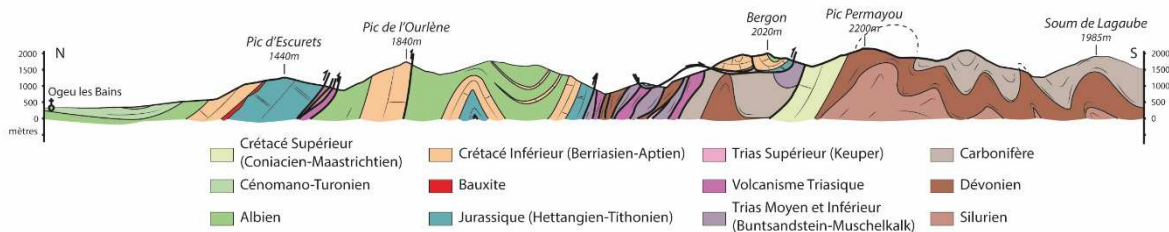


Figure III.41. Coupe géologique de la bordure sud des Chaînons Béarnais au niveau de la klippe tectonique du Bergon.

3.2. Faille de Licq

La nappe de Lakoura est limitée au nord par la faille de Licq, subverticale, séparant le massif d'Igountze des Chaînons Béarnais (Cf. Fig II.20 et Fig II.21). Au nord de la faille de Licq, les unités chevauchantes des Chaînons Béarnais sont décollées sur le Trias supérieur (Fig III.42 et Fig III.32, Coupe 1). Teixell (1993) interprète cette faille comme une ancienne faille normale à rejet nord ayant joué pendant la mise en place des bassins albo-cénomaniens. Au nord, la limite Aptien-Albien est représentée par un dispositif en onlap indiquant un plongement vers le nord de la série Mésozoïque. La faille de Licq représente la paléo-limite sud de la couverture sédimentaire mésozoïque désolidarisée. Néanmoins, la distance de raccourcissement et donc de glissement de la couverture sédimentaire mésozoïque le long de la faille de Licq est difficile à contraindre. Teixell et al. (2016) ont estimé un raccourcissement d'environ 10 km dans leur modèle cinématique (Cf. Fig II.12). Ils ont établi cette valeur sur la largeur du domaine de manteau exhumé dans le fond des bassins albo-cénomaniens suggérée par les corps lherzolitiques (e.g. Urdach-Les Pernes, Sarailé). Elargir ce domaine reviendrait à augmenter la distance de glissement de la couverture sédimentaire mésozoïque dans les bassins et donc à augmenter aussi le raccourcissement pendant l'orogénèse pyrénéenne.

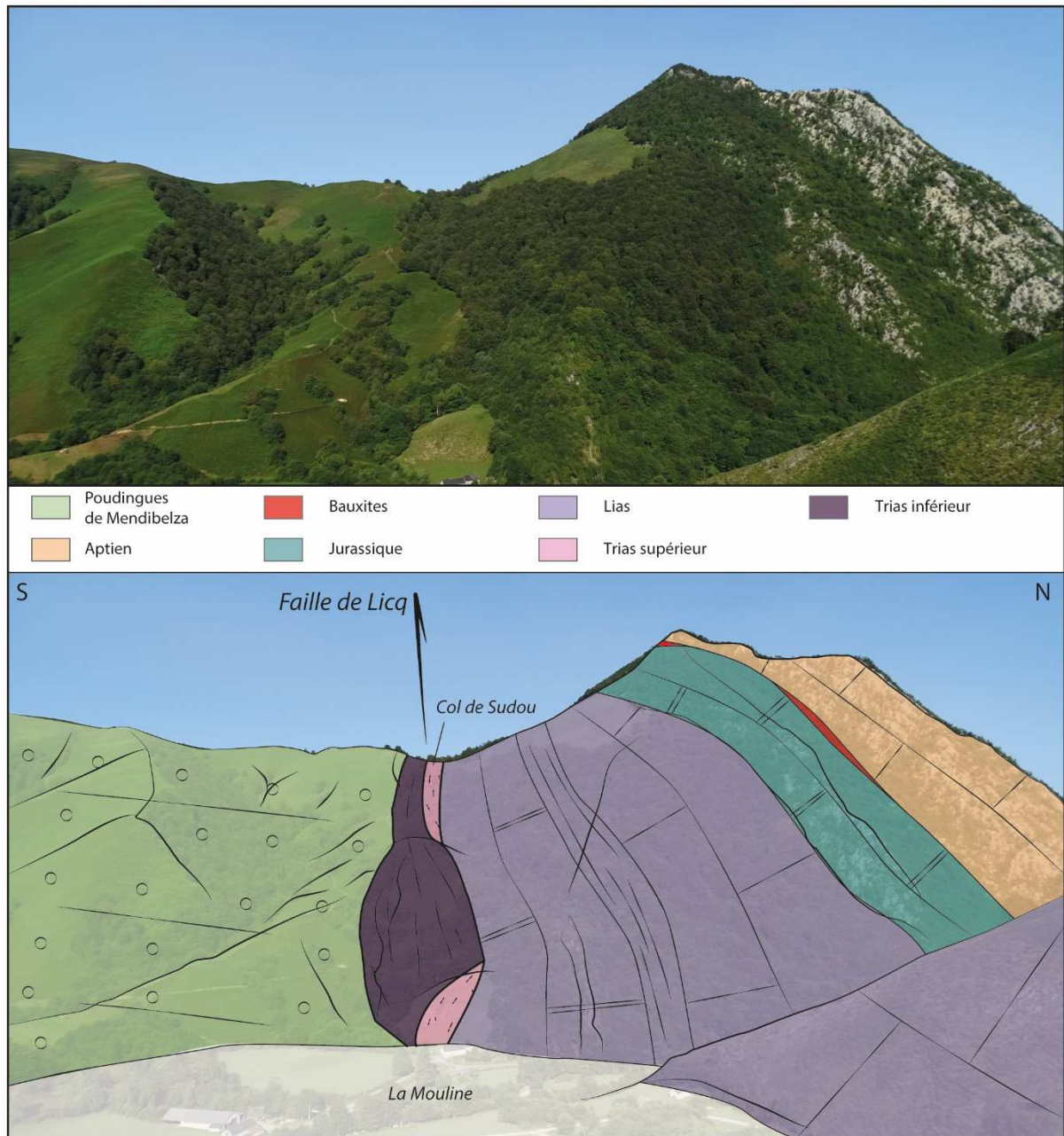


Figure III.42. Panorama interprété de la faille de Licq représentant le contact entre la couverture sédimentaire pré-rift verticalisée et les poudingues de Mendibelza à pendage faible vers le nord. Voir Figure III.31 pour localisation.

3.4. Des sédiments albiens au cœur du Paléozoïque

Comme nous l'avons vu en Partie II, les unités paléozoïques de Laruns/Aubisque Ferrière incorporent des écaïlles de sédiments albiens associés à des écaïlles tectoniques triasiques (Fig III.43 et Fig III.32 Coupe 7). Près d'Arbéost, ces sédiments albiens sont représentés par des calcaires microbréchiques, des brèches chaotiques, des grès et des pélites (Barrère et al., 1998). Ils diffèrent donc du Flysch Noir présent dans les Chaînons Béarnais et correspondent à des faciès plus proximaux. Ils présentent à l'affleurement une lenticulation prononcée. On y relève une linéation NO-SE (S0/S1 : N135 70N ; Linéation : N124 26E). Nous suggérons que ces sédiments étaient présents sur la bordure des bassins albo-cénomaniens et qu'ils ont été incorporés dans les écaïlles bordières pendant le serrage pyrénéen, au même titre que les Poudingues de Mendibelza.

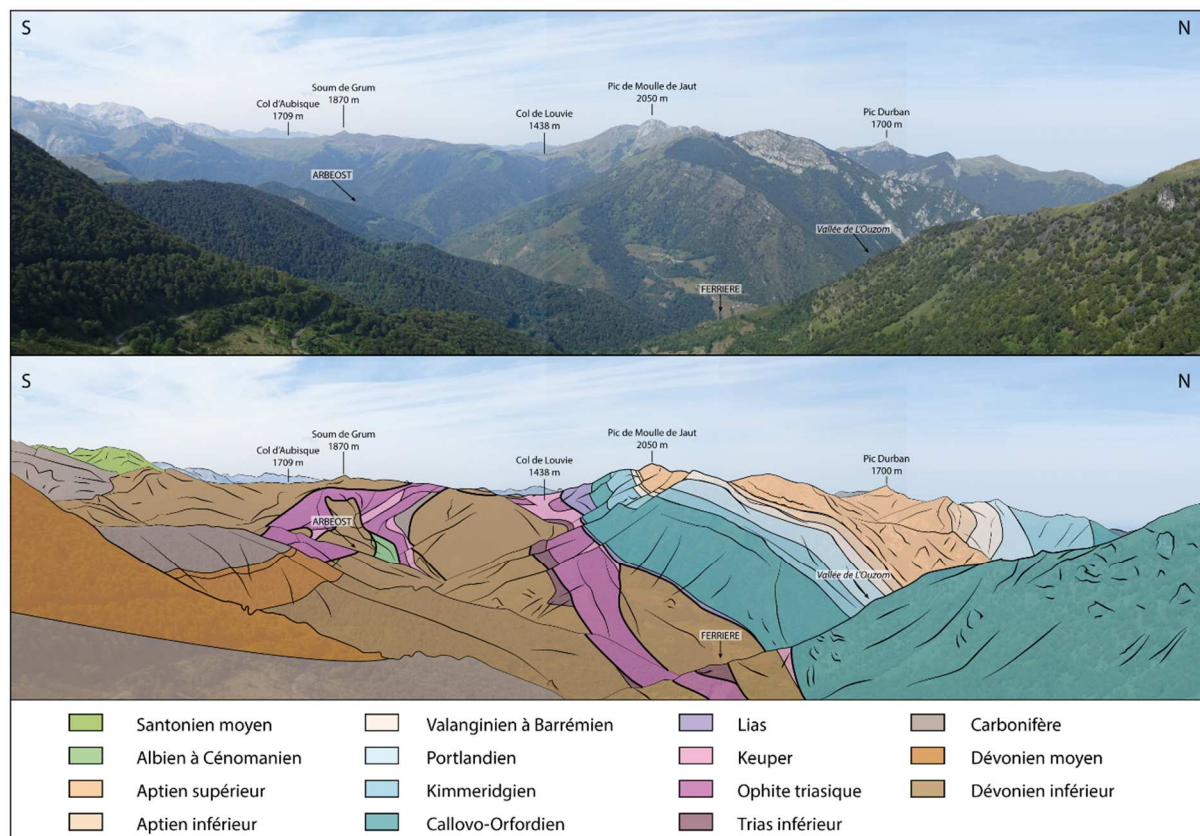


Figure III.43. Panorama interprété des écaïlles de Ferrière impliquant une écaïlle de sédiments albiens (Arbéost), vue depuis le Col d'Ansan. Voir Fig III.31 pour localisation.

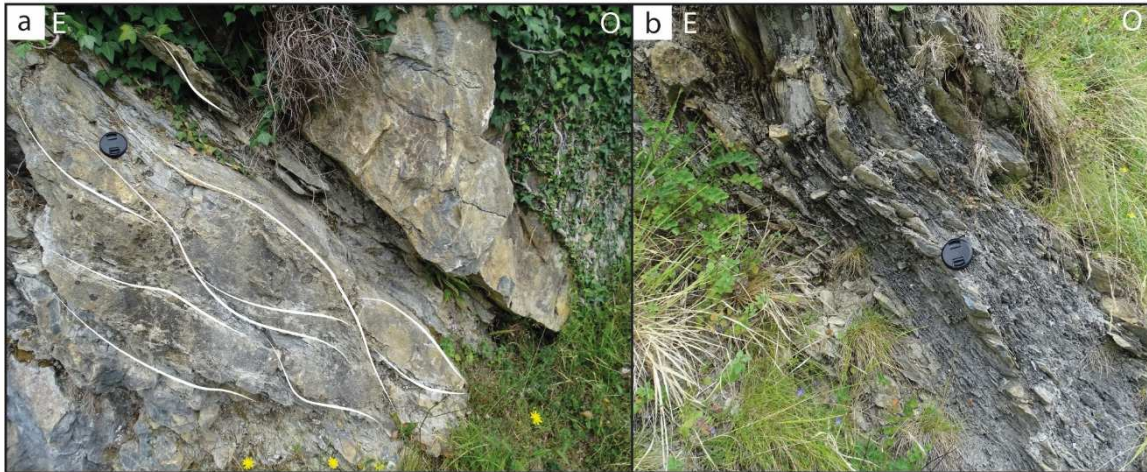


Figure III.44. Etat de déformation de l'échelle de flysch albien au cœur des échelles de socle paléozoïque (Arbéost). Voir Fig III.31 pour localisation.

En résumé, la bordure sud des Chaînes Béarnaises est caractérisée des échelles tectoniques présentant des faciès du Silurien au Trias supérieur et d'échelles d'Apto-Albien. Cette zone bordière est considérée comme la paléo-necking zone de la marge continentale passive nord-ibérique albo-cénomaniennne. Nous montrons ici que seule la croûte continentale supérieure compose la partie proximale et la necking zone de la marge passive nord-ibérique. En revanche, dans les Chaînes Béarnaises, la croûte supérieure est absente. La couverture sédimentaire mésozoïque pré-rift y est intimement associée à des lentilles de socle paléozoïque issues de la croûte moyenne et déformées ductilement pendant la phase d'extension albo-cénomaniennne, en relation avec l'exhumation du manteau dans le fond des bassins. Tout cela sera rediscuté en Partie IV.

Quatrième Partie

LES GRANDS PROCESSUS GÉOLOGIQUES PERMETTANT LA CONSTRUCTION DE LA MARGE PASSIVE ALBO-CÉNOMANIENNE

CHAPITRE 1

Amincissement de la couverture mésozoïque

La couverture pré-rift a été découplée de son socle le long du niveau évaporitique du Keuper et mise en contact direct avec le manteau dans le fond de bassins extensifs albo-cénomaniens. Nous avons montré dans les parties précédentes que les sédiments pré-rifts ont subi localement :

- (1) un amincissement syn-métamorphique avec genèse d'une foliation S0/S1 généralisée ;
- (2) un cisaillement en base de série ;
- (3) un boudinage parfois important.

Toutefois, cette déformation de la couverture sédimentaire pré-rift présente un caractère localisé, les zones les plus déformées n'étant pas forcément à proximité du détachement sous-jacent. Dans ce chapitre, nous apportons des précisions sur ces déformations. Les zones étudiées sont situées sur la carte de la figure IV.1.

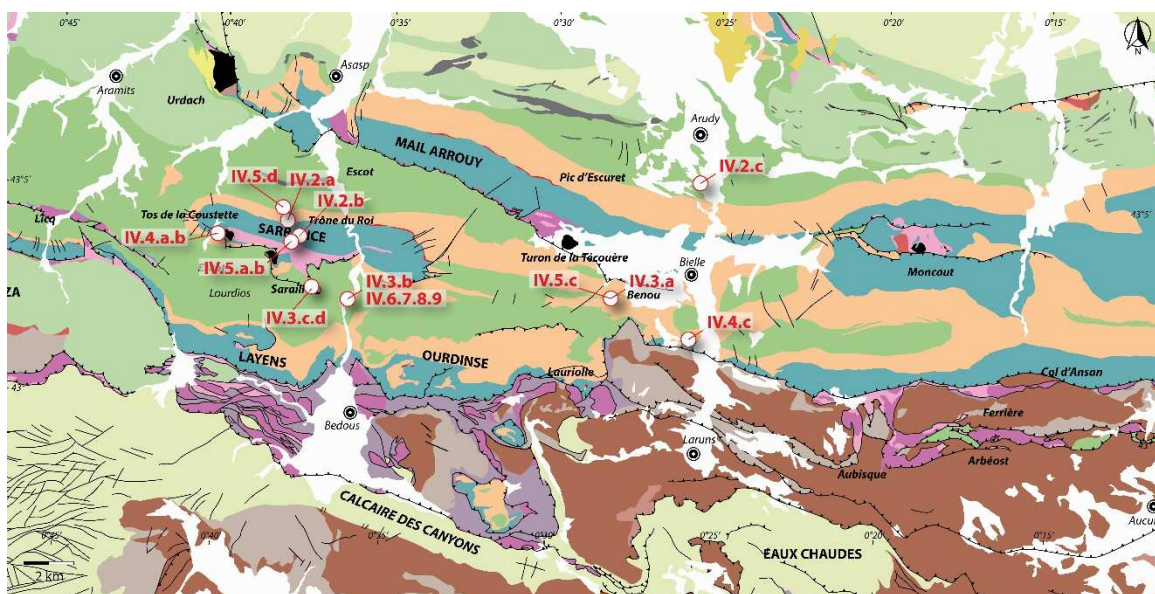


Figure IV.1. Carte de localisation des illustrations présentées dans ce chapitre.

1. Déformation de la couverture sédimentaire mésozoïque

1.1. Echelle macroscopique

Sur le terrain, on est frappé par les intensités très variables de la déformation affectant les carbonates mésozoïques, surtout dans la barre de calcaires aptiens de faciès Urgonien. On passe de secteurs exempts de déformation (Fig IV.2.a.b) à des secteurs où les marbres sont fortement amincis. Toute la couverture a subi le métamorphisme HT-BP crétacé et cela se manifeste la plupart du temps par une marmorisation des carbonates, marquée par une recristallisation des calcites (Fig IV.2.c). L'absence de déformation ne signifie pas absence de métamorphisme HT-BP crétacé. Nous discuterons dans la Partie V des conditions thermiques appliquées à ces carbonates.

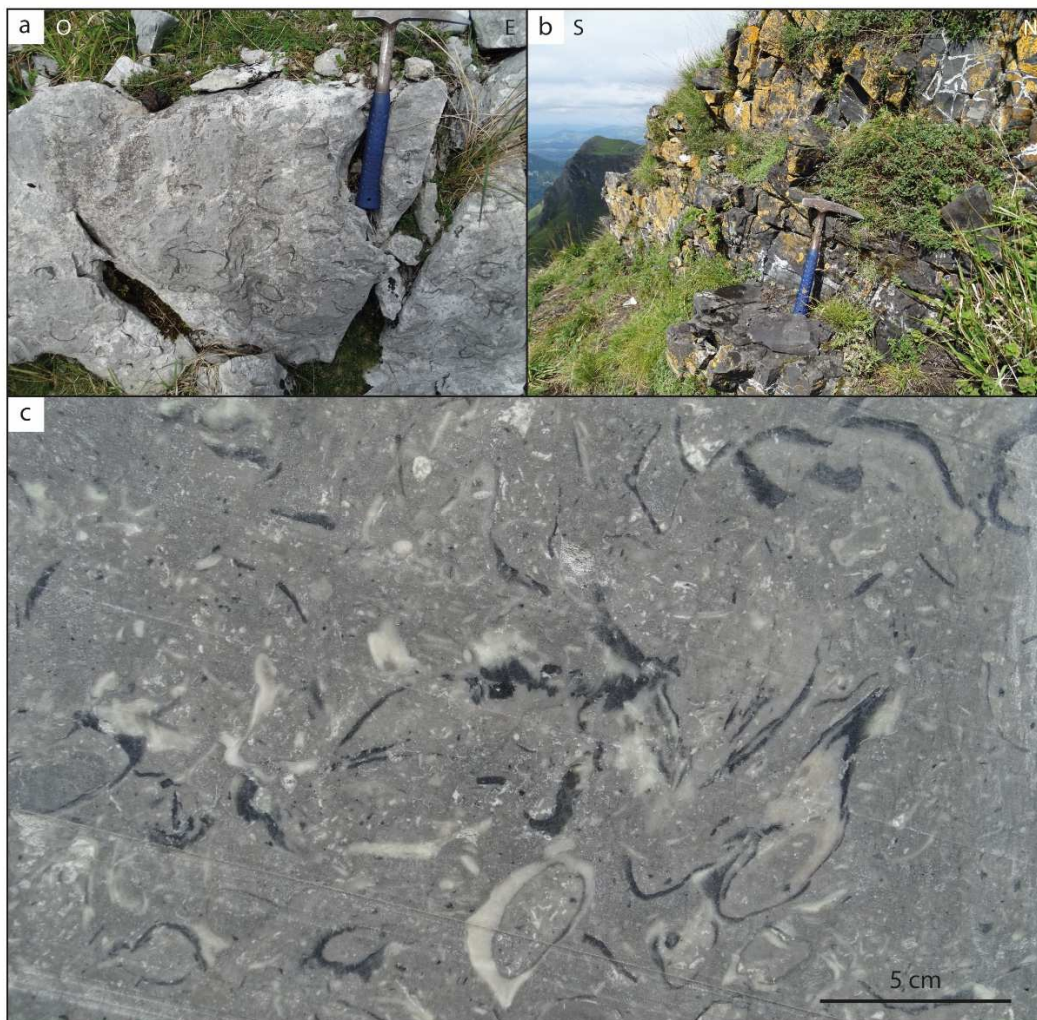


Figure IV.2. Exemples de carbonates mésozoïques non-déformés. a. Carbonates aptiens (faciès Urgonien). b. Calcaires noirs du Kimméridgien. c. Faciès Urgonien marmorisé du Clansayésien. Voir Fig IV.1 pour localisation.

Les zones de déformation ductile de la couverture sédimentaire pré- et syn-rift sont très localisées. Nous avons vu dans la Partie III que les carbonates proches ou en contact avec les corps péridotitiques ont subi des déformations ductiles relativement intenses (e.g. Urdach-Les Pernes, Saraillé, Turon de la Técoûère). Néanmoins, ces zones de déformations intenses ne sont pas seulement restreintes à la proximité des corps péridotitiques. Elles existent à travers tous les Chaînons Béarnais. Citons ainsi : (1) des linéations d'étirement (ligne : N97 20E) près du bois d'Aran (Fig IV.3.a ; Cf. Fig IV.1) ; (2) une foliation intense d'aplatissement (N22 28E) près du village de Sarrance (Fig IV.3.b ; Cf. Fig IV.1) ; ou encore (3) un boudinage de bancs carbonatés avec une S0/S1 moulant les boudins près du Saraillé (Fig IV.3.c.d).

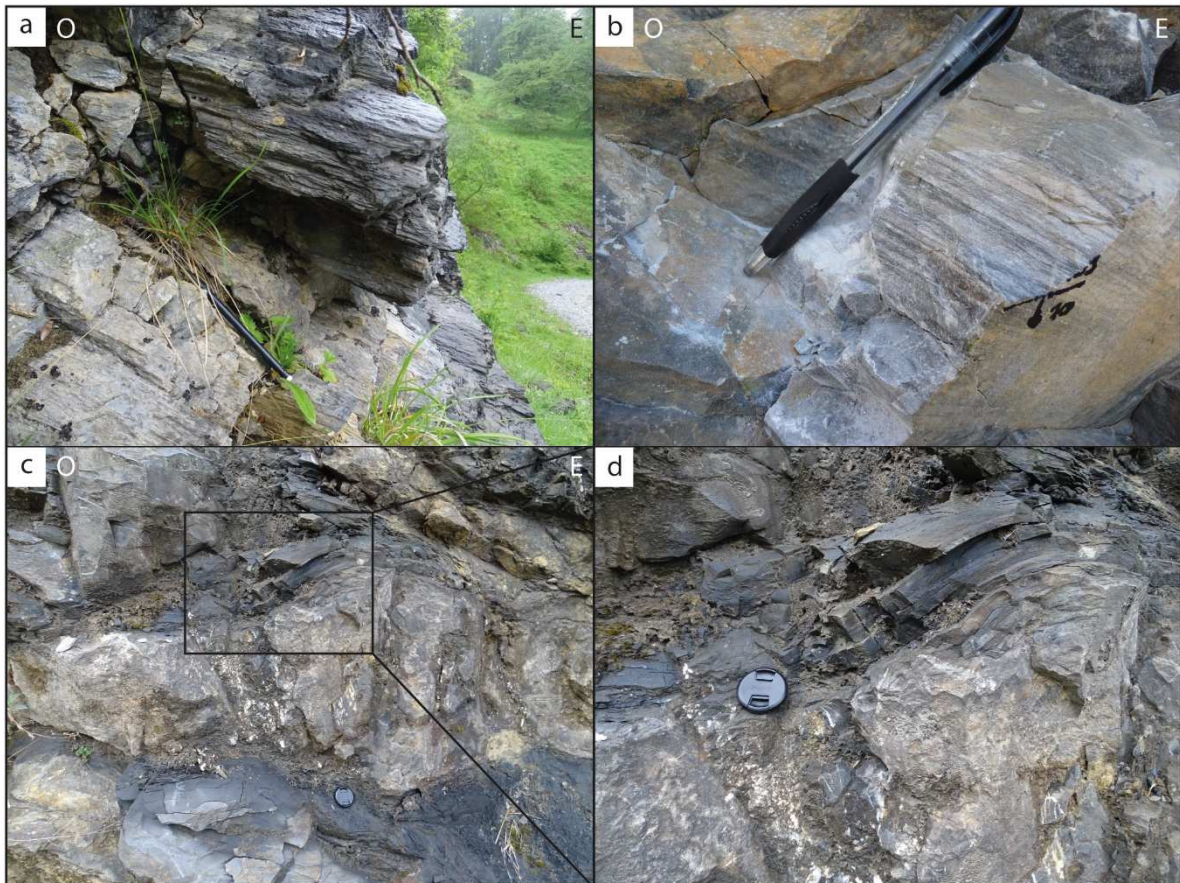


Figure IV.3. Exemple de carbonates déformés. a. Linéations d'étirement dans des carbonates aptiens. b. Plans d'aplatissement dans des carbonates aptiens. Voir Fig IV.1 pour localisation.

A grande échelle, la couverture sédimentaire pré-rift semble montrer une déformation coaxiale par aplatissement impliquant un boudinage et la genèse de la foliation S0/S1. Néanmoins, sur le terrain, on observe en plusieurs localités l'apparition de zones de cisaillement présentant des déformations non-coaxiales qui se traduisent par le développement d'une lenticulation des sédiments présentant une fabrique « phacoïdale » asymétrique (Fig IV.4.a.b) ou encore par la mise en place de grands cisaillements (Fig IV.4.c).



Figure IV.4. Exemples de cisaillement dans les carbonates mésozoïques. a. et b. Fabrique phacoïdale présente dans des carbonates et marnes jurassiques. c. Cisaillement en mouvement normal dans des carbonates du Lias. Voir Fig IV.1 pour localisation.

1.2. Echelle microscopique

Les différences d'intensité de la déformation des sédiments mésozoïques sont aussi visibles à l'échelle microscopique. Les dolomies jurassiques sont les lithologies les moins déformées de la couverture sédimentaire pré-rift (Fig IV.5.a). Les lithologies présentant des déformations ductiles les plus évidentes sont les anciens calcaires et les anciennes marnes (Fig IV.5.b.c.d). Néanmoins, on observe des déformations ductiles des carbonates jurassiques quand ils sont à proximité des corps péridotitiques et donc du détachement (e.g. Urdach-Les Pernes, Sarailé, Turon de la Técoùère).

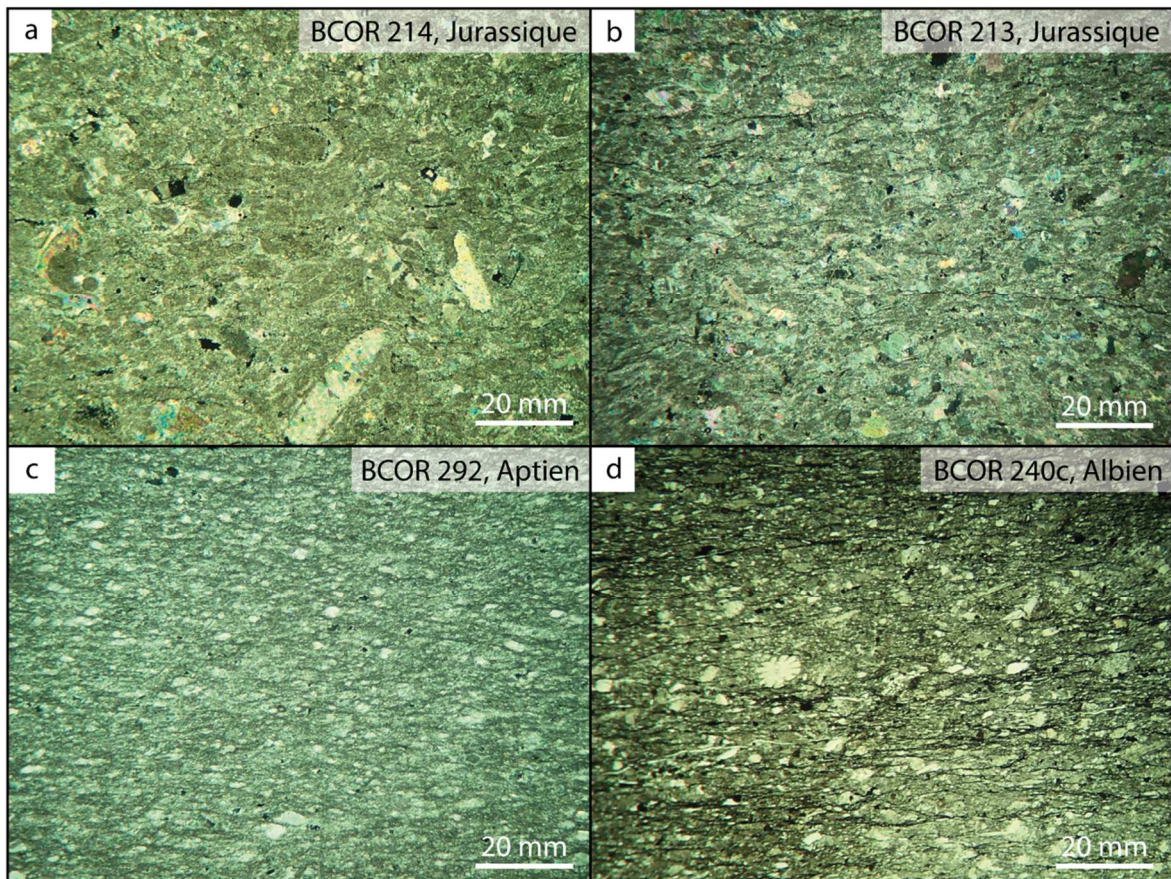


Figure IV.5. Etats de déformation de différentes lithologies de la couverture sédimentaire mésozoïque. a. Dolomie du Dogger non déformée. b. Calcaire du Lias inférieur présentant une schistosité. c. Calcaire aptien mylonitisé. d. Flysch albien schistosé.

- Etude de la fabrique cristalline des calcites par diffractions d'électrons rétrodiffusés :
Electron backscattered diffraction (EBSD)

L'analyse des fabriques minérales par EBSD permet de déterminer les mécanismes de déformation des minéraux d'une roche. L'étude des fabriques minérales permet de révéler d'éventuelles orientations préférentielles d'un système cristallin qui résultent d'une déformation intracristalline par des phénomènes de dislocation sur des plans de glissement. L'activation d'un plan et d'une direction de glissement est essentiellement contrôlée par la température du système.

Les analyses ont été réalisées à Géosciences Montpellier sous la supervision d'Alain Vauchez sur un microscope électronique à balayage JEOL JSM-5600 équipé d'une caméra NordlysNano, en mode cartographie électronique, à l'aide d'un logiciel d'indexation Oxford Instrument HKL Technology Channel 5+. Les figures de pôles ont été obtenues grâce au logiciel PF (D. Mainprice). Les lames minces polies sont bombardées par un faisceau d'électrons, avec un angle d'incidence de 70°, dans le but de récupérer le signal des électrons rétrodiffusés sur un écran de phosphore. Le signal est récupéré et converti en photons. On obtient alors des bandes dites de Kikuchi qui correspondent à des projections de la géométrie du réseau cristallin. Le logiciel d'indexation permet l'identification de la phase minérale au point de mesure et la restitution de son orientation. Dans cette étude, nous n'avons pris en compte que les cristaux de calcites, composant 99% des lames minces analysées.

Dans le cadre de cette étude, nous avons analysé deux lames minces (BCOR 153 et BCOR 154) de carbonates aptiens mylonitisés près de Sarrance (Cf. Fig IV.1 et Fig IV.3.b). Malgré la foliation notable observée à l'affleurement, les échantillons présentent des fabriques minérales relativement faibles, mais organisées (Figs IV.6 et IV.7).

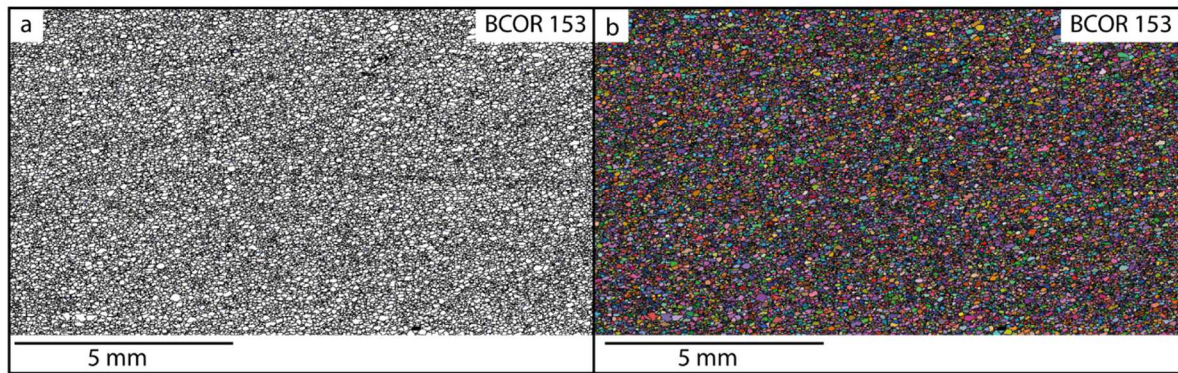


Figure IV.6. Cartes EBSD de l'échantillon BCOR 153 montrant une faible fabrique cristalline des cristaux de calcite (calcaire aptien, faciès Urgonien). Les couleurs de la carte b représentent l'orientation des axes principaux $\langle c \rangle$ des cristaux de calcite dans l'espace (échelle qualitative). Nous pouvons noter que la plupart des cristaux ont la même orientation (couleurs rose-violet).

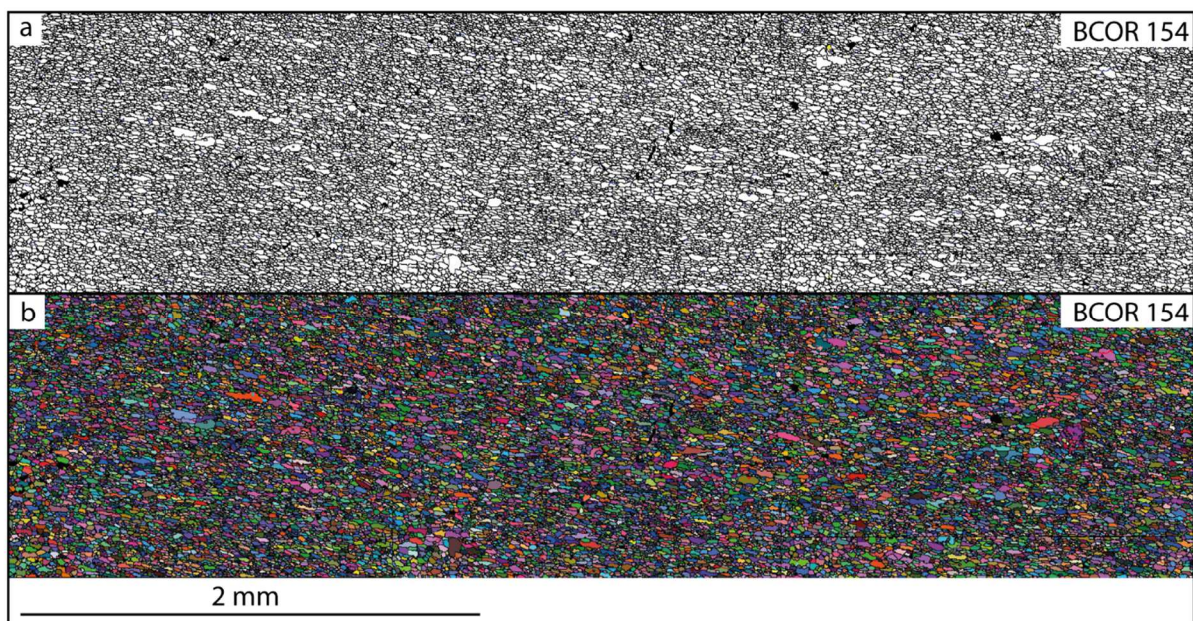


Figure IV.7. Cartes EBSD de l'échantillon BCOR 154 montrant une fabrique cristalline des cristaux de calcite plus prononcée que l'échantillon BCOR 153 (Fig IV.7) (calcaire aptien, faciès Urgonien). Les couleurs de la carte b représentent l'orientation des axes principaux $\langle c \rangle$ des cristaux de calcite dans l'espace (échelle qualitative). Nous pouvons noter que la plupart des cristaux ont la même orientation (couleurs bleu-violet).

Les figures de pôles correspondent à la projection stéréographique de la mesure moyenne, par cristal, de l'orientation des différents axes cristallins (hémisphère inférieur). L'échantillon BCOR 153 montre une concentration des axes $\langle c \rangle$ proche du pôle de foliation et un maximum de concentration des axes $\langle a \rangle$ en guirlande autour de l'axe $\langle c \rangle$ (Fig IV.8). Cette orientation des axes cristallins $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ est typique d'une déformation par fluage des dislocations le long des plans basaux $\langle c \rangle$ de la calcite. Des fabriques cristallines similaires ont été observées dans des mylonites de carbonates à des températures de déformation entre 300 et 400°C (e.g. Vauchez et al., 2013). De plus, la disposition en guirlande des axes $\langle a \rangle$ nous montre

que les contraintes appliquées aux échantillons n'avaient pas une direction de cisaillement préférentielle, ce qui implique donc une forte composante d'aplatissement.

L'échantillon BCOR 154 montre aussi une répartition en guirlande des axes <a> autour de l'axe <c> (Fig IV.9). Néanmoins, cela n'est valable que pour les cristaux de calcite inférieurs à 15 µm. En effet, les cristaux supérieurs à 20 µm montrent une concentration des pôles de l'axe <c> équivalente à l'échantillon BCOR 153, mais la concentration des axes <a> perpendiculaire à la linéation minérale. Villard (2017) interprète cette différence de fabrique entre les tailles de grains, comme résultant d'épisodes de déformation différents. Elle évoque un épisode de déformation à haute température générant la concentration des axes <a> en guirlande autour de l'axe <c>, puis une deuxième déformation à plus forte contrainte. Néanmoins, dans son étude, les cristaux présentant une fabrique avec les axes <c> et <a> perpendiculaires sont les grains de petites tailles, alors qu'ici nous sommes dans le cas contraire. Nous pouvons noter ici que l'échantillon BCOR 154 a atteint une température maximale de $378 \pm 24^\circ\text{C}$ (Analyses Raman, RSCM, Cf. Partie V).

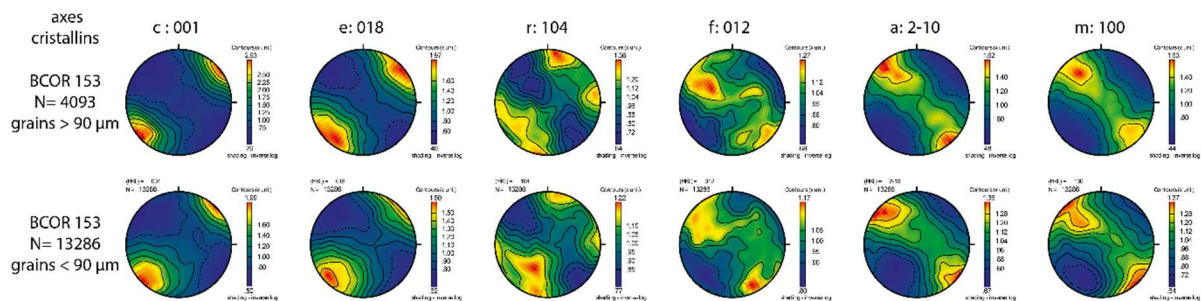


Figure IV.8. Figures de pôles de la calcite, par tailles de grains, déterminés par EBSD (BCOR 153). Concentration des axes <c> en un point et concentration des axes <a> en guirlandes autour de l'axe <c>.

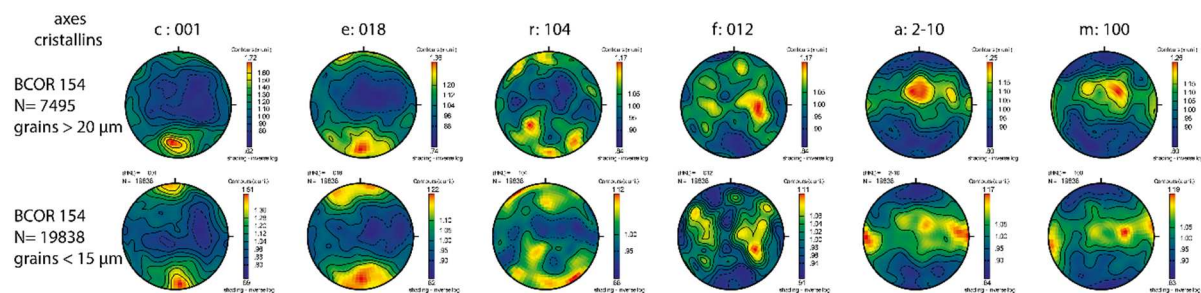


Figure IV.9. Figures de pôles de la calcite, par tailles de grains, déterminés par EBSD (BCOR 154). Concentration des axes <c> en un point et concentration des axes <a> en un point perpendiculaire à l'axe <c>.

1.3. Combinaison de cisaillements purs et simples

Nous montrons dans ce travail la variabilité des styles de déformation affectant les carbonates de la couverture sédimentaire pré-rift. Nous suggérons que ce phénomène soit lié à la différence de rhéologie des couches sédimentaires composant cette couverture sédimentaire (dolomies, calcaires et marnes). En effet, les dolomies sont caractérisées par une limite d'élasticité plus élevée que les calcaires et les marnes. D'après Hatheway et Kiersch (1989) les modules de Young des dolomies, des calcaires et des marnes sont respectivement de l'ordre de 51 GPa, 47 GPa et 13 GPa, en conditions de laboratoire. Au début de la déformation, on se situe dans des conditions P-T permettant l'évolution d'une déformation ductile restreinte aux calcaires et marnes (Cf. Fig IV.3) et favorisant la mise en place de détachements fragiles dans les dolomies (Cf. Fig IV.4). Cette évolution se poursuit probablement à plus haute température. On a donc un régime de déformation coaxial dans les calcaires et marnes et non-coaxial dans les dolomies, souligné par la genèse d'un boudinage des bancs calcaires dans les marnes et par la mise en place de détachements plats à travers les dolomies de la couverture sédimentaire mésozoïque (Fig IV.10).

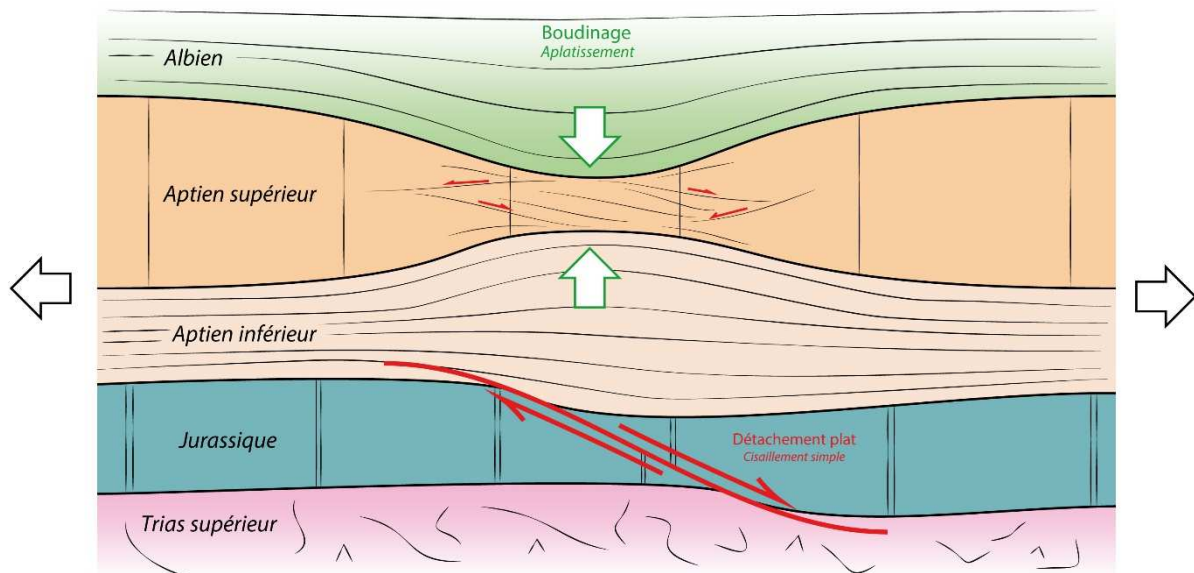


Figure IV.10. Schéma explicatif illustrant l'association du boudinage (cisaillement pur) et des détachements plats (cisaillement simple). Il faut noter ici que le Jurassique, n'étant pas exclusivement composé de dolomies, a pu subir cette combinaison de cisaillement pur et de cisaillement simple.

2. Découplage de la couverture sédimentaire

Dans les Chaînons Béarnais, le diapirisme a commencé dès la fin du Jurassique (e.g. James & Canérot, 1999 ; Labaume & Teixell, 2014). Pendant la phase d'extension albo-cénomanienne ce diapirisme est associé au découplage de la couverture sédimentaire mésozoïque, qui va alors permettre la dénudation du haut de marge (e.g. Labaume & Teixell, 2014 ; Teixell et al., 2016). Les diapirs vont alors s'accroître via la mise en place de mini-bassins de flysch albien entre les anticlinaux (Labaume & Teixell, 2014).

Une partie des déformations tectoniques observées dans la couverture sédimentaire mésozoïque pré-rift est donc intimement associée à la mise en place d'un système diapirique et à son découplage du socle le long du niveau évaporitique du Keuper. La distension albo-cénomanienne est à l'origine de la formation d'une génération de rides diapiriques de direction E-O. Les témoins de ces diapirs sont la présence de surface d'érosion dans les charnières et les flancs d'anticlinaux très serrés, comme nous l'avons vu pour le massif d'Urdach-Les Pernes, et les intercalations calcaires dans les flyschs albiens (Cf. Fig III.32). L'accentuation de ces diapirs produit une véritable rétroaction sur la sédimentation des flyschs albiens (accommodation sédimentaire) et l'évolution de ces bassins permet alors l'approfondissement de la couverture sédimentaire pré-rift sous-jacente, pouvant amener jusqu'à sa mise en contact direct (*weld*) avec le substratum (Labaume & Teixell, 2014).

Le découplage de la couverture se fait sur une pente de croûte continentale amincie sans blocs basculés (Labaume & Teixell, 2014 ; Teixell et al. 2016 ; Corre et al., 2016). En effet, la couverture sédimentaire des Chaînons Béarnais reste relativement cohérente (sans radeau individualisé) et était présente dans sa totalité dans le fond des bassins albo-cénomaniens. La présence de blocs basculés se reflèterait par le découpage en radeaux de la couverture sédimentaire et n'aurait pas permis le glissement de la couverture dans les bassins dans son entier (Fig IV.11). Toutes ces observations vont donc contre l'idée de blocs basculés comme motif structural dominant de la paléo-marge nord-ibérique. Nous rediscuterons de ce point majeur dans les parties suivantes.

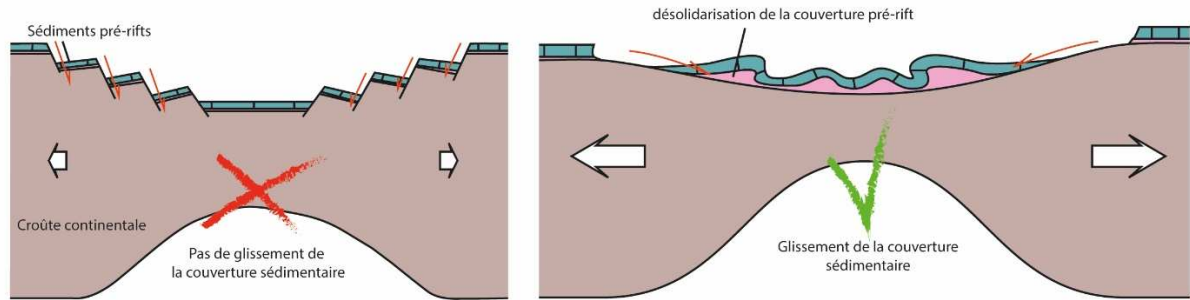


Figure IV.11. Représentation schématique d'un bassin à blocs basculés et d'un bassin sans blocs basculés. Le premier cas présente un cas de rift classique avec des failles normales à faible déplacement où la couverture sédimentaire pré-rift ne peut pas glisser dans le fond du bassin (elle est démembrée). Dans le deuxième cas, la couverture sédimentaire pré-rift est désolidarisée et glisse dans le fond du bassin grâce à une couche savon (évacorites du Keuper). Nous nous situons dans le deuxième cas où le système géologique a besoin d'un mouvement extensif notable.

La dénudation du haut de marge au début de l'Albien, due au glissement de la couverture sédimentaire pré-rift mésozoïque dans le fond des bassins, permet alors la sédimentation en *onlap* remontant vers le haut de marge des poudingues de Mendibelza (Albo-Cénomaniens) sur le socle paléozoïque à pente homogène vers le nord (pas de bloc basculé). Le fait que la surface d'*onlap* comporte souvent des restes du tégument de trias inférieur confirme ce basculement vers le nord du toit du socle (Teixell et al., 2016).

Nous proposons sur la figure IV.12 une reconstitution schématique de la sédimentation entre les zones du Mail Arrouy et du Layens afin d'imager le timing du découplage de la couverture sédimentaire, basée sur les logs stratigraphiques présentés en Partie II. Pour simplifier le propos et le dessin, cette reconstitution ne prend pas en compte le diapirisme et les déformations auxquelles a été soumise la couverture sédimentaire mésozoïque. Il ne s'agit de représenter que les zones d'accumulation sédimentaire et leurs migrations dans le temps.

Nous avons vu en Partie II que le domaine de la ZNP est caractérisé par des périodes de distension successives depuis le Permo-Trias. Il en résulte la mise en place de bassins carbonatés sur un socle avec une pente généralisée vers le nord. La zone du Layens montre une sédimentation réduite et l'on distingue parfaitement sur la figure IV.12 la surface d'érosion finijurassique pouvant atteindre le Dogger au sud et localement le Lias, et sur laquelle va progresser la sédimentation de la plateforme crétacée. Jusqu'à l'Aptien, on reste avec ce dispositif montrant des séries plus épaisses au nord. À partir de l'Albien, nous pouvons observer une inversion de

l'accommodation sédimentaire, qui est alors plus importante au sud. Cette inversion est pour nous le reflet de la désolidarisation de la couverture sédimentaire pré-rift glissant dans le fond des bassins. La zone du Layens est alors caractérisée par la présence de carbonate de faciès Urgonien. Nous estimons donc que le début de la désolidarisation a eu lieu au début de l'Albien, elle est parfaitement enregistrée par l'empilement des couches à faciès Urgonien dans les calcaires albiens du Layens. Le Cénomaniens est caractérisé par une nouvelle inversion de l'accommodation sédimentaire des flyschs, reflétant une nouvelle subsidence et un approfondissement des bassins albo-cénomaniens comme cela a été montré à l'échelle de la ZNP par Debroas et al. (1978). Nous discuterons de ce phénomène dans les chapitres suivants.

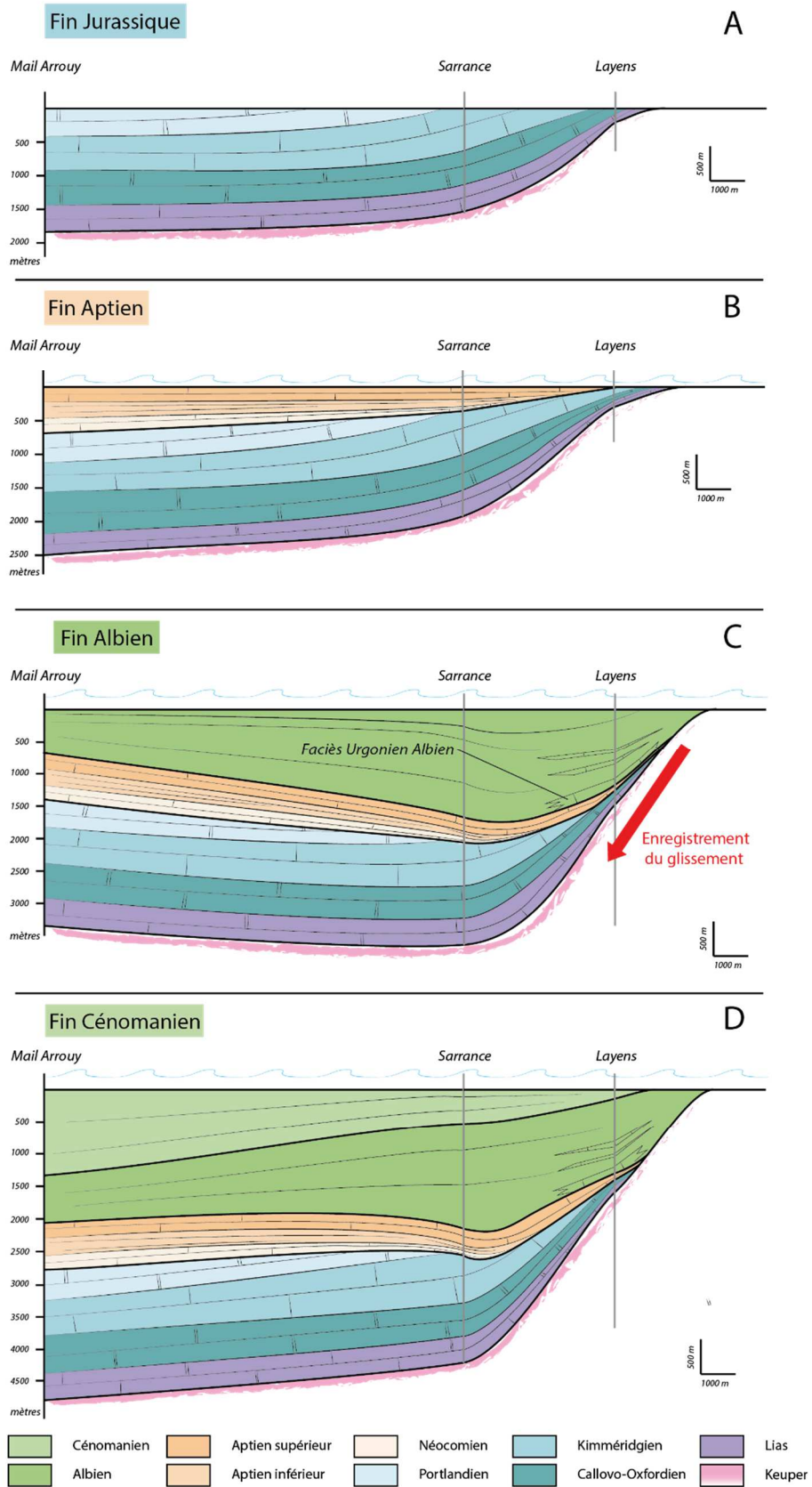


Figure IV.12. Reconstitution schématique de la sédimentation entre le Mail Arrouy et le Layens permettant de déduire l'époque de la désolidarisation de la couverture sédimentaire pré-rift vers le fond des bassins albo-cénomaniens, basée sur les logs stratigraphiques présentés en partie II. Voir le texte pour explications

CHAPITRE 2

Amincissement de la croûte continentale

1. Lenticulation

Les lentilles de croûte continentale des Chaînons Béarnais sont associées aux corps péridotitiques et sont caractérisées par des déformations ductiles intenses traduisant l'amincissement extrême menant à l'exhumation du manteau. Nous avons vu que les éléments de croûte continentale présents dans les Chaînons Béarnais ne sont jamais représentés par des faciès plus jeunes que le Silurien ni par des faciès de croûte inférieure. Les seuls faciès de socle présents sont des éléments de croûte continentale moyenne. Ces lentilles tectoniques ont des tailles restreintes et représentent différents faciès ayant des stades de déformation variés (e.g. Brèches d'Urdach, Sarailé). Cela implique donc une lenticulation efficace de la croûte moyenne, permettant la mise en contact de lithologies différentes. Un peu à l'image des carbonates mésozoïques, le socle paléozoïque est caractérisé par des lithologies de rhéologies variées qui accommodent la déformation de différentes façons.

D'après Duretz et al. (2016), l'amincissement lithosphérique est le résultat d'une interaction complexe entre plusieurs structures extensives avec : (1) la mise en place de failles dans les niveaux fragiles qui s'enracinent dans des niveaux de faible rhéologie ; (2) le boudinage de couches compétentes ; (3) l'amincissement vertical ductile de couches de faible rhéologie ; (4) le développement de zones de cisaillement anastomosées, jouant alors le rôle de véritables zones de décollement accommodant l'extraction de couches compétentes et (5) la mise en place de détachements à faible pendage permettant l'exhumation de roches profondes (manteau, croûte) (Fig IV.13).

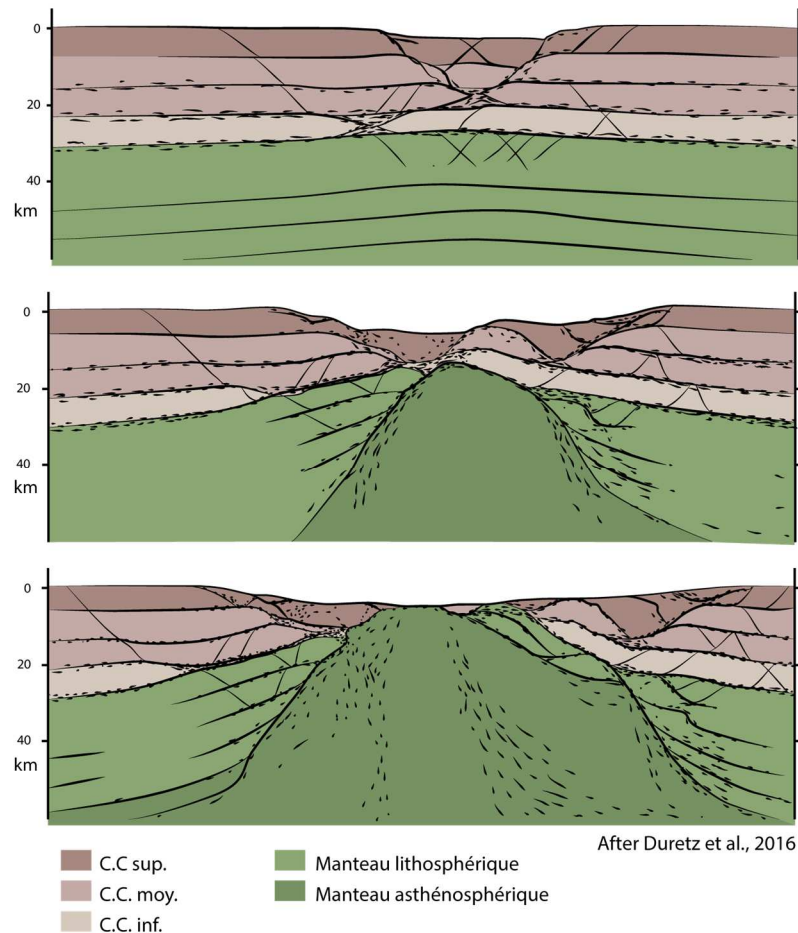


Figure IV.13. Evolution de l'extension d'un modèle numérique incorporant plusieurs couches compétentes et incompétentes (Duretz et al., 2016). Nous avons interprété ces couches mécaniques en couches géologiques en représentant les croûtes continentales supérieure, moyenne et inférieure (C.C. sup., moy., inf.), ainsi que le manteau lithosphérique et asthénosphérique.

La lenticulation par extraction et le boudinage des niveaux compétents entre des niveaux ductiles, en lien avec l'évolution de détachements à faible pendage, permet la mise en contact direct de roches de différentes rhéologies au sein d'un même système. Dans la figure IV.14, nous montrons cette mise en contact de lentilles tectoniques de différentes lithologies dans un système de cisaillements anastomosés. L'évolution permet alors l'extraction de lentilles le long des détachements. Une telle géométrie a déjà été observée dans le contexte naturel de la marge continentale passive de l'Uruguay (Clerc et al., 2015) (Fig IV.14.b). Cette marge continentale est caractérisée par du cisaillement ductile de la croûte inférieure, impliquant une forte hétérogénéité de celle-ci. La mise en place de détachements contre-régionaux a permis l'exhumation de la croûte inférieure avec le manteau dans la partie distale de la marge.

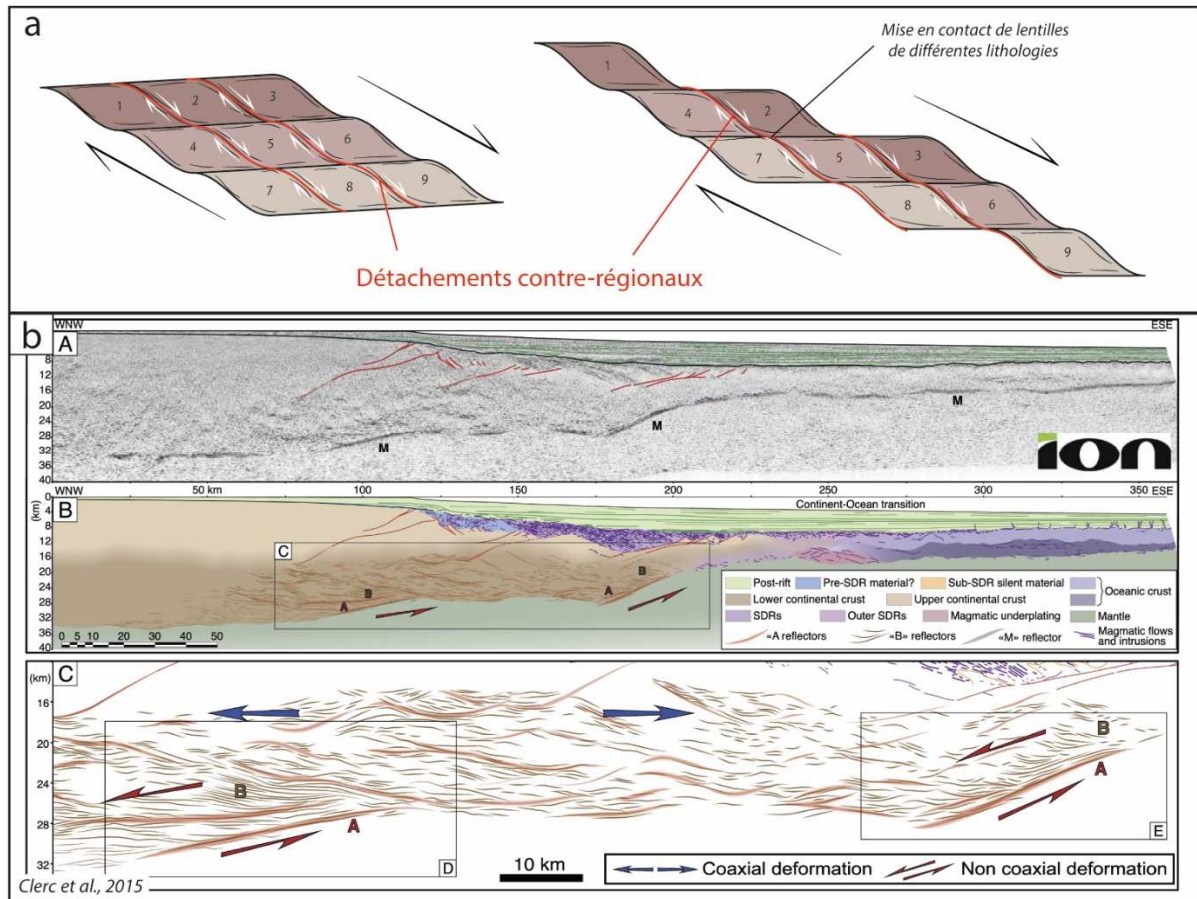


Figure IV.14. a. Lenticulation d'un niveau à trois couches représentant l'évolution d'une zone de cisaillements anastomosés régie par des grands détachements permettant la mise en contact direct de lithologies différentes. b. Interprétation d'une coupe de sismique réflexion de la marge d'Uruguay présentant les zones de cisaillement anastomosées permettant l'exhumation de la croûte inférieure avec le manteau le long de détachements à pendages contre-régionaux (Clerc et al., 2015).

2. Exhumation de la croûte moyenne

La croûte continentale supérieure et la croûte continentale inférieure sont absentes dans les Chaînons (Cf. Partie III). Seule la croûte continentale moyenne a donc été extraite et exhumée avec le manteau dans le fond des bassins albo-cénomaniens. Ce phénomène se déroule grâce au développement de zones de cisaillement anastomosées. Elles jouent le rôle de zones de décollement accommodant l'extraction des couches ductiles le long de détachements à faible pendage (e.g. Duretz et al., 2016). Dans le contexte de la marge Nord-Ibérique, nous estimons que le niveau de décollement, permettant l'exhumation de la croûte moyenne dans le fond des bassins, est localisé le long de l'horizon des schistes siluriens caractérisés par une faible résistance mécanique. Ce niveau rhéologique avait déjà fait office de niveau de décollement pendant l'orogénèse varisque et pendant la mise en place des bassins stéphano-permiens (Cf. Partie II).

D'après Brune et al. (2014), l'exhumation du manteau permet une hausse de la température ($>600^{\circ}\text{C}$) à la base du détachement principal. La croûte continentale, affectée par cette hausse de température, voit sa viscosité baisser permettant alors la mise en place d'un « chenal d'exhumation ». Celui-ci implique l'amincissement de la croûte et la remontée de matériel profond et de lithologies variées dans cette zone de cisaillement ductile (Fig IV.15).

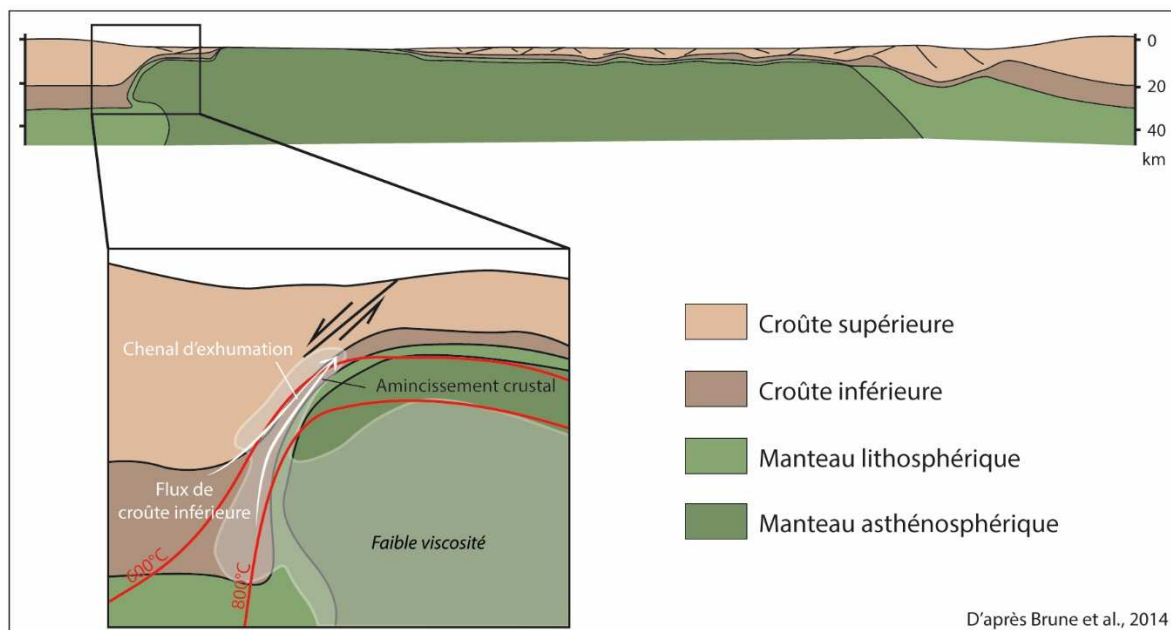


Figure IV.15. Amincissement de la croûte continentale le long d'un chenal d'exhumation de faible viscosité (Brune et al., 2014).

Pour les Chaînons Béarnais, nous développons un modèle conceptuel où la croûte continentale moyenne est déformée ductilement (Fig IV.16). Le manteau a été exhumé grâce à un détachement contre-régional. La croûte continentale moyenne concentre les zones de cisaillements anastomosés permettant l'individualisation de lentilles crustales. Ces lentilles peuvent alors rester collées au manteau et sont extraites avec les péridotites dans le fond des bassins, laissant en arrière la croûte continentale supérieure et la croûte continentale inférieure. Ces lentilles de croûte continentale moyenne forment une large zone de croûte très amincie où le manteau est localement dénudé. La Necking Zone est alors caractérisée par un basculement de la croûte continentale supérieur vers le bassin, sans blocs basculés, permettant le dépôt en onlap des poudingues de Mendibelza.

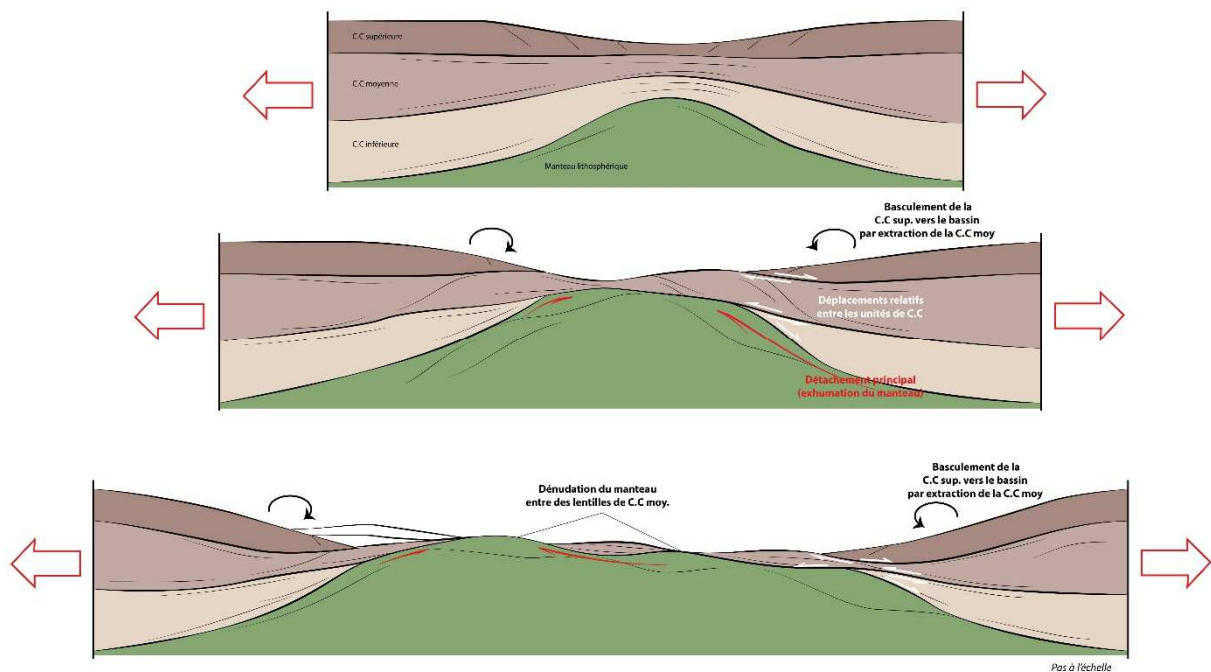


Figure IV.16. Schéma évolutif de l'extraction latérale de la croûte continentale moyenne. Voir le texte pour explication.

CHAPITRE 3

Exhumation du manteau

1. Géométrie de l'exhumation du manteau

La phase d'extension albo-cénomanienne est caractérisée par un amincissement crustal extrême menant à l'exhumation du manteau entre des lentilles de croûte. Généralement, l'évolution d'une marge continentale passive est suivie d'une océanisation et sa partie distale sera alors considérée comme une transition Océan-Continent (TOC, Cf. Partie I.1.3). La marge Nord-Ibérique que nous étudions ne présente aucun témoin d'océanisation postérieure à l'amincissement albo-cénomaniien. En effet, l'évolution extensive est stoppée dès la compression pyrénéenne qui débute au Santonien (e.g. Choukroune, 1972 ; Mouthereau et al., 2014 ; Teixell et al., 2016).

L'exhumation du manteau en contexte de marge continentale passive est caractérisée par plusieurs étapes. Les modélisations analogiques de Sun et al. (2008), basées sur la Mer de Chine, ont permis d'établir un scénario d'exhumation du manteau en contexte de déchirure continentale. Dans les premiers stades de la déchirure continentale et donc de l'exhumation du matériel profond apparaît d'abord en des points isolés (*breakup points*), correspondant à des fenêtres d'exhumation. Par la suite, ces fenêtres vont s'élargir et se connecter entre elles pour ne former qu'une unique zone d'exhumation. Ces étapes sont ensuite suivies par la mise en place d'une accréation océanique et donc d'une nouvelle limite de plaque.

Dans le Golfe d'Aden (Cf. Partie I.3.1), où l'océanisation est avancée, la TOC est caractérisée par des zones de manteau exhumé relativement larges et parallèles à la direction d'extension. Dans les Chaînons Béarnais, en plus de l'absence de témoins d'océanisation, il n'existe pas de témoins d'une large zone de manteau exhumé. Ceci nous conduit à penser que le fond des bassins albo-cénomaniens était caractérisé par des fenêtres d'exhumation restreintes

et éparses, tels les *breakups points*, caractéristiques des premiers stades de l'exhumation du manteau (Sun et al., 2009) (Fig IV.17).

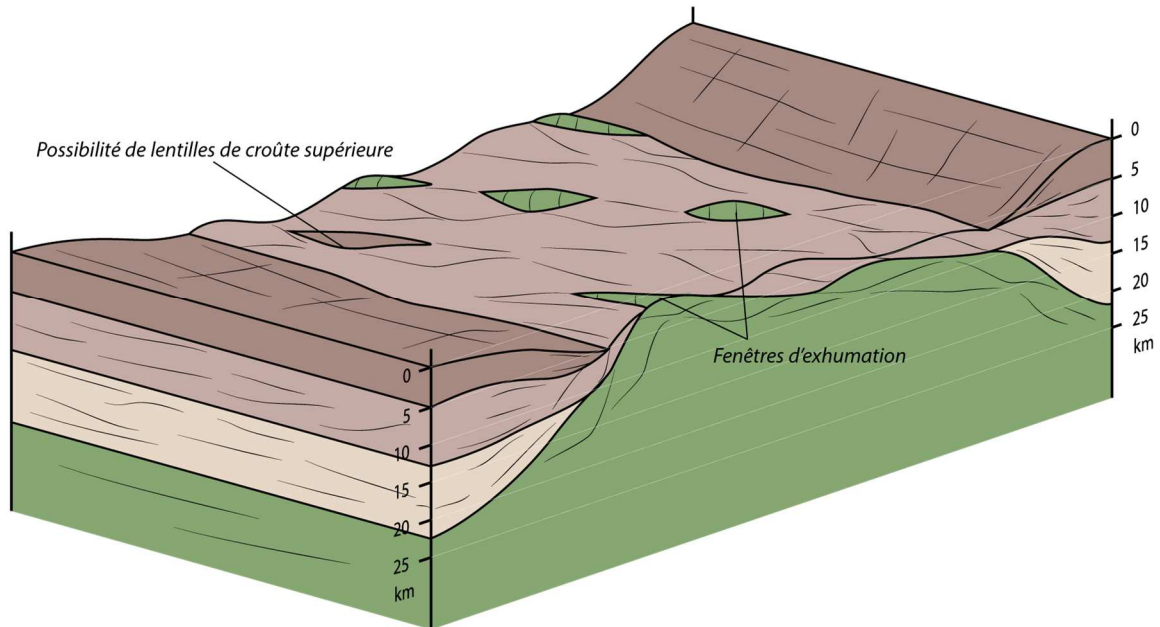


Figure IV.17. Représentation schématique 3D de la géométrie des premiers stades de l'exhumation du manteau en contexte de marge continentale passive ductile.

2. Lherzolites de Types S et T

Dans ce mémoire, nous avons discuté de la mise en place des corps lherzolitiques dans les Chaînons Béarnais, qui sont caractérisés par deux types de gisement. Ces deux types correspondant aux deux types appelés type S (sedimentary) et type T (tectonic) par Lagabrielle et al., (2010).

Type S. Dans le massif d'Urdach-Les Pernes, les lherzolites sont intimement associées à une formation sédimentaire bréchiqye syn-exhumation et elles sont resédimentées dans celle-ci. Dans ce premier cas, les roches mantelliques ont été exhumées et dénudées entre des lentilles de croûte continentale sous forme de dôme dans les fonds marins, permettant ainsi leur remaniement au sein des dépôts sédimentaires synchrone de la dénudation (Fig IV.18).

Type T. Dans le massif du Sarailé et du Turon de la Técoùère, les lherzolites sont intimement associées à une couverture sédimentaire pré-rift déformée ductilement au contact de celles-ci. Dans ce deuxième cas, les lherzolites n'ont jamais été dénudées. Elles ont été exhumées entre des lentilles de croûte continentale sous le couvert d'une pile sédimentaire plus ou moins épaisse qui ne s'est jamais déchirée (Fig IV.18).

Nous verrons dans la Partie V que ces deux types sont caractérisés par des conditions de pression et de température différentes le long du détachement permettant l'exhumation des lherzolites. Pour les lherzolites de Type T, le couvercle sédimentaire permet au détachement d'évoluer dans les conditions thermiques du faciès schistes verts élevées entretenant un régime de déformation ductile (*blanketing effect*). La différence des conditions P-T entre les deux types d'exhumation à également une forte incidence sur le type de circulations des fluides au sein des systèmes extensifs.

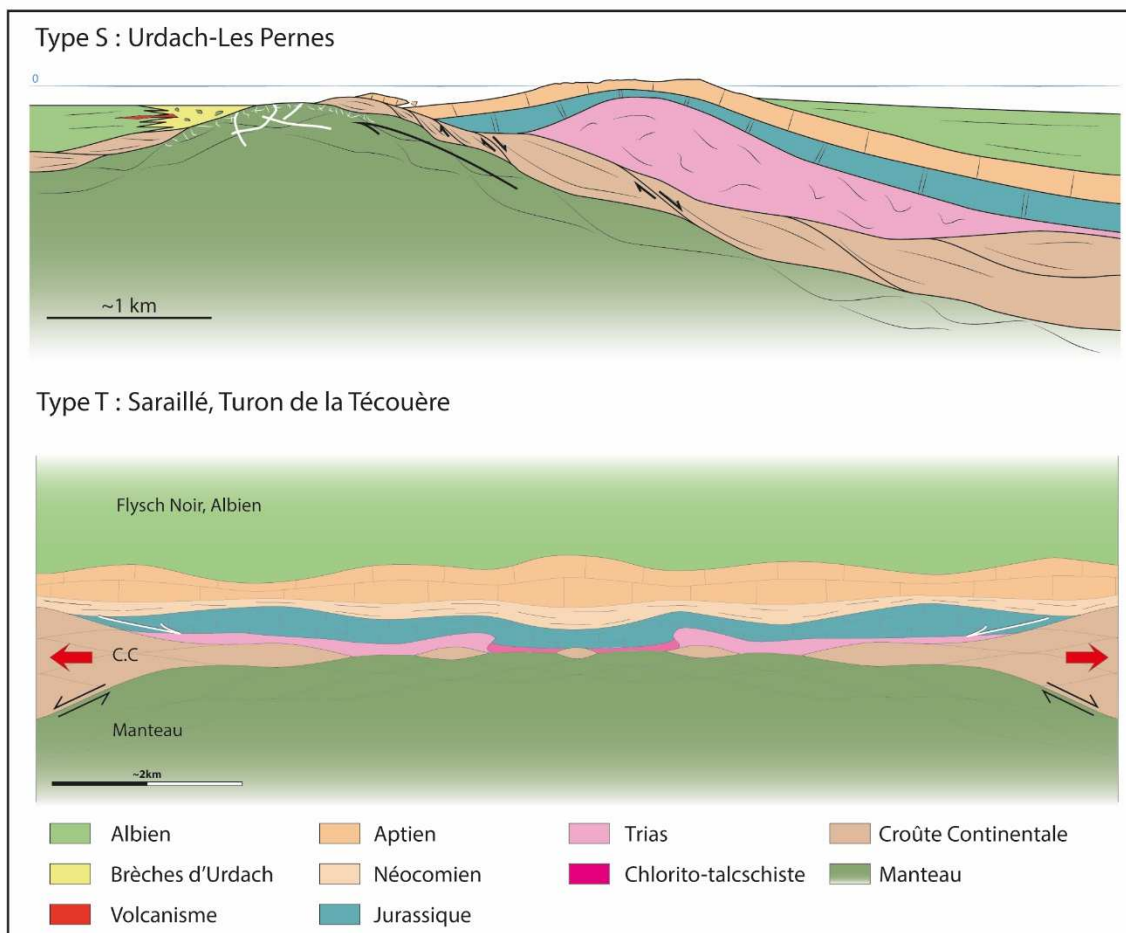


Figure IV.18. Exhumation du manteau de Type S (sédimentaire), observé au massif d'Urdach-Les Pernes, et de Type T (tectonique), observé dans les massifs du Saraillé et du Turon de la Técoùère.

Tous les processus abordés dans cette partie IV seront repris dans la Partie VI afin de reconstruire la marge nord-ibérique albo-cénomanienne. Nous les listons à nouveau ci-dessous :

- (1) Boudinage localisé de la couverture sédimentaire.
- (2) Découplage de la couverture pré-rift et mise en place de diapirs associée à des mini-bassins.
- (3) Hétérogénéité des lentilles de croûte continentale par lenticulation ductile à la faveur de détachements à pendages contre-régionaux.
- (4) Extraction latérale de la croûte continentale moyenne dans le fond des bassins albo-cénomaniens.
- (5) Exhumation ponctuelle du manteau de Type S ou de Type T.

Cinquième Partie

CIRCULATION DE FLUIDES ET RÉGIME THERMIQUE LORS DE L'EXHUMATION DU MANTEAU

Avant-propos

Cette partie est divisée en deux volets.

Le premier volet traite des circulations de fluides liées à l'exhumation du manteau. Il comporte deux chapitres.

- Le Chapitre 1 concerne l'étude détaillée du massif du Sarailé sous forme d'un article scientifique (en cours de review pour la revue Mineralogy and Petrology).
- le Chapitre 2 concerne le massif d'Urdach-Les Pernes. Il est basé sur les données d'un stage de Master 2, en soutient à ma thèse, effectué aux laboratoires Géosciences Rennes et GéoRessources de Nancy par Jehiel Nteme en 2017 sous les tutelles de (Philippe Boulvais (Géosciences Rennes), Marie-Christine Boiron (Géoressources) et Yves Lagabriele (Géosciences Rennes)).

Le deuxième volet (Chapitre 3) concerne l'étude du régime thermique par spectroscopie Raman de la couverture sédimentaire carbonatée des Chaînons Béarnais que j'ai réalisée au BRGM, Orléans, sous la direction d'Abeltif Lahfid.

CHAPITRE 1

Circulation de fluides au massif du Sarailé (article en review)

Version après 2ème révision (20/12/2017), soumis à Mineralogy and Petrology le 14/06/2017

Fluid circulation and mantle exhumation at the passive margin setting in the northern Pyrenees, France.

Benjamin Corre¹, Philippe Boulvais¹, Marie Christine Boiron², Yves Lagabrielle¹, Landry Marasi¹, Camille Clerc³

¹*Géosciences Rennes – UMR 6118, Université de Rennes 1 – CNRS, 263 avenue du Général Leclerc – CS 74205, 35042 – Rennes Cedex, France.*

²*GeoRessources, UMR, Université de Lorraine – CNRS – CREGU, Boulevard des Aiguillettes – BP 70239, F-54506, Vandoeuvre-lès-Nancy, France*

³*Institut des Sciences Exactes et Appliquées (ISEA), University of New Caledonia, Av. James Cook – BP R4 – 98800, Nouméa, France*

Abstract

Sub-continental lithospheric mantle rocks are exhumed in the distal part of magma-poor passive margins. Remnants of the North Iberian paleo-passive margin are now exposed in the North–Pyrenean Zone (NPZ) and offers a field analogue to study the processes of continental crust thinning, subcontinental mantle exhumation and associated fluid circulations. The Saraillé Massif which belongs to the ‘Chaînons Béarnais’ range (Western Pyrenees), displays field, petrographic and stable isotopic evidence of syn-kinematic fluid circulations. Using electron probe micro-analyses on minerals, O, C, Sr isotopes compositions and micro thermometry/Raman spectrometry of fluid inclusions, we investigate the history of fluid circulations along and in the surroundings of the Saraillé detachment fault. The tectonic interface between the pre-rift Mesozoic sedimentary cover and the mantle rocks is marked by a metasomatic talc-chlorite layer. This layer formed through the infiltration of a fluid enriched in chemical elements like Cr leached from the exhuming serpentized mantle rocks. In the overlying sediments (dolomitic and calcitic marbles of Jurassic to Aptian age), a network of calcitic veins, locally with quartz, formed as a consequence of the infiltration of aqueous saline fluids (salinities up to 34 wt% NaCl are recorded in quartz-hosted fluid inclusions) at moderate temperatures (~220°C). These brines likely derived from the dissolution of the local Triassic evaporites. In the upper part of the metasomatic system, upward movement of fluids is limited by the Albian metasediments, which likely acted as an impermeable layer. The model of fluid circulation in the Saraillé Massif sheds light onto other synchronous metasomatic systems in the Pyrenean realm.

1. Introduction

Sub-continental lithospheric mantle rocks are exhumed at the foot of magma-poor distal passive margins as a response to extreme stretching of the continental crust during plate separation. The processes of fluid-rock interactions during such a major step of the plate tectonics cycle led to metal deposition, impact the reservoir properties of pre- and syn-rift sediments, may influence the chemistry of seawater (e.g. Pinto et al., 2015). They have been often considered in the exhumed mantle lithosphere but are still poorly investigated in a complete system associating both the exhumed ultramafic rocks and the extremely thinned continental basement (e.g. Roberston, 2007; Pinto et al., 2015; Incerpi et al., 2017). The most complete studies were first conducted thanks to drilling through Ocean Continent Transition (OCT) such as the Iberia-Newfoundland margins (Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009) and recent back-arc basins such as the Tyrrhenian sea (Bonatti et al., 1990). However, in these examples, the continental

basement remnants are rare and only few vertical cores have been drilled through hyper-thinned crustal units. Thus, the horizontal and vertical continuity of fluid migrations cannot be fully evaluated in the present-day passive margins systems.

An alternative strategy is to focus on paleo-passive margin remnants now exposed in orogenic belts where three-dimensional in situ observations are possible (Manastchal, 2004; Lagabrielle & Bodinier, 2008; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009). Important information was obtained recently by investigating the onland analogues of the Alpine paleomargin (Manatschal & Nievergelt, 1997; Manatschal & Müntener, 2009; Pinto et al., 2015; Incerpi et al., 2017). Also the Pyrenean belt in the North Pyrenean Zone (NPZ) well preserved remnants of inverted distal passive margins including bodies of exhumed mantle (Lagabrielle & Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010). It has been shown that a significant amount of fluids have circulated at a regional scale during the extension of the continental crust of the NPZ during Cretaceous times (e.g. Dauteuil & Ricoux, 1989). Major effects are the albitization of the plutonic basement (Boulvais et al., 2007, Poujol et al., 2010, Fallourd et al., 2014) and the formation of metasomatic rocks such as talc-chlorite deposits (Moine et al., 1989; Schärer et al., 1999; Boulvais et al., 2006; Boiron et al., 2007; Boutin et al., 2015). In addition, some portions of the western NPZ allow a 3D reconstruction of the very distal portion of the passive margin including its three classical components:

- (1) serpentized subcontinental peridotites,
- (2) extremely thinned continental basement rocks and
- (3) remnants of pre-rift sedimentary cover (Corre et al., 2016).

Taken together, these arguments strongly imply that the NPZ might present an excellent example to study the role of fluid-rock interactions during mantle exhumation (Salardon et al., 2017).

The Sarailé massif in the Chaînons Béarnais (western NPZ) exhibits marks of intense fluid migration related to mantle exhumation that occurred in the pre-orogenic times (Corre et al., 2016, Salardon et al., 2017). In their detailed mapping of the Sarailé massif, Fortané et al. (1986) described a foliated talc-rich layer located between the lherzolites and the Mesozoic sediments. They evidenced the presence of talc, clinocllore and pyrite, an association representative of greenschist facies conditions (250-350°C). In this paper, we describe the abundant veining observed in both tectonic lenses of crustal basement and ductilely deformed metasediments to highlight fluid-assisted deformation in the Sarailé

metasomatic system. We also present the characteristics of fluid inclusions in vein minerals and the oxygen, carbon and strontium isotope compositions of veins and of their host rocks. An internally consistent model of fluid circulation is proposed. We finally discuss the implications of our results at the scale of the Pyrenees.

2. Geological setting

2.1. The Pyrenean belt and the NPZ

The Pyrenees is an E-W trending belt corresponding to a shortened crustal domain that spread between the Iberia and Europe plates during Cretaceous times (Choukroune, 1992). The pre-Pyrenean (Cretaceous) extensional phase resulted from the rotational movement of the Iberia plate relative to the Europe plate in relation with the opening of the Central Atlantic and the Bay of Biscay (Choukroune & Mattauer, 1978; Olivet et al., 1996; Sibuet et al., 2004, Gong et al. 2009). This phase is characterized by an extreme thinning of the continental crust leading to the local exhumation of subcontinental mantle rocks to the floor of Albian-Cenomanian basins. The tectonic inversion of these Albian-Cenomanian basins starting in the Late Cretaceous times resulted in the stacking of units forming the present-day NPZ (Choukroune, 1989; Munoz, 1992; Vacherat et al., 2016) (NPZ; Fig. 1).

The E-W trending NPZ is limited to the north by the North Pyrenean Frontal Thrust (NPFT) and to the south by the North Pyrenean Fault (NPF) (Fig. 1). This structural domain is constituted of folded and faulted pre-rift and syn-rift sedimentary cover of Mesozoic age associated with about 40 bodies of sub-continental peridotites and remnants of a stretched continental basement exposed in the North-Pyrenean massifs. The NPZ is also characterized by a high-temperature low-pressure (HT-LP) metamorphism, well recorded in metasediments, which developed in relation with the mid-Cretaceous extensional event (Golberg & Leyreloup, 1990, Clerc et al., 2015) (Fig. 1).

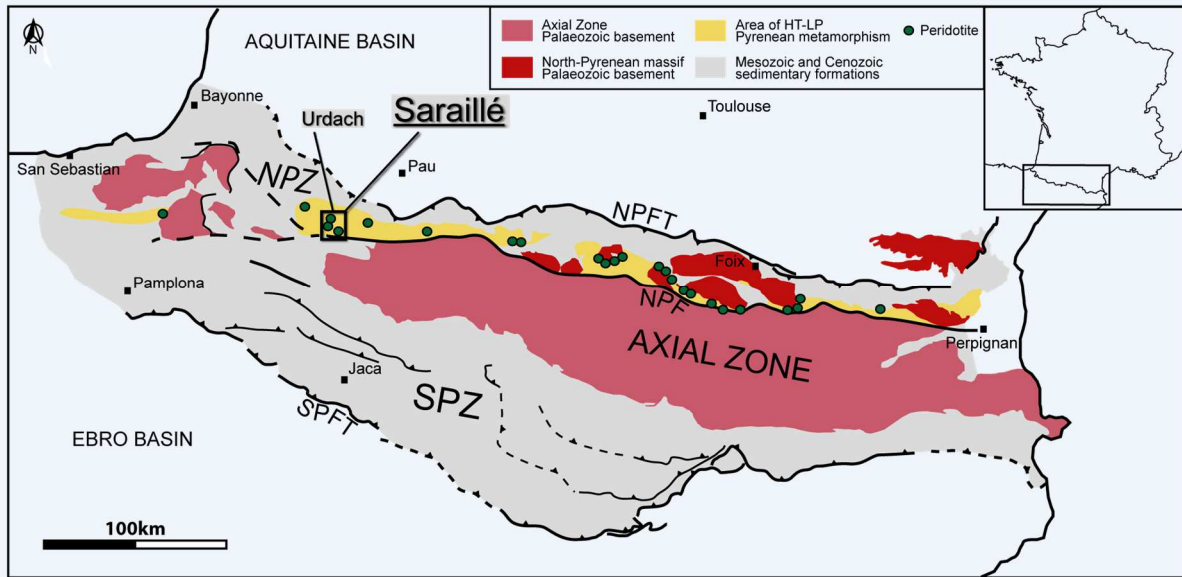


Figure 1. Structural map of the Pyrenees with indication of the studied zone in the 'Chaînons Béarnais'. NPFT: North-Pyrenean Frontal Thrust, NPF: North-Pyrenean Fault, SPFT: South Pyrenean Frontal Thrust (after Clerc 2012; Vauchez et al., 2013).

2.2. The Saraille massif

The Saraille massif is located in the Chaînons Béarnais, a group of three E-W trending thrust-folds in the western part of the NPZ. It is exposed on the southern border of the central Sarrance anticline (Fig. 2.a.b; see also Corre et al., 2016). Detailed mapping of the Saraille massif has shown that the overall structure corresponds to a south-verging recumbent thrust fold of the pre-rift Mesozoic metasedimentary cover wrapping several thin lenses of Paleozoic basement welded on core of serpentinized lherzolite (Fig. 3.a.b.c). The tectonic interface between the metasediments and the mantle rocks is characterized by a 20 m thick talc-chlorite schist layer. Corre et al. (2016) have shown that this layer is a remnant of the shallower section of the detachment zone along which mantle rocks were exhumed during the formation of the North Iberia passive margin. They also demonstrated that during its extreme attenuation, the continental basement was reduced to tectonic lenses some tens of meters thick by ductile shearing and that the Mesozoic pre-rift sediments experienced syn-metamorphic ductile thinning (Fig. 4). As a result, a well defined S0/S1 foliation is locally observed in the ductilely flattened marbles.

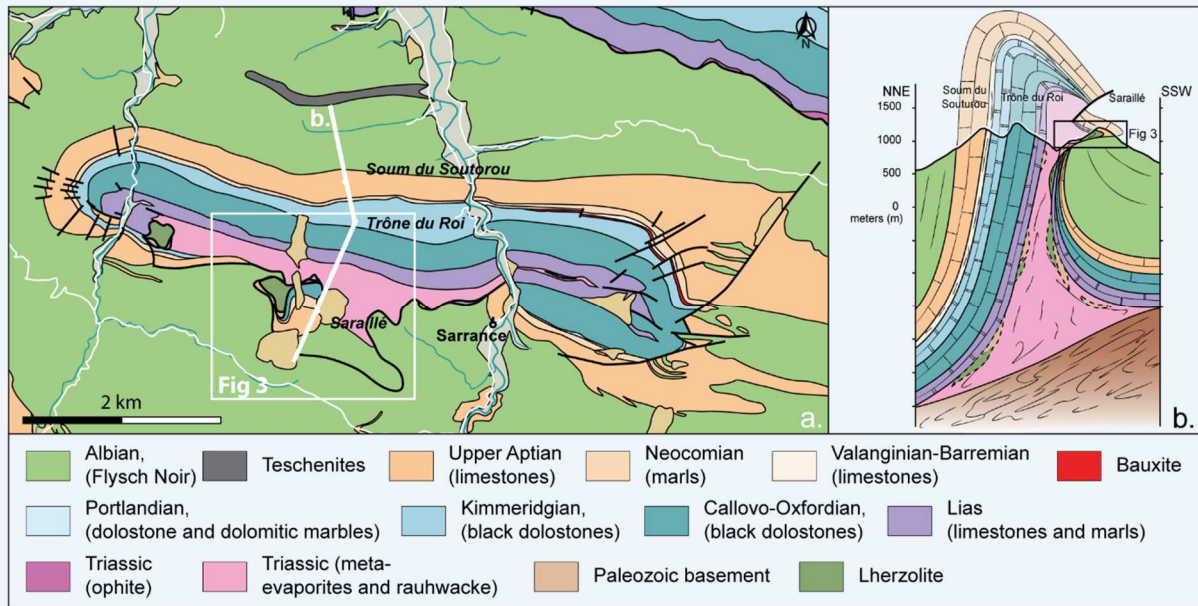


Figure 2. a. Geological map of the Sarrance anticline with indication of the cross section. b. Geological cross-section of the Sarrance anticline crossing the Saraillé massif.

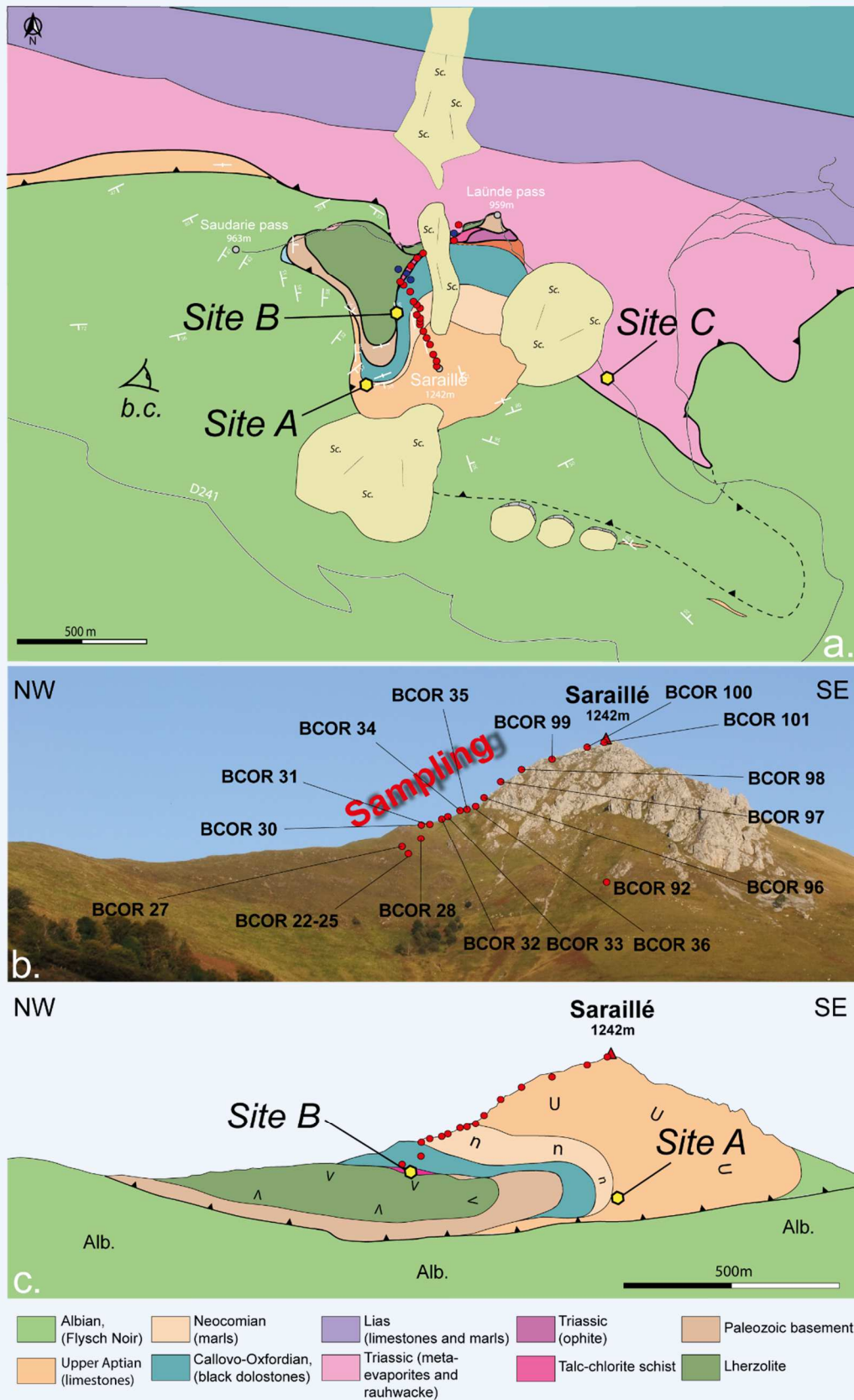


Figure 3. a. Detailed geological map of the Saraille massif with samples locations (red: samples for stable isotopes and fluid inclusions (BCOR); blue: samples for Electron microprobe analyses (SAR), see Figure 2 for location). b. Panorama view of the Saraille massif with samples locations. c. Interpreted geological panorama view of the Saraille massif. n: Neocomian, U: Urganian (Upper Aptian).

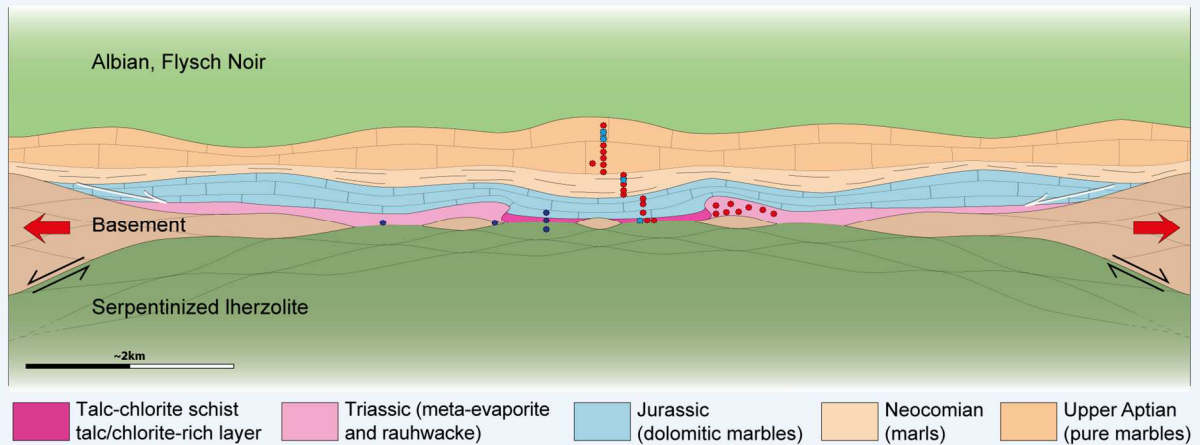


Figure 4. Conceptual cross-section model based on field observations in the Saraille massif showing the Albo-Cenomanian situation of the distal, hot passive margin with mantle exhumation (Corre et al. 2016) and replaced locations of studied samples (red and blue dots).

The Mesozoic sequence consists of Triassic to Albian metasediments which experienced boudinage during the Cretaceous extension (Corre et al., 2016) (Fig. 4). Thinning is maximum at the place where mantle rocks have been exhumed. The Triassic metasediments, exposed in the core of the Sarrance anticline, include motley calc schists, rauhwacke (cellular dolomite), brecciated dolomitic marbles and meta-ophites, often with a cataclastic fabric. The Jurassic sequence is represented by variably deformed dolomitic marbles. The Neocomian sequence comprises dolomitic marbles, pure calcitic marbles and phyllite-rich marbles. The Upper Aptian sequence consists of metamorphosed Urgonian facies platform carbonates, characterized by numerous rudists, often flattened in the foliation and forming the Saraille summit. The Albian sequence includes an alternation of black marls, silts and limestones, known as the “Flysch Noir” (Roux, 1983; Souquet et al., 1989; Debroas, 1990; Corre et al., 2016).

2.3. Fluid-rock interactions and transformation of former protoliths

The Saraille massif exposures display numerous evidence of infiltration by geological fluids and subsequent fluid-rock interactions revealing deep transformations of former protoliths. Calcite veins are abundant and distributed throughout the carbonate section of the Saraille fold, above the talc-chlorite-rich layer. Quartz grains occur locally in veins. Dolomite and marble layers display a dense network of finely dispersed calcite veins, ranging 1-10 mm in thickness. In the phyllite-rich marbles, veins are less abundant but more concentrated. Most of the veins are randomly oriented, however by place some groups of veins display similar orientations. Locally, some veins are deformed by small shear zones. In the foliated marbles, veining may parallel and cross-cut the S0/S1 foliation (Fig. 5) (Corre et al. 2016).

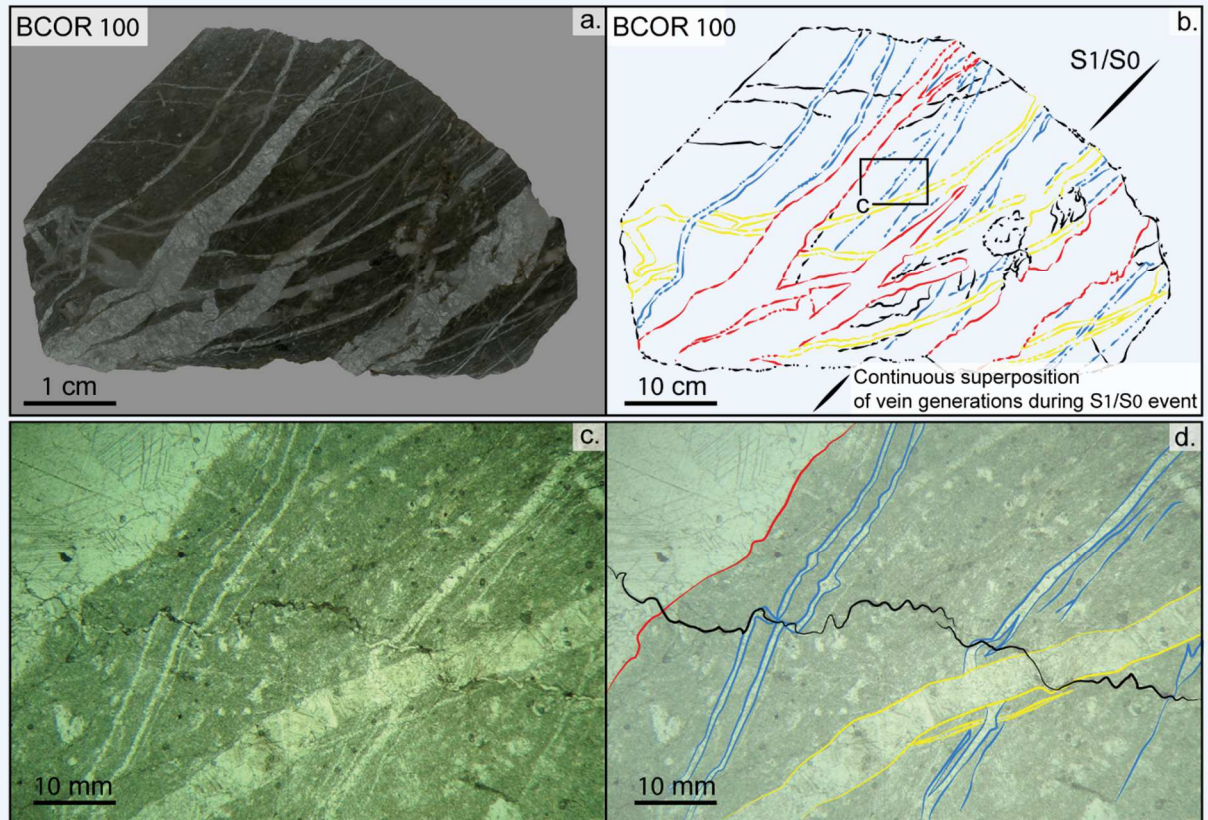


Figure 5. a. Picture of double polished thin-section of BCOR 100. b. Interpretation of veining superposition of a. c. Thin section of BCOR 100 in LPNA, see location in b. d. Interpretation of veining superposition of picture c.

The base of the metasedimentary pile is affected by an almost complete dolomitization. The limit between the dolomitic marbles and the calcitic marbles is characterized by a dolomitization front well observed in Jurassic rocks in the hinge of the Sarailié recumbent fold (Site A, Fig. 3, Fig. 6). At this place, the base of the Aptian beds also shows dolomitization which is relatively rare in the NPZ. Such important dolomitization is not common in Mesozoic platform carbonates of Tethyan regions. We thus suspect that the dolomitic rocks exposed here have likely undergone dolomitization because of the specific geological history of the region, marked by exhumation of mantle rocks and related fluid circulation (Früh-Green et al., 2004).

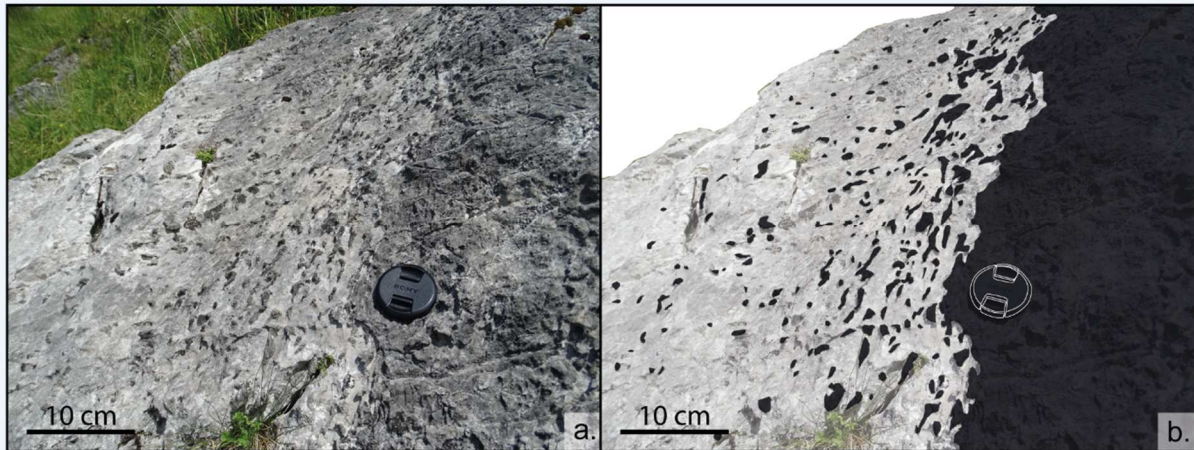


Figure 6. Outcrop picture and its interpretation of a diffuse dolomitization front of the Site A, see Figure 3 for location. In b, redrawn outcrop picture with pure marble in white and dolomitic marble in black.

An obvious evidence of fluid circulation is the presence of a layer of metasomatic rocks preserved all along the mantle rocks/metasediments detachment fault and well exposed on the west flank of the Sarailié (Site B, Fig. 3). This layer is composed of strongly foliated talc-chlorite schists forming tens of meters thick rock lenses, exhibiting an uncommon pink colour (Fig 7.a). The foliation dips gently to the NE and parallels the detachment fault. Dolomite grains and pyrite crystals are aligned in the foliation. Some late veins of dolomite + pyrite crosscut the foliation (Fig. 7.b). North of Site B, talc-chlorite schists progressively change to a yellowish color and include several fragments of cataclastic dolomites and mantle rocks transformed to talc but preserving the protolith texture (Fig. 7.c., BCOR 108). Near the Laünde pass, the talc-chlorite schist layer laterally joins the Triassic sequence forming the core of the Sarrance anticline (Fig. 3.a).

An important issue is the reconstruction of the original thickness and lithology of the pre-rift sequence before its strong attenuation during mantle exhumation. Lagabrielle et al. (2010) already pointed to the systematic allochthonous character of the Triassic rocks in the NPZ and to their intense mineralogical transformation during the HT-LP, syn-extensional metamorphic event. The Keuper metasediments of the Sarrance anticline are intensely sheared and constitute a tectonic melange, which incorporated tectonic clasts of micaschist, gneiss, ophite, dolomitic marble and rhauwacke in a matrix of talc and chlorite. This makes it difficult to establish the original stratigraphy and thickness of the Triassic deposits here (Castéras, 1970; Lagabrielle et al., 2010). The presence of double-terminated quartz crystals (Fig. 7.d.e) is generally accepted to indicate the (possibly former) occurrence of evaporitic rocks in the here described sequence (see eg. Tarr, 1929).

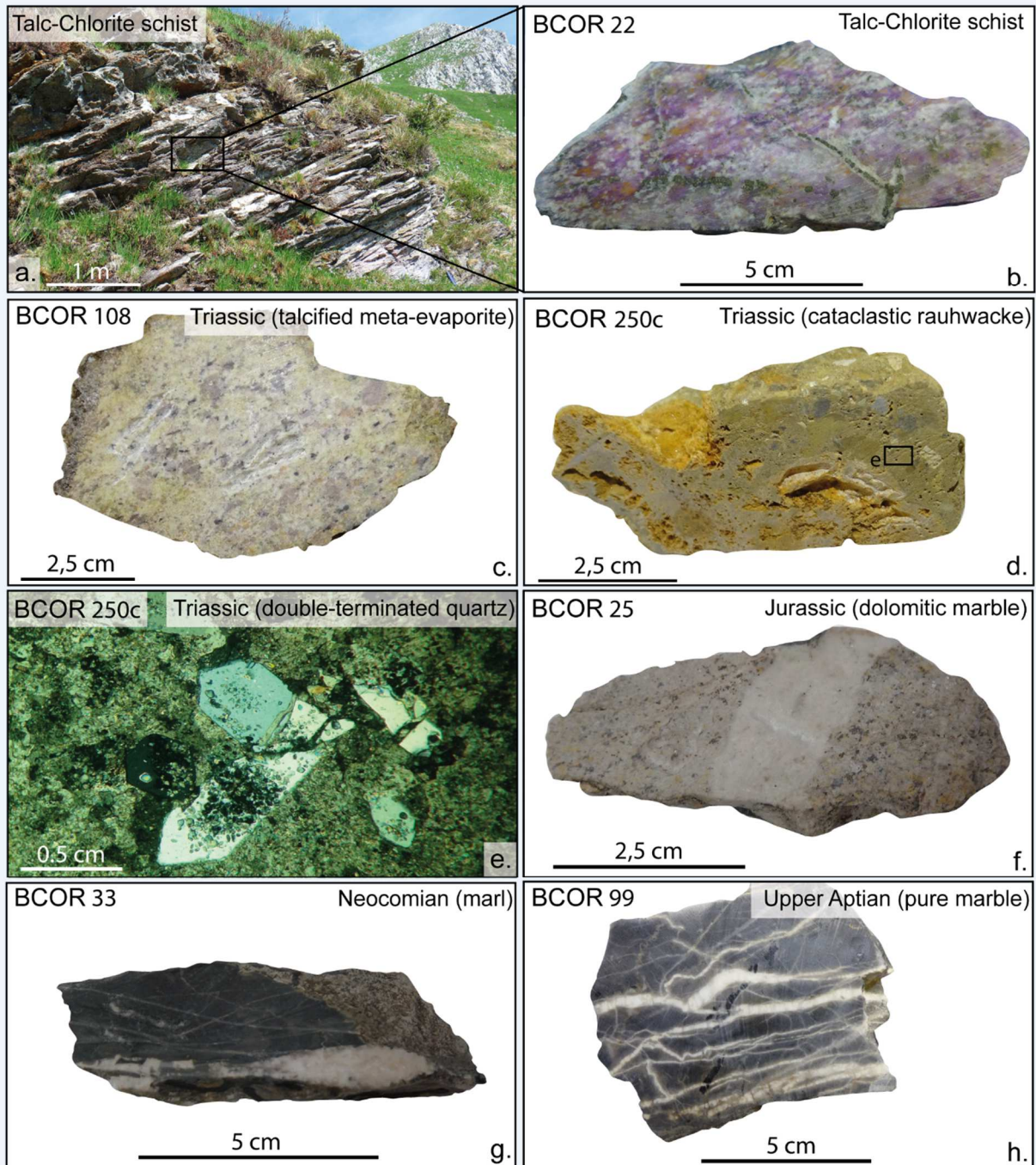


Figure 7. Outcrop pictures of the Sarailé massif and selected hand-size samples and thin section of rocks from the Mesozoic metasediments (see Figure 2 for locations). a. Foliated talc-chlorite schist. b. Talc-chlorite schist (Sample BCOR 22) crosscut by millimetre dolomite-pyrite veins. c. Sample Triassic talcified meta-evaporite (BCOR 108). d. Polygenetic cataclastic rauhwacke (Sample BCOR 250c) of Triassic metasediments. e. Thin section with bi-pyramidal quartz within carbonate matrix (sample BCOR 250c). f. Jurassic dolomitic marble (Sample BCOR 25) crosscut by centimetre carbonate vein. g. Neocomian marl (Sample BCOR 33) with millimetre and centimetre veins. h. Upper Aptian pure marble (Sample BCOR 99) showing flattening of different populations of carbonate veins parallel to or cutting the foliation.

Generally, Upper Keuper deposits of the Pyrenees area consists of red, grey, and black shales, marls, and evaporites (gypsum, halite and anhydrite) (Salvany, 1990; Flinch & Casas, 1996; Calvet et al., 2004; Saura et al., 2016). In the Chaînons Béarnais, Canérot et al., (2005) deduced an original Keuper thickness of about 1650 m using a restoration approach. In the South and North Pyrenees, in the Bay of Biscay and in the Aquitaine basin, Keuper formations thickness varies from 0 to 2250 m (Lanaja et al., 1987; Biteau et al., 2006; Jammes et al., 2010; Roca et al., 2011; Saura et al., 2016).

3. Sampling strategy

Thirty-five samples have been collected from the Sarailé massif itself and from the core of the Sarrance anticline, in two separate sets during a reconnaissance campaign in 2007 (SAR samples) and a dedicated campaign in 2014-2015 (BCOR samples). In the latter, we sampled the lithologies affected by metasomatic processes at an increasing distance from the detachment fault presented by a talc-chlorite layer (Fig 3, 4). Where possible, both veins and host rocks were sampled. A sample description is presented in Table 1.

3.1. SAR samples

SAR samples include: (1) ultramafic and continental basement rocks, (2) the talc-chlorite schist layer in the detachment fault and (3) metasediments close to it. Mantle rocks are represented by highly serpentinized lherzolite (sample SAR 2d), whereas continental basement is represented by a chloritite sample (sample SAR 13). The metasomatic rocks are represented by the pink talc-chlorite schist (samples SAR 8 and SAR 30). The metasediments include Triassic cataclasites (sample SAR 17b) and Jurassic dolomitic marbles (samples SAR 10b, SAR 11a). Chemical analyses of the chlorite contained in these samples aimed to characterize the metamorphic conditions using chlorite thermometry (Bourdelle & Cathelineau, 2015) and at tracking the input of mantle-derived elements (Cr).

Table 1. Sample description of SAR and BCOR field campaigns

Sample	Type	Texture	Veins	Formation	Coordinates		Performed analyses
					Latitude	Longitude	
SAR 2d	Serpentine	Talcified, foliated mantle rocks	not present	altered peridotite	25°03'43" N	42°38'00" W	EPMA
SAR 8	Talc-chlorite schist	Foliated, talcified	some isolated veins oblique to S0/S1 (dolomite + pyrite)	Trassic (?)	23°03'43" N	47°38'00" W	EPMA
SAR 30	Talc-chlorite schist	Foliated, talcified	some isolated veins oblique to S0/S1 (dolomite + pyrite)	Trassic (?)	23°03'43" N	47°38'00" W	EPMA
SAR 13	Chloritite	Foliated	not present	Altered micaschist	13°03'43" N	28°38'00" W	EPMA
SAR 10b	Dolomitic marble	Foliated	dense network of mm-veins (dolomite + pyrite)	Jurassic	13°03'43" N	28°38'00" W	EPMA
SAR 11a	Dolomitic marble	Foliated	dense network of mm-veins (dolomite + pyrite)	Jurassic	13°03'43" N	28°38'00" W	EPMA
SAR 17b	Meta-evaporite	Brecciated	not present	Triassic	28°03'43" N	39°38'00" W	EPMA
BCOR 22	Talc-chlorite schist	Foliated, talcified	some isolated veins oblique to S0/S1 (dolomite + pyrite)	Trassic (?)	23°03'43" N	47°38'00" W	SI and FI
BCOR 23	Talc-chlorite schist	Foliated	one isolated cm-vein (dolomite)	Trassic (?)	23°03'43" N	47°38'00" W	SI
BCOR 24	Talc-chlorite schist	coarse-grained, weakly foliated	one isolated cm-vein (dolomite)	Trassic (?)	23°03'43" N	47°38'00" W	SI
BCOR 107	Talcschist	Talcified, foliated mantle rocks	not present	Trassic (?)	23°03'43" N	22°38'00" W	SI
BCOR 108	Talcschist	Talcified, foliated mantle rocks	not present	Trassic (?)	23°03'43" N	22°38'00" W	SI
BCOR 109	Talcschist	Brecciated, talcified	not present	Trassic (?)	26°03'43" N	15°38'00" W	SI
BCOR 110	Talcschist	Foliated, talcified	not present	Trassic (?)	26°03'43" N	15°38'00" W	SI
BCOR 249	Talcschist	Brecciated, talcified	not present	Triassic	27°03'43" N	15°38'00" W	SI
BCOR 250b	Cataclasite	Brecciated	not present	Triassic	10°03'43" N	53°37'00" W	SI
BCOR 250c	Cataclasite	Brecciated	not present	Triassic	10°03'43" N	53°37'00" W	SI
BCOR 250e	Cataclasite	Brecciated	not present	Triassic	10°03'43" N	53°37'00" W	SI
BCOR 25	Dolomitic marble	coarse-grained, weakly foliated	one isolated cm-vein (dolomite), disseminated talc	Jurassic	23°03'43" N	47°38'00" W	SI and FI
BCOR 27	Dolomitic marble	Fine-grained	dense network of mm-veins (calcite),	Jurassic	23°03'43" N	47°38'00" W	SI and FI
BCOR 28	Dolomitic marble	Fine-grained	dense network of mm-veins (calcite)	Jurassic	23°03'43" N	45°38'00" W	SI
BCOR 30	Pure marble	Fine-grained	dense network of mm-veins (calcite)	Neocomian	23°03'43" N	44°38'00" W	SI
BCOR 31	Pure marble	Fine-grained	dense network of mm-veins (calcite)	Neocomian	23°03'43" N	43°38'00" W	SI
BCOR 32	Phyllite-rich marble	Fine grained foliated	one isolated mm-vein, oblique to S0/S1 (calcite)	Neocomian	22°03'43" N	42°38'00" W	SI
BCOR 33	Phyllite-rich marble	Fine grained weakly foliated	dense network of random mm-vein and one isolated cm-vein oblique to S0/S1 (calcite)	Neocomian	22°03'43" N	41°38'00" W	SI and FI
BCOR 34	Phyllite-rich marble	Fine grained foliated	one isolated mm-vein, oblique to S0/S1 (calcite)	Neocomian	20°03'43" N	40°38'00" W	SI
BCOR 35	Phyllite-rich marble	Fine grained weakly foliated	some isolated veins oblique to S0/S1 (calcite)	Neocomian	20°03'43" N	36°38'00" W	SI
BCOR 36	Pure marble	Recrystallized	dense network of mm-veins (calcite)	Upper Aptian	20°03'43" N	39°38'00" W	SI
BCOR 92a	Calcite	mono-crystal	calcite	Upper Aptian	10°03'43" N	53°38'00" W	SI
BCOR 92b	Calcite	mono-crystal	calcite	Upper Aptian	10°03'43" N	53°38'00" W	SI
BCOR 96	Pure marble	Recrystallized	dense network of mm-veins (calcite)	Upper Aptian	19°03'43" N	37°38'00" W	SI
BCOR 97	Pure marble	Recrystallized	dense network of mm-veins (calcite), stylonoliths	Upper Aptian	19°03'43" N	36°38'00" W	SI
BCOR 98	Pure marble	Recrystallized	dense network of mm- and cm-veins (calcite)	Upper Aptian	18°03'43" N	35°38'00" W	SI
BCOR 99	Pure marble	Recrystallized	dense network of mm-veins parallel to S0/S1 (calcite)	Upper Aptian	17°03'43" N	34°38'00" W	SI and FI
BCOR 100	Pure marble	Recrystallized	dense network of mm- and cm-veins (calcite)	Upper Aptian	14°03'43" N	32°38'00" W	SI and FI
BCOR 101	Pure marble	Recrystallized	dense network of mm-veins, random orientation (calcite)	Upper Aptian	12°03'43" N	30°38'00" W	SI and FI

Table 1. Sample description of SAR and BCOR field campaigns. EPMA: Electron Microprobes Analysis study, SI: Stable Isotopes study, Fluid Inclusions study.

3.2. BCOR samples

The BCOR samples have been used for the fluid inclusions characterization and the O, C and Sr isotope analyses.

(a) The talc-chlorite metasomatic layer was sampled in three locations along the well exposed southwest flank of the Saraillé massif (samples BCOR 22, BCOR 23 and BCOR 24, Site B in Fig. 3, Fig. 7.a.b). These samples are a few meters away from each other. We collected five additional samples of talc-chlorite schists along the northern flank of the Saraillé massif (samples BCOR 107, BCOR 108 (Fig. 7.c), BCOR 109, BCOR 110 and BCOR 249, Site C in Fig. 3.a). These samples are strongly deformed with a well-developed schistosity and consist of an assemblage of talc and chlorite in variable proportions. They contain grains of Cr-rutile, dolomite and pyrite. The two latter minerals are also encountered in veins cutting through the talc-chlorite schists (Fig. 7.b). Three additional samples of Triassic rocks were collected in the core of Sarrance anticline (Site C in Fig. 3.a: samples BCOR 250b, c, e). These rocks are polymictic cataclasites composed of clasts of brown cellular dolomite, meta-ophites and Paleozoic schists in a fine-grained matrix of chlorite and talc including bipyramidal quartz (Fig. 7.d.e).

(b) Sampling of the Mesozoic metasedimentary sequence was performed on the northwestern crest of the Saraillé massif. Samples BCOR 25, BCOR 27 and BCOR 28 are Jurassic fine-grained dolomitic marbles (Fig 7.f). They display a network of millimetric calcitic veins and close to the talc-chlorite schist, they include up to 20% disseminated talc, chlorite and pyrite crystals. Samples BCOR 30-35 are Neocomian calcitic marbles and phyllite-rich calcitic marbles (Fig. 7.g). The amount of phyllite grains causes the marbles to vary in colour from light grey to dark grey. In the phyllite-rich marbles, veins are less abundant than in pure calcitic marbles. Lastly, samples BCOR 36-101 are Aptian pure calcitic marbles (Fig. 7.h). A network of abundant mm- to cm-thick calcite veins is observed in all samples. Locally, veins exhibit a diffuse contact with host rock. Sample BCOR 92 consists of a 50 cm-thick vertical calcite vein a few meters long (Fig. 3.a.b).

4. Analytical Techniques

4.1. Preparation of polished sections

Polished sections of standard size ~28×48 mm were prepared by Thin Section Lab at Toul/FR (www.thinsectionlab.com) using a routine procedure. Samples were cut to billets ~10×30×45 mm with a water-cooled diamond blade, and after drying impregnated with a colorless single-component organic binder cured at 60-80°C. The billets' main surfaces were dressed planar on bonded diamond discs from 80 to 600 mesh, and finished with 800 mesh carborundum slurry. The prepared face was mounted to a carrier glass with Araldite® cured at 40-60°C, excess sample material was cut off with a diamond saw to ~0.5 mm, and the mounted section lapped to 30-35 µm thickness again with 800 mesh carborundum slurry. Finally, the prepared surface was polished in four successive steps with diamond pastes of 6-3-1-0.25 µm fineness. Preparation of double polished sections for fluid inclusion studies introduces an additional polishing stage prior to mounting on the carrier glass.

4.2. Electron-probe micro-analysis - EPMA

The chemical compositions of chlorite, talc and dolomite in seven SAR samples from the talc/chlorite layer were analysed at the Service Commun de Microsonde Ouest (SCMO, Plouzané, France), using a CAMECA SX100 microprobe, operated at 15kV, 20nA, spot size 5 µm and 10 s counting time on peak and 5 s on background. The EPMA instrument was equipped with five WDS detectors with LIF, PET, and TAP crystals, and all elements were assigned to specific detectors to be measured 5+5 concurrently per run of ~30 s total duration. Standards were natural albite (Na, Si), orthoclase (K), corundum (Al), wollastonite (Ca), forsterite (Mg), MnTiO₃ (Mn, Ti), andradite (Fe) and chromite (Cr). Raw spectral data were ZAF-corrected using the phi-rho-Z protocol of Pouchou & Pichoir (1984) known as 'PAP'. Element contents were recalculated to oxides by stoichiometry, total iron content is represented as FeO. Limits of detection are: 0.01wt% (Mn, Ti, Fe, Cr), 0.05wt% (Ca, Si, K), 0.10wt% (Al, Mg), and 0.50wt% (Na). Main element oxide contents in wt% were recalculated into mineral compositions in atoms per formula unit – apfu using standard routines (Table 2). Volatiles contents in H₂O and/or CO₂ were calculated by balance of the sum total with 100.00wt%. Mineral names are abbreviated according to recommendations by Whitney & Evans, (2010).

4.3. Fluid inclusions studies

Fluid inclusions were studied at the GeoRessources laboratory, University of Lorraine (Nancy) on double polished thin sections from eight samples. Micro-thermometric measurements were performed on wafers using a Linkam heating – cooling stage mounted on an Olympus BX-61 microscope. A Dilor-Labram RAMAN micro-spectrometer was used for the quantitative measurements of the gas species present in the fluid inclusions following the procedure described by Dubessy et al., (1989).

4.4. Assessment of carbon and oxygen stable isotope ratios

Stable isotope ratios of $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ and $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ were measured at the stable isotope laboratory of Geosciences Rennes, University of Rennes 1. Sample powder was recovered by micro-drilling of diamond-cut faces in hand specimen. About 12 mg of powdered carbonate was reacted with anhydrous phosphoric acid (H_3PO_4) for a few hours at 50°C in order to liberate CO_2 (McCrea, 1950). Isotopic ratios were measured on a VG OPTIMA triple collector mass spectrometer. Samples of reference material NBS 18 and internal-laboratory standard Prolabo Rennes were inserted throughout the sample series for internal calibration. NBS 18 values ($n=2$) were $\delta^{18}\text{O} = 6.90 \pm 0.05\text{‰}$ (vs. SMOW) and $\delta^{13}\text{C} = -5.06 \pm 0.007\text{‰}$ (vs. PDB), close to the recommended values at 6.94 and -5.01‰ , respectively. Internal-lab standard measured values ($n=7$) were $\delta^{18}\text{O} = 11.26 \pm 0.12\text{‰}$ (vs SMOW) and $\delta^{13}\text{C} = -9.68 \pm 0.02\text{‰}$ (vs PDB), also these in good agreement with long-term average values of 11.16 and -9.69‰ , respectively. Isotopic compositions for the samples were corrected according to the results for the internal standards. The analytical precision is estimated at $\pm 0.20\text{‰}$ for O and $\pm 0.10\text{‰}$ for C. Some Triassic metasediments and talc-chlorite schists were treated by selective extractions to get the isotopic compositions of both dolomite and calcite fractions present in the rocks. The CO_2 liberated after 2 hours of reaction at 25°C was assumed to derive from digested calcite CaCO_3 , and was extracted for analysis. After a minute of pumping, the vessel was heated at 50°C in a hot bath until complete reaction (the latter CO_2 fraction was ascribed as dolomite-derived).

4.5. Strontium isotopes

For analysis of Sr isotopes, sample materials were extracted by micro-drilling from cut faces in hand specimen in the same way as for C, O-stable isotope extraction. About 50-100 mg of calcite powder was digested in 2.5N HCl at room temperature for one hour. Less soluble dolomite was digested in 6N HCl instead, in otherwise identical conditions. Extracts were ion-exchanged in an Ion Bio-Rad column to concentrate Sr. Strontium isotopes were analyzed on a Finnegan MAT 262 multi-collector mass spectrometer.

5. Results

5.1. Mineral compositions

Average compositions and corresponding structural formula of chlorite, talc and dolomite grains from SAR samples are presented in Table 2.

Chlorites have a clinocllore composition. The Al content is lower in the serpentinite and in the talc-chlorite schists than in the Mesozoic rock, especially in the chloritite sample SAR 13 (Table 2). Conversely, the Cr₂O₃ content is maximal in the serpentinites and varies between 1.3 and 1.7 wt%. The chlorite compositions are reported in the Si vs. R²⁺ diagram of Wiewora and Weiss (1990) calculated with the thermometer of Bourdelle & Cathelineau (2015) (Fig. 8); the estimated temperatures of chlorite formation are between ~150°C and ~300°C.

Talc composition is the closest to theoretical composition in the talc-chlorite schist. In the other lithologies, the FeO content, as an example, varies between 1.2 and 2.4 wt%.

Dolomite composition is almost pure, except in the meta-evaporites where the FeO content reaches 2.1 wt%.

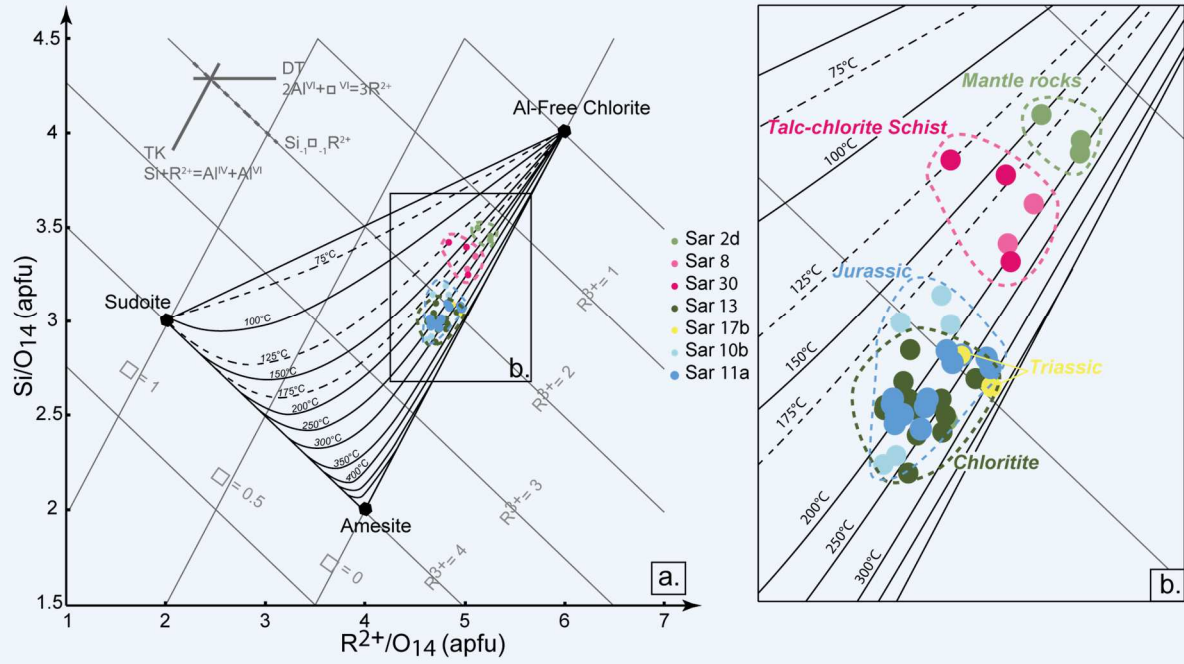


Figure 7. a. SiO₂ versus R₂₊ diagram applied to the compositions of the chlorites with indication of the temperature of crystallization obtained with the chlorite geothermometer from Bourdelle & Cathelineau (2015). The data are distinguished as a function of their lithologies. b. Zoom on the data set.

Table 2. Common analytical laboratory : Service Commun de Microsonde Ouest, Ifremer, Plouzané, France. CAMECA SX100. Mineral formula calculations were obtained by a generic formula spreadsheet. FeO* and Fe* includes Fe₂₊ and Fe₃₊ analysis. n: number of analysed minerals. np: not present.

Cinquième Partie : Circulation de fluides et régime thermique lors de l'exhumation du manteau

Table 2. Average electron microprobe analyses (wt%) and corresponding structural formula (apfu) of chlorites, talc and dolomite from base tectonic contact lithologies

Lithologies Samples		Serpentine SAR 2d		Chlorito-talcshist SAR 8 & SAR 30		Chloritite SAR 13		Dolostone (Jurassic) SAR 10b & SAR 11a		Meta-evaporite (Triassic) SAR 17b	
		Average	± (n=5)	Average	± (n=5)	Average	± (n=18)	Average	± (n=18)	Average	± (n=2)
Chlorite (Chl)	SiO2 (wt%)	33,31	4,36	35,72	1,21	31,56	0,70	31,76	0,73	31,64	0,64
	TiO2	0,13	0,12	0,02	0,01	0,08	0,23	0,03	0,03	0,05	0,04
	Al2O3	12,39	2,34	13,22	0,86	19,46	0,87	17,75	1,80	16,48	0,12
	Cr2O3	3,38	4,14	1,44	0,65	0,05	0,15	1,68	0,47	1,32	0,14
	FeO*	5,78	1,89	0,02	0,03	1,97	1,91	2,34	2,36	4,72	1,07
	MnO	0,08	0,09	0,01	0,02	0,05	0,07	0,04	0,03	0,02	0,02
	MgO	32,45	2,70	35,94	0,59	32,27	1,57	32,10	1,27	31,51	0,42
	CaO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00
	Na2O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01
	K2O	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
	Total	87,56	1,39	86,41	0,77	85,52	1,82	85,76	0,62	85,76	0,03
	Si	3,18	0,39	3,33	0,07	2,99	0,04	3,03	0,08	3,05	0,04
	Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
	Al	1,39	0,26	1,45	0,10	2,18	0,07	1,99	0,18	1,87	0,00
	Al (IV)	0,82	0,39	0,67	0,07	1,01	0,04	0,97	0,08	0,95	0,04
	Al (VI)	0,57	0,14	0,78	0,10	1,17	0,05	1,02	0,12	0,93	0,04
	Cr	0,26	0,31	0,11	0,05	0,00	0,01	0,13	0,04	0,10	0,01
	Fe*	0,46	0,15	0,00	0,00	0,16	0,15	0,19	0,19	0,38	0,09
	Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
	Mg	4,61	0,36	4,99	0,10	4,56	0,16	4,56	0,12	4,54	0,03
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	9,92	0,08	9,89	0,05	9,91	0,03	9,91	0,03	9,96	0,04	
Talc (Tlc)		Average	± (n=2)	Average	± (n=15)			Average	± (n=5)	Average	± (n=12)
	SiO2 (wt%)	61,54	0,52	62,46	1,80			61,55	1,32	62,00	0,72
	TiO2	0,02	0,02	0,02	0,03			0,12	0,11	0,02	0,02
	Al2O3	0,64	0,04	0,55	0,81			0,71	0,60	0,15	0,09
	Cr2O3	0,01	0,00	0,05	0,15			0,18	0,18	0,09	0,05
	FeO*	1,24	0,11	0,11	0,20			2,38	1,39	2,07	0,08
	MnO	0,01	0,02	0,01	0,01	np		0,01	0,01	0,02	0,02
	MgO	30,89	0,27	31,82	0,55			29,79	0,74	28,99	0,90
	CaO	0,02	0,02	0,02	0,02			0,03	0,02	0,09	0,16
	Na2O	0,05	0,04	0,01	0,02			0,06	0,03	0,04	0,02
	K2O	0,03	0,02	0,01	0,01			0,02	0,01	0,02	0,02
	Total	94,46	0,73	95,06	0,65			94,85	0,34	93,50	0,94
	Si	3,95	0,00	3,96	0,08			3,95	0,06	4,02	0,04
	Ti	0,00	0,00	0,00	0,00			0,01	0,01	0,00	0,00
	Al	0,05	0,00	0,04	0,06			0,05	0,05	0,01	0,01
	Cr	0,00	0,00	0,00	0,01			0,01	0,01	0,00	0,00
	Fe*	0,07	0,01	0,01	0,01			0,13	0,07	0,11	0,00
	Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	np		0,00	0,00	0,00	0,00
	Mg	2,96	0,00	3,01	0,07			2,85	0,06	2,80	0,07
	Ca	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,01	0,01
Na	0,01	0,00	0,00	0,00			0,01	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	7,03	0,00	7,02	0,05			7,01	0,03	6,97	0,04	
Dolomite (Dol)				Average	± (n=4)			Average	± (n=12)	Average	± (n=8)
	SiO2 (wt%)			0,00	0,00			0,12	0,25	0,02	0,02
	TiO2			0,01	0,01			0,03	0,03	0,01	0,02
	Al2O3			0,02	0,01			0,04	0,09	0,01	0,01
	Cr2O3			0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,01
	FeO*			0,02	0,01			0,07	0,13	2,11	0,18
	MnO	np		0,10	0,02	np		0,11	0,07	0,06	0,03
	MgO			22,15	0,36			20,95	0,94	19,42	0,26
	CaO			30,47	0,24			30,84	0,56	29,49	0,13
	Na2O			0,01	0,01			0,02	0,02	0,01	0,01
	K2O			0,01	0,01			0,01	0,01	0,00	0,00
	Total			52,78	0,41			52,19	1,25	51,14	0,22
	Si			0,00	0,00			0,00	0,01	0,00	0,00
	Ti			0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00
	Al			0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00
	Cr			0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00
	Fe*			0,00	0,00			0,00	0,00	0,06	0,01
Mn	np		0,00	0,00	np		0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg			1,00	0,01			0,96	0,02	0,93	0,01	
Ca			0,99	0,01			1,02	0,03	1,01	0,01	
Na			0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00	
K			0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00	
Total			2,00	0,00			2,00	0,01	2,00	0,00	

5.2. Fluid inclusions

Fluid inclusions were analysed on dolomite, quartz and calcite grains in eight carbonate veins (Table 3). Aqueous fluid inclusions are the most abundant. Most have a very small size ($<5\mu\text{m}$; Fig. 9.a.b). In sample BCOR 33 (Fig. 9.c.d), a solid cubic phase can be observed corresponding to halite. Homogenization temperatures measured are highly variable (from 40 to more than 300°C) without a clear distinction between the lithologies that host the studied veins (Fig 10.a). The whole range actually corresponds to inclusions in calcite, a rather weak mineral in which inclusions may not be well preserved. The range defined by inclusions from dolomite ($180\text{-}250^\circ\text{C}$, mode near 210°C) and from quartz ($130\text{-}160^\circ\text{C}$) are much more restricted. Salinity estimated from the ice melting temperatures ranges between 13 wt% and 34wt% eq. NaCl.

Raman spectroscopy allowed identifying traces of gas in the aqueous inclusions from calcite and quartz (samples BCOR 22 and BCOR 33). N_2 is dominant ($>90\%$) whereas CH_4 is minor ($<5\%$). In veins from samples BCOR 99 and BCOR 100, the dissolved species is H_2S , with no more N_2 nor CH_4 .

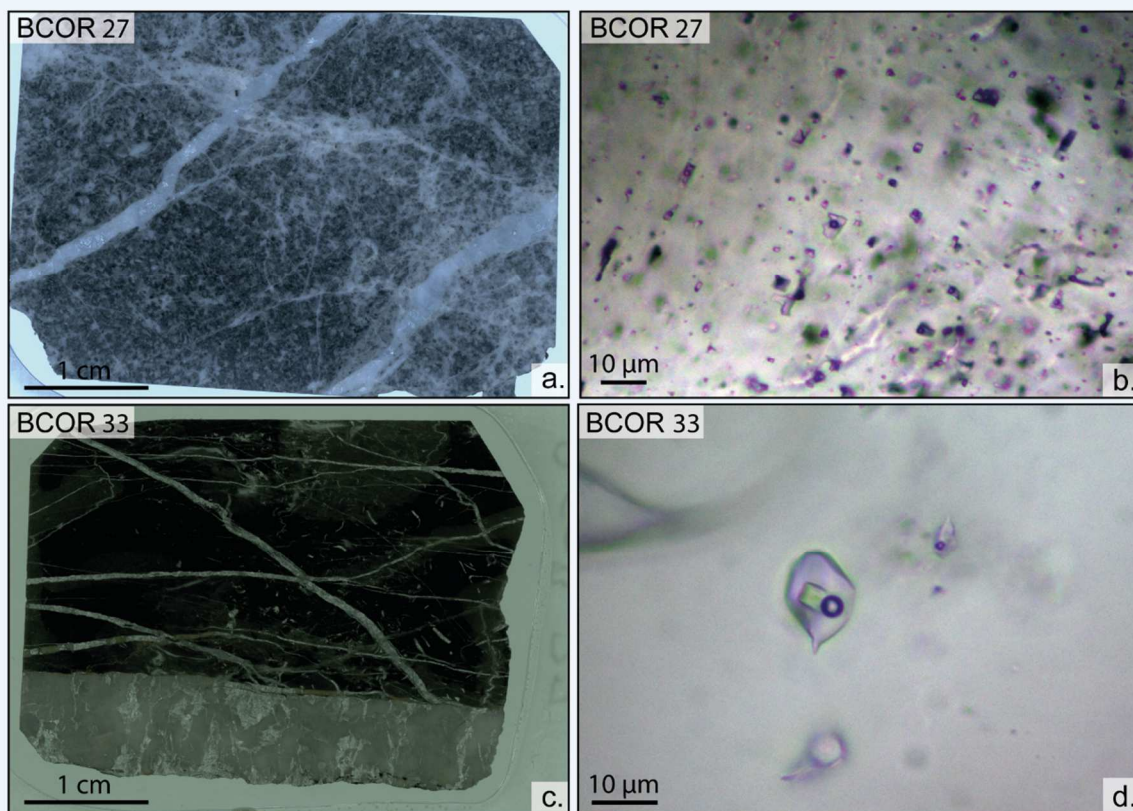


Figure 8. Samples BCOR 27 and BCOR 33 analyzed for fluid inclusions. a. Picture of double polished thin-section of BCOR 27. b. Two phase FIs in calcite from BCOR 27. c. Picture of double polished thin-section of BCOR 33. d. Three phase FIs in quartz from BCOR 33.

Table 3. Fluid inclusion characteristics of dolomites, calcites and quartz in the Mesozoic sedimentary sequence of the Saraillé Massif

Aqueous inclusions											
Dolomite				Calcite				Quartz			
Sample	T _h (°C)	Salinity (%)	Gas species and liquid	Sample	T _h (°C)	Salinity (%)	Gas species and liquid	Sample	T _h (°C)	Salinity (%)	Gas species and liquid
BCOR 22				BCOR 25				BCOR 33			
<i>Talc-chlorite schist</i>				<i>Jurassic</i>				<i>Neocomian</i>			
Range	239/185			Range	237/171.6			Range	156/135		H ₂ O <i>liquid</i>
Mode	210	27-22	Salted H ₂ O	Mode	210	nd	nd	Mode	140	34-32	CH ₄ <i>gas</i> (%4)
<i>n</i>	29			<i>n</i>	10			<i>n</i>	6		N ₂ <i>gas</i> (%96)
BCOR 25				BCOR 27							
<i>Jurassic</i>				<i>Jurassic</i>							
Range	245/176			Range	215/87						
Mode	210	nd	nd	Mode		nd	nd				
<i>n</i>	3			<i>n</i>	3						
				BCOR 99A							
				<i>Aptian</i>							
				Range	320</42						
				Mode	250	17-15	Salted H ₂ O <i>liquid</i>				
				<i>n</i>	18		H ₂ S <i>liquid</i>				
				BCOR 99B							
				<i>Aptian</i>							
				Range	60/37.7						
				Mode	50	20-17	Salted H ₂ O <i>liquid</i>				
				<i>n</i>	6		H ₂ S <i>liquid and gas</i>				
				BCOR 100							
				<i>Aptian</i>							
				Range	219/41						
				Mode	210	29-13	Salted H ₂ O <i>liquid</i>				
				<i>n</i>	15		H ₂ S <i>liquid</i>				
				BCOR 101							
				<i>Aptian</i>							
				Range	166/110						
				Mode	120	nd	nd				
				<i>n</i>	5						

Table 3. Microthermometric measurements of FIs Th; Homogenization temperature. *n*: number of analyzed FIs. *nd*: not determined.

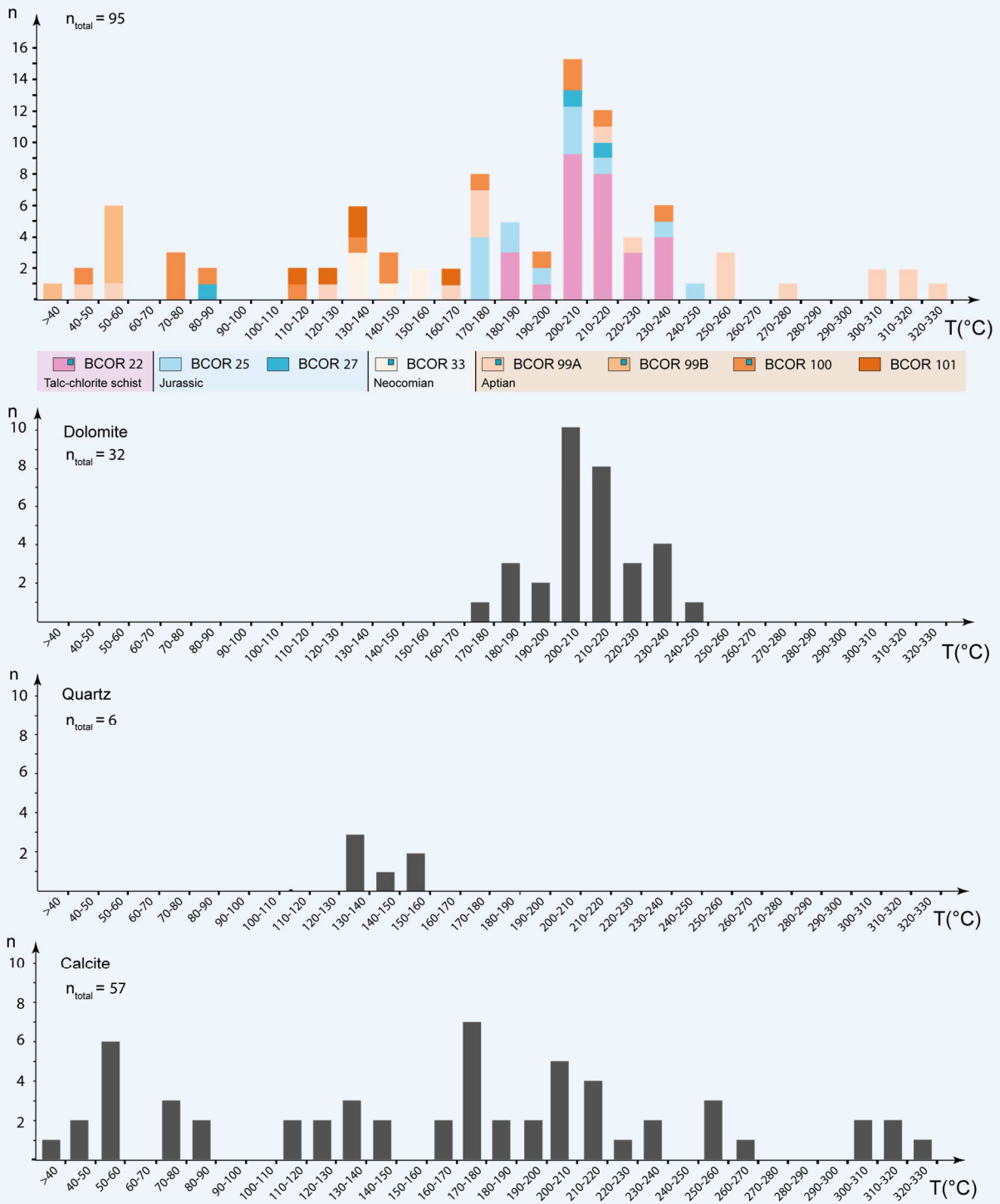


Figure 9. Homogenization temperatures T_h histograms of analyzed FIs. a. All T_h analysis for all samples (blue squares represent the samples with three phase FIs). b. T_h obtained in dolomite grains. c. T_h obtained in quartz grains. d. T_h obtained in calcite grains.

5.3. Stable isotopes

Oxygen and carbon isotope compositions were determined on veins and host rocks (Table 4; Fig. 11 and 12). $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values display large ranges from 11.6 to 25.8‰ (SMOW) and from -5.9 to 3.6‰, respectively. None of our values are identical to those of unaltered marine limestones (Fig. 11). The calcite in the talc-chlorite schist is out of equilibrium with dolomite in both O and C systems (Table 4). Calcite in the Triassic levels also displays negative $\delta^{13}\text{C}$ values, for $\delta^{18}\text{O}$ values comparable to those of calcite in the talc-schist. These high $\delta^{18}\text{O}$ and low $\delta^{13}\text{C}$ values are highly suspected to correspond to meaningless post-metamorphic, low-temperature, carbonation (Alonzo-Zarza, 2003) and are thus not considered further. Focussing on the carbonate-rich lithologies, the $\delta^{18}\text{O}$ values regularly evolves with the distance to the detachment (Fig. 13.a), the lowest values being recorded by Upper Aptian calcitic marbles, at the summit of the Sarailé (geologically immediately below the Albian “Flysch Noir”). Veins and host rocks are in equilibrium in both O and C isotope systems all along the sampling profile (Fig. 13.b), which is the sign of continuous equilibration between veins and local rocks, likely under variable fluid/rock ratios.

Table 4. O and C isotope compositions of the Mesozoic sedimentary sequence of the Sarailé Massif

Sample	Type		Calcite		Dolomite		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 10^{-5}$	
			$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)		
Talc-chlorite schist	BCOR 22	Talc-chlorite schist	HR		19	1.8	14 ± 0.708247	
		Vein			19	1.9		
	BCOR 23	Talc-chlorite schist	HR		19	1	12 ± 0.708461	
	BCOR 24	Talc-chlorite schist	HR		19.7	1.9		
	BCOR 107	Talschist	HR		15.3	1.2		
	BCOR 108	Talschist	HR	16.8	1.67	15.2	2.3	
	BCOR 109	Talschist	HR	25.8	4.3-			
	BCOR 110	Talschist	HR	25.2	5.4-			
	BCOR 1-249	Talschist	HR	21.4	5.91-	16.2	5.6-	
	BCOR 2-249	Talschist	HR	23.1	5.19-			
TRIASSIC Meta-evaporites Rauhacke	BCOR 250b1-	Cataclasite	HR	25.3	1.2-			
	BCOR 250b2-	Cataclasite	HR	25	0.2-			
	BCOR 250c1-	Cataclasite	HR	23.4	1.7-			
	BCOR 250c2-	Cataclasite	HR	23.5	0.5-			
	BCOR 250e	Cataclasite	HR	16.2	2-	18.4	1.8-	
JURASSIC Dolomitic marbles	BCOR 25	Dolomitic marble	HR		19.7	1.8	9 ± 0.708306	
		Vein			19.8	2	15 ± 0.708319	
	BCOR 27	Dolomitic marble	HR		21.8	2.2	9 ± 0.707863	
		Vein			19.1	2.2	12 ± 0.708175	
BCOR 28	Dolomitic marble	HR		21.8	2.4			
NEOCOMIAN Marls	BCOR 30	Pure marble	HR	21.8	2.1		14 ± 0.707766	
	BCOR 31	Pure marble	HR	17.4	2.1			
	BCOR 32	Phyllite-rich marble	HR	19.5	2.1			
	BCOR 33	Pure marble	HR	18.3	2.1		11 ± 0.707300	
		Vein		19.3	2.3			
	BCOR 34	Phyllite-rich marble	HR	18.5	2.4			
		Vein		18.4	2.2			
BCOR 35	Phyllite-rich marble	HR	17.4	2.9				
UPPER APTIAN Pure marbles	BCOR 36	Pure marble	HR	15.9	2.7			
		Vein			16.2	1.6		
	BCOR 92a	Calcite	Vein	17.3	0.9		16 ± 0.708312	
	BCOR 92b	Calcite	Vein	17.4	1			
	BCOR 96	Pure marble	HR	17.3	2.9		12 ± 0.707429	
		Vein		17.5	2.8			
	BCOR 97	Pure marble	Vein	14.8	3.6			
		HR		15.9	2.8		13 ± 0.707492	
	BCOR 98	Pure marble	HR	15.3	2.8			
		Vein		15.3	2.8			
	BCOR 99	Pure marble	HR	19.1	3.6		11 ± 0.707552	
		Vein		19.6	2.6			
	BCOR 100	Pure marble	HR	13.6	3		13 ± 0.707815	
Vein			13.5	2.2				
BCOR 101	Pure marble	HR	11.6	2.4				
	Vein		12.4	1.7				

Table 4. Common analytical laboratory: Geosciences Rennes, University of Rennes 1, Rennes, France. CO₂ isotopes measure with VG SIRA 10 triple collector mass spectrometer. HR: Host Rock.

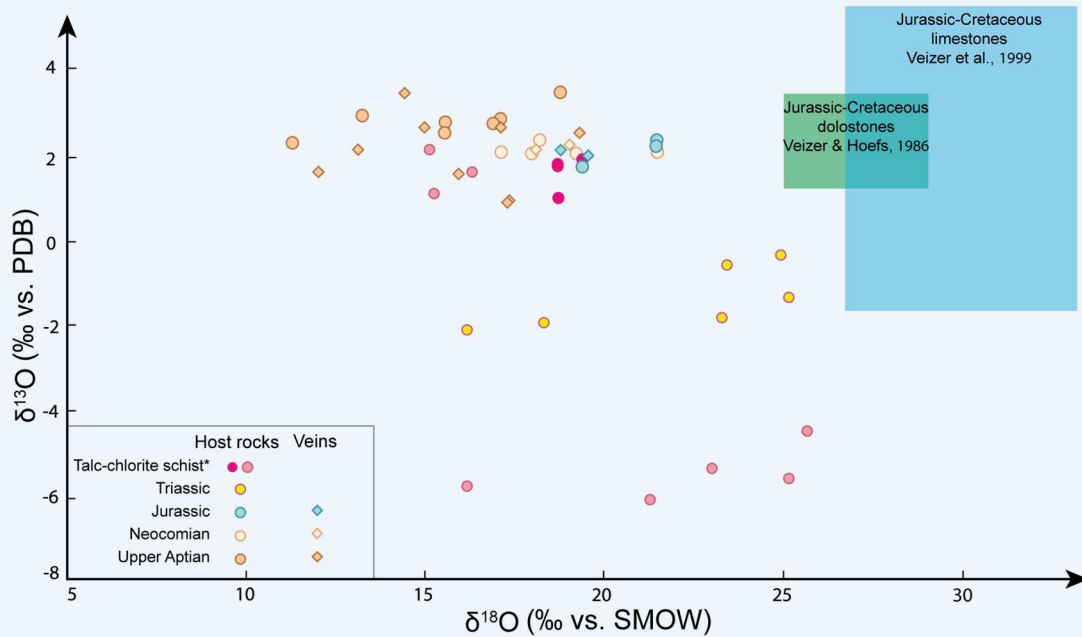


Figure 10. C and O isotope compositions of carbonates from the Sarailé massif. Reported is also the field of Jurassic-Cretaceous marine limestones (blue) (Veizer et al., 1999) and Jurassic-Cretaceous marine dolostones (green) (Veizer & Hoefs, 1986). The circles represent isotope compositions of host rocks and the diamonds represent isotope compositions of veins. * corresponds to pink-coloured talc schist for pink-pronounced circles and to graduated talcificated rocks for light pink circles.

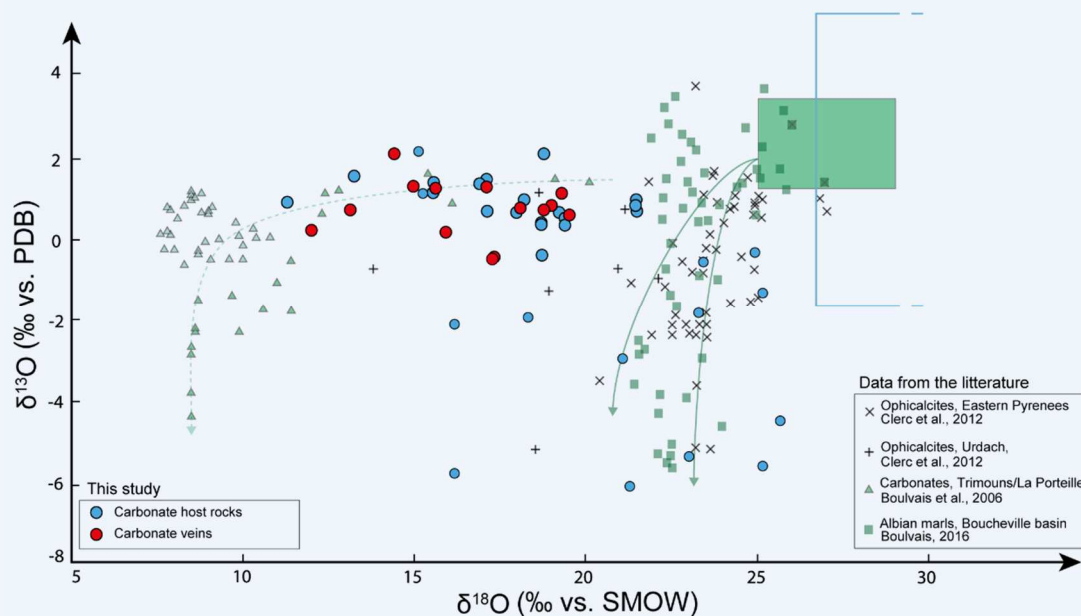


Figure 11. C and O isotopes compositions of carbonates from the Sarailé massif compared to isotope composition from literature (Ophicalcites from Eastern Pyrenees (Clerc et al., 2012); Ophicalcites from Urdach massif ('Chaînon Béarnais') (Clerc et al., 2012); Carbonates from La Porteille/Trimouns (Boulvais et al., 2006) and Albian marls from Boucheville basin (Boulvais, 2015). Reported is also the field of Jurassic-Cretaceous marine limestones (blue) (Veizer et al., 1999) and Jurassic-Cretaceous marine dolostones (green) (Veizer & Hoefs, 1986). The arrows represent the metasomatic trends for the Trimouns/La Porteille system (Boulvais et al., 2006) and the closed system evolution of the Boucheville Basin (Boulvais, 2016).

5.4. Strontium isotopes

The measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are presented in Table 4 and Figure 13.c. On a first approximation, these values are likely well preserved and can be considered as representative of the original fluids because of the low Rb content expected for carbonates, i.e. no or very minor radiogenic growth of ^{87}Sr occurred since carbonate crystallization. A range between 0.70730 and 0.70846 is observed, the minimum value being recorded by Neocomian marbles and the maximum values by a talc-schist. The Upper Aptian rocks exhibit values higher than the marine Aptian limestones (Veizer et al., 1999). The two vein-host rock pairs analyzed for Sr isotopes display distinct characteristics. Vein and host rock have identical $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in one case, clearly distinct in the other. Interestingly, the latter also displays some distinct values in the oxygen isotope system.

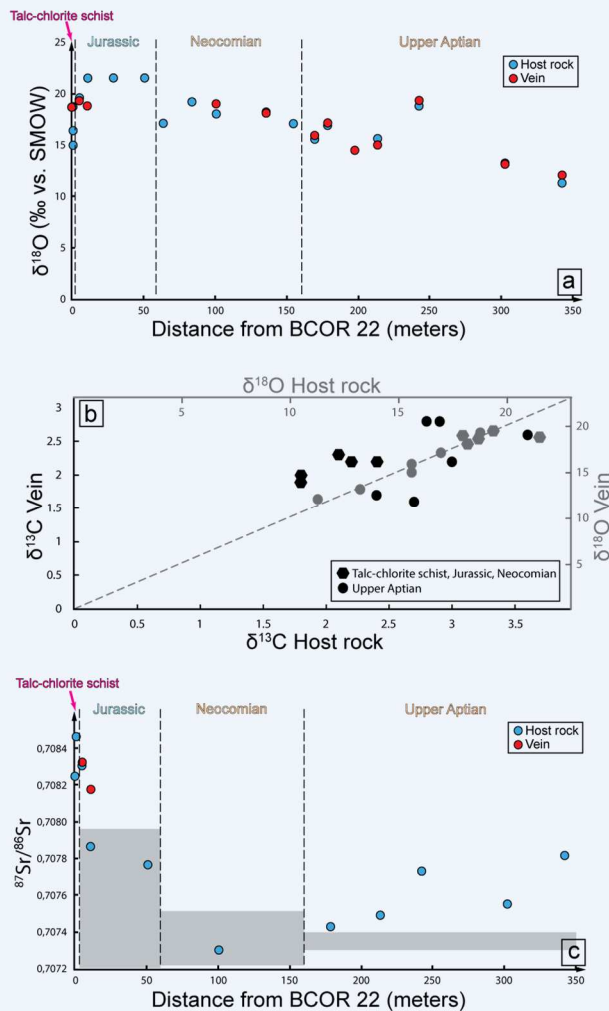


Figure 12. C, O and Sr isotope compositions of carbonates from the Sarailé massif. a. Evolution $\delta^{18}\text{O}$ value of the Mesozoic sedimentary cover from the talc-chlorite schist (BCOR 22) to the top. b. Comparison between oxygen isotope compositions of veins and host rocks (grey) and comparison between carbon isotope compositions of veins and host rocks (black). c. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the Mesozoic sedimentary cover from the talc-chlorite schist (BCOR 22) to the top. Reported is also the field of Jurassic-Cretaceous marine limestones (grey) (Veizer et al., 1999).

6. Discussion

6.1. Syn-kinematic fluid circulations

Most of the rocks that compose the limbs of the Saraillé fold have undergone interactions with fluids. Best evidence are as follows: (i) calcite veins are abundant and distributed throughout the carbonate section of the Saraillé fold, (ii) Aptian marbles are locally dolomitized, (iii) a thick layer of talc-chlorite schists, cross-cut itself by late carbonate veins, is recognized at the contact between mantle rocks and metasediments and (iv) the oxygen isotope composition of carbonate has been altered to values lower than those of their non-metamorphic counterparts. As reported above, the Keuper metasediments of the Sarrance anticline are intensely tectonized and constitute a tectonic mélange composed of clasts of various lithologies in a talc- and chlorite-rich matrix. Geological mapping has revealed that the Keuper level and the layer of metasomatic talc-chlorite schists are continuous (Corre et al., 2016). Both represent the rheological discontinuity along which localized the Mesozoic cover gliding and thus corresponds to the portion of the detachment that allowed mantle rocks to reach the shallowest levels of the crust during the Albian-Cenomanian extension.

From both macroscopic and microscopic observations of the veining in the Mesozoic sedimentary cover, it appears that fluids have circulated during the deformation of the sediments. Most of the veins are randomly oriented, but by place some groups of veins display similar orientation. Some veins are deformed by small shear zones (Fig 6, Fig 7.h) and others are boudinaged and parallel the S0/S1 foliation (Fig 6, Fig 7.g.). Moreover, the S0/S1 foliation is parallel to the recumbent fold shape of the Saraillé (Corre et al., 2016). These observations imply that fluid circulation responsible for the intense network veining was maintained in the sedimentary cover during the entire period of its deformation. The O, C and Sr isotope equilibrium observed among most vein-host rock couple are consistent with this point, as well as the fact that the couples for which a small disequilibrium is observed in O and Sr (samples BCOR 25 and BCOR 27) are nearly free of deformation. At the scale of these samples, the isotopic values of the veins are then closer to the fluid end-member than to the rock end-member in a fluid-rock interaction system with varying fluid/rock ratio. The talc-chlorite schist layer locally contains clasts of dolomitic marbles. Some of them exhibit an internal micro-folded fabric indicative of an early ductile deformation that was necessarily acquired deeper along the detachment (Fig 7.a.b). This suggests that this metasomatic layer has grown by the aggregation of fragments of fault rocks that travelled along the detachment zone. These fragments were cemented by authigenic phylitic minerals. In addition, some

late veins of dolomite + pyrite crosscut the foliation of the talc-chlorite schists implying that a distinct fluid circulated during the last stages of the detachment fault activity, under more brittle conditions (Fig 7.b). These observations point to a complex history of fluid circulation in relation with the ascent of the mantle rocks. In the following, we aim to decipher some important steps of this history.

6.2. Evidence for different metasomatic systems

At a broad scale, we can distinguish two metasomatic systems in the Sarailé massif. The first corresponds to the metasomatic, syn-kinematic, talc-chlorite schist formation at the base of the allochthonous sedimentary cover. The second one corresponds to the intense veining that dissects the entire Mesozoic cover, including the talc-chlorite schists. The detachment fault separating crustal and mantle basement rocks from the mobile sedimentary cover is a preferential pathway for fluid circulation. Increase in permeability of ductilely deforming rocks relative to adjacent less deformed rocks tends to focus fluid flow into the shear zone (Reynolds & Lister, 1987). However, we can show that the fluids circulating in the detachment fault were not completely confined in the talc-chlorite layer. Indeed, talc and clinocllore are present in all the lithologies of the detachment fault: mantle rocks, Jurassic dolomitic marbles and Triassic metasediments (Table 1, Fig 8). Therefore, ductile deformation within the detachment shear zone resulted in a large increase in dynamically maintained permeability within a detachment fault zone a few tens of meters thick (Urai, 1983; Etheridge et al., 1983; Géraud et al., 1995; Sibson & Rowland, 2003; Violay et al., 2015). The lowermost $\delta^{18}\text{O}$ values of carbonates in talc-schist are about 15-16‰ (Table 4). Considering (i) a temperature of alteration between 150 and 250°C, (ii) a pure aqueous fluid (consistently with the fluid inclusion characterization) and (iii) the fact that the fluid circulated in large amounts, preserving its original signature, the $\delta^{18}\text{O}$ value of the detachment fluid can be estimated in the range 3-8‰. Such range is consistent with a fluid originally derived from seawater and which would have interacted with mantle rocks (the peridotites are indeed serpentinized and the rocks in the detachment have Cr-rich chlorites). The slight deviation of Sr isotopes from the theoretical value of seawater may be related to the incorporation of crustal radiogenic strontium during fluid migration at the mantle-crust interface, along the detachment.

The second fluid-rock interaction system is deduced from the isotopic evolution of carbonates along the sampling transect. The stable isotope analysis of the Sarailé carbonates shows that the most altered marbles, i.e. those with the lowest $\delta^{18}\text{O}$ values, are the Aptian marble beds located at the top of the metasedimentary pile (Fig 13.a). A value of around 12‰ is recorded by the vein-host rock pair at

the top of the exposed metasedimentary series, but it is possible that even lower values would have been reached by the overlaying levels today disappeared through erosion. In the range of temperatures estimated for this second fluid-rock interaction system (200-300°C, Fig. 8), the $\delta^{18}\text{O}$ value that can be expected for the infiltrating aqueous fluid (in the range 2,5-6,5‰) has to be considered as a maximum value. Such values are in agreement with those expected for salty aqueous fluids (salinities up to 34 wt.% eq. NaCl are recorded in some samples) that came from the deeper level where Triassic evaporites are dissolved. Mixing of such saline fluid with the first fluids documented along the detachment is supported by our data. Along the section, the progressive isotopic changes may then be attributed to an increase in fluid/rock ratio, with a larger volume of fluids circulating at the top of the sedimentary section. Boulvais et al (2006) proposed such a varying fluid/rock ratio for the isotopic trend recorded in the Trimouns/ La Porteille talc deposit, further east in the NPZ. The fact that equilibrium between veins and host rocks is maintained along the section (Fig. 13b) is consistent with the fact that fluids circulated during deformation, with the ductile deformation allowing the isotopic equilibrium between pervasively deformed host marbles and the invading fluids (Urai, 1983; Etheridge et al., 1983; Géraud et al., 1995; Sibson & Rowland, 2003; Violay et al., 2015).

In Figure 14, we propose a model for fluid circulations during the detachment fault activity accompanying mantle rocks uplift. During the final stages of mantle exhumation, the peridotites reached shallow crustal levels and were serpentinized by Fluid 1 in Figure 14. This fluid, originally seawater subsequently enriched in chemical elements leached from the serpentinized mantle rocks, interacted with various lithologies involved in the deformation along the detachment. This triggered the talc and Cr-rich clinocllore crystallization between the Jurassic dolomitic marbles and the mantle rocks in a portion of the detachment fault that recorded the complete disappearance of both the entire Variscan crust and its Permian-Triassic cover. In the upper crustal levels, this syn-kinematic metasomatism took place under a relatively hot thermal climate (between 150 and 250°C considering chlorite thermometry (Fig. 8), temperatures up to 350°C are proposed by Fortané et al. (1986), Clerc et al. (2015) and Corre et al. (2016).

A saline fluid (Fluid 2 in Fig. 14), circulated within the Mesozoic metasedimentary pile and likely originated through the interaction of Fluid 1 with the Triassic evaporitic levels. The fluid migration towards the top of the sedimentary pile may have been stopped against the Albian "Flysch Noir" impermeable layer, leading to fluid accumulation at the top of the Aptian marbles. This likely resulted in an increase in the fluid/rock ratio. The relations between the S0/S1 foliation and veining indicate that

Fluid 2 migration occurred during ductile deformation of the metasedimentary pile, as suggested by the boudinage of some veins parallel to the flattening (Fig 7.g.).

We may assume that the Albian “Flysch Noir” then underwent an in-situ decarbonation-dehydration process as described in equivalent formations in the Eastern Pyrenees (Boulvais, 2016). This closed system evolution liberated another fluid that migrated upwards (Fluid 3, in Fig. 14), and is not characterized in the present study.

All these fluids circulated in a dynamic geological system where the pre-rift sedimentary cover was ductilely deformed during extreme crustal thinning and mantle exhumation. Duration of the metasomatic system was as long as the period of lithosphere extension, which lasted more than 10 Myr during the Albian-Cenomanian times.

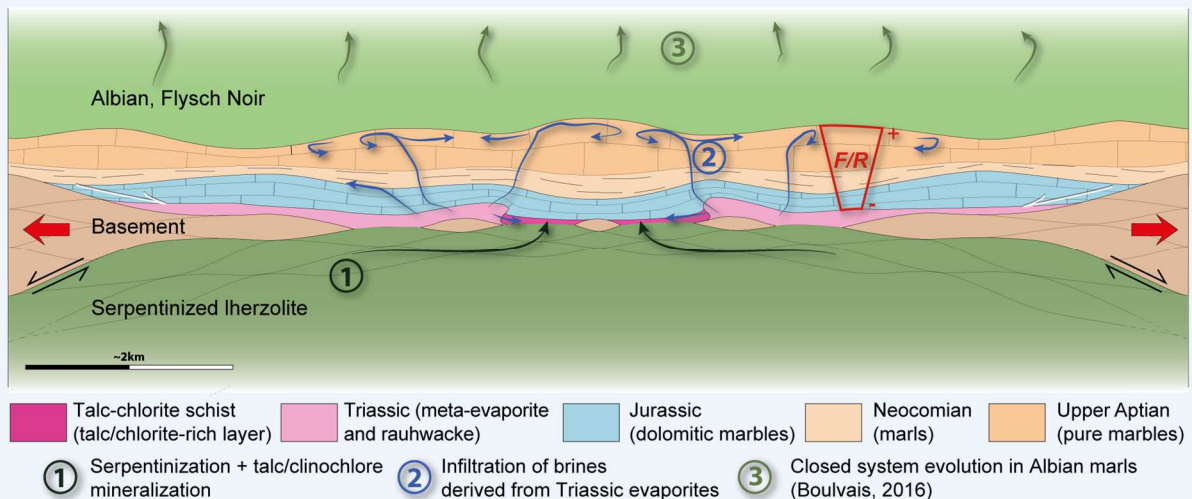


Figure 13. Conceptual cross-section model based on field observations in the Sarailé massif showing the Albo-Cenomanian situation of the distal, hot passive margin with mantle exhumation (Corre et al. 2016) and the associated fluid events. 1. Serpentinization + talc/clinochlore mineralization, 2. Infiltration of brines derived from Triassic evaporites, 3. Closed system evolution in Albian marls.

6.3. Physical-chemical characteristics of the syn-kinematic fluids

Our fluid inclusion study in the Sarailé massif cover has revealed the presence of aqueous fluids with variable salinity. The carbonate (\pm quartz) vein network is characterized by two to three-phase fluid inclusions (liquid, gas, \pm halite cube) witnessing salinity values ranging between 13wt% and 34wt% for fluids circulating through the Mesozoic cover. The Keuper evaporitic sediments on which the talc-chlorite schists pass laterally likely provided the saline elements. Where complete in the Pyrenean realm, the Keuper sedimentary succession consists of red, grey, and black shales, marls and evaporites (see in section II.2 above) (Salvany, 1990; Flinch & Casas, 1996; Calvet et al., 2004; Saura et al., 2016). Evaporites consist in gypsum, halite and anhydrite that crystallized in association with diagenetic double terminated quartz (Tarr, 1929; Frechengues et al., 1992). In the Sarrance anticline, the Triassic metasediments do not contain evaporites anymore but they include double terminated quartz (Fig 7.e), here interpreted as the insoluble relics of evaporites that otherwise have dissolved completely. We propose that the brines found in the studied fluid inclusions are the witnesses of the dissolved Triassic evaporites from the Sarrance anticline. The halogen signature of fluid inclusions (Cl/Br for example) would have helped to confirm this proposal, but considering the quality and size of the fluid inclusions, this type of analysis was not possible. The complete transformation of the Triassic beds occurred in the talc-chlorite rich layer. As proposed above, this metasomatic layer partly resulted from the circulation of fluid evolved from the serpentinization of the mantle rocks. It gradually passes to the Triassic sequence exposed in the core of the Sarrance anticline and represents the final stages of fluid/rock interactions along a detachment that preserved only strongly thinned post-Triassic layers.

Some fluid inclusions exhibit specific gas-content depending on their stratigraphic position, like CH₄ (10%) and N₂ (90%) near the base of the pile and H₂S near the top (Table 3). Variable interaction of fluids with surrounding rocks, as suggested by Sr isotopes, may lead to variable contents of dissolved gas species (CH₄, H₂S, N₂) in the aqueous fluids.

6.4. Comparison with fluid circulations described in the NPZ

Salardon et al. (2017) have undertaken a study of the interactions between tectonics and fluid circulations in the Mesozoic carbonate rocks of the entire 'Chaînons Béarnais' range. They propose that the Cretaceous hyper-extension was coeval with cements precipitated from ascending magmatic alkaline fluids with high salinities, temperatures around 300°C, and H₂S due to Thermo-Sulfato-Reduction (TSR) in Triassic evaporites. These fluids are rather similar (salinity, presence of N₂ + CH₄, H₂S) to the fluids evidenced in the Saraillé system, for which, moreover, interaction with mantle rocks is documented by the high Cr content of chlorite.

A major occurrence of brines reported from metasomatic rocks of the NPZ is located in the Trimouns/La Porteille system (Saint Barthélémy massif) (Boiron et al., 2007) (Eastern NPZ, Fig. 1). The Trimouns/La Porteille system is a world famous talc-chlorite deposit (Fortuné, 1971; Moine et al., 1989) located in a detachment zone between the gneissic dome of the Saint Barthélémy massif and a thrust unit composed of Paleozoic marbles, dolomites and black shales (Boulvais et al., 2006; Boiron et al., 2007). A hydrothermal activity responsible for the talc neo-formation has been dated between 112 and 97 Ma (Schärer et al., 1999) synchronous to the ZNP basins opening, even if the metasomatic history, notably chloritization, may have started during the lower Jurassic (Boutin et al., 2015) in relation to rifting at that time. Boiron et al. (2007) and Leisen et al., (2012) proposed that the talc deposit of Trimouns/La Porteille formed through the infiltration of brines originated from seawater evaporation that further interacted with dolomitic units. In the Figure 15, we compared the O and C isotope trends of the carbonates from the Trimouns/La Porteille and the Saraillé metasomatic systems. Actually, the trend calculated at Trimouns/La Porteille (Boulvais et al., 2006) was simply copied and pasted on the Saraillé data (at a somewhat higher $\delta^{13}\text{C}$ level); alteration of carbonates in the Saraillé massif follows the Trimouns/La Porteille trend even if, for the former, alteration did not give rise to talc mineralization (we recall here that the talc-chlorite schists at the base of the Saraillé succession formed by upward migration

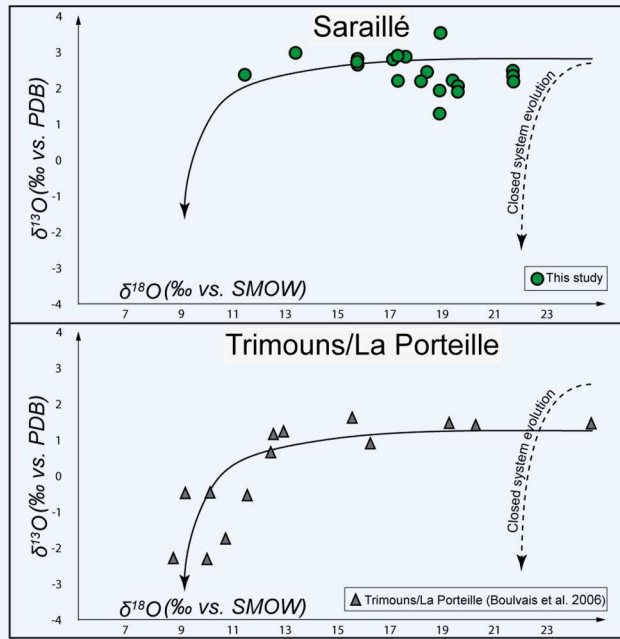


Figure 14. Comparison between C and O isotope composition of the Sarailé massif and the Trimouns/La Porteille system (Boulvais et al., 2006). The closed system evolution corresponds to the Boucheville basin isotopes composition of Albian marls (Boulvais, 2016).

DeFelipe et al. (2017) have undertaken a study of stable and clumped isotope analysis in carbonates of the westernmost outcrop of peridotites in the Pyrenean-Cantabrian belt located in Ziga (eastern Basque-Cantabrian basin). They compare their results with the ophicalcite occurrences of the Urdach massif and Lherz massif, in the North-Pyrenean Zone. They propose that the peridotite-hosted calcite veins yielded three different results: (i) from cold meteoric fluids affecting a primary carbonate phase (typical ophicalcites, Ziga); (ii) from a later recrystallization in a hot and saline environment (200-230°C, Urdach); and (iii) from meteoric fluids at relatively low temperature (32-42°C, Lherz). They suggest that hot and saline fluids result from the interaction with the detachment layer of the Keuper evaporites and with the mantle rocks and circulating through the Upper Cretaceous sediments. Thus, several aspects of the present system appear similar to the system in the Sarailé massif.

The partial dolomitization processes described in the Sarailé massif metasomatic system can also be compared to similar processes in the system of the Ason valley, located in the Basque Cantabrian basin (Northern Spain) (Lopez-Horgue et al., 2010). In this system, the dolomitization of Albian carbonates is related to a trans-tensional fault activity during Albian to Turonian times that involved a Triassic component. Hydrothermal fluids derived from evaporites at depth were channelized and heated along basement faults due to high geothermal gradients related to continental thinning processes. These

of aqueous fluids that have interacted with mantle rocks; Fig. 14). In the Trimouns/La Porteille system, there is a lack of a mantle component; it should be noted however that mantle rocks are known in the southern part of the St Barthélémy Massif (De Saint Blanquat et al., 2016). Our study in the Sarailé Massif, where we document brine production by dissolution of evaporites sheds some light on the understanding of the Trimouns/La Porteille world-class deposit, where massive brines circulation is documented.

fluids have recorded a temperature range between 75°C and 240°C and salinities of up to 22wt% NaCl, also comparable to the system in the Sarailé massif.

7. Conclusion

In the Sarailé massif (Chaînons Béarnais, Pyrenees) fluids circulations occurred syn-kinematically in relation with the exhumation of subcontinental mantle rocks that took place in Mid-Cretaceous times. These circulations are recorded by (i) the presence of a talc-chlorite schists metasomatic layer in the detachment fault that exhumed the serpentized lherzolites, (ii) the presence of a dense network of carbonated veins in the ductilely deformed carbonates of the detached pre-rift cover, (iii) the oxygen isotope alteration of this pre-rift Mesozoic cover. Fluids evolved from the serpentized mantle as documented by the enrichment in Cr of newly formed chlorite; interaction with the Triassic evaporites levels is witnessed by the variable and high salinities (up to 34 wt% eq. NaCl) recorded in some fluid inclusions. We propose a global model of fluid circulation in which a fluid, enriched in chemical elements leached from the serpentized mantle rocks interacted with various lithologies involved along the detachment between the mantle rocks and the pre-rift Mesozoic sedimentary cover. This triggered the talc and Cr-rich clinocllore mineralization under relatively hot thermal conditions. A second fluid, displaying high salinity values (up to 34 wt% NaCl) was generated by the interaction with the Triassic metasediments and circulated within the overlying sediments resulting in an intense calcite vein network. The relations between the S0/S1 foliation and veining indicate that this circulation occurred during the extensional Pyrenean phase at Albian-Cenomanian times. Complete transformation of the Triassic beds occurred in the talc-chlorite rich layer that marks the detachment fault between the mantle rocks and the pre-rift Mesozoic sedimentary cover. We also propose that the upward migration of saline fluids was limited upward because of the presence of impermeable Albian “Flysch Noir” at the top of the pre-rift metasedimentary pile. The interplay between mantle exhumation, ductile deformation and fluid circulation proposed for the Sarailé massif sheds light on to the other metasomatic systems documented elsewhere in the Pyrenees, notably the Trimouns/La Porteille world famous talc deposit. It may also represent a reference for analogue active systems of limited access that developed during the formation of some present-day passive margins where extreme crustal thinning and mantle exhumation was accompanied by intense fluid circulation.

8. Acknowledgments

This work was made possible through a grant from a PhD thesis (Corre B.), RGF project (Référentiel Géologique de la France) of the “Bureau de Recherches Géologiques et Minières” (BRGM, Thierry Baudin, manager) and a Master 2 (Marasi L.), ANR Pyramid (Mary Ford, manager). We are thankful to the two anonymous reviewers and to the journal editor Maarten A.T.M. Broekmans for their reviews and comments that helped to improve the quality of the manuscript. Riccardo Asti corrected the English.

References

- Alonso-Zarza AM (2003) Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sci. Rev* 60:261–298.
- Biteau JJ, Le Marrec A, Le Vot M, Masset JM (2006) The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience* 12(3):247-273.
- Boiron MC, Cathelineau M, Dubessy J, Fabre C, Boulvais P, Banks D (2007) Fluid inclusion chemistry and stable isotope evidence for the circulation of brines at the basement-cover interface: the formation of the Trimouns Talc deposit. *Proceedings of the ECROFI XIX conference, Bern, July 2007*.
- Bonatti E, Seyler M, Channell J, Giraudeau J, Mascle G (1990) Peridotites drilled from the Tyrrhenian sea, ODP LEG 107. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 107: 37-47.
- Boulvais P, De Parseval P, D'Hulst A, Paris P (2006) Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineralogy and Petrology* 88(3-4):499-526.
- Boulvais P, Ruffet G, Cornichet J, Mermet M (2007) Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos* 93(1):89-106.
- Boulvais P (2016) Fluid generation in the Boucheville Basin as a consequence of the North Pyrenean Metamorphism. *Comptes Rendus Geoscience* 348(3):301-311.
- Bourdelle F, Cathelineau M (2015) Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-R2+-Si diagram. *European Journal of Mineralogy* 27(5) :617-626.

- Boutin A, de Saint Blanquat M, Poujol M, Boulvais P, de Parseval P, Rouleau C, Robert JF (2015) Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit. *International Journal of Earth Sciences* 105(3):747-770.
- Calvet F, Anglada E, Salvany JM (2004) El Triasico de los Pirineos. *Geologia de España* 272-274.
- Canérot J, Hudec MR, Rockenbauch K (2005) Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 89(2):211-229.
- Choukroune P, Mattauer M (1978) Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France* 7(5):689-700.
- Choukroune P (1989) The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8:23-39.
- Choukroune P (1992) Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 20:143-158.
- Clerc C, Boulvais P, Lagabrielle Y, de Saint Blanquat M (2013) Ophicalcites from the northern Pyrenean Belt: a field, petrographic and stable isotope study. *International Journal of Earth Sciences* 1-23.
- Clerc C, Lagabrielle Y (2014) Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics* 33(7):1340-1359.
- Clerc C, Lahfid A, Monié P, Lagabrielle Y, Chopin C, Poujol M, Boulvais P, Ringenbach JC, 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.
- Corre B, Lagabrielle Y, Labaume P, Fourcade S, Clerc C, Ballèvre M (2016) Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Sarailé Massif (Châinons, North-Pyrenean Zone). *Comptes Rendus Géosciences* 348(3-4):279-289.
- Dauteuil O, Ricou LE (1989) Hot-fluid circulation as an origin for the North Pyrenean cretaceous metamorphism. *Geodinamica Acta* 3(3):237-250.
- Debroas EJ (1990) Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Haute-Pyrénées, France). *Bull. Soc. Géol. France* 8(2):273-285.

- DeFelipe I, Pedreira D, Pulgar JA, Iriarte E, Mendia M (2017) Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (N Spain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18(2):631-652.
- De Saint Blanquat M, Bajolet F, Grand'Homme A, Progetti 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 Géosciences* 348(3-4):279-289.
- Dubessy J, Poty B, Ramboz C (1989) Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *European Journal of Mineralogy* 1(4):517-534.
- Etheridge MA, Wall VJ, Vernon RH (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of metamorphic geology* 1(3):205-226.
- Fallourd S, Poujol M, Boulvais P, Paquette JL, de Saint Blanquat M, Rémy P (2014) In situ LA-ICP-MS U-Pb titanite dating of Na-Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *International Journal of Earth Sciences* 103(3):667-682.
- Flinch JF, Casas JM (1996) Inversion of a transfer system into lateral ramps: An example from the South-Central Pyrenees (Spain), *Geol. Rundsch.* 85:372-379.
- Fortané A, Duée G, Lagabrielle Y, Coutelle A (1986) Lherzolites and the western « Chaînons Béarnais » (French Pyrenees): Structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics* 129:81-98.
- Frechengues M, Peybernes B, Lucas CL, Souquet P (1992) Le Trias des Pyrénées centrales et orientales Franco-Espagnoles. *Actes du Laboratoire de Geologie sédimentaire et paléontologique de l'Université Paul Sabatier Toulouse STRATA* 17(2):90pp.
- Früh-Green GL, Connolly JAD, Plas A (2004) Serpentinization of Oceanic Peridotites: Implications for Geochemical Cycles and Biological activity. *Geophysical Monograph Series* 144:119-136.
- Géraud Y, Caron JM, Faure P (1995) Porosity network of a ductile shear zone. *Journal of Structural Geology* 17(12):1757-1769.
- Golberg JM, Leyreloup AF (1990) High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contrib Mineral Petrol* 104:194-207.
- Gong Z, Van Hinsbergen DJJ, Dekkers MJ (2009) Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. *Earth and Planetary Science Letters* 284(3):292-301.

- Incerpi N, Martire L, Manatschal G, Bernasconi SM (2017) Evidence of hydrothermal fluid flow in a hyperextended rifted margin: the case study of the Err nappe (Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences* 110(2):439-456.
- Jammes S, Manatschal G, Lavier L, Masini E (2009) Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28(4) TC4012 doi:10.1029/2008TC002406.
- Jammes S, Lavier L, Manatschal G (2010) Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11(10) Q10016 doi:10.1029/2010GC003218.
- Lagabrielle Y, Bodinier JL (2008) Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova* 20(1):11-21.
- Lagabrielle Y, Labaume P, de Saint Blanquat M (2010) Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics* 29(4) TC4012 doi:10.1029/2009TC002588.
- Lanaja JM, Querol R, Navarro A (1987) Contribucion de la Exploracion Petrolifera al Conocimiento de la Geologia de Espana, Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid/ES:1-46.
- Leisen M, Boiron MC, Richard A, Dubessy J (2012) Determination of Cl and Br concentrations in individual fluid inclusions by combining microthermometry and LA-ICPMS analysis: Implications for the origin of salinity in crustal fluids. *Chemical Geology* 330/331:197-206.
- Lopez-Horgue MA, Iriarte E, Schröder S, Fernandez-Mendiola PA, Caline B, Corneylie H, Frémont J, Sudrie M, Zertie S (2010) Structurally controlled hydrothermal dolomites in Albian carbonates of the Ason valley, Basque Cantabrian Basin, Northern Spain. *Marine and Petroleum Geology* 27:1069-1092.
- Machel HG (2001) Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights. *Sedimentary Geology* 140:143-175.
- Manatschal G, Nievergelt P (1997) A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (eastern Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90:3-27.
- Manatschal G (2004) New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and Alps. *International Journal of Earth Sciences* 93:432-466.

- Manatschal G, Müntener O (2009) A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics* 473:4-19.
- McCrea JM (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics* 18(6):849-857.
- Moine B, Fortune JP, Moreau P, Viguié F (1989) Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits; Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Economic Geology* 84(5):1398-1416.
- Mouthereau F, Filleaudeau PY, Vacherat A, Pik R, Lacombe O, Fellin MG, Masini E (2014) Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics* 33(12):2283-2314.
- Muñoz JA (1992) Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust tectonics Springer Netherlands*:235-246
- Olivet JL (1996) La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 20(1):131- 195.
- Péron-Pinvidic G, Manatschal G (2009) The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 98(7):1581-1597.
- Pinto VH, Manatschal G, Karpoff AM, Viana A (2015) Tracing mantle-reacted fluids in magma-poor rifted margins: The example of Alpine Tethyan rifted margins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16(9):3271-3308.
- Pouchou JL, Pichoir F (1984) *Un nouveau modèle de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrométrie de rayons X – Partie I: Application à l'analyse d'échantillons homogènes. La Recherche Aérospatiale* (3):167-192.
- Poujol M, Boulvais P, Kosler J (2010) Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. *Journal of the Geological Society* 167(4):751-767.
- Robertson AHF (2007) Evidence of continental breakup from the Newfoundland rifted margin (Ocean Drilling Program Leg 210): Lower Cretaceous seafloor formed by exhumation of subcontinental mantle lithosphere and the transition to seafloor spreading. In Tucholke BE, Sibuet JC, Klaus A (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 210: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*:1-69.

- Roca E, Munoz JA, Ferrer O, Ellouz N (2011) The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, 30(2) TC2001 doi:10.1029/2010TC002735.
- Roure F, Choukroune P, Berastegui X, Munoz JA, Villien A, Matheron P, Deramond J (1989) ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8(1):41-50.
- Roux JC (1983) Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur les flysch crétacés pyrénéens au Sud d'Oloron (Pyrénées Atlantiques). Thèse 3^{ème} cycles Université Paul Sabatier Toulouse.
- Salardon R, Carpentier C, Bellahsen N, Pironon J, France-Lanord C (2017) Interactions between tectonics and fluid circulations in an inverted hyper-extended basin: Example of Mesozoic carbonate rocks of the western North Pyrenean Zone (Chaînons Béarnais, France). *Marine and Petroleum Geology* 80:563-586.
- Salvany JM (1990) Introducción a las evaporíticas triásicas de las cadenas periféricas de la cuenca del Ebro: Catalánides, Pirineo y Región Cantábrica. In Orit F, Salvany JM (editors) : Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas Periféricas, y de la zona de Levante, ENRESA-Universidade, Barcelone/ES:9-20.
- Saura E, Ardevol i Oro L, Teixell A, Verges J (2015) Rising and falling diapirs, shifting depocenters, and flap overturning in the Cretaceous Sopeira and Sant Gervas subbasins (Ribagorça Basin, southern Pyrenees). *Tectonics* 35(3):638-662.
- Schärer U, de Parseval P, Polvé M, de Saint Blanquat M (1999) Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11(1):30-37.
- Sibson R, Rowland JV (2003) Stress, fluid pressure and structural permeability in seismogenic crust, North Island, New Zealand. *Geophysical Journal International* 154:584-594.
- Sibuet JC, Srivastava SP, Spakman W (2004) Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109(B8) B08104 doi:10.1029/2003JB002514.
- Souquet P, Debroas JE, Boirie JM, Pons P, Fixari G, Roux JC, Dol J, Thieuloy JP, Bonnemaïson M, Manivit H, Peybernes B (1985) The Black Flysch (Albian-Early Cenomanian) from the Pyrenees. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 9 14(1):183-252.
- Tarr WA (1929) Doubly terminated quartz crystals occurring in gypsum. *American Mineralogist*:19-25.

- 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(3-4):257-267.
- Urai JL (1983) Water assisted dynamic recrystallization and weakening in polycrystalline bischofite. *Tectonophysics* 96(1-2):125-157.
- Vacherat A, Mouthereau F, Pik R, Bellahsen N, Gautheron C, Bernet M, Daudet M, Balansa J, Bouchaib T, Rosella Pinna J, Radal J (2016) Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees. *Tectonics* 35(4):907-933.
- Veizer J, Hoefs J (1976) The nature of O18/O16 and C13/C12 secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40(11):1387-1395.
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Jasper T (1999) 87Sr/86Sr, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology* 161(1):59-88.
- Vergés J, Fernández M, Martínez A (2002) The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer* 8:57-76.
- Violay M, Gibert B, Mainprice D, Burg JP (2015) Brittle versus ductile deformation as the main control of the deep fluid circulation in oceanic crust. *Geophysical Research Letters* 42:2767-2773.
- Wiewióra A, Weiss Z (1990) Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Minerals* 25(1):83-92.
- Whitney DL, Evans BW (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95:185-187.

CHAPITRE 2

Circulation de fluides dans le massif d'Urdach-Les Pernes

Ce chapitre est basé sur une étude des inclusions fluides du massif d'Urdach-Les Pernes effectuée dans le cadre du stage de Master 2 de Jehiel Nteme (2017), en soutien à ma thèse, sous les tutelles de Philippe Boulvais (Géosciences Rennes), Marie-Christine Boiron (GeoRessources, Nancy) et Yves Lagabrielle (Géosciences Rennes). Ce stage a été effectué en appui de mes travaux de thèse, nous exposons donc ici les résultats importants de celui-ci. Un article est en préparation (Nteme, J., Boiron, M.C., Lagabrielle, Y., Fourcade, S., Boulvais, P., Corre, B., Asti, R. *Fluid interactions during mantle exhumation : the Urdach massif example*).

1. Traces de circulations de fluides

Le massif d'Urdach-Les Pernes a été le siège de plusieurs types de circulation de fluides. Comme nous l'avons vu dans la Partie III.3.3, le contact de détachement entre le manteau et les sédiments mésozoïques, au sud-est du massif, présente à l'affleurement des listvénites, roches issues d'un métasomatisme important par des fluides hydrothermaux à partir d'une roche ultramafique (e.g. Bonnemaïson & Marcoux, 1987 ; Evrard, 2014). Les listvénites pouvant atteindre 10 m d'épaisseur, sont caractéristiques des contacts de base de certaines nappes ophiolitiques (Oman : Glennie et al., 1974 ; Nouvelle Calédonie : Bonnemaïson & Marcoux, 1987). L'abondance de blocs cataclastiques silicifiées dans les brèches d'Urdach traduit une importante circulation de fluides siliceux durant l'exhumation. Enfin, il faut citer les ophicalcites qui traduisent des échanges entre eau de mer et manteau durant la serpentinisation (Clerc et al., 2013, De Felipe et al., 2017). Dans cette étude, les listvénites de la coupe du Ball Trap n'ont pas été abordées faute de temps.

2. Échantillonnage

Plusieurs échantillons ont été prélevés dans les cataclasites silicifiées (la cataclase se produit essentiellement à partir de quartzites ordoviciens), au niveau de la Mer de Her (Echantillons Etche) et le long du détachement entre le manteau et la couverture sédimentaire pré-rift dans la coupe du Ball Trap (Echantillons URD) (Cf. Fig III.15). Le quartz de ces cataclasites est sous forme de ciment inter-clastes, en remplissage de poches géodiques et sous forme de veines recoupant les clastes et le ciment. Les échantillons du détachement prélevés dans la coupe du Ball Trap sont essentiellement des ophicalcites.

Seul trois échantillons ont été analysés au cours du stage de J. Nteme, car ils présentaient des zones d'intérêts particulières contenant plusieurs plages riches en inclusions fluides de tailles convenables pour une étude microthermométrique (Fig V.1). Ces échantillons sont :

- **Etche 4** : Ciment des cataclasites silicifiées (Etche 4c1) et veine de quartz recoupant celles-ci (Etche 4a) (Fig V.2.a).
- **Etche 5** : Géode de quartz dans les cataclasites silicifiées (Fig V.2.b).
- **URD E** : Veine de calcite présente dans les ophicalcites du détachement (Col d'Urdach, coupe du Ball Trap)(Fig V.2.c).

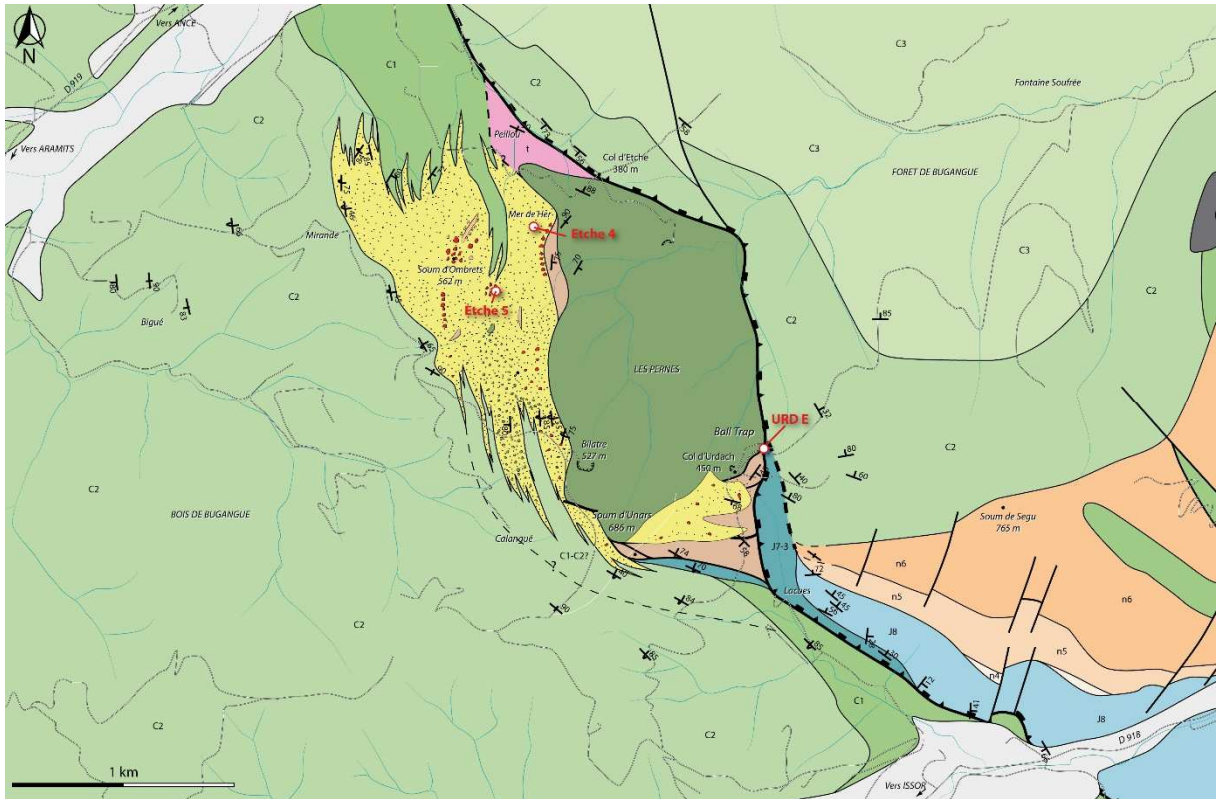


Figure V.1. Carte géologique du massif d'Urdach-Les Pernes avec localisation des échantillons étudiés dans ce chapitre. (Voir Fig III.15 pour la légende)

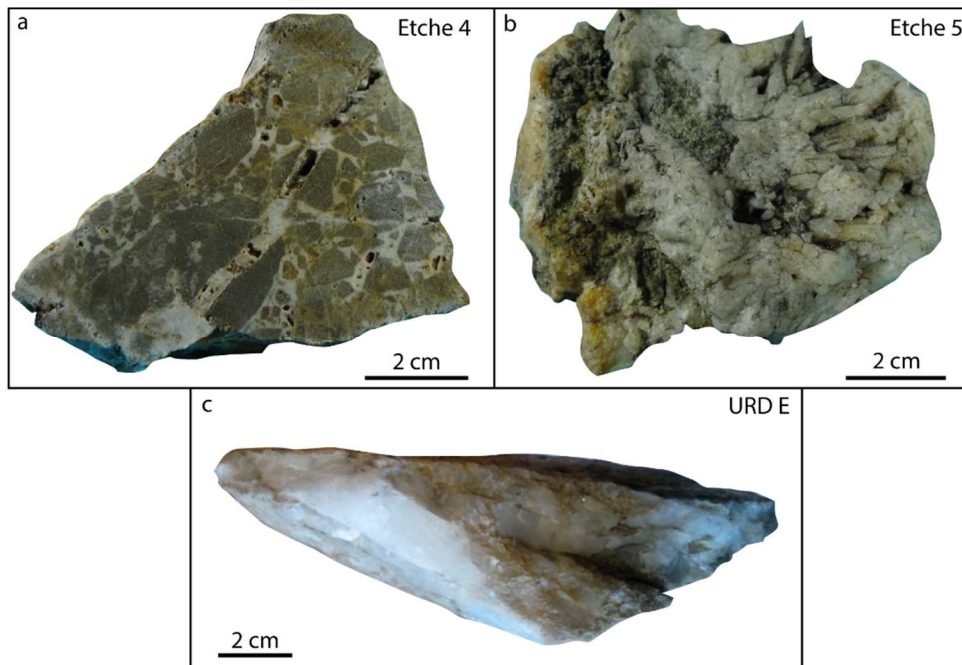


Figure V.2. Echantillons analysés pour l'étude des inclusions fluides. a. Etche 4 : cataclasite silicifiée (Mer de Her). b. Etche 5 : Géode de quartz (Mer de Her). c. Veine de calcite dans les ophicalcites du détachement (Col d'Urdach). (Ntème, 2017)

3. Résultats

L'étude des inclusions fluides a été réalisée au laboratoire GéoRessources de Nancy. Deux méthodes non-destructives ont été mises en œuvre : la microthermométrie et la spectroscopie Raman (voir Chapitre 1 pour les conditions analytiques).

3.1. Etude pétrographique

L'étude des échantillons en lames minces a permis de révéler la présence d'inclusions fluides bi-phasées, d'environ 12 μm , composées d'une phase vapeur et d'une phase liquide, dans le ciment quartzeux et les géodes de quartz des cataclasites silicifiées (Etche 4c1 et Etche 5, respectivement) (Fig V.3.a). Par endroit, certaines inclusions fluides présentent une troisième phase solide (cube de sel). Les veines de quartz de ces cataclasites (Etche 4a), ont révélé la présence d'inclusions tri-phasées (Fig V.3.b). L'ophicalcite de l'échantillon URD E a révélé la présence d'inclusions fluides uniquement monophasées, avec une seule phase liquide (Fig V.3.c).



Figure V.3. a. Inclusions biphasées dans le ciment quartzeux des cataclasites. b. Inclusions avec cubes de sel dans les veines de quartz. c. Inclusions monophasées dans la calcite. (Nteme, 2017).

3.2. Microthermométrie

L'étude microthermométrique a permis de déterminer la salinité et les températures minimales de piégeage des inclusions fluides (Température d'homogénéisation (T_h), Cf. Chapitre 1). Seuls les échantillons Etche 4a, 4c1 et 5 ont permis d'obtenir des résultats, les inclusions fluides des ophicalcites (URD E) ne présentant aucun changement de phase.

Les inclusions des ciments quartzeux et les géodes de quartz des échantillons Etche 4c1 et 5 présentent une large gamme de salinités, avec des valeurs comprises entre 10,4 %wt et 23,1 %wt NaCl (Fig V.4). Les inclusions fluides présentant des cubes sels ont des salinités d'environ 32%wt NaCl. Les inclusions dans les quartz de la veine (Etche 4a) présentent des valeurs de salinité entre 30%wt et 38%wt NaCl (Fig V.3).

La température minimale de piégeage a été déterminée à partir de la température d'homogénéisation des inclusions fluides. Les inclusions des échantillons Etche 4c1 et Eche 5 ont des T_h variant essentiellement entre 200°C et 280°C avec un mode à 220°C et 240°C. Les inclusions de l'échantillon Etche 4a montrent des T_h entre 160°C et 200°C, avec un mode entre 170°C et 180°C (Fig V.5).

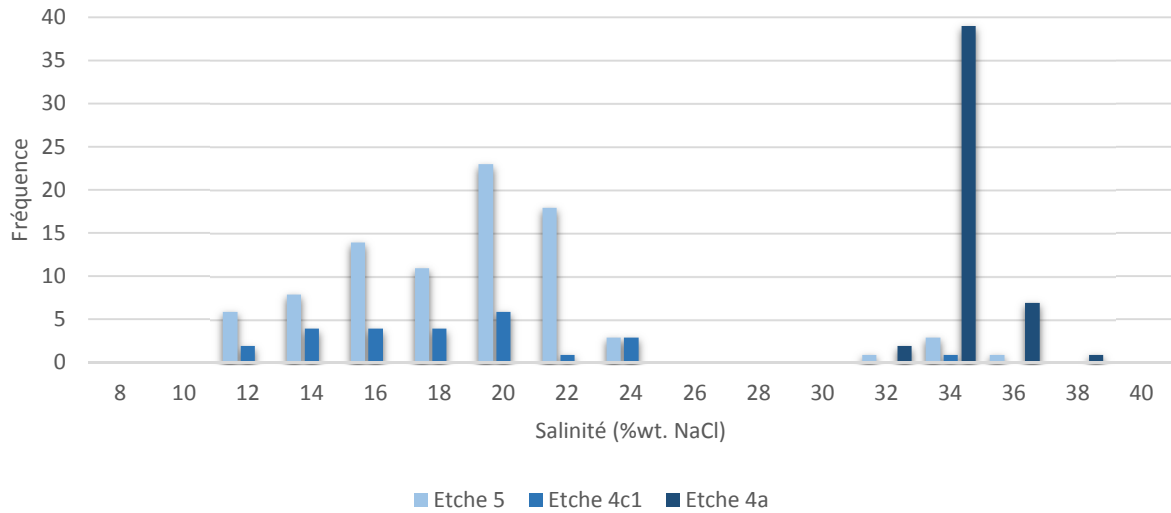


Figure V.4. Diagramme des taux de salinité des inclusions fluides analysées dans des quartz (Etche 4c1, Etche 4a, Etche 5). (Ntème, 2017).

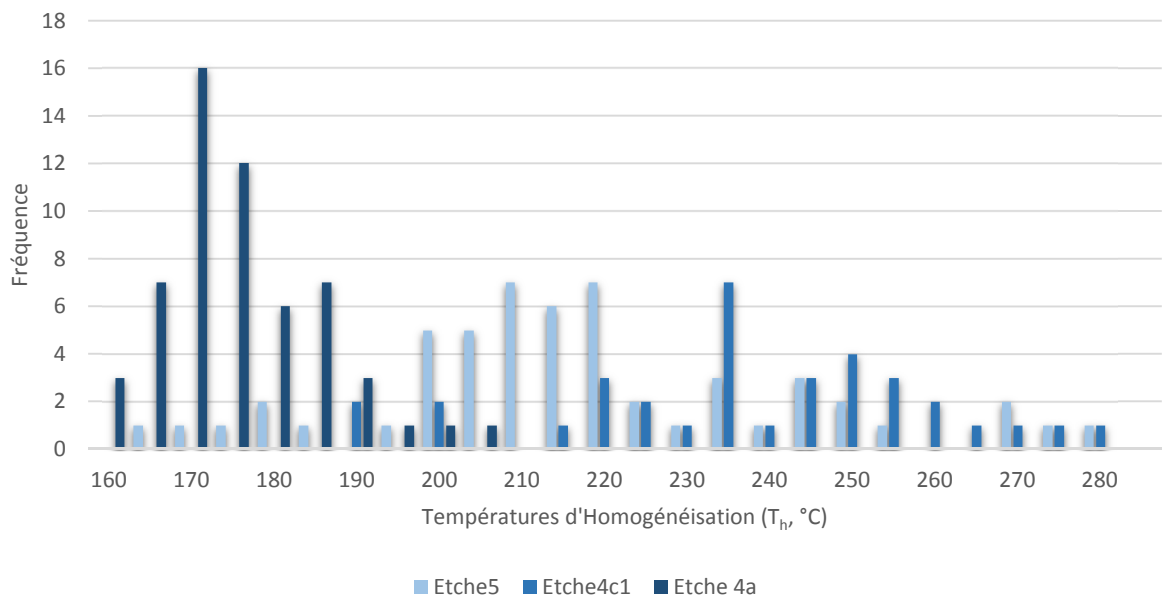


Figure V.5. Diagramme des températures d'homogénéisation des inclusions fluides analysées dans des quartz (Etche 4c1, Etche 4a, Etche 5) (Ntème, 2017).

3.3. Spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman a été réalisée sur quelques inclusions fluides représentatives de tous les échantillons et a permis d'identifier les phases volatiles présentes dans celles-ci. Les phases volatiles identifiées sont le CH_4 (entre 8,2% et 100%), le CO_2 (entre 0% et 25,4%) et le N_2 (entre 0 % et 91.8). Les proportions de ces phases volatiles selon les échantillons sont présentées dans le diagramme ternaire de la figure V.6.

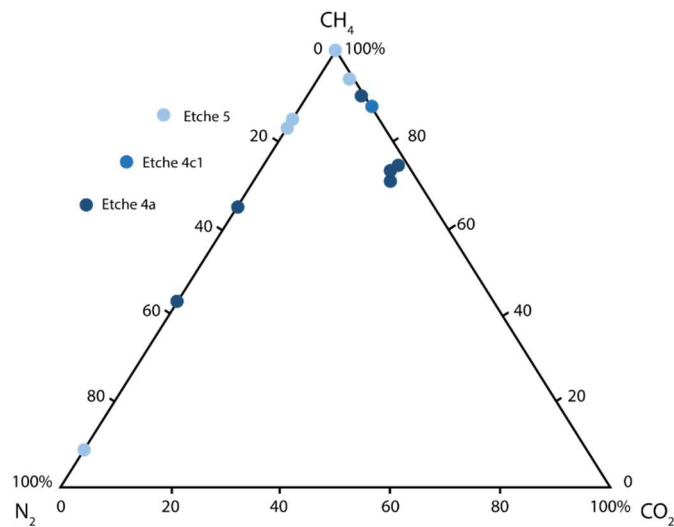


Figure V.6. Diagramme ternaire des proportions des phases volatiles (CH_4 , CO_2 et N_2) présentes dans les phases volatiles des inclusions fluides analysées (Nteme, 2017).

L'échantillon URD E (ophicalcites), ne présentant pas de phase volatile, a aussi été analysé par spectroscopie Raman afin d'avoir une idée de la salinité de la phase liquide piégée dans les inclusions fluides à travers l'analyse de la bande spectrale de l'eau. Cette méthode est basée sur la calibration de la modification du spectre Raman de la bande de l'eau en fonction de la concentration de la solution en chlorure (Dubessy et al., 2002). L'augmentation de la concentration en sel dans l'eau provoque une diminution de l'intensité de la bande spectrale de 3200cm^{-1} , une augmentation de l'intensité vers 3450cm^{-1} et un décalage de cette bande spectrale vers les hautes fréquences (Figure V.7.a). La phase liquide des inclusions présentes dans les quartz des cataclasites présente un spectre typique d'une eau à forte salinité (Fig V.7.b), contrairement à la phase aqueuse des inclusions fluides des ophicalcites représentée par un spectre montrant une faible salinité (Fig V.7.c).

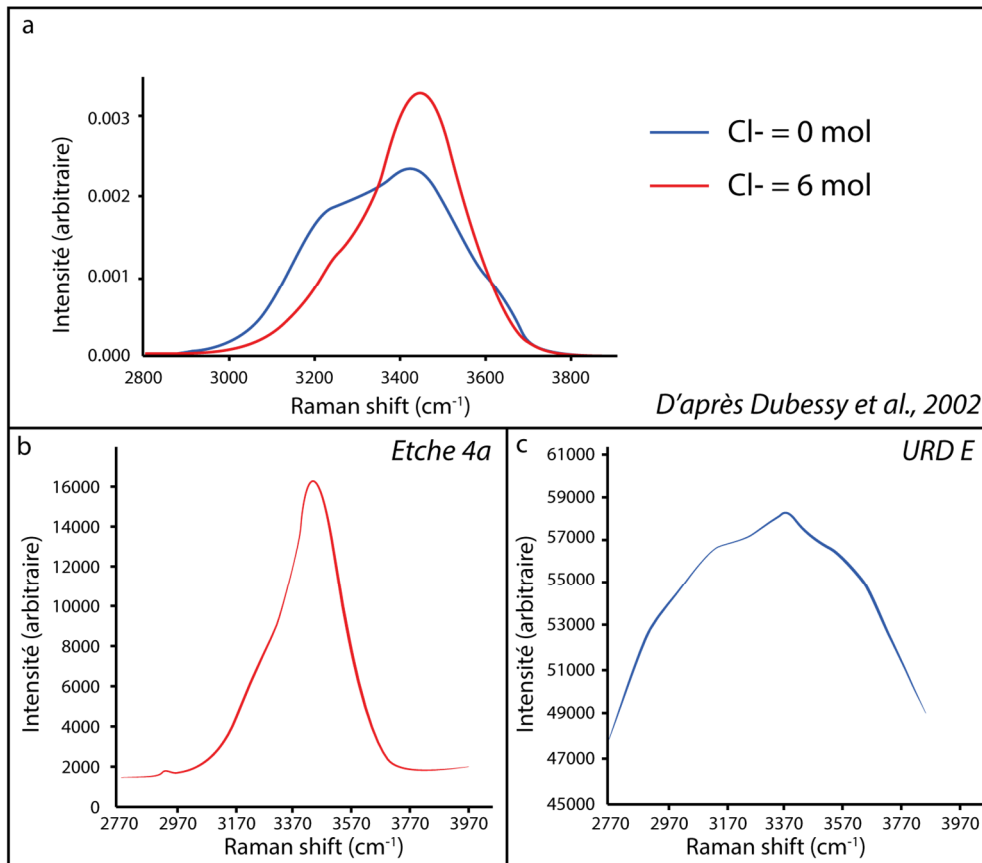


Figure V.7. Estimation qualitative de la salinité par spectroscopie Raman. a. Variation des spectres Raman des bandes d'eau en fonction de la concentration en sel dans l'eau (d'après Dubessy et al., 2002). b. Spectre Raman de la bande d'eau de l'échantillon Etche 4a. c. Spectre Raman de la bande d'eau de l'échantillon URD E (d'après Nteme, 2017).

4. Discussion

Grâce aux analyses pétrographiques, microthermométriques et de spectroscopie Raman, deux processus différents ont été identifiés dans le cadre de cette étude : (1) la carbonatation du manteau par un fluide aqueux peu salé et (2) la silification des cataclasites par des fluides hydrothermaux aqueux salés.

4.1. Genèse des ophicalcites

L'étude des inclusions fluides des ophicalcites a montré que les veines de calcite se sont formées à partir d'un fluide aqueux peu salé. Le caractère monophasé de ces inclusions fluides pourrait indiquer que le fluide a été piégé à basse température. En effet, d'après Roedder (1984), les fluides sont piégés en tant que phase homogène et les bulles de vapeurs se développent lorsque l'inclusion tend vers les conditions de faible pression et de faible température. Les inclusions fluides des ophicalcites se seraient donc formées à des conditions de sub-surface. Nous sommes donc en présence des fluides responsable de la genèse des ophicalcites. Clerc et al. (2013) avaient déjà montré que les veines de calcite des ophicalcites du massif d'Urdach-Les Pernes sont distribuées le long de plans préférentiels et présentent des géométries en *crack-seal*, traduisant un accroissement de volume lors de la remontée du manteau et de son exposition sur les fonds marins.

4.2. Silification des cataclasites

L'analyse pétrographique des échantillons de cataclasites silicifiées a montré la présence de veines de quartz recoupant les clastes et le ciment siliceux. Les inclusions fluides de ces veines (Etche 4a) ont des salinités de l'ordre de 34wt% NaCl alors que celles du ciment quartzeux et des géodes de quartz (Etche 4c1 et Etche 5) présentent une large gamme de salinité allant de 12wt% à 23.2wt% NaCl. Parallèlement à cela, les inclusions fluides des veines de quartz ont des T_h qui sont relativement plus faibles que les T_h des inclusions du ciment et des géodes (respectivement, 160-200°C et 200-280°C). Ces observations nous amènent à considérer deux épisodes successifs de circulation des fluides siliceux dans ces cataclasites avec : (1) une circulation pervasive aboutissant à la formation du ciment et du remplissage des géodes et (2) une circulation plus canalisée traduite par la formation des veines de quartz recoupant les cataclasites déjà cimentées. La juxtaposition des valeurs de salinité et des T_h pourraient indiquer que ces deux épisodes de silification font partie d'un même processus continu de circulation de fluides. Les différences de salinité seraient alors dues au changement des réservoirs impliqués. La première phase de silification (pervasive) impliquerait le mélange de deux types de fluides,

une saumure, et un fluide peu salé. La seconde phase de silification, caractérisée par des salinités homogènes (34wt% NaCl), serait le résultat de circulation d'une saumure.

Les deux réservoirs susceptibles de participer à cette silification sont (1) l'eau de mer et (2) les évaporites du Trias supérieur. (1) En effet, à l'Albo-Cénomaniens, le manteau du massif d'Urdach-Les Pernes a été exhumé et dénudé, permettant ainsi sa mise en contact direct avec l'eau de mer et de surcroît sa serpentinitisation et la mise en place des opicalcites. (2) Nous avons vu dans la Chapitre 1 que le métamorphisme des évaporites du Trias supérieur des Chaînonns Béarnais, pendant la phase d'extension albo-cénomaniens, a été responsable de la libération de saumures. En acceptant l'hypothèse de ces deux réservoirs, la première silification serait alors issue d'un mélange de l'eau de mer et des saumures du Trias et la formation des veines tardives ne serait associée qu'aux saumures.

4.3. Modèle de circulation de fluides

Le manteau a été exhumé et dénudé entre des lentilles de socle déformées ductilement puis cataclasées et resédimentées dans les brèches d'Urdach entre la fin de l'Albien et le début du Cénomaniens (Cf. Partie III.4.4). Ce processus est accompagné d'une importante circulation de fluides (Fig V.8). En arrivant près du fond marin, le manteau a été traversé par des quantités importantes d'eau de mer permettant ainsi la serpentinitisation et la genèse des opicalcites. D'autre part, la mise en place en dôme du domaine d'exhumation est synchrone de la désolidarisation de la couverture sédimentaire pré-rift le long du niveau de décollement du Trias supérieur. Les évaporites sont alors dissoutes par les circulations hydrothermales de l'eau de mer et/ou des fluides issus de la serpentinitisation et vont libérer des saumures. Les saumures libérées se mélangent à l'eau de mer. Ce fluide composite est responsable de la formation du ciment siliceux des cataclasites de socle paléozoïque et au remplissage des poches géodiques. Ces circulations de fluides sont synchrones de la sédimentation des Brèches d'Urdach, mais aussi du dépôt des flyschs albo-cénomaniens. Le dépôt des flyschs, devenant important, a constitué par la suite une barrière naturelle étanche coupant ainsi les circulations hydrothermales de l'eau de mer. Ensuite, le système étant alors isolé du réservoir marin, seules

les saumures du Trias ont circulé le long du détachement, permettant la genèse des veines secondaires riches en inclusions très salées.

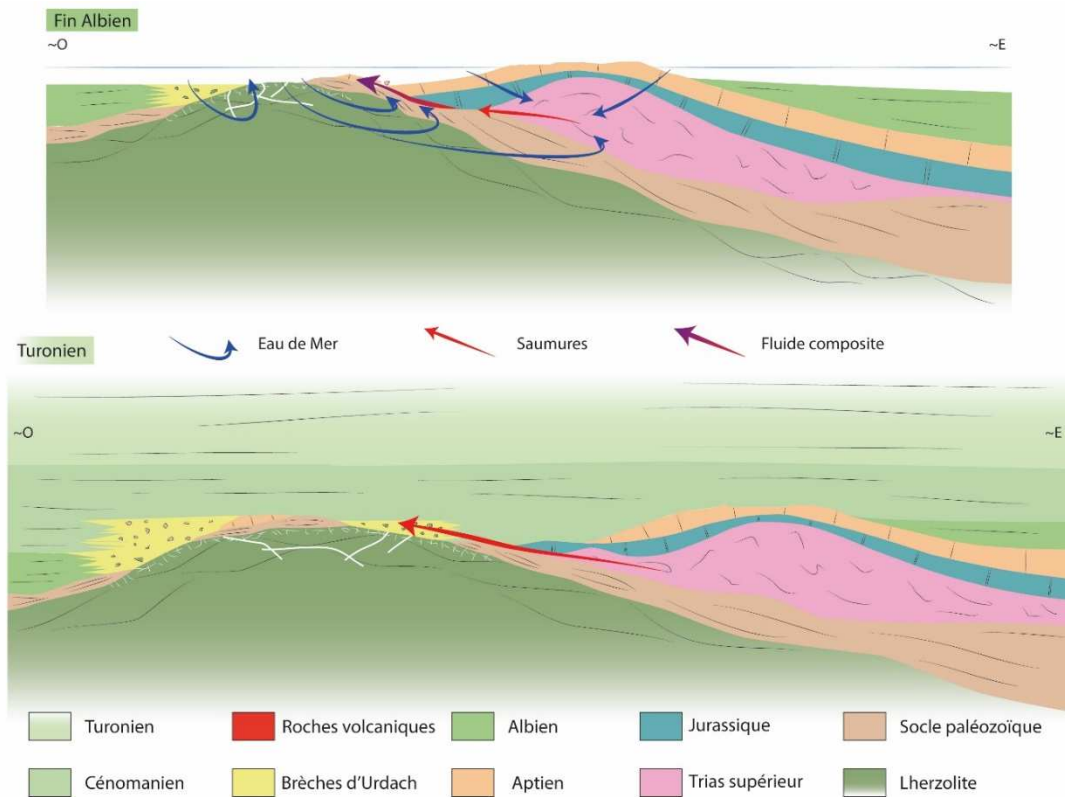


Figure V.8. Modèle conceptuel évolutif des circulations de fluides du massif d'Urdach-Les Pernes entre l'Albien terminal et le Turonien (basé sur Fig III.24, Partie III.4.4) (D'après Ntème, 2017).

Pour résumer, nous sommes donc en présence de deux types de circulations de fluides. Un premier type de circulation dans le manteau avec un fluide aqueux peu salé, de basse température (eau de mer) permettant la genèse des ophicalcites. Un deuxième type de circulation dans la croûte continentale impliquant des fluides aqueux peu salés (eau de mer) se mélangeant avec des fluides aqueux hydrothermaux salés (saumures du Trias) et conduisant à une première silicification des brèches cataclastiques. L'apport d'eau de mer dans ce deuxième type est ensuite coupé par le dépôt des flyschs albo-cénomaniens et les fluides deviennent sursalés car ils ne sont alimentés que par les saumures triasiques.

CHAPITRE 3

Régime thermique lors du rifting albo-cénomaniens : Températures RSCM

1. Méthodologie

La spectroscopie Raman est largement utilisée afin d'étudier le degré d'organisation du matériel carboné (e.g. Wopenka & Pasteris, 1993 ; Yui et al., 1996 ; Beyssac et al., 2002 ; Lahfid et al., 2010). Cette technique est basée sur l'étude quantitative du degré de graphitisation de la matière carbonée. La structuration de la matière carbonée, due à la graphitisation, est directement liée à la température appliquée. Le caractère irréversible de ce processus en fait un indicateur fiable de la température maximum atteinte lors du métamorphisme d'une roche carbonée (Beyssac et al., 2002, 2003). Deux calibrations ont été utilisées lors de cette étude. La calibration de Beyssac et al. (2002) pour la gamme de températures entre 330°C et 650°C (Fig V.9.a) et celle de Lahfid et al. (2010) (Fig V.8.b) pour la gamme de températures entre 180°C et 330°C. Avec ces méthodes, les températures peuvent être estimées avec une précision de $\pm 50^\circ\text{C}$ et $\pm 25^\circ\text{C}$, respectivement, en raison des incertitudes des calibrations. Les mesures effectuées dans ce travail présentent des incertitudes moyennes d'environ 17°C . Ces dernières incertitudes sont liées à la reproductibilité des spectres obtenus lors de l'acquisition des données et sont donc différentes des incertitudes de calibrations. Les analyses ont été effectuées dans les locaux du BRGM à Orléans avec un spectromètre Renishaw inVia Reflex (responsable, A. Lahfid). La source d'excitation lumineuse est un laser argon-ion d'une longueur d'onde de 514.5 nm. Les analyses ont été effectuées sur des lames minces polies relativement épaisses (50 μm) afin d'analyser la matière carbonée en profondeur à travers un microscope Leica DM2500. Cela permet de s'affranchir des effets de désorganisation de la matière carbonée due au polissage. La calibration instrumentale est faite sur un standard de silicone ($520,5\text{ cm}^{-1}$) avant chaque session de mesures. Chaque lame mince étudiée a été sujette à l'acquisition de 15 spectres minimum, afin de vérifier la reproductibilité de ceux-ci et diminuer l'incertitude avec le logiciel Renishaw 3.4. Les spectres sont ensuite décomposés avec le logiciel Peakfit (Beyssac et al., 2003 ; Lahfid et

al., 2010). Les spectres sont décomposés en plusieurs bandes : D1, D2 et G (graphite) pour la gamme 330-650°C et D1, D2, D3, D4 et G pour la gamme 180-350°C (Fig V.9). Chaque bande à une signature spécifique et leurs proportions sont fonction de l'organisation structurale de la matière carbonée et donc de la température (Fig V.9.c). La microthermométrie par spectroscopie Raman a pour limite supérieure la température de 650°C. Ceci est lié à la disparition de la signature de la bande D1, indispensable pour les paramètres de quantification. L'estimation d'une température est obtenue grâce aux paramètres de quantification R2 pour la gamme 300-650°C et RA1 pour la gamme 180-350°C.

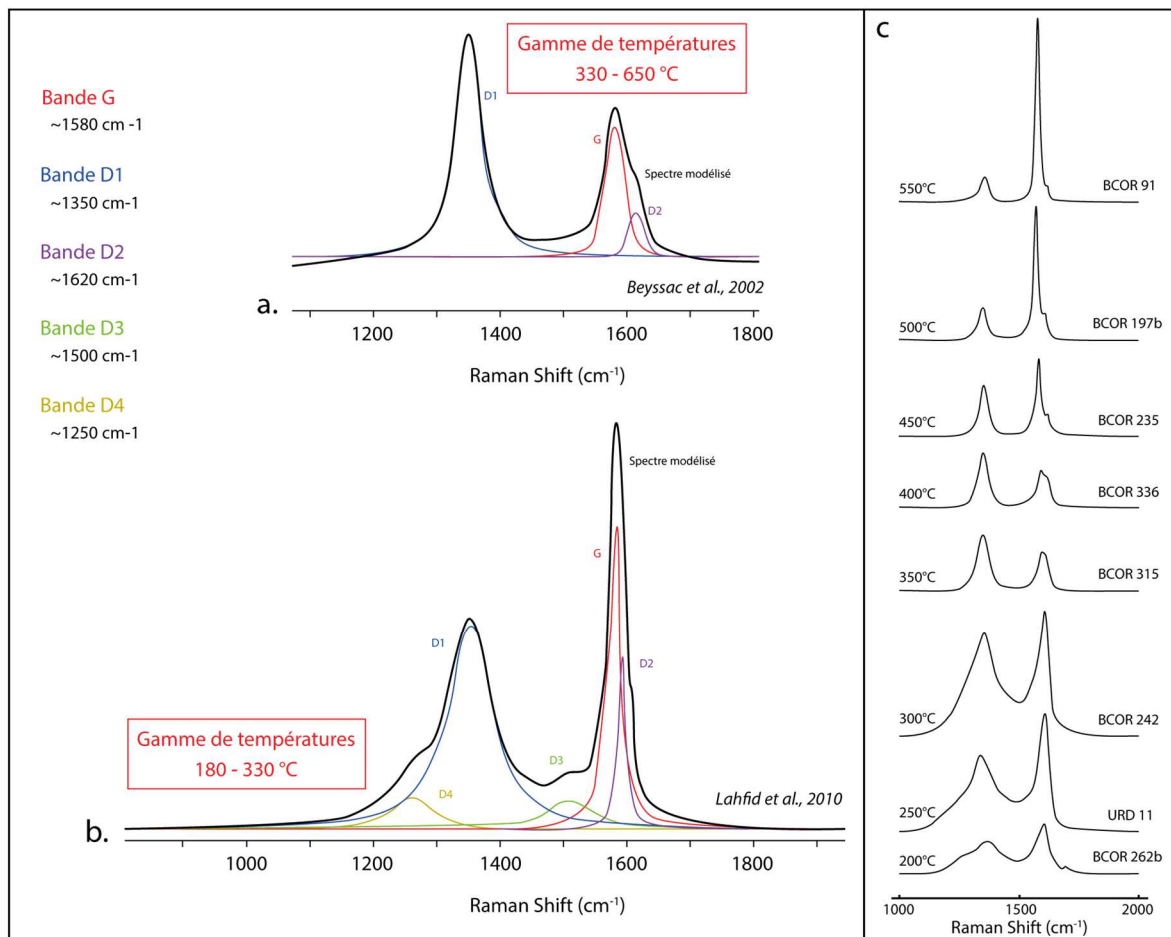


Figure V.9. Modélisations de spectres Raman et méthode d'interprétations. a. Bandes des spectres Raman prises en compte pour les gammes de températures entre 330 et 650°C (Beysac et al., 2002) et entre 180 et 330°C (Lahfid et al., 2010). c. Spectres Raman représentatifs des échantillons analysés à travers l'ensemble les Chaînons Béarnais.

Le paramètre R2 correspond à la surface relative de la bande D1 par rapport à la surface totale du spectre (eq. (1)) (Beyssac et al., 2002).

$$R2 = \frac{D1 + D4}{G + D2 + D3} \quad (1)$$

Le paramètre RA1 correspond à la surface relative de la bande D1 et D4 par rapport à la surface totale du spectre (eq (2)) (Lahfid et al., 2010).

$$RA1 = \frac{D1 + D4}{G + D1 + D2 + D3 + D4} \quad (2)$$

2. Résultats :

La formation des bassins albo-cénomaniens du domaine pyrénéen est caractérisée par un métamorphisme HT-BP affectant la série mésozoïque. Ce métamorphisme est contemporain du dépôt des sédiments syn-rift et constitue une réponse au resserrement des isothermes pendant l'amincissement crustal produisant un très fort gradient thermique (e.g. Golberg et Leyreloup, 1990 ; Clerc et al., 2015).

L'utilisation de la paléothermométrie par spectroscopie Raman de la matière carbonée permet d'estimer la température maximale atteinte au pic du métamorphisme. Les résultats obtenus concernent l'ensemble des Chaînons Béarnais (Tableau 1, Fig V.10) ainsi que des zones cibles telles que l'anticlinal de Sarrance (Figure V.11) et le massif d'Urdach (Fig V.12).

Tableau 1. Description des échantillons analysés avec les noms des échantillons, leur lithologie, leur position géographique (WGS 84), les valeurs des paramètres R2 et RA1, le nombre de spectres analysés par échantillons, les températures estimées et leur erreur.

Cinquième Partie : Circulation de fluides et régime thermique lors de l'exhumation du manteau

Échantillons	Lithologies	Localisations	Géoréférences		Paramètres R2 <i>Beysnac et al., 2002</i>		Paramètres RA1 <i>Lahfid et al., 2010</i>		Nb de Spectres	Températures °C	Erreurs °C
			GPS N	GPS O	Moyennes	Écarts types	Moyennes	Écart types			
SAR 7	Aptien supérieur	Saraillé	12°03'43"	23°38'0"	0,67	0,03			13	339	14
SAR 22	Trias (indéfini)	Saraillé	25°03'43"	15°38'0"	0,6	0,03			8	372	16
URD 11	Marne jurassique	Urdach	07°07'43"	50°39'0"			0,58	0,01	16	251	17
URD 14	Marne jurassique	Urdach	07°07'43"	50°39'0"			0,57	0,05	17	265	25
BCOR 91	Carbonate paléozoïque?	Saraillé	10°03'43"	33°38'0"	0,14	0,04			16	575	20
BCOR 154	Aptien supérieur	Sarrance	21°02'43"	20°36'0"	0,58	0,05			17	378	24
BCOR 181	Flysch Noir	Tos de la Coustette	26°03'43"	15°40'0"	0,67	0,03			14	342	13
BCOR 185	Aptien supérieur	Tos de la Coustette	35°03'43"	12°40'0"	0,69	0,02			7	333	11
BCOR 193	Callovo-Oxfordien	Turon de la Técoùère	53°03'43"	06°29'0"	0,36	0,03			15	482	17
BCOR 197a	Jurassique (indéfini)	Turon de la Técoùère	10°04'43"	30°29'0"	0,36	0,04			18	478	21
BCOR 197b	Jurassique (indéfini)	Turon de la Técoùère	10°04'43"	30°29'0"	0,35	0,05			14	482	23
BCOR 201	Callovo-Oxfordien	Pic d'Escuret	37°04'43"	37°30'0"	0,36	0,06			18	479	27
BCOR 205	Kimméridgien	Pic d'Escuret	53°04'43"	39°30'0"	0,63	0,07			12	348	21
BCOR 206	Kimméridgien	Pic d'Escuret	11°05'43"	48°30'0"	0,65	0,02			14	351	13
BCOR 207	Portlandien	Pic d'Escuret	14°05'43"	49°30'0"	0,66	0,04			14	342	24
BCOR 208	Kimméridgien	Pic d'Escuret	03°05'43"	18°30'0"	0,66	0,04			9	345	17
BCOR 210	Lias inférieur	Trône du Roi	35°03'43"	02°38'0"	0,66	0,04			8	345	21
BCOR 211	Lias inférieur	Trône du Roi	35°03'43"	02°38'0"	0,61	0,02			15	366	10
BCOR 213	Lias inférieur	Trône du Roi	39°03'43"	02°38'0"	0,66	0,02			8	344	11
BCOR 214	Dogger	Trône du Roi	40°03'43"	02°38'0"	0,68	0,01			13	336	7
BCOR 215	Dogger	Trône du Roi	06°03'43"	34°38'0"	0,67	0,04			10	336	23
BCOR 216	Callovo-Oxfordien	Trône du Roi	43°03'43"	59°37'0"	0,67	0,02			9	340	11
BCOR 218	Dogger	Trône du Roi	35°03'43"	08°37'0"	0,6	0,05			13	370	23
BCOR 226	Kimméridgien	Trône du Roi	54°03'43"	09°38'0"	0,64	0,04			15	355	20
BCOR 227	Kimméridgien	Trône du Roi	00°04'43"	12°38'0"	0,66	0,03			8	343	17
BCOR 228	Néocomien	Trône du Roi	04°04'43"	14°38'0"	0,66	0,03			15	341	8
BCOR 229	Néocomien	Trône du Roi	05°04'43"	15°38'0"	0,65	0,02			13	347	12
BCOR 230	Aptien supérieur	Trône du Roi	08°04'43"	14°38'0"	0,65	0,01			9	348	6
BCOR 235	Carbonifère	Laruns	20°00'43"	50°25'0"	0,41	0,06			15	454	22
BCOR 240a	Aptien supérieur	Nord Trône du Roi	22°04'43"	30°38'0"	0,67	0,04			14	340	18
BCOR 240b	Contact Flysch Noir/Aptien	Nord Trône du Roi	22°04'43"	30°38'0"	0,66	0,02			12	343	9
BCOR 240c	Flysch Noir	Nord Trône du Roi	22°04'43"	30°38'0"	0,64	0,06			18	348	15
BCOR 241	Flysch Noir	Nord Trône du Roi	40°04'43"	33°38'0"	0,61	0,03			13	367	15
BCOR 242	Portlandien	Nord Mail Arrouy	56°05'43"	26°32'0"			0,63	0,02	20	321	30
BCOR 243	Valanginien	Nord Mail Arrouy	07°06'43"	35°32'0"	0,59	0,04			15	376	20
BCOR 244	Valanginien	Nord Mail Arrouy	53°05'43"	25°32'0"	0,64	0,04			11	352	18
BCOR 245	Aptien supérieur	Nord Mail Arrouy	17°06'43"	28°32'0"	0,64	0,07			8	343	16
BCOR 246	Flysch Noir	Nord Mail Arrouy	42°06'43"	21°32'0"	0,56	0,03			11	391	8
BCOR 262b	Dogger	Urdach	04°07'43"	51°39'0"			0,58	0,05		<200	
BCOR 267	Dogger	Urdach	50°06'43"	06°40'0"			0,6	0,02	15	282	23
BCOR 271	Kimméridgien	Urdach	46°06'43"	36°39'0"			0,63	0,02	10	301	15
BCOR 279	Marne jurassique	Urdach	07°07'43"	50°39'0"			0,59	0,02	12	263	21
BCOR 284	Flysch Noir	Urdach	59°06'43"	54°39'0"			0,58	0,04	14	262	23
BCOR 293a	Aptien supérieur	Benou	41°02'43"	21°28'0"	0,6	0,04			18	372	20
BCOR 295	Flysch Noir	Urdach	49°07'43"	08°41'0"			0,6	0,02	15	277	19
BCOR 298	Cénomancien	Urdach	49°07'43"	25°40'0"			0,56	0,02	13	232	26
BCOR 299	Cénomancien	Urdach	46°07'43"	28°40'0"			0,56	0,01	6	227	10
BCOR 306	Lias inférieur	Bergon	23°58'42"	41°32'0"	0,58	0,05			13	376	18
BCOR 308	Dogger	Bergon	27°58'42"	40°32'0"	0,63	0,05			10	354	18
BCOR 309	Aptien supérieur	Bergon	27°58'42"	41°32'0"	0,56	0,06			10	393	23
BCOR 310	Aptien supérieur	Bergon	33°58'42"	45°32'0"	0,62	0,03			10	364	17
BCOR 313	Aptien supérieur	Lauriolle	39°00'43"	53°28'0"	0,52	0,03			10	407	15
BCOR 315	Dogger	Saraillé	06°03'43"	34°38'0"	0,65	0,03			12	351	14
BCOR 318a	Lias inférieur	Moncaut	06°03'43"	34°38'0"	0,59	0,04			14	377	18
BCOR 318b	Lias inférieur	Moncaut	06°03'43"	34°38'0"	0,65	0,01			13	349	7
BCOR 319	Lias inférieur	Moncaut	04°04'43"	59°18'0"	0,64	0,02			13	354	9
BCOR 330	Trias moyen	Bedous	25°00'43"	05°39'0"	0,59	0,03			12	377	13
BCOR 332 G	Poudingues de Mendibelsa	Bedous	40°00'43"	43°39'0"			0,63	0,04	14	321	28
BCOR 332 M	Poudingues de Mendibelsa	Bedous	40°00'43"	43°39'0"			0,41	0,14		<200	
BCOR 332	Poudingues de Mendibelsa	Bedous	40°00'43"	43°39'0"	0,64	0,03			10	356	15
BCOR 335	Dogger	Bedous	15°01'43"	24°41'0"	0,58	0,04			13	375	16
BCOR 336	Callovo-Oxfordien	Bedous	22°01'43"	27°41'0"	0,53	0,05			12	405	27
BCOR 340	Flysch Albien	Bedous	14°02'43"	01°41'0"	0,59	0,04			20	377	18
BCOR 341	Flysch intra-brèches	Urdach	10°07'43"	44°40'0"			0,51	0,02		<200	
BCOR 343	Flysch Noir	Arbéost	43°59'42"	14°17'0"	0,58	0,05			12	382	23
BCOR 348	Lias inférieur	Col d'Ansan	06°01'43"	49°12'0"	0,45	0,05			8	377	24
BCOR 349a	Lias inférieur	Col d'Ansan	07°01'43"	47°12'0"	0,26	0,05			5	524	23
BCOR 360	Flysch Noir	Escot	26°05'43"	40°36'0"	0,61	0,03			15	367	17
BCOR 361	Flysch Noir	Licq	43°03'43"	23°45'0"	0,63	0,02			16	356	13
BCOR 366	Flysch Noir	Lourdios	39°02'43"	41°38'0"	0,62	0,04			10	363	20
BCOR 367	Flysch Noir	Lourdios	13°03'43"	09°40'0"	0,61	0,03			13	368	17
BCOR 368	Flysch Noir	Lourdios	06°03'43"	57°39'0"	0,65	0,02			15	350	9
BCOR 369	Flysch Noir	Lourdios	00°03'43"	30°40'0"	0,64	0,03			12	355	15
BCOR 370	Flysch Noir	Lourdios	34°02'43"	48°40'0"	0,64	0,03			14	352	14

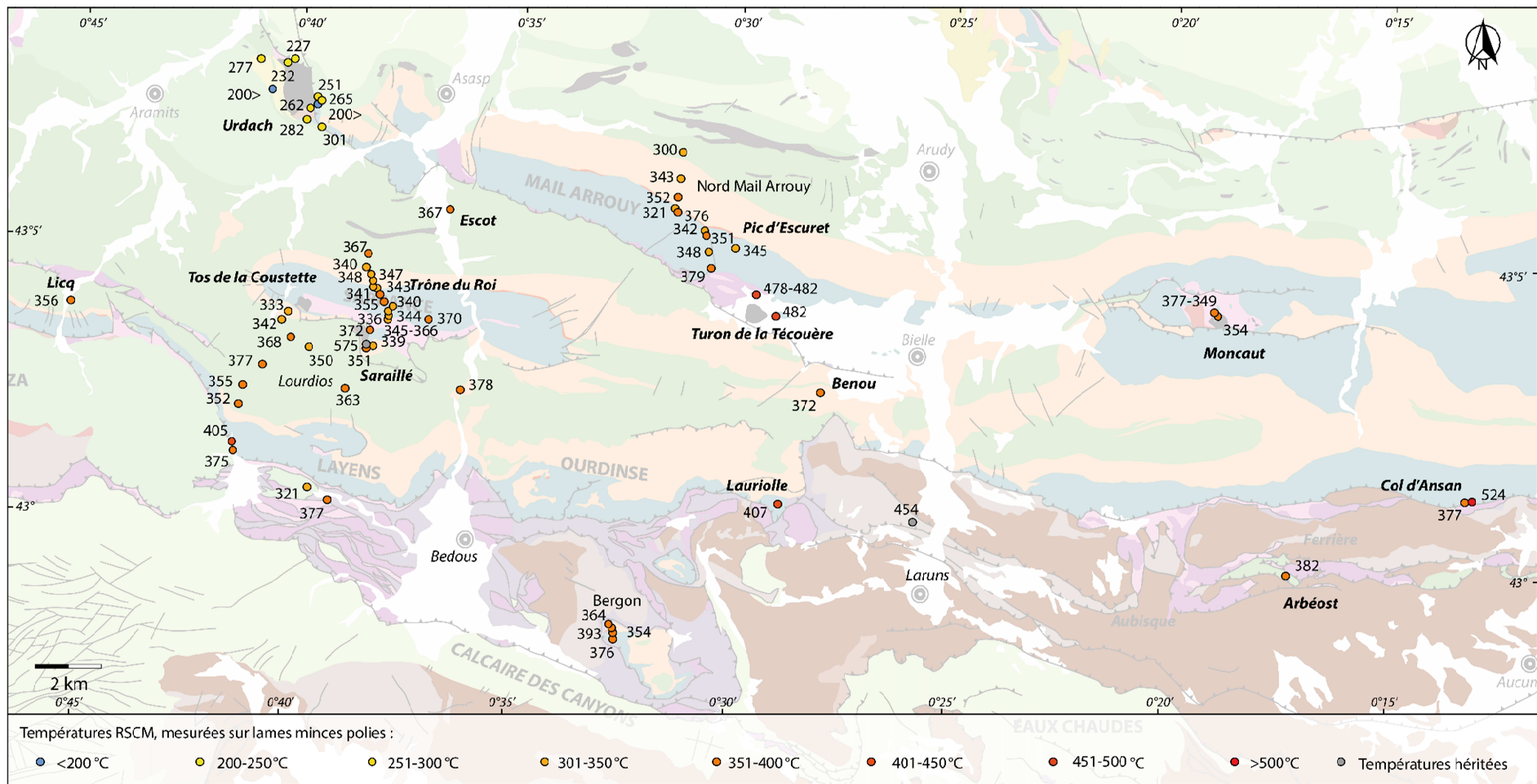


Figure V.10. Carte de répartition des températures Raman (RSCM) estimées à travers les Chaînonns Béarnais et leur bordure sud.

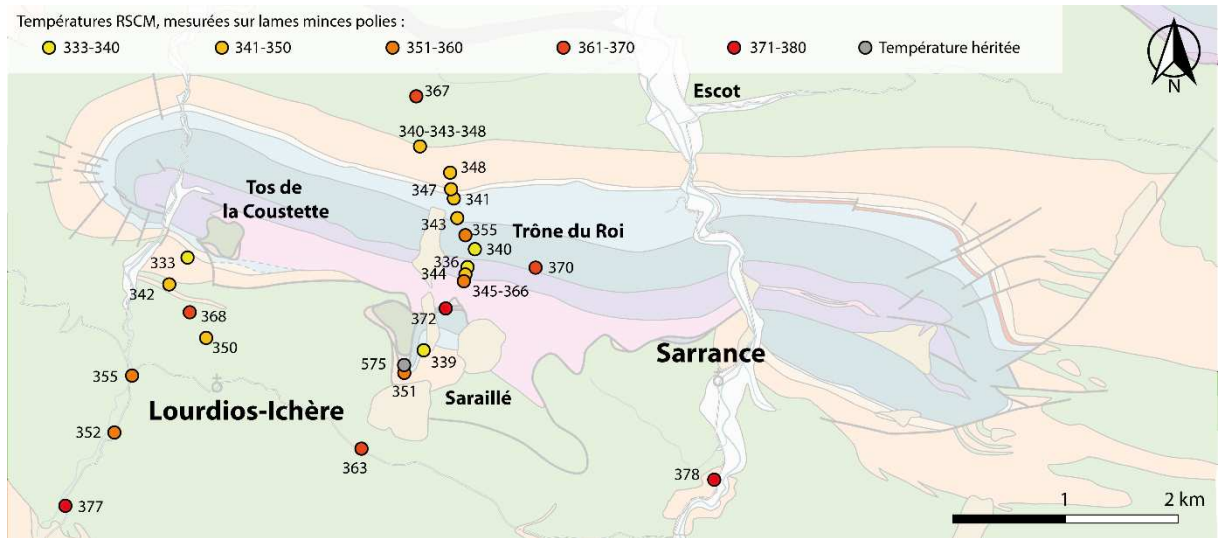


Figure V.11. Carte de répartition des températures Raman (RSCM) estimées à travers la couverture sédimentaire de l'anticlinal de Sarrance.

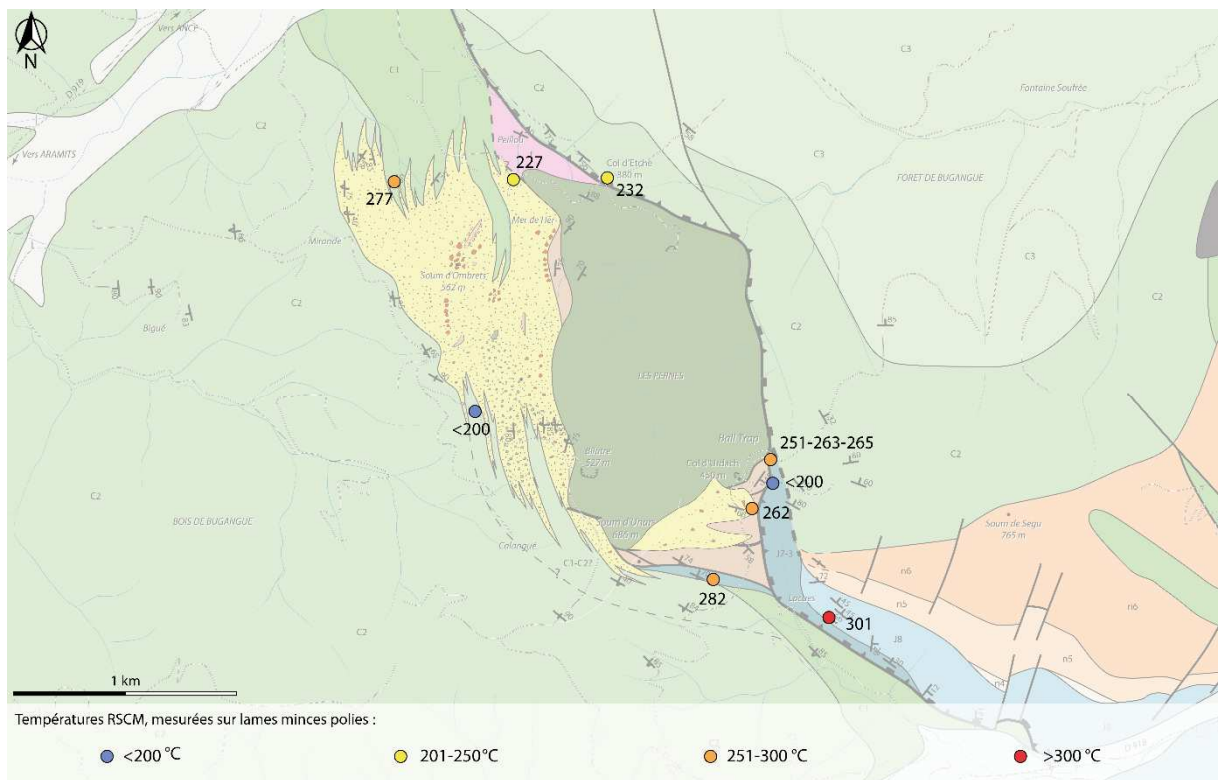


Figure V.12. Carte de répartition des températures Raman (RSCM) estimées dans la couverture sédimentaire mésozoïque du massif d'Urdach-les Pernes.

Les estimations de températures Raman ont été effectuées sur la couverture sédimentaire pré-rift et syn-rift (Trias à Cénomaniens) ainsi que sur des carbonates paléozoïques (Sarraillé et Laruns, cf. Fig V.10). La gamme de températures obtenues s'étale entre des températures inférieures à 200°C et 575°C. À l'échelle des Chaînons Béarnais, apparaissent plusieurs gammes de températures. De prime abord, nous pouvons observer une répartition relativement homogène à travers tous les Chaînons, avec une température moyenne de ~350°C (Fig V.10). Cette température affecte toutes les lithologies, sans distinction. En effet, dans l'anticlinal de Sarraillé (Fig V.11), cette température de 350°C a été atteinte dans toutes les lithologies de la couverture sédimentaire, que ce soit à la base dans le Lias ou dans les sédiments syn-rifts albiens.

Des pics de températures localisées sont à noter. Ces anomalies thermiques se situent dans la base de la couverture sédimentaire pré-rift au contact de la lherzolite du Turon de la Técoière, avec des températures de 378°C à 480°C, ainsi que sur la bordure sud des Chaînons Béarnais avec des températures entre 405°C et 524°C (Fig V.9). Nous pouvons aussi noter deux autres anomalies thermiques. Une température de 575°C dans le massif du Sarraillé et une température à 454°C dans les écaillés paléozoïques de Laruns (Figs V.10 et V.11). Ces deux températures sont des températures héritées de l'histoire hercynienne, antérieure au métamorphisme pyrénéen albo-cénomaniens.

Le massif d'Urdach a la particularité de présenter des températures moyennes plus basses que dans le reste des Chaînons Béarnais (<200-301°C) (Fig V.12).

Plusieurs études de la paléothermométrie Raman ont été effectuées à travers les Chaînons Béarnais par d'autres auteurs :

- Autour du massif lherzolitique de Moncaut, Menant et al. (2016) ont obtenu des gammes de températures entre 339°C et 418°C. La température moyenne, à travers toute la couverture sédimentaire pré-rift se situe autour de 350°C, avec un pic thermique dans les sédiments du Lias en contact avec la lherzolite. Néanmoins, les analyses Raman effectuées lors

de notre étude, dans ces mêmes sédiments, présentent des températures entre $349\pm 7^{\circ}\text{C}$ et $379\pm 18^{\circ}\text{C}$. Nous ne considérerons donc pas ce pic thermique.

- Dans le massif du Saraillé, Clerc et al. (2015) présentent des températures entre 263°C et 346°C dans la couverture sédimentaire pré- et syn-rift. Les températures les plus basses et les plus hautes ont été toutes deux atteintes dans les flyschs albo-cénomaniens de la vallée de Lourdios (Cf. Fig V.9).

- Dans le massif d'Urdach, Clerc et al. (2015) donnent des mesures similaires à celles de notre étude avec des températures entre $215\pm 3^{\circ}\text{C}$ et $233\pm 1^{\circ}\text{C}$.

- Dans la vallée d'Ossau (entre le Turon de la Técoùère et Moncaut), les analyses Raman effectuées par Culaya (2015) dans les flyschs albiens et les carbonates jurassiques présentent des températures entre $341\pm 2^{\circ}\text{C}$ et $471\pm 31^{\circ}\text{C}$. Les flyschs albiens montrent ici aussi une température moyenne de 350°C et les températures les plus hautes ont été atteintes dans les carbonates jurassiques, à la base de la couverture sédimentaire ($444\pm 16^{\circ}\text{C}$ et $471\pm 31^{\circ}\text{C}$).

- Dans la structure salifère de Tres Crouts, des températures Raman entre $338\pm 13^{\circ}\text{C}$ et $472\pm 44^{\circ}\text{C}$ ont été obtenues (Cf. Fig II.13) (Villard, 2016). Ici aussi, les températures moyennes se situent aux alentours de 350°C avec une zone d'anomalie thermique entre 426°C et 472°C dans le Kimméridgien du cœur de la structure.

- Dans les brèches de Lauriolle (Cf. Fig II.13), Cloix (2017) obtient des valeurs de températures entre $341\pm 12^{\circ}\text{C}$ et $468\pm 14^{\circ}\text{C}$. Les températures les plus basses sont présentes dans le ciment constituant la brèche et les plus hautes au toit des calcaires urgoniens. Néanmoins, nous pouvons discerner ici aussi une température moyenne d'environ 350°C .

3. Discussion :

La ZNP est caractérisée par un métamorphisme HT-BP lié à un resserrement des isothermes, affectant les sédiments mésozoïques pré- et syn-rift (e.g. Golberg et Leyreloup, 1990). L'anomalie thermique responsable du développement de cet événement métamorphique est attribué à un très fort gradient géothermique lié à l'amincissement crustal et lithosphérique extrême pendant la phase d'extension albo-cénomanienne (e.g. Golberg et Leyreloup, 1990). Les études géochronologiques ont permis de dater cet événement entre 105 Ma et 85 Ma (Albarède & Michard-Vitrac, 1978 ; Montigny et al., 1986 ; Golberg & Maluski, 1988 ; Golberg et al., 1986 ; Thiébaud et al., 1988 ; Clerc et al., 2015). De plus, parallèlement à cet épisode métamorphique, la ZNP est le siège d'altérations hydrothermales (e.g. Dauteuil & Ricoux, 1989). Les interactions fluides/roches majeures sont : (1) l'albitisation des roches de la ZA (Boulvais et al., 2007, Poujol et al., 2010, Fallourd et al., 2014) ; (2) la formation de roches métasomatiques dans de grandes failles crustales extensives créacées (minéralisations en talc-chlorites) (Moine et al., 1989; Schärer et al., 1999; Boulvais et al., 2006; Boiron et al., 2007; Boutin et al., 2015) ; et (3) comme nous l'avons vu dans les précédents chapitres, la circulation de saumures chaudes à travers toute la couverture sédimentaire pré-rift.

Le métamorphisme créacé de la ZNP a affecté la couverture sédimentaire pré- et syn-rift pendant l'ouverture des bassins albo-cénomaniens, jusqu'au début de l'inversion au début du Santonien (85 Ma). Néanmoins, on sait maintenant que la zone des Chaînons Béarnais a été sujette à un enfouissement post-extension caractérisé par le dépôt d'une épaisse couverture sédimentaire de flysch de foreland (Santonien-Eocène) et que l'anomalie thermique a perduré (Vacherat et al., 2014 ; Bosch et al., 2016).

Selon les reconstitutions paléogéographiques de Vacherat et al. (2017) et les reconstitutions cinématiques de Teixell et al. (2016), les Chaînons Béarnais restent dans un contexte de bassin profond et/ou de mer ouverte au moins jusqu'au milieu de l'Eocène (~40Ma). D'après les données thermochronologiques et les âges (U-Th)/He (ZHe) sur zircon de Bosch et al. (2016), les poudingues de Mendibelza, le Crétacé supérieur de la ZA et les métasédiments

triasiques des Chaînons Béarnais (Moncaut) ne sont passés sous des températures de 200°C qu'à partir de ~30 Ma. La couverture sédimentaire pré- et syn-rift des Chaînons Béarnais a donc été soumise à un climat thermique chaud pendant une période de temps très longue (de 100 à 30 Ma).

Nous avons vu que les estimations de températures Raman à travers les Chaînons Béarnais ont fait l'objet de plusieurs études détaillées qui confirment nos propres données. L'anomalie thermique est largement distribuée dans les métasédiments pré-rift et les températures les plus hautes ont été trouvées près des éléments de manteau et de socle paléozoïque. Il en ressort de façon incontestable que l'ensemble de la couverture pré- et syn rift avait atteint des températures moyennes de 350°C. Dans l'anticlinal diapirique de Montcaut, présentant un massif lherzolitique en son cœur, Menant et al. (2014) proposent que la haute température ait été atteinte, après la mise en place des diapirs, via une isotherme relativement plate recoupant la totalité de la structure plissée et affectant ainsi l'ensemble des lithologies.

Clerc et al. (2015) proposent que le métamorphisme pyrénéen soit intimement lié à l'exhumation du manteau et que sa propagation soit régie par différents paramètres. Ils suggèrent que la circulation de fluides, synchrone du métamorphisme, ait permis à l'anomalie thermique de se propager dans la couverture sédimentaire sus-jacente. Ajoutons que la couverture sédimentaire pré-rift est généralement limitée à sa base par le niveau de décollement des évaporites du Trias supérieur, à forte conductivité thermique et à son sommet par une épaisse pile sédimentaire syn-rift de flyschs albo-cénomaniens, constituant un niveau isolant de très faible conductivité thermique. La conjonction de ces deux facteurs a probablement facilité l'augmentation de la température dans le système.

Grâce aux estimations de températures Raman (RSCM), nous sommes maintenant capables de proposer un modèle conceptuel évolutif des conditions thermiques au sein des bassins extensifs albo-cénomaniens (Fig V.13). La géométrie de la marge que nous utilisons ici sera justifiée en Partie VI. L'exhumation du manteau et l'extraction latérale de la croûte continentale moyenne dans le fond des bassins permet un resserrement drastique des isothermes en pied de marge (Fig V.13.1). Nous avons vu en Partie IV que dans la modélisation

des détachements permettant l'exhumation de matériel profond, on pouvait atteindre des températures de plus de 600°C près du chenal d'exhumation (Brune et al., 2014, Cf. Fig IV.15). Cela implique donc un resserrement des isothermes au niveau de la zone d'exhumation. Parallèlement à cela, à la fin de l'Albien, le manteau est dénudé dans la partie distale de la marge dans des conditions de températures de sub-surface (température de l'eau de mer) (Massif d'Urdach-Les Pernes), permettant la bréchification et le remaniement de celui-ci avec des éléments de croûte paléozoïque. Cette zone de dénudation du manteau est alors en position haute par rapport au reste du bassin. Ainsi on possède plusieurs éléments permettant de contraindre le gradient thermique dans le système étudié et sa variation au cours de l'évolution de la marge.

Après l'exhumation du manteau d'Urdach-Les Pernes dont les derniers stades s'effectuent dans les conditions de température de l'eau de mer intervient une subsidence de la partie distale de la marge, associée à une inversion de l'accommodation sédimentaire dans les bassins (Fig IV.13). La série sédimentaire de flyschs albo-cénomaniens qui s'épaissit joue alors le rôle d'une couverture thermique permettant la remontée des isothermes dans le fond des bassins. À Urdach-Les Pernes, la température atteinte suite à cet enfouissement ne dépasse pas 300°C. Ailleurs, l'augmentation de température moyenne de la couverture pré-rift et de la base de la couverture syn-rift présente dans les anticlinaux des diapirs atteint 350°C avec des pics thermiques localisés (Cf. Partie IV.1.2) (Fig V.13.2).

On met ainsi en évidence un phénomène de couvercle thermique ou « *blanketing effect* » qui permet au manteau exhumé et aux unités amincies à son contact de retrouver ou de conserver un état thermique relativement élevé. L'extension cesse au niveau du manteau d'Urdach-Les Pernes mais se poursuit dans la partie distale de la marge la plus chaude. On assiste ainsi à une migration de la zone d'exhumation vers le continent et à l'abandon du détachement qui a permis la première dénudation du manteau dans des conditions « froides ». Le manteau continue son exhumation entre des lentilles de croûte. Il se trouve en contact direct avec les sédiments pré-rifts, sans toutefois parvenir à la surface. C'est la situation que nous décrivons au Sarailié.

Jusqu'au début du Santonien, le dépôt des flyschs turoniens et coniaciens améliore le *blanketing effect* (Fig V.13.3). Cet enfouissement, impliquant une homogénéisation des températures de plus grande envergure, permet à l'isotherme 300°C d'atteindre les sédiments à proximité du massif d'Urdach-Les Pernes. En parallèle, le manteau est exhumé au pied de la marge dans des conditions thermiques élevées (450-500°C) permettant l'acquisition de ces températures observées au Turon de la Técoùère et dans les sédiments composant la bordure des Chaînons Béarnais.

Nous pouvons ainsi estimer un gradient géothermique moyen pour chaque zone en se basant sur les températures maximales atteintes dans le fond des bassins. Les gradients calculés sont de 60°C/km pour les massifs d'Urdach-Les Pernes et du Sarailié. Le massif d'Urdach (250°C) étant situé en zone haute, il n'a pas été enfoui aussi profondément que le Sarailié (350°C). Au Turon de la Técoùère (480°C) le gradient calculé est de 75°C/km. Ces gradients géothermiques ont été calculés en considérant un gradient linéaire, ce qui ne reflète sans doute pas la réalité.

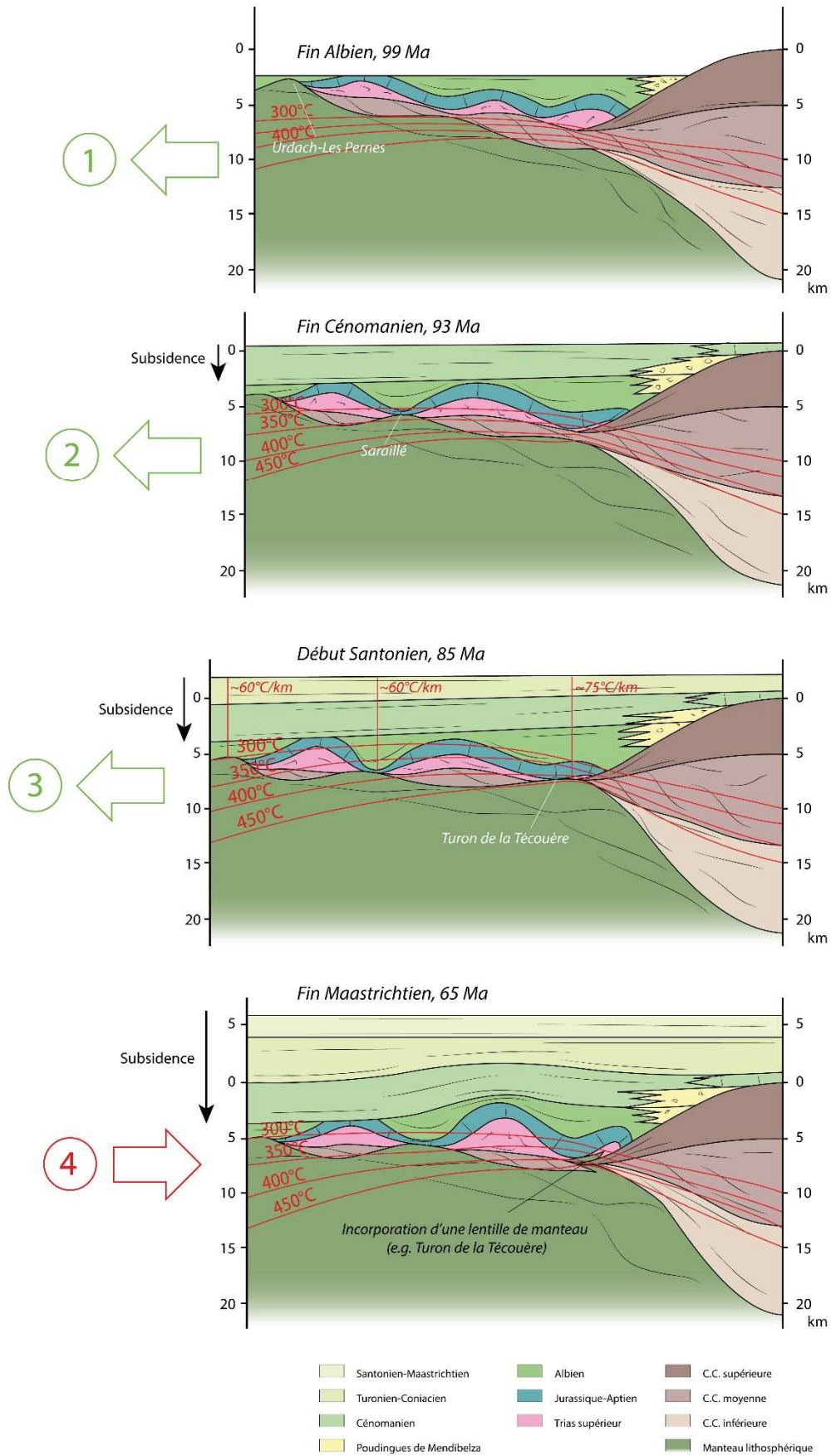


Figure V.13. Evolution des isothermes pendant la mise en place de la marge nord-ibérique entre la fin de l'Albien et la fin de Maastrichtien.

En résumé, le métamorphisme créacé de la ZNP est régi par différents processus qui sont :

(1) La mise en place d'un détachement à pendage vers le continent permettant l'exhumation du manteau et de la croûte continentale moyenne, dans le fond des bassins albo-cénomaniens, permettant un resserrement drastique des isothermes et des anomalies thermiques élevées aux points d'exhumation.

(2) Le *blanketing effect* des flyschs albo-cénomaniens syn-rifts, faisant office d'un véritable couvercle thermique isolant, permettant le maintien d'une température élevée dans le fond des bassins, et de surcroît un régime de déformation ductile.

(2') Le *blanketing effect* est entretenu par le dépôt des sédiments post-rift dans les bassins, permettant une homogénéisation des températures (~350°C).

(3) La mise en place d'une circulation de fluides dans le détachement et dans l'ensemble de la couverture pré-rift ayant pu contribuer à cette homogénéisation des températures.

Sixième Partie

RECONSTITUTION DE LA BORDURE NORD DE LA PLAQUE IBÉRIQUE À L'ALBO-CÉNOMANIEN ET COMPARAISON AVEC DES MARGES ACTUELLES

CHAPITRE 1

Orientation de l'ouverture des bassins

Les bassins albo-cénomaniens résultent d'un mouvement transtensif entre la plaque Ibérie et la plaque Europe (e.g. Olivet et al., 1996 ; Srivastava et al., 2000 ; Jammes et al., 2009, Clerc, 2012). D'après les reconstructions tectono-stratigraphiques de la ZNP, l'ouverture des bassins se fait dans une direction d'extension oblique par rapport à l'orientation du rift (e.g. Choukroune & Mattauer, 1978 ; Debroyas, 1985 ; Debroyas, 2003). Ceci implique une évolution en un système de bassins en pull-apart.

Plusieurs indices cinématiques et géométriques témoignent de cette extension oblique.

(1) Les lherzolites mylonitisées du Turon de la Técoûère sont caractérisées par des linéations N130-N150 acquises durant la remontée du manteau vers les niveaux crustaux au Crétacé (Vissers et al., 1997).

(2) La géométrie des bassins albo-cénomaniens reconstruite par Debroyas et al. (1985, 2003) est dominée par les directions d'extension voisines de N130.

Nous avons évoqué en Partie II.2.1, la présence des Grès du Barescou dans le mur du chevauchement du Mail Arrouy, à proximité du Turon de la Técoûère. Ces formations comportent des brèches polygéniques à éléments paléozoïques passant vers l'ouest aux flyschs albiens (Boirie et Souquet, 1982). Les lentilles de socle paléozoïque associées aux lherzolites du Turon de la Técoûère faisant partie du toit du chevauchement du Mail Arrouy ne peuvent pas être la source de ces brèches. Une source possible se trouve être dans les écaïlles paléozoïques de la zone bordière présentes près du Pic Lauriolle (Cloix, 2017). Dans ce cas, l'érosion du socle de ces écaïlles mis à l'affleurement dans la même position que le socle des Poudingues de Mendibelza, aurait alimenté les Grès du Barescou par des chenaux de direction N130-N150, très obliques à l'orientation du rift. De plus, nous avons vu en partie III.6.2.2, que le tégument

de ces écailles présentait un pendage de N18 39NO, concordant avec l'idée d'une extension NO-SE.

Nous avons vu que la bordure sud des Chaînon Béarnais était caractérisée par une zone de chevauchement à vergence sud sur la ZA, liée à l'orogénèse pyrénéenne. Ce couloir tectonique, composé des écailles bordières de croûte continentale supérieure qui constituaient la surface de la necking zone de la marge nord-ibérique à pendage vers les bassins albo-cénomaniens, présente une géométrie en échelons, semblable à la géométrie des bassins présentés par Debroas et al. (1985, 2003) et typique des bordures de bassins en pull-apart (Fig VI.1). Nous estimons que cet agencement actuel est un témoin de la géométrie de la bordure de la marge à l'Albo-Cénomalien.

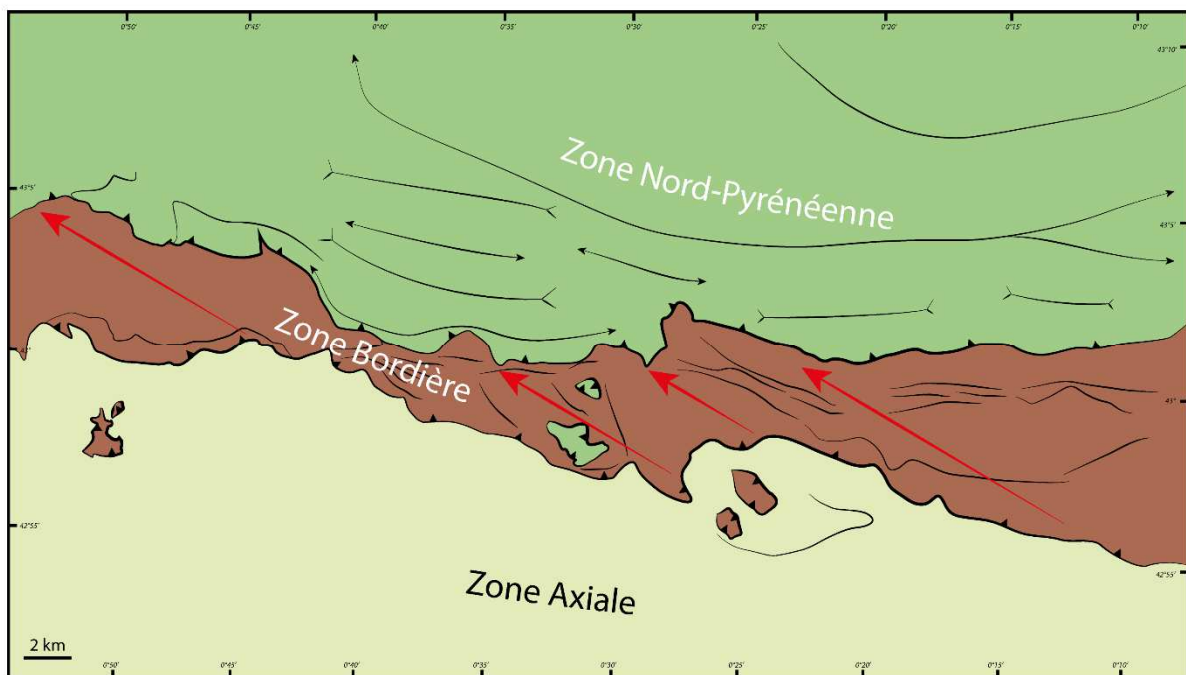


Figure VI.1. Carte structurale de la zone sud des Chaînon Béarnais mettant en avant la géométrie en échelons de la zone bordière typique des bassins en pull-apart.

Nous proposons donc une reconstitution paléogéographique de l'évolution de cette bordure en échelons en Figure IV.2. Dans cette reconstitution nous proposons que les massifs d'Urdach-Les Pernes et du Turon de la Técoùère fassent parties du même système d'exhumation avec une direction d'extension d'environ N130-N150.

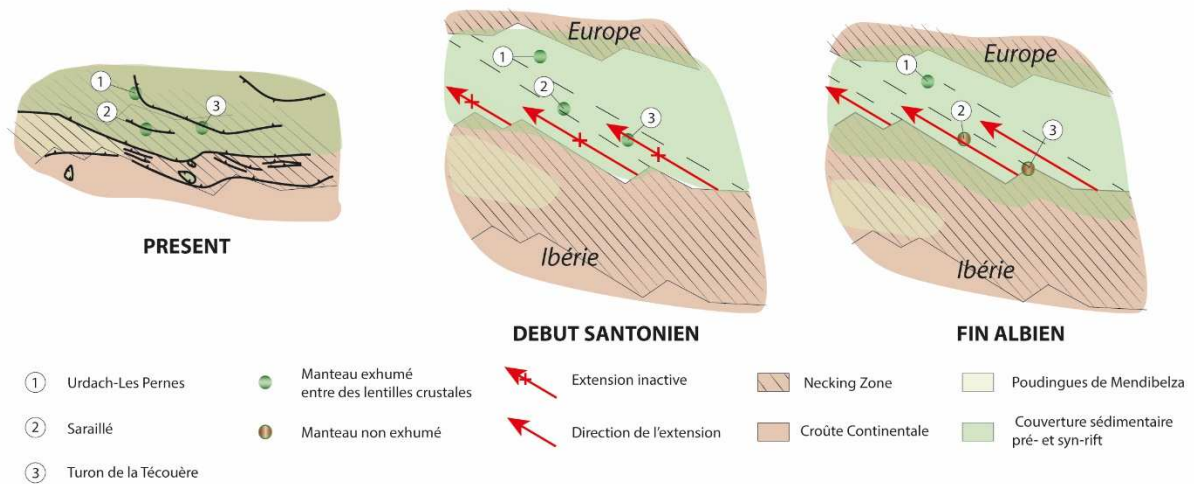


Figure VI.2. Représentation schématique de la direction d'extension oblique par rapport à l'axe du rift dans les Chaînes Béarnaises entre le fin de l'Albien et aujourd'hui. La couverture sédimentaire post-rift n'est pas représentée.

CHAPITRE 2

Reconstitution de la marge

L'ensemble des données recueillies au cours de cette thèse permet aujourd'hui de proposer une reconstitution de la bordure nord de la plaque ibérique, dans les Chaînon Béarnais (Figs VI.3 et VI.4).

La particularité de cette marge est que seule la croûte continentale moyenne, sous forme de minces écailles déformées ductilement, est présente sous le fond des bassins. L'individualisation de ces lentilles crustales est liée au développement de zones de cisaillement anastomosées au cœur de la croûte moyenne. Le fonctionnement d'un détachement contre-régional permet l'extraction de ces lentilles avec le manteau supérieur, laissant en arrière la croûte continentale supérieure et inférieure. Ceci implique : (1) un niveau de décollement peu compétent en base de croûte supérieure (schistes siluriens) et (2) un niveau de couplage avec le manteau en cours d'exhumation. Les lentilles crustales collées au manteau forment alors une large zone de croûte extrêmement amincie où le manteau est localement dénudé. La Necking Zone de la marge est alors caractérisée par un basculement de la croûte continentale supérieure vers le bassin, dû au soutirage de la croûte moyenne sous-jacente.

Au début de l'Albien, le basculement de la croûte supérieure engendre la désolidarisation de la couverture sédimentaire pré-rift et son glissement dans le fond des bassins le long du niveau de décollement des évaporites du Keuper. La dénudation du haut de marge permet alors la sédimentation en *onlap* des poudingues de Mendibelza sur le socle paléozoïque à pente homogène vers le nord. Le glissement de la couverture sédimentaire pré-rift permet aussi l'accentuation d'un système diapirique. Cette accentuation des diapirs permet l'évolution de mini-bassins de flyschs albiens syn-rifts entre les anticlinaux et la disparition du Trias à la base des synclinaux (Labaume & Teixell, 2014 ; Teixell et al., 2016), amenant le Jurassique en contact direct avec le substratum crustal ou mantellique.

À la fin de l'Albien, des fenêtres d'exhumation ouvertes au sein de la croûte continentale et au sein de la couverture sédimentaire pré-rift permettent au manteau de venir directement à l'affleurement dans les fonds marins sous forme de dômes peu-profonds. Cette dénudation complète du manteau permet son remaniement dans des sédiments syn-rifts (lherzolites de Type S, Urdach-Les Pernes) et l'initiation du processus de serpentinitisation. Par la suite, la zone d'exhumation active au massif d'Urdach-Les Pernes migre progressivement vers le continent (Cénomaniens). Le manteau est alors exhumé entre des lentilles crustales lui permettant de venir en contact direct avec la couverture pré-rifts des synclinaux diapiriques (Type T, e.g. Sarailé).

269

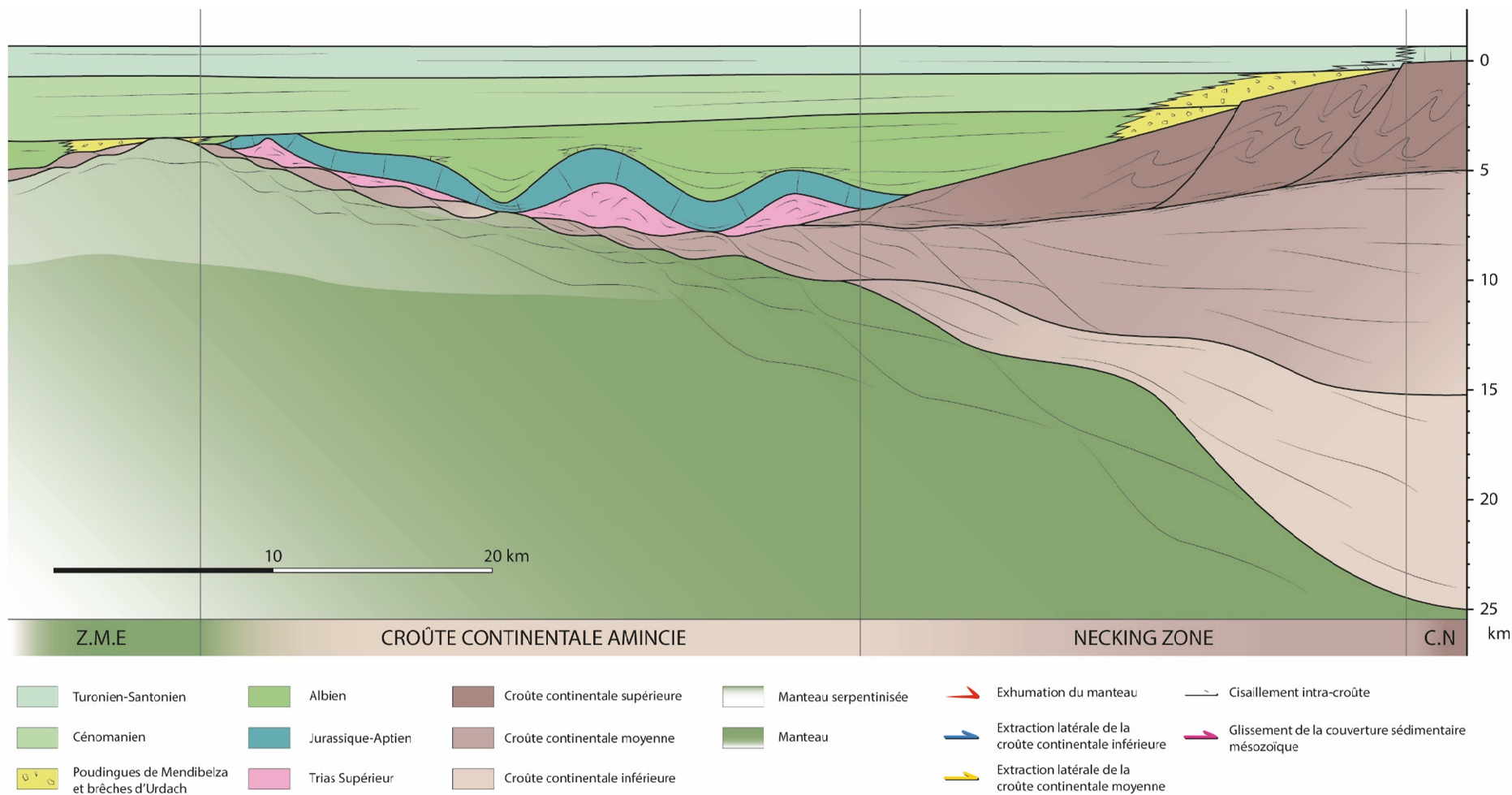


Figure VI.3. Reconstitution de la marge nord-ibérique au Turonien-Coniacien basée sur les Chaînon Bérnais. ZME : Zone à Manteau Exhumé ; C.N : Croûte Normale.

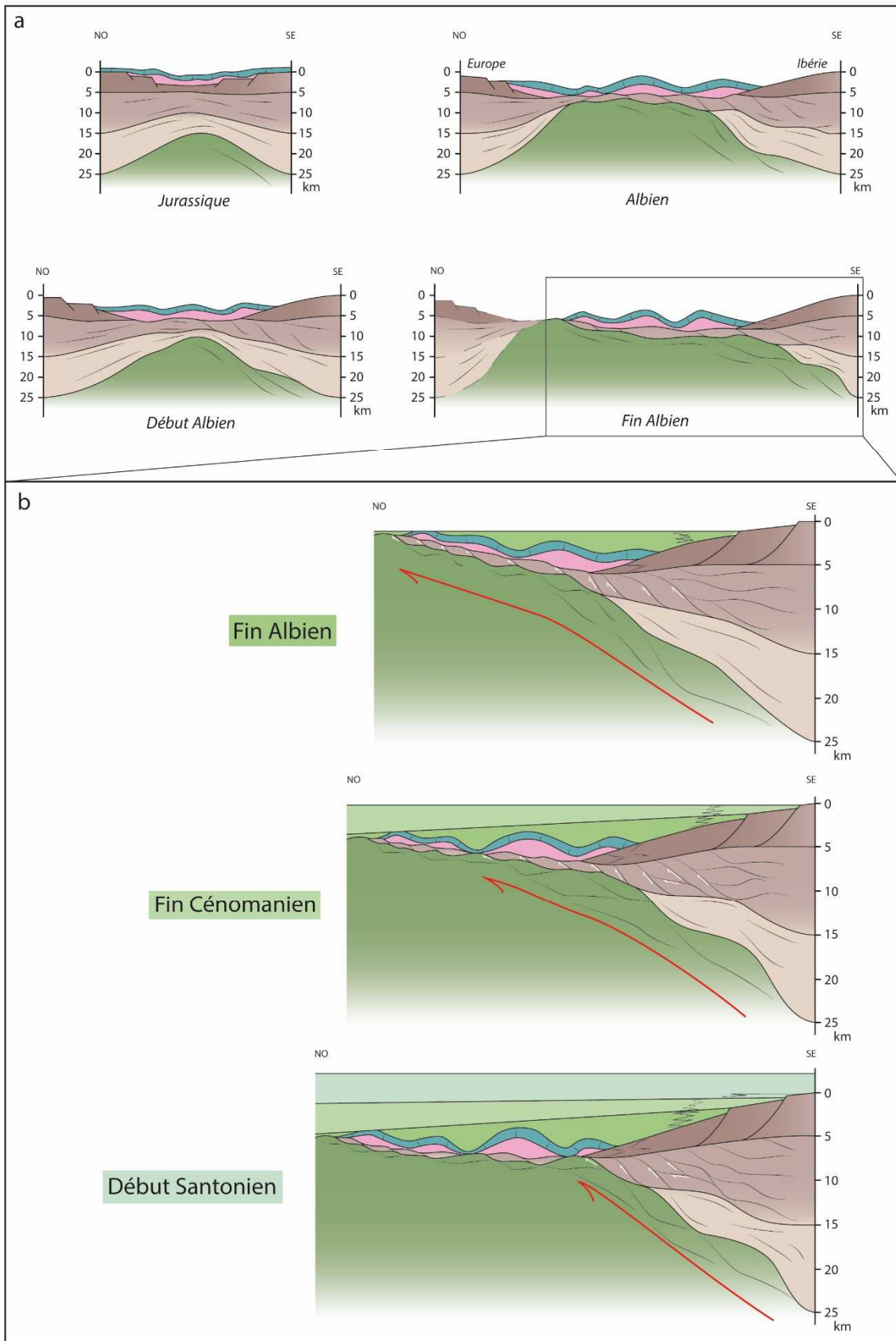


Figure VI.4. Schémas évolutifs simplifiés de la bordure nord de la plaque ibérique. a. Amincissement de la croûte continentale et exhumation du manteau entre le Jurassique et la fin de l'Albien. b. Migration de la zone d'exhumation du manteau active entre la fin de l'Albien et le début du Santonien. Même légende que la figure VI.4.

CHAPITRE 3

Comparaison avec des marges passives actuelles

La bordure nord de la plaque ibérique est une paléo-marge continentale passive albo-cénomanienne. Dans cette étude, il est important de revenir sur des comparaisons avec des cas de marges continentales passives actuelles. Plusieurs marges continentales passives à travers le globe présentent des caractéristiques similaires à ce que nous avons pu observer dans les Chaînons Béarnais.

Dans la figure VI.5, nous proposons une comparaison entre la marge passive nord-ibérique étudiée ici et différentes marges continentales passives sélectionnées.

D'après les interprétations de lignes sismiques d'Unternehrr et al. (2010), la marge continentale passive non-volcanique d'Angola (Fig VI.5.a) montre des analogies intéressantes avec le cas pyrénéen. Le manteau a été déformé et exhumé en partie distale de la marge sous une croûte continentale formant une large zone de croûte extrêmement amincie. Mais à la différence de la marge nord-ibérique, le manteau est ici en contact direct avec des sédiments post-rift et la croûte amincie est interprétée comme de la croûte supérieure. La croûte mafique est boudinée et n'est pas exhumée dans la partie distale de la marge.

Les études de la marge continentale passive oblique du Gabon (Clerc et al., 2017), ont permis de mettre en évidence des détachements contre régionaux entre des lentilles de croûte continentale supérieure présentant elles-mêmes des lenticulations internes (Fig VI.5.b). Le manteau est ici exhumé dans la partie distale de la marge avec de la croûte continentale inférieure et mis en contact direct avec les sédiments pré-rift (e.g. Sarailé, Turon de la Técoûère). D'après Clerc et al. (2015), la lenticulation de la croûte supérieure est due au *blanketing effect* de la série sédimentaire syn- et post-rift. On observe ici une géométrie très similaire avec la bordure nord de la plaque ibérique.

Clerc et al. (2015) avaient déjà mis en évidence les détachements contre-régionaux permettant l'exhumation de matériel profond dans la partie distale de la marge continentale passive volcanique d'Uruguay (Fig VI.5.c). Ici, la croûte inférieure est exhumée avec le manteau et subit une lenticulation interne prononcée.

En Mer de Chine, le manteau est exhumé localement entre des lambeaux de croûte continentale amincie (épaisseur <10 km) et mis en contact direct avec la couverture sédimentaire syn- et post-rift (Savva et al., 2013) (Fig VI.5.d). De plus, la coupe sismique interprétée de la Fig VI.5.d met en évidence que : (1) la croûte continentale inférieure est boudinée et qu'elle n'est pas exhumée avec le manteau et (2) la serpentinitisation du manteau n'est pas un phénomène nécessairement lié à sa dénudation complète.

En ce qui concerne la dénudation totale d'un système de détachement (e.g. Urdach-Les Pernes), les études des *Oceanic Core Complexes* (OCCs) de la ride médio-océanique de l'Océan Atlantique (13°20'N et 13°30'N) permettent des comparaisons fructueuses. Ces études ont récemment permis de révéler les mécanismes de la dénudation opérant le long d'une faille de détachement permettant l'exhumation de gabbros et de péridotites serpentinisées dans les fonds océaniques (Escartin et al., 2017) (Fig VI.6.a.b). Les détachements océaniques sont des failles de grande envergure avec une longue durée de vie présentant le plus souvent des corrugations importantes. La zone de détachement est caractérisée par une structure interne présentant des plans de glissement anastomosés (*shear zone*) qui ne sont pas sans rappeler nos structures « phacoïdales ». À la surface, les corrugations correspondent à des corps allongés par le glissement de la faille et sont généralement recouvertes par une fine pellicule de débris non-consolidés provenant du *footwall* et du *hangingwall* du détachement (Fig VI.6.c) qui rappellent les Brèches d'Urdach. Localement, le détachement peut être complètement dénudé sur le flanc des corrugations et montre alors en surface un plan de faille strié (Fig VI.6.d).

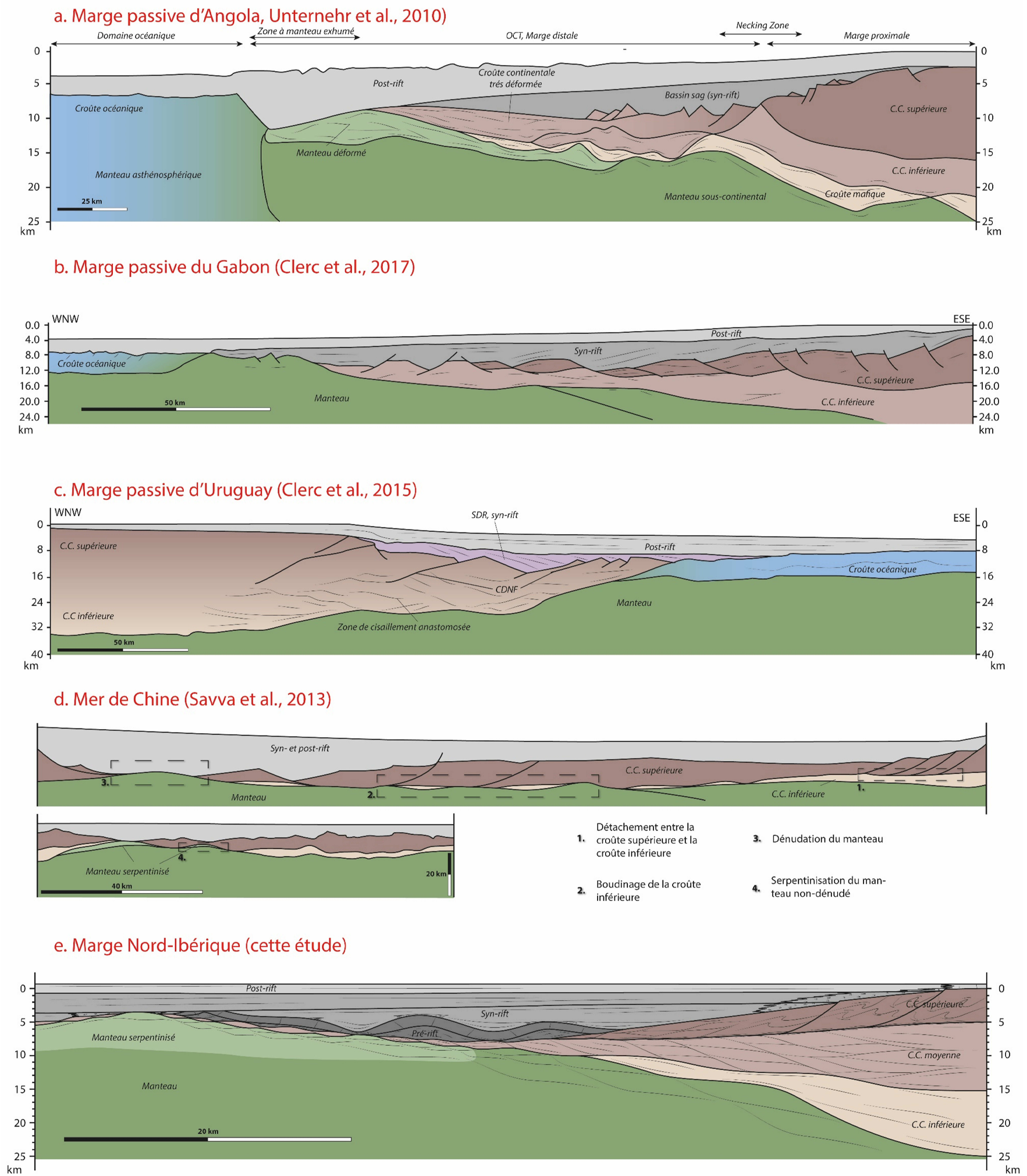


Figure VI.5. Comparaisons de différentes marges continentales passives actuelles avec la marge passive albo-cénomaniennne inversée de la bordure nord de la plaque ibérique.

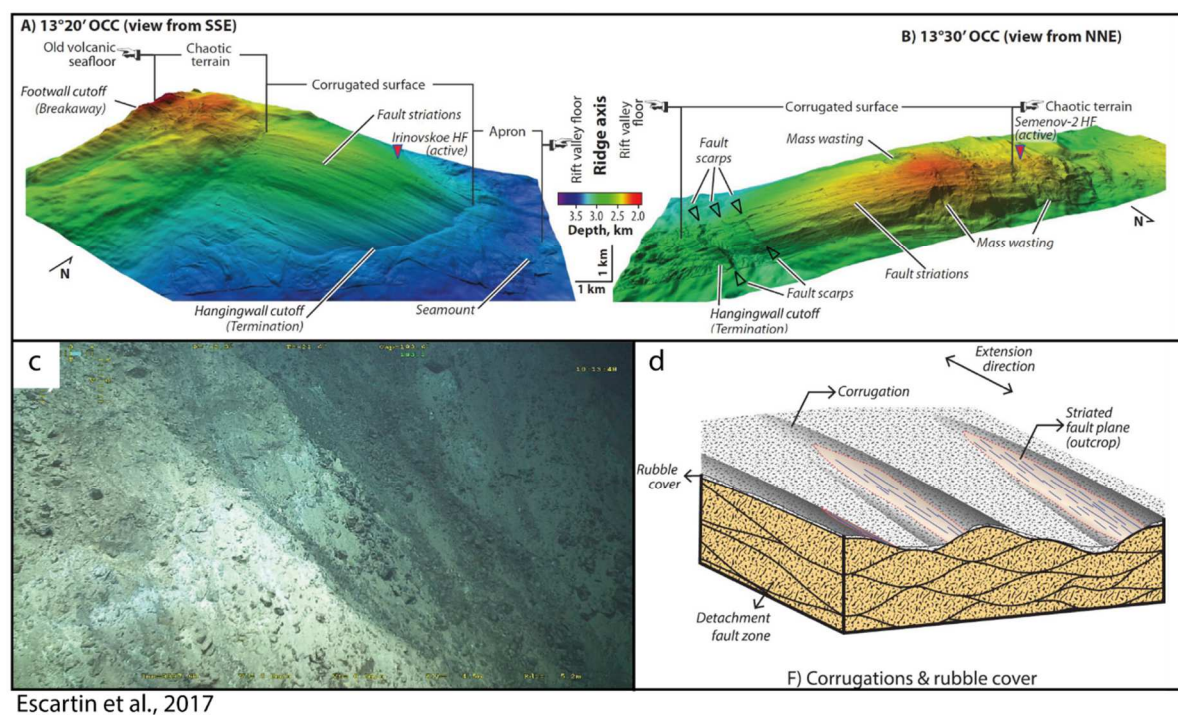


Figure VI.6. Détachements et Oceanic Core Complexes (OCCs) au niveau de la ride médio-océanique de l'Océan Atlantique (13°20'N et 13°30'N). (Escartin et al., 2017). a et b. Représentation 3D microbathymétrique des OCCs 13°20'N (A) et 13°30'N (B). c. Capture vidéo d'un robot explorateur (ROV) d'un escarpement d'une surface corruguée de 10 m de haut exposant des débris non-consolidés dans un matériel fin et montrant des accumulations détritiques en base de pente. d. Représentation schématique de la structure interne du détachement et des corrugations recouvertes par une fine pellicule de débris.

Le Golfe d'Aden est caractérisé par une direction d'extension oblique par rapport à l'axe du rift (Cf. Partie I.3.1). D'après Autin et al. (2010, 2013), un rift oblique se développe à partir d'une hétérogénéité préexistante dans la lithosphère et/ou en raison de conditions aux limites produisant des faiblesses et contraignant la direction de propagation du rift (Cf. Partie I). Initialement guidé par des bassins hérités, le rifting continental a été synchrone à travers tout le Golfe avant de se localiser aux bordures (Leroy et al., 2012). De même, les bassins albo-cénomaniens de la bordure nord de la plaque Ibérique seraient caractérisés par une direction d'extension oblique par rapport à l'orientation de la marge. Nous avons vu en partie II, que le domaine de la ZNP a été soumis à de nombreuses déformations superposées avant la genèse de la marge albo-cénomanienne. Citons : (1) l'orogénèse varisque présentant une cinématique (N-S), (2) l'ouverture des bassins stéphano-permiens (N-S), (3) le rifting triasique (NO-SE puis NE-SO), (4) la distension au Jurassique-Crétacé inférieur (E-O puis NO-SE). La marge albo-

cénomanienne a donc évolué à partir d'un système géologique présentant des hétérogénéités préexistantes, généralement d'orientation E-O contraignant la direction de propagation E-O du rift, oblique à la direction d'extension albo-cénomanienne (NO-SE). Nous proposons donc de voir dans l'évolution des marges conjuguées du Golfe d'Aden un bon analogue pour l'histoire de la limite Ibérie-Europe au Crétacé supérieur (Fig VI.7)

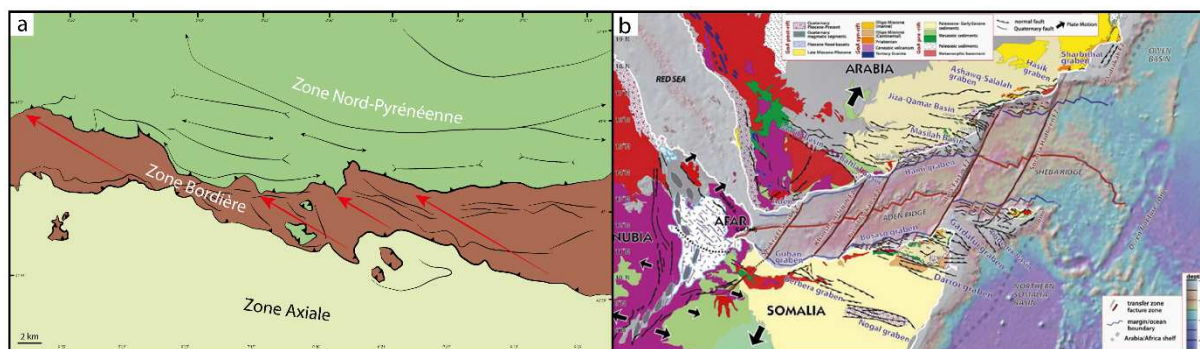


Figure VI.7. a. Système en échelon de la bordure nord de la plaque ibérique inversée dans les Chaînon Bérnais compatible avec une direction d'extension oblique (NO-SE) par rapport à l'axe de l'ancien rift. b. Système en échelon des marges conjuguées du Golfe d'Aden présentant une direction d'extension (NE-SO) oblique par rapport à l'axe du rift (Leroy et al., 2012).

Les marges continentales passives présentent une grande diversité et des caractéristiques propres qui résultent d'héritages structuraux hétérogènes et de conditions variables des processus de l'amincissement crustal. Les marges continentales diffèrent non seulement par leur architecture mais également par la taille de la necking zone et de la zone de croûte amincie. La figure VI.8 où l'on compare des profils de marges mondiaux montre que le système pyrénéen semble de taille restreinte par rapport à d'autres cas mondiaux. Cette impression ne tient pas si l'on considère l'ancienne ZNP dans le cadre des autres systèmes extensifs crétaqués intra- et péri-ibériques, comme le montre le chapitre suivant.

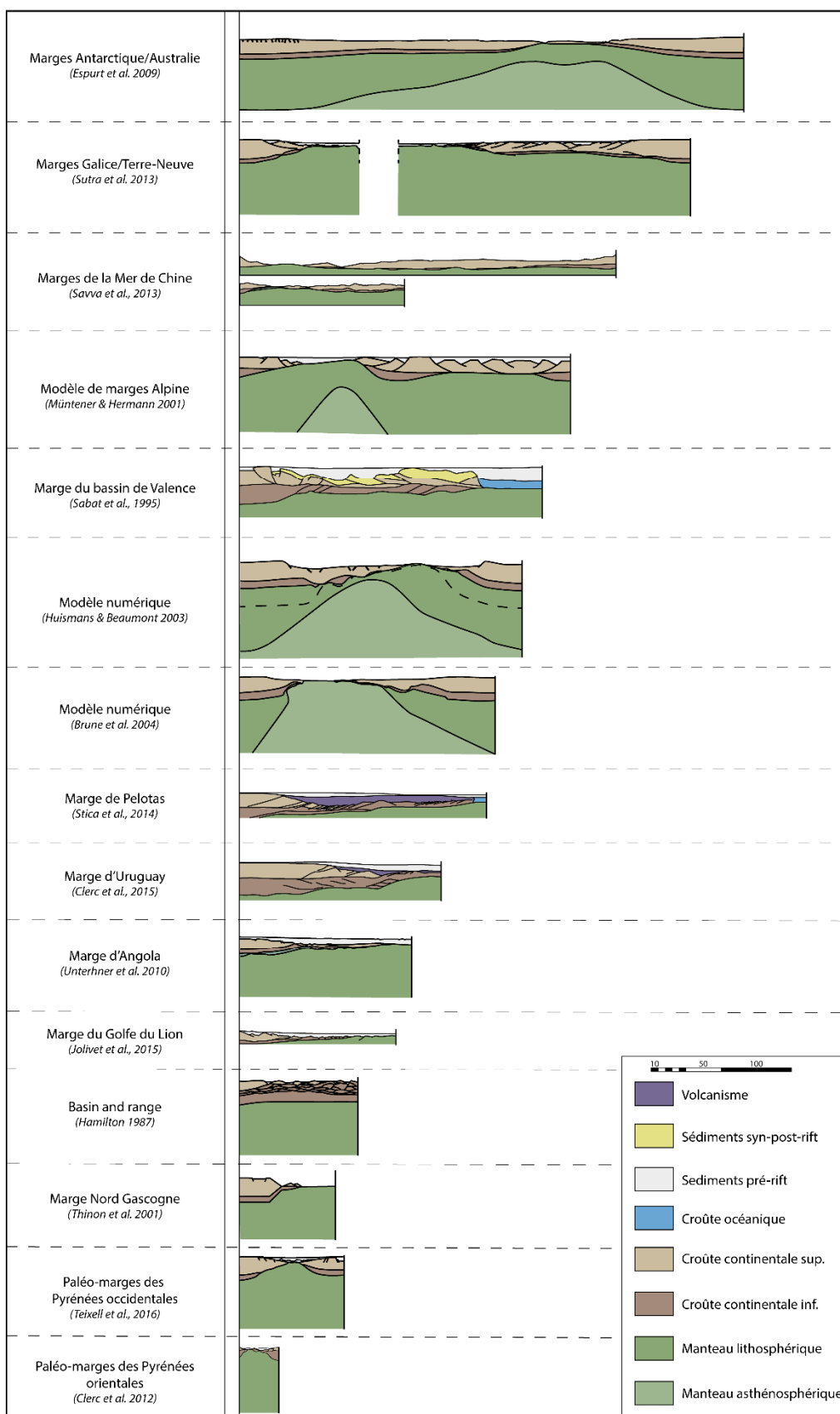


Figure VI.8. Comparaison de la longueur de diverses marges continentales passives à l'échelle 1/1, avec des interprétations basées sur des coupes sismiques, des modèles conceptuels et des modèles numériques.

CHAPITRE 4

Place de la marge albo-cénomaniennne nord-ibérique dans la plaque Ibérie

Le système pyrénéen paraît être de largeur restreinte par rapport à d'autres marges passives actuelles présentes autour du Globe qui appartiennent à des systèmes distensifs d'ampleur régionale. Cette impression est fautive : elle provient du fait que l'on ne regarde qu'une petite partie du système. En effet, au Crétacé, la plaque Ibérie est affectée par une distension généralisée et le domaine nord-ibérique ne concentre pas tous les processus extensifs. La marge ouest-ibérique se sépare de l'Amérique (début de l'ouverture de l'Atlantique Nord) et des bassins internes à la plaque s'individualisent (Fig VI.9 et VI.10). Le manteau est exhumé depuis l'Aptien sur la marge Ibérie-Terre Neuve (pied du Banc de Galice, Plaine abyssale Ibérique, Gorringer, e.g. Boillot et al., 1980, Sallares et al., 1993 ; Thimon et al., 2001) (Fig VI.11). L'ouverture du Golfe de Gascogne (e.g. Jammes et al., 2010), du bassin de Parentis et du bassin de Valence sont aussi synchrones de l'ouverture des bassins albo-cénomaniens de la ZNP. De plus, le cœur de la plaque ibérique est aussi caractérisé par la mise en place de bassins crétacés (e.g. Bassin de Cameros ; Casas Sainz et al., 2000) présentant une croûte continentale amincie (<20 km). Tout comme la bordure nord de la plaque ibérique que nous avons décrite dans ce manuscrit, la plupart de ces bassins extensifs à croûte continentale amincie ont la particularité de se déformer de façon « ductile » et de ne pas présenter de failles majeures et/ou de blocs basculés comme le montrent les coupes compilées dans la figure VI.11. Cela nous amène donc à reconsidérer la signification du système extensif albo-cénomaniennne de la ZNP. Il s'agit en fait d'une portion d'un système extensif de plus grande envergure intervenant à la limite entre des plaques où existent de nombreuses zones de faiblesse résultant d'un héritage structural multiphasé (contexte compressif à l'Hercynien, contexte extensif au Permien, au Trias, au Jurassique, au Néocomien). Pour mieux comprendre ce système extensif, il faut donc prendre en compte

l'ensemble des bassins crétacés de la plaque ibérique, mais aussi les bassins crétacés de la plaque Europe.

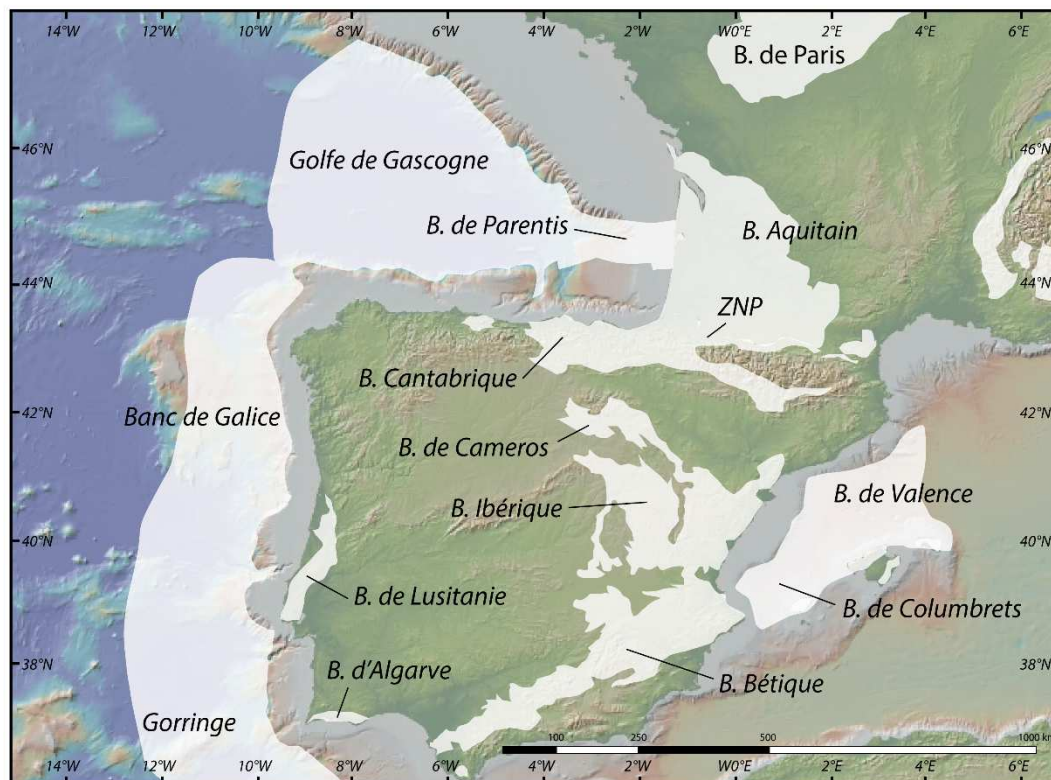


Figure VI.9. Carte de répartition des bassins crétacés autour de la plaque ibérique. (e.g. Boillot et al., 1980 ; Vera et al., 2004 ; Jammes et al., 2010, Carte géologique de la France au 1/1 000 000).

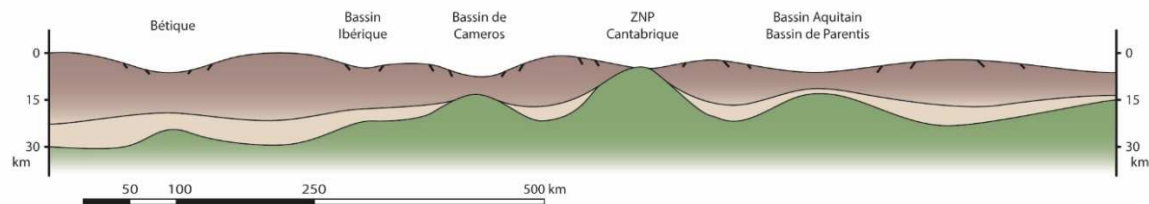


Figure VI.10. Reconstitution simplifiée des bassins crétacés des plaques Ibérie et Europe.

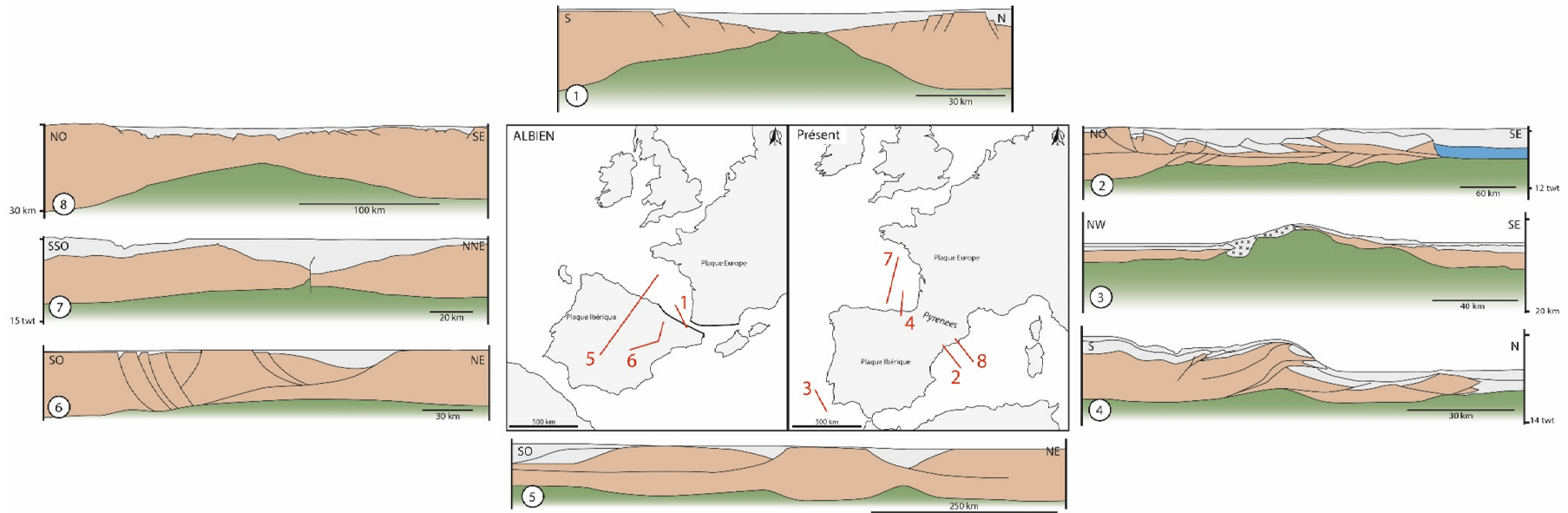


Figure VI.11. Comparaison des bassins extensifs et des marges passives créacés de la plaque ibérique. 1. Chaînons Béarnais (Teixell et al., 2016). 2. Bassin de Valence (Sabat et al., 1995). 3. Banc de Goringe (Sallares et al., 2013). 4. Golfe de Gascogne, MARCONI 3, (Roca et al., 2011). 5. Bassins ibériques (Casas Sainz et al., 1998). 6. Bassin de Cameros (Casas Sainz et al., 2000). 7. Bassin de Parentis (Jammes et al., 2010). 8. Bassin de Valence (Maillard et al., 1999).

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'objectif de cette thèse était de décrire, de quantifier et de comprendre les principales caractéristiques géologiques permettant de reconstruire l'architecture de la bordure nord de la paléo-marge ibérique à l'Albo-Cénomaniens. Grâce aux données de terrain et de laboratoire recueillies à travers les Chaînons Béarnais et le long de leur bordure sud, nous avons mis en évidence la thermicité particulière de cette paléo-marge et les différents processus géologiques ayant permis son évolution, dont le comportement ductile de la croûte moyenne et son extraction lors de l'exhumation du manteau.

La couverture sédimentaire mésozoïque pré-rift a été désolidarisée de son substratum paléozoïque au début de l'Albien grâce au comportement très ductile des évaporites du Keuper. Ceci a accentué les structures du système diapirique dans le fond des bassins albo-cénomaniens en cours d'ouverture. Dans un contexte assez chaud (faciès des schistes verts) un régime tectonique en aplatissement s'est généralisé, se traduisant par l'apparition d'un boudinage localisé associé à des zones de cisaillement et à la genèse d'une S0/S1 omniprésente. Par endroit, il est néanmoins difficile de faire la part entre l'amincissement purement tectonique et l'amincissement précoce de la série (érosion, lacunes sédimentaires, etc.).

Nous avons mis en évidence que la croûte continentale moyenne a été déformée ductilement lors de l'ouverture des bassins albo-cénomaniens. Le fonctionnement de détachements contre-régionaux (à pendage vers le continent) est associé à l'individualisation de fines lentilles tectoniques de croûte continentale moyenne qui sont extraites et exhumées avec le manteau, laissant en arrière la croûte continentale supérieure et inférieure. Ces lentilles crustales collées au manteau forment ainsi une large zone de croûte extrêmement amincie. La *Necking Zone* est alors caractérisée par un basculement de la croûte continentale supérieure vers le bassin, dû au soutirage du matériel sous-jacent, permettant le dépôt en *onlap* des poudingues de Mendibelza.

Des fenêtres ouvertes au sein de la croûte continentale moyenne dans le fond des bassins albo-cénomaniens permettent au manteau de venir en contact direct avec les sédiments pré-rifts (lherzolites de Type T, Saraillé, Turon de la Técoûère). Des ouvertures au sein de la couverture pré-rift permettent de plus au manteau de venir directement à l'affleurement dans

les fonds marins, ce qui permet son remaniement dans des sédiments syn-rifts (lherzolites de Type S, Urdach-Les Pernes).

Si l'on considère la paléo-marge des Chaînons Béarnais dans son ensemble, on déduit de cette étude, qu'elle a été soumise à un régime tectonique général ductile en raison du contexte thermique se traduisant notamment par le métamorphisme pyrénéen crétacé. Ce contexte thermique résulte de la combinaison de la remontée de matériel chaud dans le détachement et du *blanketing effect* de la couverture sédimentaire syn- et post rift, faisant office de couvercle thermique. Dans le fond des bassins, des températures moyennes de l'ordre de 350°C et pouvant atteindre localement jusqu'à 500°C, affectent la couverture pré- et syn-rift.

Des circulations de fluides chauds dans la couverture sédimentaire pré-rift sont intimement associées à la mise en place de la marge. Les interactions fluides/roches ont eu lieu lors de tous les stades de l'extension, depuis les contextes profonds durant la déformation ductile, jusqu'au domaine superficiel durant la déformation cassante. Le détachement manteau/Mésozoïque est marqué par une couche de roches métasomatiques, riches en talc, chlorite et pyrite, cristallisées dans les conditions du faciès schistes verts, impliquant en partie des fluides issus de la serpentinisation du manteau. De plus, la géochimie isotopique (O, C, Sr) et les inclusions fluides présentes dans des veines de carbonates des sédiments mésozoïques, témoignent d'une circulation de saumures chaudes (~200°C), à travers toute la couverture sédimentaire pendant l'exhumation du manteau. Ces saumures sont issues de la dissolution des évaporites du Keuper, très rarement conservées dans les Chaînons Béarnais.

Enfin, la marge nord-ibérique aurait été sujette à une direction d'extension oblique (N130-N150) par rapport à l'axe du rift (N110) permettant la mise place d'un système de bassins en pull-apart caractérisés par des bordures en échelons. L'ensemble de ces structures extensives ont joué un rôle important lors de l'inversion et de la mise en place de la chaîne pyrénéenne. Pendant la compression pyrénéenne, le domaine de manteau exhumé est alors refermé et enfouit sous la plaque ibérique. Pendant l'inversion tectonique, le niveau des méta-évaporites du Keuper est réutilisé, certains chevauchements ont alors recoupés le détachement extensif permettant la préservation et l'incorporation de certaines lentilles de croûte continentale et de manteau intimement associées à la couverture sédimentaire pré-rift.

Références bibliographiques

- Abzalov, M. Z. (1998). Chrome–spinel in gabbro–wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russia: emphasis on alteration features. *Lithos*, 43(3), 109-134.
- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A. (1978). 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. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5), 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 and Planetary Science Letters*, 73(2), 81-90.
- Agrinier, P. Mével, C., & Girardeau, J., (1988). Hydrothermal alteration of the peridotites cored at the ocean/continent boundary of the Iberian margin: petrologic and stable isotope evidence. Dans Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. OPD, Sci. Results*, 103, 225-234.
- Asti, R., Lagabrielle, Y., Corre, B., Bergamini, G., Fourcade, S., Poujol, M., Monié, P., Clerc, C., Labaume, P., Teixell, A. (in prep). The mechanisms of mantle exhumation during continental rifting. Part. I. How do continents deform during peridotite ascent? Answers from the northern Iberia inverted passive margin, western Pyrenees (France).
- Autin, J., Leroy, S., Beslier M.O., D'Acromont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C. & Al Toubi, K. (2010). Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). *Geophysical Journal International*, 180(2), 501-519.
- Autin, J., Bellahsen, N., Leroy, S., Husson, L., Beslier, M.O. & D'Acromont, E. (2013). The role of structural inheritance in oblique rifting: Insight from analogue models and application to the Gulf of Aden.
- Autran, A., Carreras, M., Durand-Delga, M., Laumonier, B. (1995). Le Cycle Hercynien dans les Pyrénées. *Reflexions géodynamiques finales*. Barnolas, A., Chiron, J.C., Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Tome 1, Cycle Hercynien -Edition BRGM-ITGE.
- Ayora, C., Liesa, M. & Delgado, J. (1993). Low-thermal-gradient Hercynian metamorphism in the eastern Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, 11(1), 49-58.

- Azambre, B., Rossy, M. & Elloy, R. (1981). Les dolérites triassiques (ophites) des Pyrénées: données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *Bulletins de la Société Géologique de France*, 7(3), 263-269.
- Azambre, B., Rossy, M. & Lago, M. (1987). Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bulletin de minéralogie*, 110(4), 379-396.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C. & Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the sutures zones. *Comptes Rendus Géosciences*, 341(2-3), 174-201.
- Barbier, F., Duvergé, J. & Le Pichon, X. (1986). *Deep structure of the North Biscay margin. Implications on the rifting mechanism and the formation of the continental margin. Bulletins des Centres de Recherches et d'Explorations, Production Elf Aquitaine*, 10(1), 105-121.
- Barrère, P., Bois, J.P., Soulé, J.C. & Ternet, Y. (1998). Argelès-Gazost, carte géologique de la France, 1/50 000, n° 1070, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Bellahsen, N., Daniel, J.M., Bollinger, L. & Burov, E. (2003). Influence of viscous layers on the growth of normal faults: insights from experimental and numerical models. *Journal of Structural Geology*, 25(9), 1471-1485.
- Bellahsen, N., Fournier, M., D'Acromont, E., Leroy, S. & Daniel, J.M. (2006). Fault reactivation and rift localization : Northeastern Gulf of Aden margin. *Tectonics*, 25(1).
- Bergamini, G. (2015). Déformation de la croûte continentale lors de l'exhumation du manteau : exemple dans la Zone Nord-Pyrénéenne (Chaînon Béarnais). *Rapport de stage de Master 1, Géosciences Rennes, Rennes, France*.
- Bergamini, G. (2016). Nouvelles données sur la lherzolite d'Urdach : exhumation à l'Albien et plissement pyrénéen. *Stage de master 2, Géosciences Rennes, Rennes, France*.
- Bessière, G. & Schulze, H. (1984). Le massif de Mouthoumet (Aude, France) ; nouvelle définition des unités structurales et essai d'une reconstruction paléogéographique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(5), 885-894.
- Béziat, D., Joron, J.L., Monchoux, P., Treuil, M. & Walgenwitz, F. (1991). Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain, France). *Chemical geology*, 89(3-4), 243-262.
- Blount, A. M., & Vassiliou, A. H. (1980). The mineralogy and origin of the talc deposits near Winterboro, Alabama. *Economic Geology*, 75(1), 107-116.

- Boillot, G. & Capdevila, R. (1977). The Pyrenees: subduction and collision? *Earth and Planetary Science Letters*, 35(1), 151-160.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J. & Torrent, G. (1980). Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1), 23-34.
- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. (1988). *Proc. ODP, Init. Repts.*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Boillot, G., Comas, M.C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.P., Malod, & Moullade, M. (1988). Preliminary results of the Galinaute cruise: dives of the submersible Nautille on the western Galicia margin, Spain. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103, 37-51.
- Boillot, G., Agrinier, P., Beslier, M. O., Cornen, G., Froitzheim, N., Gardien, V., Girardeau, J., Gil-Ibarguchi, J. I., Kornprobst, J., Moullade, M., Schärer, U., & Vanney, J. R. (1995). A lithospheric syn-rift shear zone at the ocean-continent transition: preliminary results of the GALINAUTE II cruise (Nautille dives on the Galicia Bank, Spain). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 321(2), 1171-1178.
- Boirie, J.M. (1981). Etude sédimentologique des Poudingues de Mendibelza. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, Toulouse, France.
- Boirie, J.M. & Souquet, P. (1982). Les poudingues de Mendibelza : Dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées. *Bulletin des Centres de Recherches et d'Explorations Prod. Elf Aquitaine*, 6(2), 405-435.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M., Dubessy J., Fabre C., Boulvais, P., & Banks, D. (2007). Fluid inclusion chemistry and stable isotope evidence for the circulation of brines at the basement-cover interface: the formation of the Trimouns Talc deposit. *Proceedings of the ECROFI XIX conference*, Bern, July 2007.
- Bonnemaison, M., & Marcoux, E. (1987). Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. *Chron. rech. min.*, 488, 29-42.
- Bosch, G. V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domenech, 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 Géoscience*, 348(3), 246-256.
- Boulvais, P., De Parseval, P., D'Hulst, A., & Paris, P. (2006). Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineralogy and Petrology*, 88(3-4), 499-526.

- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., & Mermet, M. (2007). Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, 93(1), 89-106.
- Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., & Robert J.F. (2015). Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit. *International Journal of Earth Sciences*.
- Brun, J.P., Choukroune, P. & Faugères, E. (1985). Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal : application aux marges passives. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, 139-144.
- Brun, J.P. & Beslier, M.O. (1996). Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1-2), 161-173.
- Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M. & Sobolev, S.V. (2014). Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nature communications*, 5.
- Canérot, J. (1964). Contribution à l'étude géologique des chaînons Nord-Pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau. Thèse de doctorat. Université de Toulouse, Toulouse, France.
- Canérot, J., Peybernès, B., & Cizak, R. (1978). Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chaînons Béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 20(5), 673-676.
- Canérot, J., & Delavaux, F. (1986). Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Saraillé. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 302(15), 951-956.
- Canérot, J. (1987). Evolution géodynamique jurassique et éocène de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes-Bagnères). Conséquences structurales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 305(4), 297-300.
- 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 Geoscience*, 336(2), 135-142.

- Canérot, J. (2008). Les Pyrénées: histoire géologique et itinéraires de découverte. *Atlantica*, BRGM éditeurs, 2 tomes, 643 p.
- Callot, J.P. & Geoffroy, L. (2004). Magma flow in the East Greenland dyke swarm inferred from study of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. *Geophysical Journal International*, 159(2), 816-830.
- Carreras, J. & Capella, I. (1994). Structures and Tectonics at Different Lithospheric Levels Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, 16, 1509–1524.
- Casas-Sainz, A. M., & Gil-Imaz, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros Basin, northern Spain. *Geologische Rundschau*, 86(4), 802-818.
- Casas-Sainz, A. M., Cortés-Gracia, A. L., & Maestro-González, A. (2000). Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19(2), 258-289.
- Castéras, M. (1970). Oloron Sainte-Marie, carte géologique de la France, 1/50 000, n° 1051, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Castéras, M. (1971). Tardets-Sorholus, carte géologique de la France, 1/50 000, n° 1050, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Castéras, M. (1971). Lourdes, carte géologique de la France, 1/50 000, n° 1052, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Castéras, M. (1971). Larrau, carte géologique de la France, 1/50 000, n° 1068, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Castéras, M. (1974). Les Pyrénées. Géologie de la France, sous la direction de Debelmas Jacques, DOIN, 2, 296-345.
- Chauris, L., Hallégouët, B. (1989). Le Conquet, carte géologique de la France, 1/50 000, n°273, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A. and the PYROPE Working Group (2014). The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International*, 200, 1096-1107.
- Chevrot, S., Villasenor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougoulat, G., Delmas, P., de Saint Blanquat, M., Diaz, J., Gallart, J., Grimaud, F., Lagabriele, Y., Manatschal, G., Mocquet, A., Pauchet, H., Paul, A., Péquegnat, C., Quillard, O., Roussel, S., Ruiz, M. & Wolyniec D. (2015). High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from

- the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(8), 6399-6420.
- Choukroune, P. (1972). Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(1-5), 3-11.
- Choukroune, P., & Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), 689-700.
- Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 143.
- Clerc, C. (2012). Evolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé : amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier, Montpellier, France.
- Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., & de Saint Blanquat, M. (2013). Ophicalcites from the northern Pyrenean Belt: a field, petrographic and stable isotope study. *International Journal of Earth Sciences*, 1-23.
- Clerc, C. & Lagabrielle, Y. (2014). Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins, *Tectonics*, 33, 1340-1359.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E. and de St Blanquat, M. (2015) High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin, *Solid Earth*, 6(2), 643–668, doi:10.5194/se-6-643-2015, 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 Research*.
- Cloix, A (2017). Bréchification de la série pré-rift Nord-Pyrénéenne : Mécanismes tectoniques ou/et sédimentaires et place dans l'histoire tectono-métamorphique de la marge extensive crétacée et de son inversion Pyrénéenne (Chaînon Béarnais, Zone Nord-Pyrénéenne). *Rapport de stage de Master 2, Gésociences Montpellier*.
- Cochelin, B. (2016). *Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées* (thèse de doctorat, Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)).

- Combes, P.J. & Peybernès, B. (1989). Tectonique albienne dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 308(10), 953-959.
- 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 de l'Académie des Sciences*, 327, 271-278.
- Corre, B. (2014). Métasomatisme et déformation liés à l'exhumation du manteau en contexte de marge passive distale : étude du massif du Sarailé (Chaînons Béarnais, Zone Nord-Pyrénéenne). Rapport de stage de Master 2, Laboratoire Géosciences Rennes, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C., & Balleve, M. (2016). Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Sarailé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone). *Comptes Rendus Géoscience*, 348(3), 279-289.
- Crowell, J.C. (1974). Origin of late Cenozoic basins in southern California.
- Culaya, J.B. (2015). Géométrie de dépôt et température d'enfouissement de l'Albien dans les Chaînons Béarnais. L'exemple de la Vallée d'Ossau. *Rapport de Stage de Master 2, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau, France*.
- Dauteuil, O., & Ricou, L.E. (1989). Hot-fluid circulation as an origin for the North Pyrenean cretaceous metamorphism. *Geodinamica Acta*, 3, 3, 237-250.
- Debrand-Passard, M., Aurell, M., Barnolas, A., Canérot, J., Fauré, P., Peybernès, B., Ramon, X. (1995). Reflexions géodynamiques : hypothèse d'une translation W-E de l'Ibérie au cours du Jurassique. La ou les distension(s) triasique(s) ?. Barnolas, A., Chiron, J.C., Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Tome 2, Cycle Alpin : Stratigraphie - Edition BRGM- ITGE.
- Debroas, E.J. (1978). Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(5), 639-648.
- Debroas, E. J. (1985). Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens: l'exemple des Pyrénées centrales. *Strata Toulouse*, 12, 99-106.

- Debroas, E.J. (1990). Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albiennne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Haute-Pyrénées, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 8(2), 273-285.
- Debroas, E.J. (2003). Le bassin du Flysch noir albo-cénomanién dans les Pyrénées centrales : un rift à ouverture triphasée, en transtension senestre, d'extension décroissante vers l'est et d'amplitude pluridécakilométrique. « Bassins créacés de France et d'Europe occidentales ». *scéance spéc. SGF, AGBP, APF, ASF, CFS, Paris*, 6-7.
- 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-cénomanién inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France*, 2, 53-63.
- DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Iriarte, E., & Mendia, M. (2017). Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (N Spain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(2), 631-652.
- Deloffre, R. (1965). Etude géologique du Flysch créacé supérieur entre les vallées de l'Ouzom et du Gave de Mauléon (Basses Pyrénées).
- Delvolvé, J.J. (1987). Un bassin synorogénique varisque : le Culm des Pyrénées centro-occidentales, *Thèse de doctorat, Toulouse*.
- Delvolvé, 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 de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 316(7), 959-966.
- Delvolvé, J.J., Vachard, D. & Souquet, P. (1998). Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays de Sault (France/Spain). *Geologisch Rundschau*, 87(3), 363-372.
- Demant, A. & Morata, D. (1996). The tholeiitic dolerites from Gaujacq and St Pandelon (Landes, France). Petrology, Geochemistry and geodynamic framework. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(3), 321-333.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J. L., Olivier, P., Gleizes, G., & Barbey, P. (2014). Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 265-287.

- De Sitter, L. U., & Zwart, H. J. (1962). Geological map of the Paleozoic of the central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 27(1), 191-236.
- Dubessy, J., Lhomme, T., Boiron, M. C., & Rull, F. (2002). Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. *Applied spectroscopy*, 56(1), 99-106.
- Duée, G., Lagabrielle, Y., Coutelle, A., & Fortané, A. (1984). Les lherzolites associées aux chaînons béarnais (Pyénées Occidentales): Mise à l'affleurement anté-dogger et resédimentation albo-cénomaniennne. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique- physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(17), 1205-1210.
- Dupré, S., Bertotti, G. & Cloetingh, S. (2007). Tectonic history along the South Gabon Basin: anomalous early post-rift subsidence. *Marine and Petroleum Geology*, 24(3), 151-172.
- Dupré, S., Cloetingh, S. & Bertotti, G. (2011). Structure of the Gabon Margin from integrated seismic reflection and gravity data. *Tectonophysics* 506, 31–45.
- Duretz, T., Petri, B., Mohn, G., Schmalholz, S.M., Schenker, F.L. & Müntener, O. (2016). The importance of structural softening for the evolution and architecture of passive margins. *Scientific reports*, 6.
- Eeckhout, V.D.B. (1986). A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Utrecht University*, 45, 1-189
- Eeckhout, B. & Zwart, H.J. (1988). Hercynien crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16(2), 135-138.
- Elders W.A., Rex, R.W., Meidan, T., Robinson, P.T. & Biehler, S. (1972). Crustal spreading in southern California. *Science*, 178, 15-24.
- ECORS Pyrenees team (1988). The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331, 508-511.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J., & Vernon, R.H. (1983). The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of metamorphic geology*, 1(3), 205-226.
- Escartín, J., Mevel, C., Petersen, S., Bonnemains, D., Cannat, M., Andreani, M., & Godard, M. (2017). Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13 20' N and 13 30' N, Mid Atlantic Ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4), 1451-1482.
- Espurt, N., Callot, J.P., Totterdell, J., Struckmeyer, H. & Vially, R. (2009). Interactions between continental breakup dynamics and large-scale delta system evolution: Insights from the

- Cretaceous Ceduna delta system, Bight Basin, Southern Australia margin. *Tectonics*, 28(6).
- Evans, C.A. & Girardeau, J. (1988). Galicia margin peridotites: underplated abyssal peridotites from the North Atlantic. In : Boillot, G., Winterer, E.L., Myer, A.W. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 103. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 195-208.
- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J. L., de Saint Blanquat, M., & Rémy, P. (2014). In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *International Journal of Earth Sciences*, 103(3), 667-682.
- Faugère, E. T., & Brun, J. P. (1984). Modélisation expérimentale de la distention continentale. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(7), 365-370.
- Fauvain, L., Ray, B., Ott d'Estevou, P., Rose, J.E. & Mouthier, B. (2009). Les pegmatites à corindon du Col d'Urdach, Pyrénées Atlantiques. *Le règne Minéral*, 93, 37-39.
- Florineth, D. & Froitzheim, N. (1994). Transition from continental to oceanic basement in the Tasna Nappe: evidence for Early Cretaceous opening of the Valais Ocean.
- Fortané, A., Duée, G., Lagabrielle, Y., & Coutelle, A. (1986). Lherzolites and the western "Chaînons béarnais" (French Pyrénées): Structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics*, 129(1), 81-98.
- Fournier, E. (1905). Etudes géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 699-723.
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B. & Hinz, K. (2007). Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology*, 244(1), 46-67.
- Gartrell, A.P. (1997). Evolution of rift basins and low-angle detachments in multilayer analog models. *Geology*, 25(7), 615-618.
- Gaudichet, A. (1974). Etude pétrographique des lherzolites de la région d'Oloron Ste Marie (Pyrénées atlantiques), (Thèse).
- Géraud, Y., Caron, J. M., & Faure, P. (1995). Porosity network of a ductile shear zone. *Journal of Structural Geology*, 17(12), 1757-1769.

- Gernigon, L., Ringenbach, J. C., Planke, S., & Le Gall, B. (2004). Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway). *Marine and Petroleum Geology*, 21(3), 363-372.
- Girardeau, J., Evans, C.A. & Beslier, M.O. (1988). Structural analysis of plagioclase bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: hole 637 A, ODP Leg 103 on the continental margin. *Proceeding ODP, Scientific Results*, 103, College Station, TX, p. 209-223.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P., & Bouchez, J. L. (1998). Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Caunterets–Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 20(9), 1229-1245.
- Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Hughes Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F.H., Reinhardt, B.M. (1973). Late Cretaceous nappes in Oman mountains and their geological evolution. *American Association of Petroleum Geologists*, 75, 5–27
- Golberg, J. M., Maluski, H., & Leyreloup, A. F. (1986). Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics*, 129(1-4), 275-290.
- Golberg, J. M., & Maluski, H. (1988). Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 306(6), 429-435.
- Golberg, J. M., & Leyreloup, A. F. (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 194-207.
- Gong, Z., Langereis, C. G., & Mullender, T.A.T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay: *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 80–93.
- Gong, Z., Van Hinsbergen, D. J. J., & Dekkers, M. J. (2009). Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3), 292-301.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Bleeker, W., & Lourens, L. J. (2004). A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27(2), 83-100.

- Hamilton, W. (1987). Mesozoic geology and tectonics of the Big Maria Mountains region, southeastern California. *Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest*, 18, 33-47.
- Handy, M. R., & Zingg, A. (1991). The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland. *Geological Society of America Bulletin*, 103(2), 236-253.
- Handy, M. R., Schmid, S. M., 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-Science Reviews*, 102(3), 121-158.
- Harry, D. L., & Sawyer, D. S. (1992). Basaltic volcanism, mantle plumes, and the mechanics of rifting: the Paraná flood basalt province of South America. *Geology*, 20(3), 207-210.
- Hatheway, A.W., & Kiersch, G.A., (1989). Engineering Properties of Rock. *In Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*, 671-715.
- He, H., Pan, Y., Tauxe, L., Qin, H., Zhu, R. (2008). Toward age determination of the M0r (Barremian-Aptian boundary) of the Early Cretaceous. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169, 41-48.
- Huismans, R. S., & Beaumont, C. (2003). Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108.
- Huismans, R., & Beaumont, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473(7345), 74-78.
- Huismans, R. S., & Beaumont, C. (2014). Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 407, 148-162.
- James, V. (1998). La plate-forme carbonatée ouest-pyrénéenne au Jurassique moyen et supérieur, stratigraphie séquentielle, stades d'évolution, relations avec la subsurface en aquitaine méridionale. Thèse de doctorat.
- James, V., & Canérot, J. (1999). Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(1), 63-72.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., & Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28(4).
- Jammes, S., Manatschal, G., & Lavier, L. (2010). Interaction between prerift salt and detachment

- faulting in hyperextended rift systems: The exemple of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). *AAPG Bulletin*, 94(7), 957–975.
- Jolivet, L., Labrousse, L., Agard, P., Lacombe, O., Bailly, V., Lecomte, E., Mouthereau, F. & Mehl, C. (2010). Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean. *Tectonophysics*, 483, 287–304.
- Karner, G. D. (1991). Sediment blanketing and the flexural strength of extended continental lithosphere. *Basin research*, 3(4), 177-185.
- Kent, D. V., & Gradstein, F. M. (1986). A Jurassic to recent chronology. *The Geology of North America*, 1000, 45-50.
- Kergaravat, C. (2016). Dynamique de formation et de déformation de mini-bassins en contexte compressif: exemple du bassin de Sivas, Turquie. Approche terrain et implications structurales multi-échelles. (Thèse de Doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau, France).
- Kerrick, R., La Tour, T. E., & Willmore, L. (1984). Fluid participation in deep fault zones: evidence from geological, geochemical, and 18O/16O relations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4331-4343.
- Kimball, K. L., & Evans, C. A. (1988). Hydrothermal alteration of peridotite from the Galicia margin, Iberian Peninsula. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 103, 241-251.
- Kornprobst, J., & Tabit, A. (1988). Plagioclase-bearing ultramafic tectonites from the Galicia margin (Leg 103, Site 637): comparison of their origin and evolution with low pressure ultramafic bodies in western Europe. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 103, 253-268.
- Labaume, P., Teixell, A. (2014). Croissance et compression de diapirs dans le domaine nord-pyrénéen (Chaînon Béarnais) : de l'hyper-extension mi-crétacée à l'inversion pyrénéenne. *24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Pau, France*.
- Lagabrielle, Y., & Bodinier, J. L. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20(1), 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., & de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4).

- Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B. & Fourcade, S. (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 Géoscience*, 348(3-4), 290-300.
- Lavier, L. L., & Steckler, M. S. (1997). The effect of sedimentary cover on the flexural strength of continental lithosphere. *Nature*, 389(6650), 476.
- Lavier, L. L., & Manatschal, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, 440(7082), 324.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Sibuet, J.C., (1970). La faille nord-pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 271, 1941-1944.
- Le Pichon, X., & Sibuet, J. C. (1971). Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(1), 83-88.
- Le Pichon, X., & Sibuet, J. C. (1981). Passive margins: a model of formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B5), 3708-3720.
- Le Pichon, X., & Barbier, F. (1987). Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: The Northern Bay of Biscay Margin. *Tectonics*, 6(2), 133-150.
- Lenoble, J. L., & Canérot, J. (1993). Sequence stratigraphy of the Clansayesian (uppermost Aptian) formations in the western Pyrenees (France). *Sequence Stratigraphy and Facies Associations (Special Publication 18 of the IAS)*, 100, 283.
- Leroy, S., Razin, P., Autin, J., Bache, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Robinet, J., Baurion, C., Denèle, Y., Bellahsen, N., Lucazeau, F., Rolandone, F., Rouzo, S., Kiel, J.S., Robin, C., Guillocheau, F., Tiberi, C., Basuyau, C., Beslier, M.O., Ebinger, C., Stuart, G., Ahmed, A., Khanbari, K., Al Ganad, I., de Clarens, P., Unternehr, P., Al Toubi, K. & Al Lazki, A. (2012). From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. *Arab Journal of Geosciences*, 10(1007).
- Levell, B., Argent, J., Doré, A. G., & Fraser, S. (2010). Passive margins: overview. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 7(1), 823-830.
- 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, USA. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 65-94.

- Lister, G. S., Etheridge, M. A., & Symonds, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14(3), 246-250.
- Maillard, A., & Mauffret, A. (1999). Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Research*, 11(4), 357-379.
- Manatschal, G., & Nievergelt, P. (1997). A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (eastern Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 3-27.
- Manatschal, G. (2004). New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 432-466.
- Masini, E. (2011). L'évolution tectono-sédimentaire syn-rift des bassins de marge passive profonde: Exemples du bassin de Samedan (Alpes centrales, Suisse) et du bassin de Mauléon (Pyrénées basques françaises) (Thèse de Doctorat, Strasbourg).
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., & Flament, J. M. (2014). The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France), *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*,
- 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). *Comptes Rendus de l'Académie Sciences des Paris*, 265.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1), 25-32.
- Menant, A., Aubourg, C., Callot, J.P., Lechantre, J., Culaya, J.B., Hoareau, G., Péré, E., Labaume, P. & Ducoux, M. (2016). Salt tectonics and thermal imprint along an inverted passive margin : the Mantcaou anticline, Chaînons Béarnais, North Pyrenean Zone. *Poster, European Geoscience Union, Vienne, Austria*.
- Mezger, J. E. (2009). Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180(3), 199-207.
- Michon, L., & Merle, O. (2003). Mode of lithospheric extension: Conceptual models from analogue modeling. *Tectonics*, 22(4).

- Minnigh, L. D., Van Calsteren, P. W. C., & Den Tex, E. (1980). Quenching: An additional model for emplacement of the Iherzolite at Lers (French Pyrenees). *Geology*, 8(1), 18-21.
- Mirouse, R. (1966). Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. 48, Impr. nationale.
- Mirouse, R., Barrouquère, G., Bessière, G., Delvolvé, J. J., & Perret, M. F. (1983). Amorce de la Sédimentation Synorogénique dans les PyrénéesVarisques. Données Chronologiques; Implications Paléogéographiques. *Geologische Rundschau*, 72(1), 253-281.
- Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., & Kusznir, N. (2012). Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. *Tectonics*, 31(1).
- Mohn, G., Karner, G. D., Manatschal, G., & Johnson, C. A. (2015). Structural and stratigraphic evolution of the Iberia-Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modelling approach. Geological Society, London, Special Publications, 413.
- Moine, B., Fortune, J. P., Moreau, P., & Viguier, F. (1989). Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits; Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Economic Geology*, 84(5), 1398-1416.
- Monchoux, P. (1970). Les Iherzolites pyrénéennes: contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations, *Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse*.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R. (1982). Etude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. *Bull. Mineral*, 105, 673-680.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R. (1986). K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 129(1-4), 257-273.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castellort, S., Christophoul, F., & Masini, E. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33.
- Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall,

- London, UK, 235-246.
- Müntener, O., & Hermann, J. (2001). The role of lower crust and continental upper mantle during formation of non-volcanic passive margins: evidence from the Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 187(1), 267-288.
- Nteme Mukonzo, J. (2017). Interactions fluides/roches durant l'exhumation du manteau. Etude des inclusions fluides dans un détachement majeur de la zone Nord-pyrénéenne (Urdach : Chaînons Béarnais). *Rapport de stage de Master 2, Géosciences Rennes, Rennes, France*.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., & Beuzart, P. & Auzende, J.M. (1984). Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapport Sci. Techn.*
- Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20(1), 131- 195.
- Péron-Pinvidic, G., & Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1581-1597.
- Pin, C., Paquette, J. L., Monchoux, P., & Hammouda, T. (2001). First field-scale occurrence of Si-Al-Na-rich low-degree partial melts from the upper mantle. *Geology*, 29(5), 451-454.
- Pin, C., Monchoux, P., Paquette, J. L., Azambre, B., Wang, R. C., & Martin, R. F. (2006). Igneous albitite dikes in orogenic lherzolites, western Pyrénées, France: a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. II. Geochemical and petrogenetic considerations. *The Canadian Mineralogist*, 44(4), 843-856.
- Pomerol, C., Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., de Rafelis, M. (2015). *Eléments de géologie 15ème édition*. Dunod.
- Poujol, M., Boulvais, P., & Kosler, J. (2010). Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. *Journal of the Geological Society*, 167(4), 751-767.
- Rabinowitz, P. D., & LaBrecque, J. (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(11), 5973-6002.
- Ravier, J. (1959). Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mem. Sot. Giol. France*, 38.

- Razin, P., Leroy, S., Robin, C., Robinet, J., Serra Kiel, J., Bellahsen, N., & Grelaud, C. (2010). Dispositifs Tecto-Sédimentaires syn-rift et post-rift oligo-miocènes sur la marge sud du golfe d'Aden–Ile de Socotra (Yémen). *RST, Bordeaux*.
- Reynolds, S. J., & Lister, G. S. (1987). Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology*, 15(4), 362-366.
- Ribis, R. (1965). Contribution à l'étude géologique du Crétacé supérieur de la haute-chaine dans la région de la Pierre-Saint-Martin: Basses-Pyrénées.
- Robertson, A.H.F. (2007). Evidence of continental breakup from the Newfoundland rifted margin (Ocean Drilling Program Leg 210): Lower Cretaceous seafloor formed by exhumation of subcontinental mantle lithosphere and the transition to seafloor spreading. *In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 210.
- Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O., & Ellouz, N. (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, 30(2).
- Roedder, E. (1984). Fluids in salt. *Am. Mineral.:(United States)*, 69.
- Roger, J., Platel, J.P., Cavelier C., Bourdillon-de-Grisac, C. (1989). Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman). *Bull Soc Géol France*, 2, 265-277.
- Royden, L., Sclater, J. G., & Von Herzen, R. P. (1980). Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *AAPG Bulletin*, 64(2), 173-187.
- Roest, W. R., & Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19(6), 613-616.
- Rosy, M. (1988). Contribution à l'étude du magmatisme mésozoïque du domaine pyrénéen: I, le Trias dans l'ensemble du domaine, II le Crétacé dans les provinces basques d'Espagne, *Thèse de Doctorat, Université de Franche-comté. UFR des sciences et techniques*.
- Roure, F., Choukroune, P., Berástegui, X., Muñoz, J.A., Villien, P., Matheron, P., Bareyt, M., Séguret, M., Camara, & P., Déramond, J. (1989). ECORS Deep Seismic data and data and balanced cross-sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50.

- Roux, J.C. (1984). Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur les flysch crétacés pyrénéens au Sud d'Oloron (Pyrénées Atlantiques). *Thèse 3^{ème} cycles. Université Paul Sabatier, Toulouse.*
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J. A., Vergés, J., Santanach, P., & Sans, M. (1995). Margin of Iberia: the ESCI-València Trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 4.
- Salardon R, Carpentier C, Bellahsen N, Pironon J, France-Lanord C (2017) Interactions between tectonics and fluid circulations in an inverted hyper-extended basin: Example of Mesozoic carbonate rocks of the western North Pyrenean Zone (Chainons Bearnais, France). *Marine and Petroleum Geology* 80:563-586.
- Sallarès, V., Martínez-Loriente, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C., Gutscher, M. A., ... & Zitellini, N. (2013). Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Goringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 120-131.
- Savva, D., Meresse, F., Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Lavier, L., Po, K. W., ... & Lamy, G. (2013). Seismic evidence of hyper-stretched crust and mantle exhumation offshore Vietnam. *Tectonophysics*, 608, 72-83.
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., & de Saint Blanquat, M. (1999). Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra nova*, 11(1), 30-37.
- Schoeffler J., Henry J., Villanova M. (1964). État des travaux de cartographie géologique réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (S.N.P.A.) dans les Pyrénées occidentales. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 7, 241-246.
- Sibuet, J. C., & Collette, B. J. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: new constraints on the kinematic evolution. *Geology*, 19(5), 522-525.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 109 (B8).
- Smith, B.M. & Reynolds, S.J. (1985). Oxygen and hydrogen isotope study of mylonitisation and detachment faulting, South Mountains, central Arizona. *American Geophysical Union Transactions*, 66, 1138.
- Souquet, P. (1984). Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées. *Trav. Lab. Stratigr. Paleoecol*, 3, 47-70.

- Souquet, P., Debroas, J.E., Boirie, J.M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.C., Dol, J., Thieuloy, J.P., Bonnemaïson, M., Manivit, H., & Peybernes, B. (1985). The Black Flysch (Albian-Early Cenomanian) from the Pyrenees. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, 183-252.
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., & Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184(3-4), 229-260.
- Srivastava, S. P., Sibuet, J. C., Cande, S., Roest, W. R., & Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), 61-76.
- Stica, J. M., Zalán, P. V., & Ferrari, A. L. (2014). The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50, 1-21.
- Sun, Z., Zhong, Z., Keep, M., Zhou, D., Cai, D., Li, X. & Jiang, J. (2009). 3D analogue modeling of the South China Sea: a discussion on breakup pattern. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(4), 544-556.
- Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., & Unternehr, P. (2013). Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8), 2575-2597.
- Sutra, E. (2011). Caractérisation et quantification de la déformation extensive des marges passives peu magmatiques profondes: Exemples des marges Ibérie-Terre Neuve et Sud-Atlantiques, *Thèse de Doctorat, Strasbourg*.
- Teixell, A. (1993). Coupe géologique du massif d'Igountze : implication sur l'évolution structurale de la bordure sud de la zone nord-pyrénéenne occidentale. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, II(316), 1789-1796.
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3), 395-406.
- Teixell, A., Labaume, P., & Lagabriele, Y. (2016). The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: inferences from a new kinematic scenario, 348(3), 257-267.
- Ternet, Y., Majesté-Menjoulas, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C. & Rossi, P. (2004). Tardets-Sorholus, carte géologique de la France, 1/50 000, n° 1069, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.

- Theissen, S., & Rüpke, L. H. (2010). Feedbacks of sedimentation on crustal heat flow: New insights from the Vøring Basin, Norwegian Sea. *Basin Research*, 22(6), 976-990.
- Thiébaud, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., & Fondecave-Wallez, M. J. (1988). Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du chevauchement frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 307(13), 1535-1540.
- Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J. P., & Olivet, J. L. (2001). Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 332(9), 561-568.
- Tisin D. (1963). Étude géologique des chaînons nord-pyrénéens entre la vallée d'Aspe et le Vert d'Arette. Carte géologique interprétative 1/20 000. S.N.P.A. – SPG n° 1906.
- Tominaga, M., & Sager, W. W. (2010). Revised Pacific M-anomaly geomagnetic polarity timescale. *Geophysical Journal International*, 182(1), 203-232.
- Tucholke, B. E., Sawyer, D. S., & Sibuet, J. C. (2007). Breakup of the Newfoundland–Iberia rift. *Geological Society, London, Special Publications*, 282(1), 9-46.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusnir, 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*, AGU publications.
- Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & Sutra, E. (2010). Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. *Petroleum Geoscience*, 16(3), 207-215.
- Urai, J. L. (1983). Water assisted dynamic recrystallization and weakening in polycrystalline bischofite. *Tectonophysics*, 96(1-2), 125-157.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., & Lahfid, A. (2014). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 296-306.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Huyghe, D., Paquette, J. L., Christophoul, F. & Tibari, B. (2017). Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees: A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. *Earth-Science Reviews*, 172, 43-74.
- Van Avendonk, H.J.A., Lavier, L.L., Shillington, D.J. & Manatschal, G. (2009). Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland.

- Tectonophysics, Role of magmatism in continental lithosphere extension continental lithosphere extension*, 468, 131-148.
- Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D. (2013). Preorogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees-France). *Tectonics*, 32, 1-12.
- Verhoef, P. N. W., Kuipers, T. J., & Verwaal, W. (1984). The use of the sand-blast test to determine rock durability. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 29(1), 457-461.
- Vielzeuf, D., & Kornprobst, J. (1984). Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1), 87-96.
- Viennot, P. (1927). Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. Carte géol. Fr.*, 163, 267.
- Villard, J (2016). Déformation et thermicité de la couverture mésozoïque dans une structure salifère des Chaînons Béarnais (Zone Nord-Pyrénéenne). *Rapport de stage de Master 2, Géosciences Montpellier*.
- Violay, M., Gibert, B., Mainprice, D., & Burg, J. P. (2015). Brittle versus ductile deformation as the main control of the deep fluid circulation in oceanic crust. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2767-2773.
- Vissers, R. L. M. (1992). Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11(6), 1369-1384.
- Vissers, R. L. M., Drury, M. R., Newman, J., & Fliervoet, T. F. (1997). Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of the North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere. *Tectonophysics*, 279(1-4), 303-325.
- Vissers, R. L. M., & Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, 110(1), 93-110.
- Watchorn, F., Nichols, G. J., & Bosence, D. W. J. (1998). Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden). In *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:-Gulf of Aden*, 165-189.
- Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108-125.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G. & Minshull, T.A. (2001). Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413, 150-154.

- Wopenka, B., & Pasteris, J. D. (1993). Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *The American Mineralogist*, 78(5-6), 533-557.
- Yui, T.F., Huang, E., & Xu, J. (1996). Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 14(2), 115-124.