



HAL
open science

3D evolution of a retro-foreland basin : the Aquitaine Basin, France

Paul Angrand

► **To cite this version:**

Paul Angrand. 3D evolution of a retro-foreland basin : the Aquitaine Basin, France. Earth Sciences. Université de Lorraine, 2017. English. NNT : 2017LORR0227 . tel-01906295

HAL Id: tel-01906295

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01906295>

Submitted on 6 Dec 2019

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

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



AVERTISSEMENT

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

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

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

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

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

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

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

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



UNIVERSITÉ DE LORRAINE

École doctorale RP2E

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques

Thèse de doctorat soutenue publiquement pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Lorraine (Spécialité : Géosciences)

par

Paul ANGRAND

Evolution 3D d'un rétro-bassin d'avant-pays : le Bassin Aquitain, France



Soutenance le 5 décembre 2017 devant le jury composé de :

M. Frédéric CHRISTOPHOUL	-	GET (Toulouse)	<i>Rapporteur</i>
M. Dominique FRIZON DE LAMOTTE	-	Univ. de Cergy-Pontoise (Cergy-Pontoise)	<i>Rapporteur</i>
M. Laurent JOLIVET	-	UPCM (Paris)	<i>Examineur</i>
M. Jérôme LAVÉ	-	CRPG (Nancy)	<i>Examineur</i>
Mme Sophie LELEU	-	ENSEGID (Bordeaux)	<i>Examinatrice</i>
Mme Mary FORD	-	CRPG (Nancy)	<i>Directrice</i>
Mme Anne-Gaëlle BADER	-	BRGM (Orléans)	<i>Invitée</i>
M. Cédric CARPENTIER	-	GeoRessources (Nancy)	<i>Invité</i>
M. Mark NAYLOR	-	Univ. of Edinburgh (Edinburgh)	<i>Invité</i>

"Je ne pense pas qu'il faille sans arrêt essayer de justifier la recherche par des applications. Je pense que la recherche en elle-même, basée sur la curiosité, est un honneur de la civilisation et de la culture."

Serge Haroche, Prix Nobel de Physique 2012

RÉSUMÉ

Les bassins d'avant-pays se développent au front des orogènes par flexure de la lithosphère sous une charge topographique. Lorsqu'ils s'initient sur une croûte affectée par un épisode tectonique antécédent, l'héritage structural et thermique joue un rôle fondamental dans leur évolution. De plus, d'autres sources peuvent contribuer à la subsidence du bassin. Les rétro-bassins d'avant-pays, qui se développent sur la plaque chevauchante, sont d'excellents laboratoires naturels car ils sont relativement statiques et préservent l'ensemble des sédiments syn-orogéniques. Cette thèse analyse les effets de l'héritage d'un épisode de rifting sur un bassin d'avant-pays qui s'est développé alors que la lithosphère n'avait pas retrouvé son état d'équilibre. Les mécanismes d'inversion et de flexure d'une marge hyper-amincie et la subsidence à l'échelle d'un bassin sont étudiés. Le Bassin Aquitain est le rétro-bassin d'avant-pays pyrénéen qui s'est développé du Campanien au Miocène. L'orogénèse pyrénéenne fait suite à un épisode de rifting de l'Aptien au Cénomaniens durant lequel la croûte a été fortement amincie et le manteau sous-continental exhumé. L'orogénèse s'initie seulement 10 Ma après la fin du rifting. Les effets de l'héritage crustal dus au rift sur l'évolution du bassin sont étudiés par une analyse des structures dans la croûte, du comportement flexural de la plaque européenne et de la distribution des sédiments syn-orogéniques. L'évolution de la subsidence dans le bassin est étudiée par analyse de subsidence 1D d'après des données de forages. Enfin, les mécanismes d'inversion de la marge européenne sont étudiés par restauration d'une coupe structurale à échelle crustale.

Le Bassin Aquitain est divisé en trois secteurs, est, central et ouest. Le rôle des différentes charges (la topographie et un corps mantellique en sub-surface) varie d'est en ouest. La rigidité de la plaque européenne décroît vers le Sud-Ouest, où la plaque est la plus amincie. La partie est du bassin d'avant-pays n'est pas affectée par le rifting et a été soumise à une simple subsidence flexurale en réponse à la topographie. La partie centrale, affectée par un amincissement crustal, est contrôlée par une combinaison de charge topographique et de sub-surface, ainsi que par la subsidence thermique post-rift. Dans le secteur ouest, la principale source de subsidence est la subsidence thermique post-rift. Les secteurs est et centre sont séparés par une structure crustale héritée. La subsidence tectonique enregistre deux épisodes d'approfondissement du bassin (Campanien-Maastrichtien et Eocène-Miocène) séparés par une phase de quiescence (Paléocène). Dans le secteur est, la reprise de la seconde phase semble plus précoce que dans la partie centrale et ouest. De plus, la subsidence tectonique décroît vers l'ouest où ces phases sont moins marquées. La marge européenne a été déformée durant ces deux épisodes tectoniques et il n'y a pas de déformation durant la phase de quiescence. La première phase est associée à l'inversion précoce des structures extensives, la clôture du domaine de manteau exhumé et le charriage du matériel pré- et syn-rift sur la marge proximale. La seconde phase correspond à la collision continentale.

Cette étude aide à définir le rôle de l'héritage d'un ancien système de rift sur la mise en place et l'évolution d'un bassin d'avant-pays ainsi que le rôle des différentes sources de subsidence et leurs variations spatio-temporelles. Cette étude démontre également les liens étroits entre l'histoire du rétro-bassin d'avant-pays et les mécanismes et phases d'inversion de la marge hyper-amincie.

ABSTRACT

Foreland basins develop in front of orogens by flexure of the lithosphere under a topographic load. When they initiate over a crust that has been affected by a previous tectonic event, structural and thermal inheritance have a fundamental role in their evolution. In addition, other sources may contribute to basin subsidence. Retro-foreland basins, which develop on the overriding plate, are excellent natural laboratories as they are relatively stable and preserve the full syn-orogenic succession. The present work analyzes the impact of inheritance from a rifting event on a foreland basin, which develops while thermal reequilibration has not been achieved at the time of loading. Inversion mechanisms and flexure of a hyper-extended margin and subsidence mechanisms at basin scale are studied. The Aquitaine Basin is the Pyrenean retro-foreland basin that developed from Campanian to Miocene. The Pyrenean orogenesis follows an Aptian-Cenomanian rifting during which the continental crust is thinned and sub-continental mantle exhumed. The orogenesis starts only 10 Myr after the end of rifting. The effects of crustal inheritance due to rifting on the evolution of the basin are studied by analyzing crustal structures, flexural behavior of the European plate, and foreland succession distribution. The subsidence evolution of the basin is studied by the 1D backstripping technique using borehole data. Finally, inversion mechanisms of the European margin are studied by cross-section construction and restoration at crustal scale.

The Aquitaine foreland is divided along-strike into three sectors. The relative role of surface and sub-surface loading varies along-strike and the plate rigidity decreases to the southwest where the plate is the most stretched. The eastern foreland crust was not rifted and underwent a simple flexural subsidence in response to orogenesis. The central sector was affected by crustal stretching. Here, the basin is modeled by combining topographic and buried loads, with postrift thermal subsidence. In the western sector, the foreland basin was created mainly by postrift thermal subsidence. The eastern and central sectors are separated by an inherited crustal structure. Tectonic subsidence registers two episodes of basin deepening (Campanian-Maastrichtian and Eocene-Miocene), separated by a quiet phase (Paleocene). In the eastern sector, the onset of the second phase seems earlier than the central and western basin. Furthermore, tectonic subsidence decreases westward where the two episodes pattern is weaker. The European margin has been deformed during these two tectonic episodes while there is no deformation during the quiet phase. The first phase is associated with the early inversion of extensional structures, the closing of the exhumed mantle domain, and the thrusting of pre- and syn-rift material onto the proximal margin. The second phase corresponds to the main continental collision.

This study helps to define the role of rift inheritance on the initiation and the evolution of a retro-foreland basin, as well as the relative role of subsidence sources and their variations in space and time. The present work also shows the strong relationship between the retro-foreland basin's history and both mechanism and the history and mechanisms of inversion of a hyper-extended margin.

REMERCIEMENTS

Ces trois années se sont écoulées à une vitesse affolante. Cette thèse a pu être réalisée dans de bonnes conditions grâce à toutes les personnes que je souhaite remercier ici. Je tâcherai de n'oublier personne.

Tout d'abord, je remercie ma directrice de thèse, Mary Ford, pour son enseignement, ses conseils et son aide durant ces trois ans. Si cette thèse est de qualité, ce que j'espère, c'est en grande partie grâce à sa rigueur et son exigence. Je remercie également mes co-encadrants, Anne-Gaëlle Bader et Cédric Carpentier pour leur aide sur le terrain. Anne-Gaëlle, merci pour ton aide, tes conseils et tous ces séjours au BRGM où l'accueil a toujours été parfait. Je vous suis reconnaissant.

Je remercie toutes les personnes que j'ai pu croiser durant ma thèse, au BRGM, en congrès ou ailleurs. Isabelle Thinon, Eric Lasseur, Olivier Serrano, Carole Ortega, Abdeltif Lahfid, Thierry Baudin, Guillaume Martelet, Laurent Guillou-Frottier, Sylvain Calassou et Emmanuel Masini. Vous avez toujours montré de l'intérêt pour mes travaux et les discussions ont toujours été très constructives. Merci à Michel de Saint Blanquat qui m'a accompagné sur le terrain. Enfin un grand merci à Frédéric Christophoul pour toutes ces discussions, depuis un moment maintenant et qui a de plus accepté d'être rapporteur de ce manuscrit. Un merci aux autres doctorants du projet RGF : Amandine, Hannah, Baptiste, Manon et d'autres, d'avoir aidé à faire passer certaines réunions RGF un peu plus rapidement... Je tiens à remercier tout particulièrement Anthony Watts, qui m'a fait l'honneur de m'accueillir à deux reprises à l'Université d'Oxford et m'a initié aux modélisations de flexure de la lithosphère et aux calculs d'anomalies gravimétriques. Une grande simplicité et accessibilité pour un si grand chercheur. Merci à Kerry Gallagher pour son temps à essayer de mettre en place des calculs de subsidence plus poussés. Ça n'a pas pu aboutir mais on verra ça pour la suite. Hugh Sinclair, merci pour ces discussions très intéressantes à de multiples reprises. Deux personnes méritent aussi toutes leurs places dans ces remerciements, car ils étaient les premiers à m'initier aux structures pyrénéennes et je n'aurais sûrement pas suivi ce parcours sans eux. Alors Nicolas et Stéphane, merci. Cette thèse a été pour moi l'occasion de faire mes premiers pas en enseignement et en encadrement de projet. Merci aux chercheurs qui m'ont accompagné : Philippe Marion pour TD, Julien Charreau et David Jouselin pour le terrain, Sylvain Bourlange pour les cours. Un merci à tous mes "étudiants", en particulier Eponine, Pierre, Arthur, Marie-Eugénie, Thomas, Mathieu, merci à Antoine, qui a dû me supporter sur le terrain. C'était une expérience vraiment intéressante, dans laquelle j'ai également beaucoup appris. Une expérience chronophage, mais intéressante. Bonne route à vous.

Au CRPG, un grand merci à l'équipe TEER, quelques géologues perdus parmi ces géo/cosmo-chimistes, Julien, Jérôme (qui a également accepté d'être membre pour le jury de thèse), Gianluca, pour les discussions. J'ai débuté ces remerciements en soulignant les bonnes conditions dans lesquelles j'ai pu faire cette thèse, cela a été possible grâce à toutes les personnes et instances du CRPG : le service général, Bruno et Yannick, qui ont toujours été là pour les demandes professionnelles ou personnelles; le service administratif, d'une qualité rare grâce à des personnes disponibles et à l'écoute, Joëlle, Corinne, Cathy, Aurélie, Isabelle. Raphaël, qui en tant que directeur du labo a toujours

été là pour écouter les doléances que je rapportais. Plus généralement, merci à tout le monde au CRPG, chercheurs, techniciens, post-docs, ingénieurs. Un merci à Pierre-Yves et Damien, merci pour votre musique, et toutes les autres découvertes musicales, je continuerai de porter mon t-shirt Deadmen pour mes prochains Hellfest.

Et le café! Un grand merci à Gaston, Tix, François, Evelyn, Carole, et d'autres, pour le traditionnel café du matin, à parler de tout et de rien. Sûrement une des choses qui me manqueront le plus. La qualité du café ne se sera pas améliorée en trois ans, mais j'aurai passé de bons moments. Merci pour votre soutien et les rigolades, surtout sur la fin. Ne changez rien.

Et puis il y a tous les doctorants du CRPG, les anciens : Romain, Léo, Léa, Gaëlle; ceux qui sont à fond dedans : Yara, Nina, Lionel, Sébastien L., Sébastien T. (merci à toi pour ces interminables discussions pyrénéennes de grande qualité), Guillaume, Apolline et Marine (merci pour votre bonne humeur constante), David. Et bonne chance aux nouveaux. Enfin, merci et bravo à ceux qui finissent bientôt également : Precillia et Rémi, on aura réussi! C'était sympa de finir en même temps que vous, on aura bien rigolé. Arjan, Jesse, Imène et Yumi, vous y êtes presque! Mes co-bureaux Imène et Rémi ont des remerciements bonus pour avoir supporté pendant trois ans ma rigueur (parfois malade) du rangement, ainsi que pour la bonne ambiance dans le bureau. A vous tous, merci pour votre amitié au quotidien. J'espère vous l'avoir rendue.

Je remercie également ma famille, on ne se sera pas beaucoup vu pendant ces trois ans, pas assez même, mais j'ai bien pensé à vous. J'espère retrouver le sud par la suite. Ces années à Nancy ont aussi été l'occasion de retrouver une partie des racines paternelles en terres lorraines. C'était un sacré hasard. Un merci à celles et ceux qui ont passé du temps à relire cette thèse, parmi les personnes que je n'ai pas encore citées, Christelle (j'y viens) et Michaël (j'en profite, merci pour ton amitié depuis si longtemps maintenant). Et donc pour finir, un immense merci à Christelle, qui m'a accompagné ici (alors que bon, Nancy...) et supporté moi, ma thèse et le boulot le soir et le weekend. Merci pour ton soutien pendant ces trois ans, pour ta compréhension pour toutes les fois où j'étais plus avec ma thèse et ma recherche qu'avec toi et notre (beau) chat Lias. Merci du fond du cœur.

A Çoisette.

TABLE DES MATIÈRES

I	Introduction	1
1	Etat de l'art	2
1.1	Les bassins d'avant-pays flexuraux	2
1.1.1	Systèmes orogéniques et bassins d'avant-pays	2
1.1.2	Etat d'équilibre d'un orogène	4
1.2	Modèles stratigraphiques et Subsidence dans les bassins d'avant-pays	5
1.2.1	Modèles stratigraphiques	5
1.2.2	Subsidence tectonique dans les bassins d'avant-pays	7
1.2.3	Subsidence thermique héritée	9
1.3	Paramètres affectant les bassins d'avant-pays	10
1.3.1	Rappel : Le modèle d'Airy	10
1.3.2	L'isostasie flexurale	10
1.3.3	Epaisseur élastique effective (ou Epaisseur élastique, <i>Elastic Thickness</i> , T_e) de la lithosphère	12
1.4	Charges contrôlant la flexure	13
1.4.1	Charge topographique	13
1.4.2	Charge cachée	13
1.4.3	Charge sédimentaire	14
1.5	Héritage crustal dans les bassins d'avant-pays	14
1.6	La tectonique salifère	15
1.7	Résumé et Problématiques	18
2	Le Bassin Aquitain comme cas d'étude	20
2.1	Contexte régional : L'orogène pyrénéen	20
2.1.1	La Zone Axiale	20
2.1.2	La Faille Nord Pyrénéenne	21
2.1.3	La Zone Nord Pyrénéenne	21
2.1.4	Le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen	22
2.1.5	Le bassin d'avant-pays aquitain	22
2.2	Structure profonde des Pyrénées	22
2.2.1	Etudes de sismique profonde	22
2.2.2	L'utilisation des données gravimétriques et tomographiques	23
2.3	Géodynamique et Stratigraphie : Du post-hercynien au pyrénéen	25
2.3.1	Post-hercynien à Crétacé inférieur	25
2.3.2	Le rift albo-cénomani	27
2.3.3	Période post-rift	30
2.3.4	Période syn-orogénique : Stratigraphie du bassin d'avant-pays aquitain	30
2.4	Résumé	33

3	Méthodologie	34
3.1	Outils utilisés dans le Chapitre 4 Lateral variations in foreland flexure of a rifted margin	34
3.1.1	Modèles flexuraux	34
3.1.2	Gravimétrie	36
3.1.3	Géométrie crustale et estimation de la subsidence thermique post-rift	38
3.2	Outils utilisés dans le Chapitre 5 Subsidence du Bassin Aquitain	40
3.2.1	Analyses de subsidence	40
3.2.2	Reconstruction 3D du Bassin Aquitain	41
3.3	Outils utilisés dans le Chapitre 6 Inversion of a hyper-extended rifted margin	42
3.3.1	Coupe structurale et restauration	42
3.3.2	Spectroscopie Raman de la matière carbonée	42
II	Résultats	47
4	Lateral variations in foreland flexure of a rifted margin	48
4.1	Introduction	50
4.2	Geological setting	51
4.2.1	Structure	51
4.2.2	Tectonic evolution	53
4.2.3	Stratigraphy	53
4.3	Bouguer gravity anomalies	55
4.4	Aquitaine Basin geometry	57
4.4.1	Eastern basin	57
4.4.2	Central basin	58
4.4.3	Western basin	59
4.5	Crustal structure - Analysis of inherited rifting	59
4.5.1	Depth to top Palaeozoic basement	59
4.5.2	Crustal thickness and stretching of the crust	59
4.5.3	Postrift thermal subsidence	60
4.6	Flexural modeling	61
4.6.1	Topographic load and T_e values	63
4.6.2	Buried loads	64
4.6.3	Combining load-induced subsidence with thermal subsidence (S_{to})	66
4.7	Discussion	69
4.7.1	Crustal inheritance	69
4.7.2	Subsidence mechanisms	70
4.8	Conclusions	72
5	Subsidence du Bassin Aquitain	74
5.1	Chrono et lithostratigraphie du bassin d'avant-pays aquitain, d'après la nomenclature du projet PYRAMID	75
5.1.1	Lithostratigraphie pré-orogénique (Trias-Santonien)	75
5.1.2	Lithostratigraphie syn-orogénique (Campanien-Miocène)	77
5.1.3	Apports de cette nouvelle chronostratigraphie	79
5.2	Modèle géologique du Bassin Aquitain	81
5.2.1	Profondeur des horizons du bassin d'avant-pays	81
5.2.2	Épaisseurs des unités du bassin d'avant-pays	83
5.3	Subsidence du Bassin Aquitain	85
5.3.1	Subsidence tectonique	85
5.3.2	Rôle de la subsidence thermique post-rift	87
5.3.3	Evolution de la subsidence thermique post-rift au cours du temps	91

5.4	Discussion	95
5.4.1	Source de subsidence dans le Bassin Aquitain	95
5.4.2	Evolution spatio-temporelle de la subsidence tectonique dans le Bassin Aquitain	95
5.4.3	Limitations du modèle thermique	96
5.4.4	Travaux à poursuivre	97
5.5	Conclusions	97
6	Inversion of a hyper-extended rifted margin	100
6.1	Introduction	102
6.2	Geological and geophysical framework of the northern Pyrenees	103
6.2.1	Regional outline	103
6.2.2	Stratigraphy	104
6.2.3	Tectonic evolution of the Pyrenees	106
6.2.4	Gravity data and evidence for the high density bodies in the NPZ	107
6.3	The Aptian-Cenomanian rifting	107
6.3.1	Boudinage model	109
6.3.2	Detachment model	109
6.3.3	Tectonic inversion	110
6.3.4	Discussion of the models	110
6.4	Structure of the Aquitaine Basin and central North Pyrenean Zone	111
6.4.1	Aquitaine Basin to northern NPZ (Figure 6.4.2)	111
6.4.2	Internal Metamorphic Zone, southern NPZ (Figure 6.4.3)	113
6.4.3	Tuc de Haurades peridotite	115
6.5	Structural model and sequential restoration	118
6.5.1	Large-scale structure	118
6.5.2	Inversion history of the northern Pyrenees	118
6.6	Discussion	124
6.6.1	Reconstruction of the hyper-extended European margin	124
6.6.2	Inversion of the European rifted margin	127
6.6.3	Linking foreland basin behavior to progressive inversion of a rifted margin	128
6.7	Conclusions	130
III	Conclusions et Perspectives	133
7	Conclusions	134
8	Perspectives	138
IV	Bibliographie	143
V	Annexes	161
8.1	Annexe Chapitre 5 : Données de puits pour les calculs de subsidence	162
8.2	Annexe Chapitre 6 : Analyses de thermometrie RSCM	166

TABLE DES FIGURES

1.1.1 Thrust belt et foreland basin systems	4
1.2.1 Etats dépositionnels d'un bassin d'avant-pays	6
1.2.2 Modèle stratigraphique des bassins d'avant-pays	8
1.2.3 Compilation de courbes de subsidence tectonique de pro- et rétro-bassins d'avant-pays	9
1.3.1 Modèle isostatique d'Airy	11
1.3.2 Flexure d'une plaque sous l'effet d'une charge	12
1.5.1 Modèle des marges hyper-étirées	14
1.6.1 Evolution de la densité des sédiments (dont le sel) avec la profondeur (d'après Jackson et Talbot, 1986)	16
1.6.2 Modèles des différentes étapes du diapirisme (d'après Vendeville et Jackson, 1992b)	18
2.1.1 Carte géologique du Bassin Aquitain	21
2.2.1 Modèles conceptuels de la structure profonde des Pyrénées	24
2.2.2 Le profil ECORS Pyrénées	25
2.2.3 Carte d'anomalies de Bouguer des Pyrénées	26
2.2.4 Calculs de la réponse gravimétrique d'un corps dense le long du profil ECORS Pyrénées	27
2.2.5 Modèle pour l'anomalie de Labourd, d'après Velasque et al. (1989)	28
2.2.6 Profil tomographique PYROPE Ouest	28
2.2.7 Interprétation géologique du profil PYROPE Ouest	29
2.3.1 Trois modèles de reconstruction de la cinématique de l'Ibérie durant le Crétacé Inférieur	30
2.3.2 Modèle de reconstruction de la cinématique de l'Ibérie durant le Crétacé inférieur d'après Vissers et Meijer, 2012	31
3.1.1 Calcul de la flexure due à une charge topographique	35
3.1.2 Représentation géométrique d'un objet 2D	37
3.1.3 Analyse des anomalies gravimétriques	39
3.2.1 Représentation schématique de la décompaction d'une pile sédimentaire	41
3.3.1 Principe de l'algorithme <i>flexural slip</i>	43
3.3.2 Spectre raman	44
4.1.1 Location map, geological map, topographic map of the study area, and a simplified crustal model for the Pyrenean orogen	52
4.2.1 Structural cross-sections, stratigraphy and tectonic history summary for the central and eastern Aquitaine Basin	54
4.3.1 Map of Bouguer anomaly values across the Pyrenees, SW France	56
4.4.1 Thickness map of the synorogenic foreland basin succession of the Aquitaine Basin (Campanian-middle Miocene)	58
4.5.1 Analysis of crustal thinning due to rifting below the Aquitaine Basin	62
4.6.1 Observed flexure and the modeled topographic flexure for different values of T_e and the resulting Bouguer anomaly along four profiles	65
4.6.2 Observed flexure and combined modeled flexure and variations of T_e along the profiles	68

TABLE DES FIGURES

5.1.1 Lithostratigraphie dans les parties est et centre du Bassin Aquitain, d'après Ford et al. (2016) et Rougier et al. (2016)	76
5.1.2 Chronostratigraphie E-O du Bassin Aquitain proximal	78
5.1.3 Géométrie des corps sédimentaires dans la partie est du Bassin Aquitain, d'après Bilotte et al., 2005	80
5.2.1 Profondeur des unités syn-orogéniques du Bassin Aquitain	84
5.2.2 Epaisseurs et taux d'accumulation des unités syn-orogéniques du Bassin Aquitain	86
5.3.1 Positions des puits utilisés dans cette étude	87
5.3.2 Courbes de subsidence tectonique pour différents puits du Bassin Aquitain	88
5.3.3 Valeurs d'amincissement crustal et de S_{tw}/Y pour les différents puits	90
5.3.4 Epaisseur de la succession syn-orogénique et profondeur du socle paléozoïque	91
5.3.5 Rôle de la subsidence thermique post-rift dans la subsidence tectonique des puits du Bassin Aquitain	92
5.3.6 Composante de subsidence thermique post-rift dans la subsidence tectonique des puits du Bassin Aquitain au cours du temps	94
6.1.1 Interpretation of a hyper-extended margin from Sutra and Manatschal, 2012	103
6.2.1 Geological and geological framework	105
6.3.1 Comparison of models for the Early Cretaceous architecture	108
6.4.1 Geological map along the section	112
6.4.2 Geological cross-section in the northern Pyrenees and Aquitaine Basin	114
6.4.3 Geological map and geological model for the IMZ	116
6.4.4 Tuc de Haurades peridotite area	119
6.5.1 Crustal scale cross-section and sequential restoration	121
6.6.1 Reconstruction of the rift margins in Late Santonian times	126

LISTE DES TABLEAUX

4.5.1 Physical parameters used in the calculations	60
5.3.1 Paramètres physiques utilisés dans les calculs de subsidence tectonique. D'après Sclater et Christie (1980) et Allen et Allen (2013).	89
5.3.2 Comparaison des valeurs de β estimées par les modèles de subsidence thermique post-rift et l'analyse crustale de Angrand et al. (soumis, Chapitre 4).	93
6.4.1 RSCM temperatures of 12 North Pyrenean samples	111

INTRODUCTION GÉNÉRALE

CADRE DE RECHERCHE

Cette thèse s'intègre dans le cadre du projet RGF (Référentiel Géologique de la France) du BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières), qui vise à fournir une information géologique 3D, numérique, homogène et cohérente de la France. Le chantier Pyrénées (2013-2018), contribue à améliorer les connaissances et à soulever de nouvelles problématiques concernant l'histoire polyphasée de la chaîne pyrénéenne et des bassins associés. Cette thèse fait l'objet d'un co-financement RGF-Région Lorraine et a été réalisée au sein du laboratoire CRPG. Elle fait suite à plusieurs travaux de Masters financés par l'ANR PYRAMID (responsable : Mary Ford) qui a pour objet d'étude le prisme pyrénéen et le Bassin Aquitain.

CONTEXTE SCIENTIFIQUE

Les bassins d'avant-pays se développent au front des orogènes par flexure de la lithosphère. Bien que la source principale de flexure soit la charge topographique, d'autres sources peuvent, dans certains cas, contribuer à la subsidence dans le bassin, telles que des charges additionnelles cachées en sub-surface. La géométrie des bassins d'avant-pays dépend principalement de la rigidité de la lithosphère, ils sont asymétriques et s'amincissent vers le craton.

Parmi les bassins d'avant-pays se distinguent les pro-bassins d'avant-pays, qui se développent sur la plaque inférieure et des rétro-bassins d'avant-pays, qui se développent sur la plaque chevauchante. Alors que les pro-bassins d'avant-pays sont progressivement intégrés dans l'orogène, du fait de la subduction ou du sous-placage de la plaque, les rétro-bassins d'avant-pays sont relativement statiques et préservent l'ensemble des sédiments syn-orogéniques. Ce sont donc d'excellents laboratoires naturels pour étudier l'évolution d'un orogène.

Lorsque les bassins d'avant-pays s'initient sur une croûte affectée par un épisode tectonique antécédent, par exemple un rifting, l'héritage structural et thermique de la lithosphère joue un rôle fondamental dans l'évolution des bassins d'avant-pays. En effet, durant le rifting, la lithosphère s'amincie, ce qui provoque la remontée du manteau. En retrouvant son état d'équilibre, la lithosphère se refroidit et subside : c'est la subsidence thermique. Le retour à l'équilibre se fait sur une période d'environ 50 Ma. D'un point de vue structural, la croûte continentale des marges hyper-étirées est caractérisée par un fort amincissement sur une faible distance horizontale.

OBJECTIFS

Cette thèse analyse les effets de l'héritage d'un rifting sur un bassin d'avant-pays qui s'initie alors que la lithosphère n'a pas retrouvé son état d'équilibre thermique. Ceci est le cas du Bassin Aquitain (Sud-Ouest de la France) étudié dans cette thèse. Ce bassin est le rétro-bassin d'avant-pays pyrénéen qui s'est développé du Campanien (84 Ma) au Miocène moyen (âge incertain) sur la plaque européenne. L'orogénèse pyrénéenne fait suite à un rifting de l'Aptien (125 Ma) au Cénomaniens (94 Ma) durant lequel la croûte continentale a été fortement amincie et le manteau sous-continental exhumé. Le rifting a été avorté avant la production de croûte océanique. L'orogénèse s'est développée seulement 10 Ma après la fin du rifting, alors que la lithosphère n'avait pas retrouvé son état d'équilibre thermique. L'étude du Bassin Aquitain permet donc d'analyser le rôle de l'héritage d'un rift sur la mise en place d'un bassin d'avant-pays en matière de flexure et d'inversion d'une marge hyper-amincie, de source de subsidence et de leur évolution dans le temps et l'espace, ainsi que les variations de subsidence dans le rétro-bassin d'avant-pays.

Les grandes questions suivantes seront abordées :

- Quel est le comportement flexural d'un rétro-bassin d'avant qui se développe sur une marge hyper-amincie?
- Comment les différentes sources de subsidence évoluent-elles au cours du temps?
- Quels sont les mécanismes d'inversion d'une marge hyper-amincie?

ORGANISATION DU MÉMOIRE ET DÉMARCHE

Le manuscrit est divisé en trois parties. La première partie d'introduction, rédigée en français, est constituée de trois chapitres. Le Chapitre 1 présente une synthèse relative aux bassins d'avant-pays et aux différents mécanismes qui les contrôlent. Le Chapitre 2 est consacré à la présentation du Bassin Aquitain comme cas d'étude. Le Chapitre 3 présente les méthodes utilisées dans cette thèse.

La Partie 2 est dédiée aux résultats et interprétations. Elle est subdivisée en trois chapitres dont deux sont rédigés en anglais sous forme d'articles (soumis, Chapitre 4, et en préparation, Chapitre 6) et un en français (Chapitre 5) qui présente des résultats préliminaires et une discussion sur le Chapitre 4.

Premièrement (Chapitre 4), nous avons réalisé une étude à grande échelle de la flexure actuelle de la plaque européenne, en analysant les effets de l'héritage crustal dus au rift sur l'évolution du bassin. En utilisant des données de surface et de sub-surface, nous avons caractérisé la géométrie du socle, l'épaisseur crustale et l'amincissement crustal sous le bassin, afin de proposer un modèle de subsidence thermique post-rift. Couplé à des modèles flexuraux et des données gravimétriques d'anomalies de Bouguer, ceci a permis de caractériser les sources de subsidence, la segmentation du bassin et la variation latérale de rigidité de la lithosphère, ainsi que de préciser la nature de certaines anomalies gravimétriques. Ces travaux font l'objet d'une publication re-soumise après révisions modérées dans la revue *Tectonics* avec pour co-auteurs Mary Ford et Anthony B. Watts (Université d'Oxford).

Le deuxième chapitre de la Partie Résultats (Chapitre 5) est consacré à l'évolution du bassin et à son remplissage sédimentaire au cours du temps. Une corrélation des différentes unités stratigraphiques d'est en ouest est présentée pour le bassin proximal, en intégrant des travaux issus du projet PYRAMID. L'évolution de la subsidence est étudiée par une analyse de subsidence 1D d'après des données de forages. Des nouvelles études de subsidence sont apportées dans la partie centre-ouest du bassin et compilées avec des travaux antérieurs déjà publiés dans la partie centre-est, également issus du projet PYRAMID. Cette partie présente des résultats préliminaires qui doivent faire l'objet d'investigations plus poussées.

Le dernier chapitre de la partie Résultats (Chapitre 6) présente les travaux ayant porté sur la restauration séquentielle d'une coupe structurale d'échelle crustale dans la partie centrale de la Zone Nord-Pyrénéenne et du Bassin Aquitain, jusqu'à l'état de marge hyper-étirée. Ceci permet de comprendre la structure, le timing de déformation et les mécanismes d'inversion de la marge hyper-étirée européenne. Pour compléter les travaux antérieurs acquis dans le cadre du projet PYRAMID, deux campagnes de terrain ont été menées dans la région d'Aspet (31), pour caractériser les géométries des différentes unités métamorphiques et non-métamorphiques dans la partie sud de la coupe et analyser les marqueurs de l'exhumation du manteau sous-continentale. Localement, des analyses de thermométrie raman sont appliquées à des échantillons nord-pyrénéens pour estimer la température maximale atteinte par ces roches et contraindre les différentes zones affectées par du métamorphisme. Cette partie est présentée dans le Chapitre 6 sous forme d'une version préliminaire d'un article scientifique.

La Partie 3 constitue les conclusions et les perspectives de cette thèse. En annexe sont présentés les tableaux regroupant les analyses de subsidence 1D et les analyses de thermométrie RSCM.

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION

CHAPITRE 1

ÉTAT DE L'ART

1.1 LES BASSINS D'AVANT-PAYS FLEXURAUX

1.1.1 SYSTÈMES OROGÉNIQUES ET BASSINS D'AVANT-PAYS

Le terme bassin d'avant-pays périphérique (*peripheral foreland basins*) a été introduit par Dickinson (1974) pour désigner les bassins flexuraux externes associés aux collisions continentales et les différencier ainsi des bassins d'avant-pays rétro-arc (*retro-arc foreland basins*), qui se développent en contexte de subduction océanique. Les bassins d'avant-pays périphériques se développent entre le front de l'orogène et le craton stable. Les pro-bassins d'avant-pays sont localisés sur la plaque qui subducte alors que les retro-bassins d'avant-pays se situent sur la plaque chevauchante (Willet et al., 1993; Sinclair et al., 2005; Naylor et Sinclair, 2008). Dans la suite de ce document, nous utiliserons indifféremment les termes **bassins flexuraux d'avant-pays** et **bassins d'avant-pays** pour désigner les bassins d'avant-pays périphériques *sensu* Dickinson (1974).

Les caractéristiques des bassins d'avant-pays ont été principalement élaborées à partir de pro-bassins d'avant-pays ou de modèles non-polarisés (Beaumont, 1981; Jamieson et Beaumont, 1988; Flemings et Jordan, 1990; DeCelles et Giles, 1996). Cependant, des études plus récentes ont étudié et défini les caractéristiques des pro- et retro-bassins d'avant-pays (Sinclair et al., 2005; Naylor et Sinclair, 2008; Sinclair, 2012).

Les bassins d'avant-pays sont des dépo-centres flexuraux qui se développent sous l'effet d'une charge orogénique affectant la lithosphère (Dickinson, 1974; Turcotte et Schubert, 2002; Stockmal et al., 1986; Jamieson et Beaumont, 1988; Sinclair et al. 1991; DeCelles et Giles, 1996; McCann et Saintot, 2003; Xie et Heller, 2009). Les principaux critères pour décrire l'histoire dynamique d'un bassin d'avant-pays sont son épaisseur et la forme du remplissage sédimentaire, sa subsidence, les onlaps et la migration du bassin sur le craton, ainsi que la distribution de la déformation dans le bassin (Sinclair et al. 1991; DeCelles et Giles, 1996; Ford et Lickorish, 2004; Naylor et Sinclair, 2008).

Un système d'avant-pays est composé d'une ceinture de plis et de chevauchements ainsi que du bassin sédimentaire associé (Figure 1.1.1a). Dans le détail, DeCelles et Giles (1996) définissent un système de bassin d'avant-pays comme étant composé de quatre zones, selon la flexure dynamique de la lithosphère (Figure 1.1.1b). Ces zones sont associées à des sédimentations et déformations

distinctes (DeCelles et Giles, 1996) :

- a. *Wedge-top*** : Cette région est composée des bassins de type *piggy-back* et des bords actifs du bassin, où le front orogénique chevauche le bassin flexural. Les dépôts sédimentaires recouvrent des structures tectoniquement actives, c'est pourquoi cette zone est caractérisée par des structures de croissance, des discordances, ainsi qu'un amincissement des séries du bassin vers l'orogène (DeCelles et Giles, 1996; Vergès et al., 2002; Ford, 2004). La succession et propagation des structures telles que les plis par propagation de failles enregistre la déformation au cours du temps (Déramond, 1993). Dans les prismes orogéniques de faible angle de décollement, l'accumulation des sédiments peut stabiliser le prisme et limiter la déformation. Dans ce cas, le raccourcissement est distribué dans une partie plus distale du bassin (Sinclair, 2012). La géométrie du prisme orogénique est caractérisée par deux angles (e.g., Ford, 2004) : le décollement basal β et la pente topographique α . Ces angles sont contrôlés par la flexure de la plaque plongeante et la nature du décollement. α dépend de la force du décollement basal (petit lorsque le niveau de décollement est faible), alors que β est principalement contrôlé par la flexure de la plaque.
- b. *Foredeep*** : Cette région correspond au bassin flexural localisé entre le front chevauchant et le craton. La sédimentation y est principalement turbiditique à fluvio-deltaïque. Une discordance peut être présente à la transition entre le *wedge-top* et le *foredeep*. Cette zone est la plus épaisse du bassin d'avant-pays et a une géométrie prismatique, qui s'épaissit vers l'orogène.
- c. *Forebulge*** : Le *forebulge* est une zone de relative surrection causée par la flexure de la lithosphère. En raison de cette topographie positive, cette zone du bassin peut être érodée. Si le niveau de base est au contraire suffisamment haut, la sédimentation peut avoir lieu sur le *forebulge* et peut être continentale ou marine peu profonde, selon la bathymétrie. L'état géodynamique du bassin (voir plus Section 1.2.1) peut contrôler la sédimentation (Sinclair et al., 1991, 1992).
- d. *Backbulge*** : Cette zone externe se développe entre le *forebulge* et le craton ("bassin secondaire" de Flemings et Jordan, 1989). Il est alimenté par des sédiments fins en contexte marin peu profond (plate forme carbonatée) ou des sédiments fins à grossiers lorsque le *forebulge* est érodé.

Les variations climatiques affectent l'érosion des orogènes et donc la sédimentation des bassins sédimentaires adjacents (Brandon et al., 1998). La modélisation de ces systèmes montre que l'érosion influence la forme, la taille, et la charge du prisme orogénique (Hoth et al., 2008). De plus, pro- et rétro-prismes s'influencent l'un et l'autre lorsqu'ils sont soumis à l'érosion. L'érosion sur le long terme en réponse à des précipitations asymétriques entre les pro- et rétro-prismes gouverne le flux sédimentaire, la taille de grains et la pétrologie des formations détritiques dans les bassins (Sinclair, 2012).

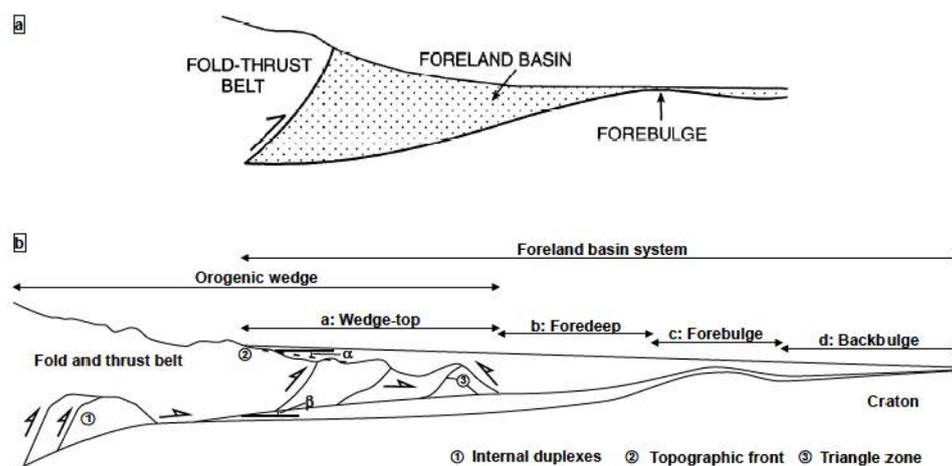


FIGURE 1.1.1 – (a) Représentation schématique d'un système orogénique et de son bassin sédimentaire. La déformation a lieu le long du front chevauchant. Dans le bassin, les sédiments sont plus grossiers dans la partie la plus proximale. Cette représentation permet de facilement modéliser le système avec le prisme orogénique, la charge topographique et le bassin d'avant-pays. (b) Coupe schématique d'un bassin d'avant-pays (DeCelles et Giles, 1996). Quatre zones flexurales sont définies : le *wedge-top*, le *foredeep*, le *forebulge* et le *backbulge*. α : pente topographique; β : angle du décollement basal. Dans l'étude de DeCelles et Giles (1996) est mentionné l'empiètement du front chevauchant sur le bassin sédimentaire.

1.1.2 ETAT D'ÉQUILIBRE D'UN OROGÈNE

Différents états géodynamiques sont reconnus pour un orogène. Ils sont associés à des enregistrements sédimentaires caractéristiques dans les bassins sédimentaires. Ces états ont été définis par Jamieson et Beaumont (1988) :

- L'état de croissance (phase d'accrétion) correspond à la croissance de la topographie (le prisme orogénique s'épaissit), une avancée du front chevauchant et un approfondissement des bassins d'avant-pays adjacents. Cet état est caractérisé par un taux d'accrétion (accrétion de masse dans le prisme orogénique) supérieur au taux d'érosion (perte de masse du prisme orogénique).
- L'état d'équilibre correspond à une phase d'équilibre où l'accrétion de matière dans le prisme orogénique est compensée par son érosion : la masse de l'orogène reste la même bien que la déformation interne continue. Les sédiments érodés lors de l'état d'équilibre peuvent passer le bassin d'avant-pays sans y sédimer, car il n'y a pas d'augmentation de la subsidence.
- La phase destructive correspond à l'érosion et au démantèlement de l'orogène. Sa charge décroît et un rebond isostatique entraîne une érosion dans le bassin sédimentaire.

Brandon et al. (1998) définissent l'état topographique du prisme orogénique Cascadia (U.S.A.) comme un équilibre entre les flux d'accrétions et d'érosions, en utilisant les analyses de traces de fissions et les taux d'exhumation. Plus tard, Willet et Brandon (2002) ont différencié les stades d'équilibres d'accrétions et topographiques :

- Equilibre d'accrétion : le flux d'accrétion est équivalent au flux d'érosion. Ce dernier montre de rapides variations dues à des événements locaux (état d'équilibre *sensu* Jamieson et Beaumont, 1988 et Brandon et al., 1998).

- Equilibre topographique : cet état correspond à une immobilité locale du système. Selon Willett et Brandon (2002), cet état n'est jamais réellement atteint et reste théorique.

Deux aspects supplémentaires peuvent être discutés (toujours selon Willett et Brandon, 2002) :

- Equilibre thermique : cela correspond au régime thermique de la partie interne de l'orogène et à la géométrie des isothermes.
- Equilibre d'exhumation : il correspond à une homogénéité des âges obtenus d'après un géochronomètre spécifique dans un domaine spatial donné.

La représentation la plus commune de l'état d'équilibre se réfère à l'état d'équilibre d'accrétion (e.g., Naylor et Sinclair, 2008).

1.2 MODÈLES STRATIGRAPHIQUES ET SUBSIDENCE DANS LES BASSINS D'AVANT-PAYS

1.2.1 MODÈLES STRATIGRAPHIQUES

Du fait de la flexure de la lithosphère sous une charge, les bassins d'avant-pays sont asymétriques. Ils forment un prisme qui s'épaissit vers le front de l'orogène (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Naylor et Sinclair, 2008; Sinclair et Naylor, 2012). La sédimentation varie du front de l'orogène vers le craton, allant de sédiments grossiers dans le bassin proximal à des sédiments fins en s'éloignant du front chevauchant. Ce gradient correspond à une diminution de l'énergie de dépôt et migre si le front chevauchant se déplace vers le craton (Flemings et Jordan, 1989). Sinclair et al. (1992) proposent que "l'état dépositionnel" du bassin d'avant-pays soit corrélé au taux d'exhumation de l'orogène, à la dimension du prisme orogénique, au taux d'avancée du front chevauchant ainsi qu'à l'approfondissement du *foredeep* au niveau du front chevauchant. Cet "état dépositionnel" contrôle le type de sédimentation dans le bassin (Figure 1.2.1).

Lorsque "l'état dépositionnel" est faible (<1), le bassin d'avant-pays est sous-alimenté, c'est la phase d'accrétion du prisme. La sédimentation associée est de type *flysch* (Flemings et Jordan, 1989; Sinclair et al., 1991, 1992; McCann et Saintot, 2003) et a lieu lorsque l'approfondissement du bassin est important comparé à l'apport sédimentaire. Les sédiments sont piégés dans le *foredeep* alors que le *forebulge* représente un haut topographique et peut être érodé. La géométrie en subsurface du bassin est approximativement triangulaire, contrôlée principalement par la flexure de la lithosphère (Flemings et Jordan, 1989).

Lorsque "l'état dépositionnel" du bassin est haut (>1), le bassin est dit sur-alimenté et la sédimentation est de type molassique : on parle alors de phase de prisme continental. Durant cette phase, la capacité de transport des sédiments augmente et ils peuvent être transportés dans le *foredeep* sans s'y déposer et sédimenter au niveau du *forebulge*. La géométrie sédimentaire d'un bassin sur-alimenté sera uniforme vers le craton, l'absence d'un fossé au mur du front chevauchant exclu un drainage axial (Flemings et Jordan, 1989; Sinclair et al., 1992). Si, au cours de l'évolution du bassin, de l'espace d'accommodation est à nouveau créé, le bassin basculera à nouveau dans un état sous-alimenté (Sinclair et al., 1992).

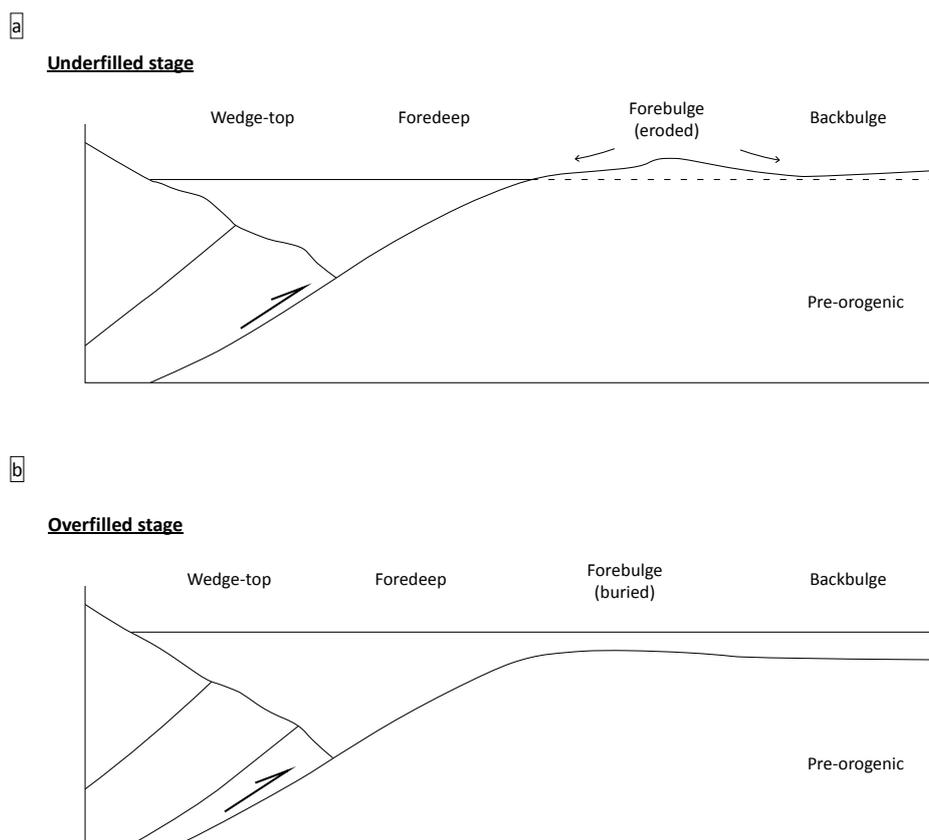


FIGURE 1.2.1 – Etats dépositionnels d’un bassin d’avant-pays, d’après DeCelles (2012). (a) Représentation schématique d’un bassin d’avant-pays sous-alimenté. Le *forebulge* est soumis à l’érosion. (b) Représentation schématique d’un bassin d’avant-pays sur-alimenté. Le *forebulge* est recouvert de sédiments.

A plus petite échelle, la géométrie et distribution stratigraphique du bassin d’avant-pays évolue au cours du temps en réponse aux cycles tectoniques de l’orogène (Flemings et Jordan, 1990; Sinclair et al., 1991; Déramond et al., 1993). Les séquences chevauchantes sont enregistrées dans le bassin par une rétrogradation des faciès au début de la phase chevauchante, suivie par une progradation générale de l’ensemble des lithofaciès (Flemings et Jordan, 1990). Ce modèle stratigraphique correspond au mouvement du *forebulge* au début du cycle chevauchant puis à sa migration vers le craton. Cette migration est associée à la génération d’une discordance érosive (Flemings et Jordan, 1990; Sinclair et al., 1991).

Sinclair et al. (1991) modélisent l’influence du coefficient de transport (le taux de matériel arrivant dans le prisme orogénique et le taux de transport de sédiments dans le bassin), la pente du prisme orogénique (taux auquel le matériel est amené dans le prisme), la rigidité de la lithosphère et le taux de migration du front chevauchant. Il en résulte que :

1. Augmenter le coefficient de transport provoque un élargissement et un approfondissement du *foredeep*. La dépression est remplie au dessus du niveau régional. Le *forebulge* peut également être érodé.
2. Augmenter la pente du prisme résulte en un bassin plus profond mais ne modifie pas la largeur

1.2 Modèles stratigraphiques et Subsidence dans les bassins d'avant-pays

du bassin. L'augmentation de courbure de la plaque provoque une augmentation de l'érosion du *forebulge*.

3. Augmenter la rigidité de la plaque résulte en un élargissement du bassin et une sédimentation plus distribuée sur l'ensemble du bassin.
4. Augmenter le taux de migration du bassin provoque un rétrécissement du bassin et fait passer le bassin en mode sous-alimenté. Au contraire, une migration lente permet aux sédiments de remplir la dépression.

L'enregistrement sédimentaire varie entre les pro- et rétro-bassins d'avant-pays (Figure 1.2.2; Naylor et Sinclair, 2008; Sinclair, 2012). Dans les pro-bassins d'avant-pays, seules les séries les plus récentes sont préservées selon un taux de préservation qui dépend du taux de convergence. Ce dernier contrôle également le taux d'onlap des séries syn-orogéniques sur le craton. Au contraire, grâce à l'immobilité de la plaque chevauchante, la stratigraphie des rétro-bassins d'avant-pays enregistre l'ensemble des phases orogéniques, avec un enregistrement complet de la phase de croissance et un enregistrement condensé de la phase d'équilibre (Naylor et Sinclair, 2008; Sinclair, 2012). Cela fait des rétro-bassins d'avant-pays d'excellents laboratoires naturels pour étudier l'évolution des orogènes.

1.2.2 SUBSIDENCE TECTONIQUE DANS LES BASSINS D'AVANT-PAYS

Les principaux facteurs contrôlant la subsidence dans les bassins d'avant-pays sont la charge orogénique et la rigidité flexurale de la lithosphère (Barrell, 1914; Karner et Watts, 1983; Molnar et Lyon-Caen, 1988; Burov et Diament, 1995; Watts et Burov, 2003; Burov et Watts, 2006). Des facteurs secondaires peuvent également créer de la subsidence, telles que la traction du panneau plongeant, qui affecte la lithosphère dans les zones de subduction active (Royden, 1993) et la tectonique locale (Dérmond et al., 1993). Dans ce cas, la subsidence tectonique d'un bassin d'avant-pays enregistre une combinaison de ces différents paramètres.

Une compilation de courbes de subsidence tectonique (Xie et Heller, 2009; Sinclair et Naylor, 2012 et références incluses, Figure 1.2.3) montre que la subsidence dans les bassins présente différents styles et taux de subsidence. Une géométrie convexe est généralement acceptée pour les pro-bassins d'avant-pays (Xie et Heller, 2009). Naylor et Sinclair (2008) montrent que les pro- et rétro-bassins d'avant-pays ont des courbes de subsidence différentes.

Dans les pro-bassins d'avant-pays, la subsidence est influencée par la subduction de la lithosphère sous-jacente. La subsidence tectonique s'accélère principalement avec la migration du bassin vers l'orogène (i.e., vers la charge). Le taux de subsidence tectonique est généralement supérieur à 0.05 mm/an (Sinclair, 2012). Au contraire, la subsidence tectonique dans les rétro-bassins d'avant-pays s'accroît durant la phase de croissance de l'orogène puis est constante durant la phase d'équilibre. La transition entre la phase de croissance et l'état d'équilibre peut donc être vue comme un aplatissement de la courbe de subsidence tectonique (Sinclair et Naylor, 2012). La subsidence tectonique décroît continuellement au cours de l'histoire du bassin. Les phases de quiescence tectonique doivent être distinguées des phases d'équilibres car dans une phase de quiescence, la déformation à l'intérieur

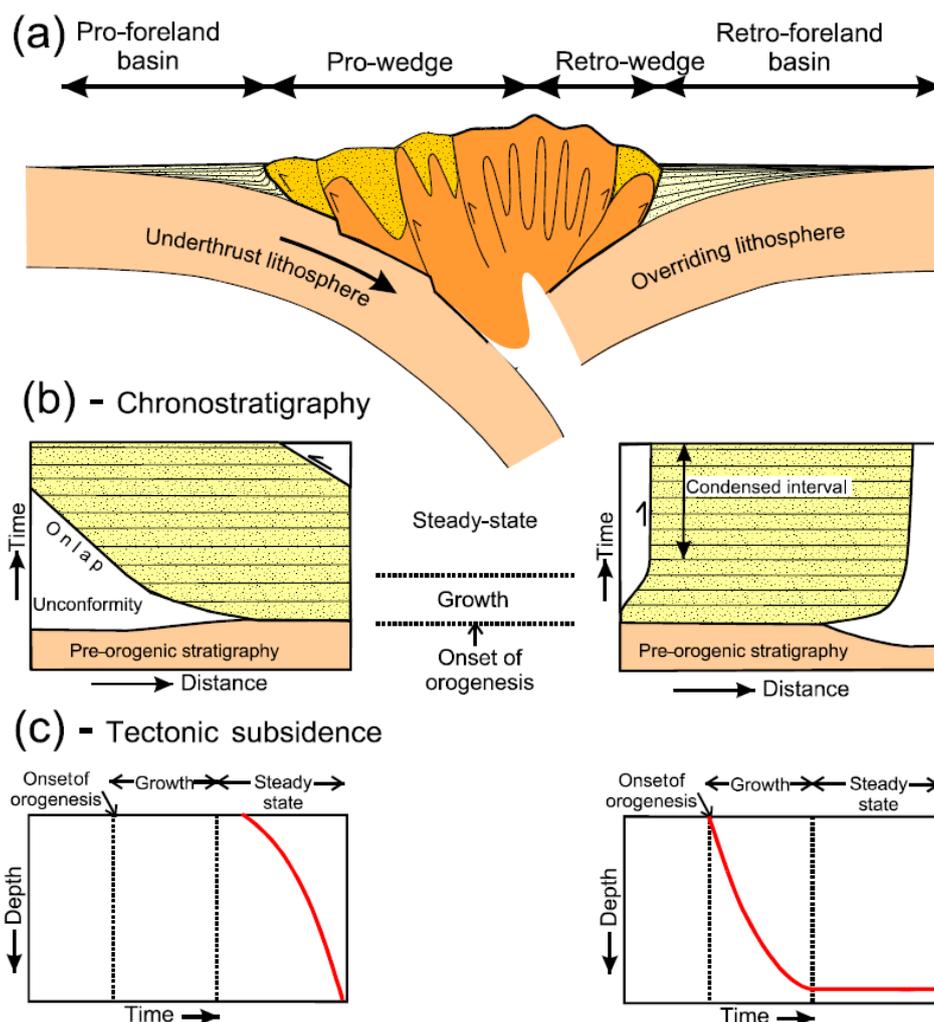


FIGURE 1.2.2 – Caractéristiques des pro- et rétro-bassins d’avant-pays (gauche et droite de l’image), d’après Sinclair (2012). Ces caractéristiques sont décrites dans Naylor et Sinclair (2008). (a) Représentation schématique d’un système orogénique et des bassins d’avant-pays associés. (b) Chronostratigraphie des pro- et rétro-bassins d’avant-pays, représentant les phases de croissance et d’équilibre du prisme orogénique. (c) Courbes théoriques de subsidence tectonique.

de l’orogène s’arrête. L’érosion n’est donc plus compensée par l’accrétion de matériel dans le prisme orogénique (Flemings et Jordan, 1990).

Les courbes de subsidence tectonique reflètent des variations de la charge contrôlant la flexure du bassin. La subsidence tectonique est également considérée comme un marqueur du timing de la déformation de l’orogène (Heller et al., 1988; Flemings et Jordan, 1989; Sinclair et al 1991; Ali et Watts, 2009). L’emplacement d’une charge supplémentaire en sub-surface peut être identifiée dans la courbe de subsidence tectonique d’un bassin d’avant-pays. Le bassin d’avant-pays des Emirats Arabes Unis (EAU) a ainsi été affecté par la mise en place de l’Ophiolite du Semail (Ali et Watts, 2009; Ali et al., 2014), qui a augmenté la subsidence du bassin. Cet emplacement est identifiable par une inflexion de la courbe de subsidence.

1.2 Modèles stratigraphiques et Subsidence dans les bassins d'avant-pays

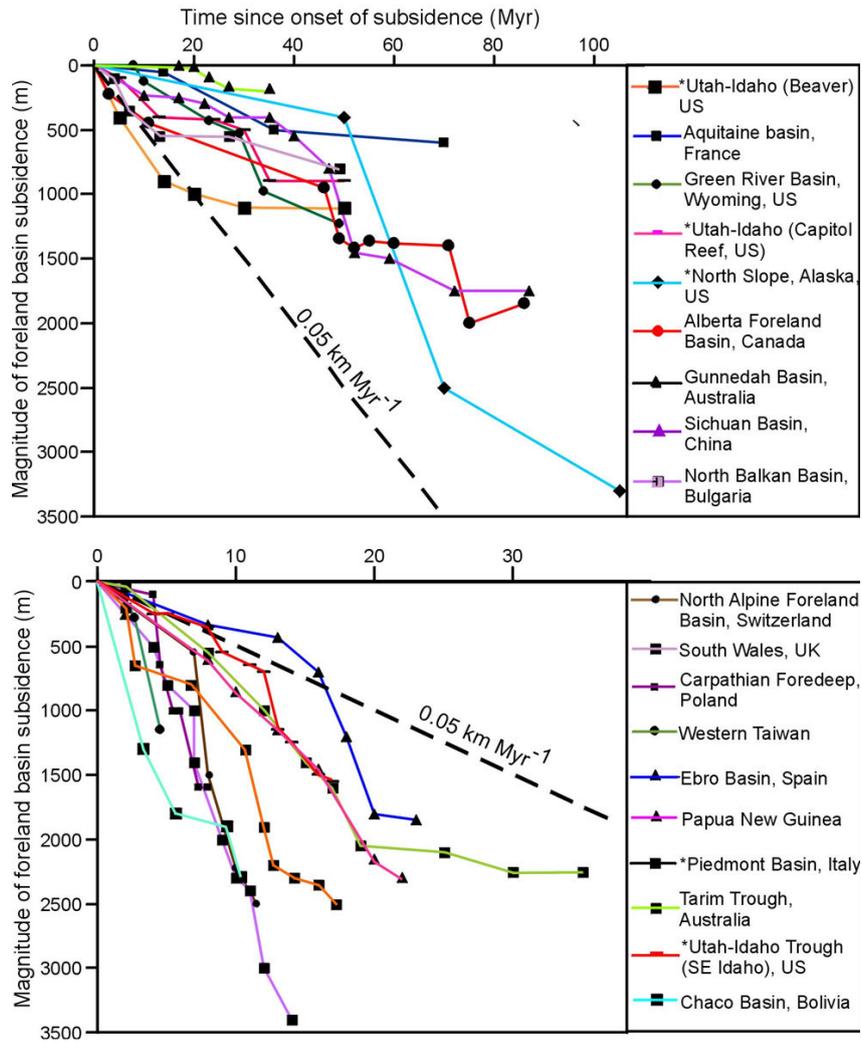


FIGURE 1.2.3 – Compilation de courbes de subsidence tectonique. Les noms avec des astérisques correspondent à des valeurs de subsidence totale. Bas : de pro-bassins d'avant-pays. Haut : rétro-bassins d'avant-pays. La courbe en tirets sépare les taux lents (inférieurs à 0.05 km/Ma) des taux rapides (supérieurs à 0.05 km/Ma) et peut être utilisée pour comparer les deux graphiques.

1.2.3 SUBSIDENCE THERMIQUE HÉRITÉE

La plupart des bassins d'avant-pays se développent sur d'anciennes marges passives. Après le rifting et l'amincissement de la lithosphère, le refroidissement de cette dernière augmente sa densité, ce qui crée de la subsidence en surface. On parle alors de subsidence thermique post-rift. La subsidence thermique post-rift continue et décroît graduellement jusqu'à ce que la lithosphère retrouve son état d'équilibre thermique. Une valeur standard de durée pour retour à l'état d'équilibre est de 50 Ma, selon l'âge thermique de la lithosphère (McKenzie, 1978; Turcotte et Schubert, 2002). Si un bassin d'avant-pays se développe sur une lithosphère amincie (e.g., qui a subi un épisode de rifting) qui n'a pas encore retrouvé son état d'équilibre thermique, la subsidence observée dans le bassin comportera une partie de subsidence thermique post-rift. La quantité de subsidence thermique post-rift dépendra donc de l'intervalle de temps entre la fin du rift et l'initiation du bassin d'avant-pays.

Cette héritage a été analysé de différentes façons selon les auteurs. Desegaulx et al. (1991) ont

modélisé les effets de la subsidence thermique post-rift dans le sous-bassin rift d'Arzacq (sud-ouest du Bassin Aquitain) comme une force verticale (charge thermique) sur toute la région affectée par le rift, avec une force maximum au centre du bassin qui décroît vers les marges. Pour Ali et Watts (2009), la subsidence thermique post-rift est une composante de la subsidence tectonique observée dans le bassin des EAU, représentée par un profil concave. La géométrie de ce profil a ensuite été modifiée par la mise en place du bassin d'avant-pays. La quantité de subsidence thermique post-rift a été déterminée en comparant la courbe de subsidence tectonique avec des courbes issues des modèles d'extension basés sur les travaux de McKenzie (1978) et Cochran (1981).

1.3 PARAMÈTRES AFFECTANT LES BASSINS D'AVANT-PAYS

1.3.1 RAPPEL : LE MODÈLE D'AIRY

En 1855, George B. Airy, Astronome Royal, a proposé que la différence entre les mesures géodésiques et astronomiques entre deux latitudes puisse être expliquée par des variations de masse en profondeur. Il suggéra que l'excès de masse causé par une topographie soit compensé en profondeur par un déficit de masse. Ceci est le principe fondamental de l'isostasie selon Airy.

En effet, la topographie des chaînes de montagnes est compensée par des variations d'épaisseur de la croûte terrestre de densité homogène (i.e., une topographie positive est compensée par une racine crustale). Ce phénomène est le modèle isostatique dit d'Airy (d'après George B. Airy). La croûte est représentée comme "flottante" sur le manteau visqueux, ce dernier pouvant être poussé vers le bas ou attiré vers le haut en réponse à des variations d'épaisseur de la croûte. La racine r causée par une topographie h est donnée par :

$$r = \frac{h\rho_{topo}}{\rho_{mantle} - \rho_{topo}} \quad (1.3.1)$$

où ρ_{topo} et ρ_{mantle} sont les densités de la croûte et du manteau. Une dépression $-h$ est compensée par un amincissement crustal et une remontée du manteau. Cette remontée est exprimée par :

$$r = -h \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} \quad (1.3.2)$$

où ρ_w est la densité de l'eau (ou tout autre matériau qui remplit la dépression).

Le modèle d'Airy implique l'existence d'une profondeur de compensation isostatique D_c dans le manteau supérieur, profondeur à laquelle la pression lithostatique est égale en différents points (Figure 1.3.1).

1.3.2 L'ISOSTASIE FLEXURALE

En 1914, Barrell fut le premier à suggérer que la lithosphère aurait une rigidité élastique, expliquant ainsi pourquoi le plancher océanique est affaissé à proximité des montagnes. A cause de cette rigidité (ou force), la lithosphère répond aux charges géologiques dites de long-terme (>1 Ma) de manière régionale et non de manière locale, tel que le modèle d'Airy le prédit. Cela signifie que la lithosphère se courbe sur une région plus large que celle affectée par la charge (pour exemple, voir Watts, 2001).

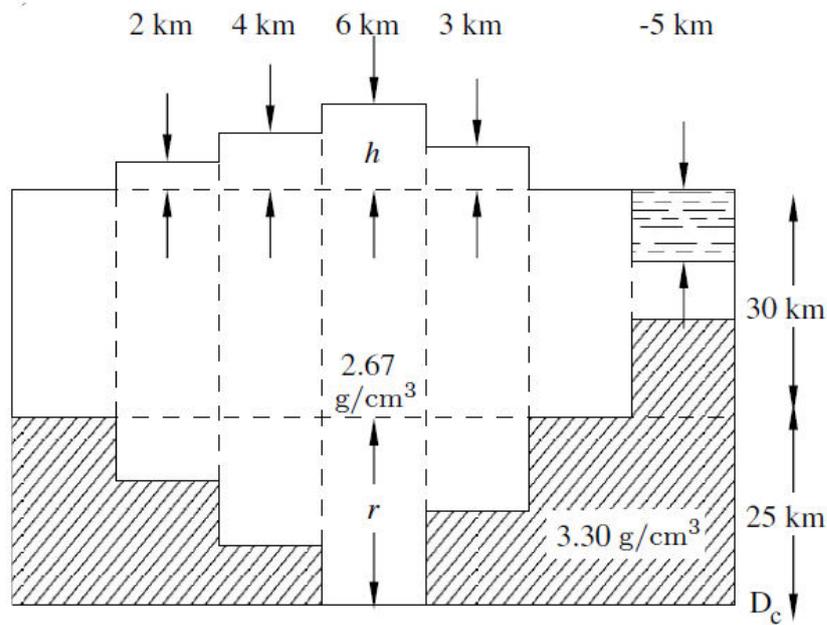


FIGURE 1.3.1 – Représentation classique du modèle isostatique d'Airy. Les aires blanches représentent la croûte, les aires hachurées diagonalement sont le manteau et celles hachurées horizontalement correspondent aux matériaux qui remplissent la dépression. h est la topographie, r l'épaisseur de la racine crustale associée et D_c la profondeur de compensation (d'après Kalnins, 2011).

La rigidité de la lithosphère est donnée par l'équation :

$$D \equiv \frac{ETe^3}{12(1-\nu^2)} \quad (1.3.3)$$

avec E le module de Young (Pa), ν le ratio de Poisson, et Te l'épaisseur élastique de la lithosphère. Lorsque $D \rightarrow 0$ (i.e., la plaque devient moins rigide), la solution devient :

$$y \rightarrow \frac{(\rho_{\text{topo}} - \rho_{\text{displaced}})h \cos(kx)}{\rho_m - \rho_{\text{infill}}} \quad (1.3.4)$$

ce qui correspond à la réponse isostatique d'Airy sous une charge périodique si ρ_{infill} tend vers ρ_{topo} . Lorsque $D \rightarrow \infty$ (i.e., la plaque devient plus rigide), la solution devient :

$$y \rightarrow 0 \quad (1.3.5)$$

ce qui correspond à une absence de flexure. Il en découle que plus la rigidité de la plaque est faible, plus la réponse sera proche d'une réponse de type Airy, alors que pour une rigidité donnée, la plaque répondra par une déformation en flexure. L'amplitude et la longueur d'onde de la flexure dépendra de la géométrie de la plaque (i.e., infinie ou cassée, Figure 1.3.2) et de la localisation de la charge par rapport à la limite de la plaque.

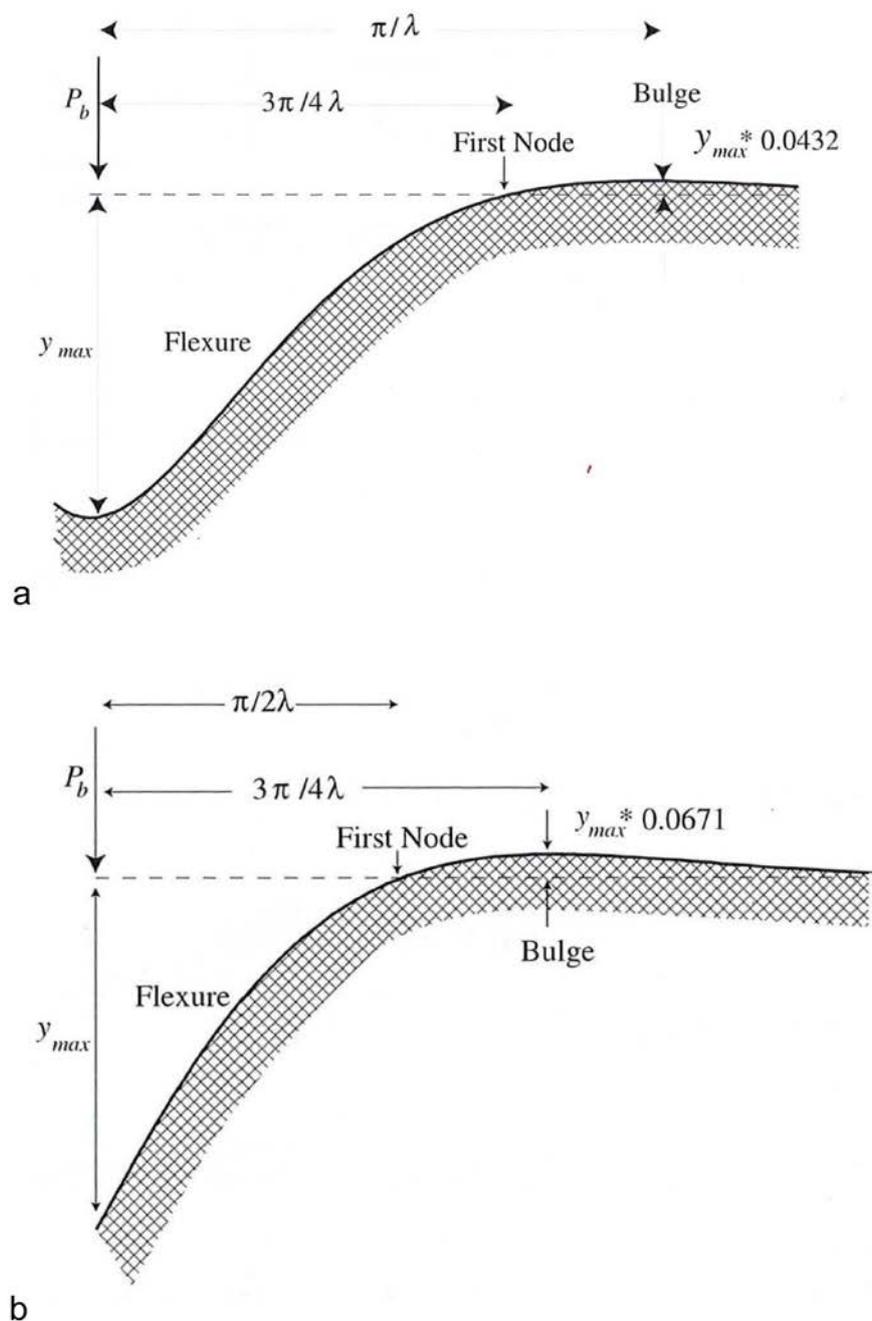


FIGURE 1.3.2 – (a) Profil flexural d'une plaque infinie sous d'effet d'une charge large de P_b /unité. (b) Profil flexural d'une plaque cassée sous l'effet d'une charge large de P_b /unité. La charge est localisée à la limite de plaque. y_{max} est la profondeur maximale de dépression. D'après Watts (2001).

1.3.3 ÉPAISSEUR ÉLASTIQUE EFFECTIVE (OU ÉPAISSEUR ÉLASTIQUE, *Elastic Thickness*, T_e) DE LA LITHOSPHERE

T_e est largement utilisée pour décrire la rhéologie et la rigidité de la lithosphère. Cette utilisation est supportée par de nombreuses études (Karner et Watts, 1983; Molnar et Lyon-Caen, 1988; Sinclair et al. 1991; Desegaulx et al., 1991; Watts, 1992; Haddad et Watts, 1999; Lin et Watts, 2002; Ali et Watts, 2009). La rigidité flexurale de la plaque est souvent approximée et exprimée par T_e (Equation 1.3.3).

Contreras-Reyes et Osses (2010) proposent que D est trois fois plus sensible aux variations de T_e que de E et concluent que la diminution de rigidité flexurale vers la fosse de subduction au large du Chili est principalement due à une diminution de T_e , plutôt que E .

1.4 CHARGES CONTRÔLANT LA FLEXURE

La charge topographique étant la principale source de flexure lithosphérique dans les contextes de bassins d'avant-pays, l'étude de ces charges est un point important dans la compréhension des bassins d'avant-pays. D'autres types de charges peuvent également jouer un rôle dans la flexure d'un bassin. On distingue trois types de charges reconnues : la charge topographique, la charge cachée et la charge sédimentaire.

1.4.1 CHARGE TOPOGRAPHIQUE

La source principale qui cause la dépression de la lithosphère est l'épaississement crustal qui génère la topographie d'une chaîne de montagnes. Cette topographie contrôle le remplissage du bassin, son taux d'accommodation ainsi que la géométrie du prisme sédimentaire (Varban et Plint, 2008). Dans la plupart des bassins d'avant-pays (e.g., Himalaya, Lyon-Caen et Molnar, 1983, 1985; Alpes, Stewart et Watts, 1997; Australie, Haddad et Watts, 1999), la géométrie de la charge topographique suffit à expliquer la flexure observée du bassin. L'emplacement des unités chevauchantes contrôle l'évolution de la topographie et donc l'évolution de la charge. Les études de Flemings et Jordan (1989, 1990) et de Sinclair et al. (1991, 1992), par exemple, ont montré que la charge topographique affecte la géométrie du bassin d'avant-pays. Il est donc intéressant d'étudier le lien entre le remplissage du bassin d'avant-pays et le timing d'emplacement des grandes unités chevauchantes de l'orogène.

1.4.2 CHARGE CACHÉE

Dans certains cas (e.g., Karner et Watts, 1983; Royden et Karner, 1984; Lin et Watts, 2002; Ali et Watts, 2009), la charge topographique observée ne suffit pas à générer l'amplitude du bassin ni sa longueur d'onde : une charge supplémentaire est requise. La présence de ces charges additionnelles (et cachées) a été discutée pour la première fois par Barrell (1914). Ces charges ont une signature gravimétrique particulière mais pas d'expression en surface. On parle de corps cachés. Leur présence a été utilisée pour expliquer les écarts entre la flexure observée et la flexure calculée à partir de la charge topographique, ainsi que les écarts entre les réponses gravimétriques de ces flexures (c.f., Watts, 2001 et les références citées). La signification géologique de ces charges cachées n'est pas toujours évidente et elles peuvent avoir des origines diverses, telles qu'un matériel dense en profondeur ou des forces associées à des phénomènes de subduction (e.g., Barrell, 1914; Lyon-Caen et Molnar, 1983, 1985; Royden et Karner, 1984; Watts, 2001 et références citées; Ford et al., 2006). Nous nous intéressons ici à une des origines de ces anomalies, qui est utile pour la suite de notre étude : la présence de matériel dense transporté à des profondeurs plus faibles ou bien des chevauchements intra-crustaux (Watts, 2001; Lin et Watts, 2002; Ali et Watts, 2009).

1.4.3 CHARGE SÉDIMENTAIRE

Le remplissage des bassins flexuraux par des sédiments contribue à créer une charge additionnelle qui augmente la subsidence. Cette charge sédimentaire est modélisée comme une force verticale associée à l'épaisseur des sédiments et à leur densité (Varban et Plint, 2008; Contreras-Reyes et Osses, 2010). Cette charge peut être responsable de la migration du *forebulge* vers le craton (Watts, 2001; Varban et Plint, 2008).

1.5 HÉRITAGE CRUSTAL DANS LES BASSINS D'AVANT-PAYS

Durant le rifting, la lithosphère s'amincit et s'affaiblit, elle est réchauffée par la remontée de l'asténosphère (McKenzie, 1978; et voir Section 1.3). La quantité d'amincissement n'est pas uniforme du craton au centre de la zone de rift. Il peut également varier *along strike*. Dans le cas d'une marge passive pauvre en magma (nous ne parlerons pas des marges passives riches en magma), deux zones sont définies : le domaine proximal (*proximal domain*), où l'amincissement est limité, et le domaine distal, où l'amincissement peut être très important et où le manteau peut y être exhumé (*hyper-thinned* et *exhumed mantle domains*). Ces deux domaines sont séparés par une étroite zone de transition où la croûte passe de son épaisseur initiale à une épaisseur réduite : le domaine d'étranglement (*necking domain*). Tugend et al. (2014) proposent un amincissement extrême de la croûte continentale dans le Golfe de Gascogne (Figure 1.5.1). Pas ou peu d'amincissement est observé dans le domaine proximal, alors que le domaine d'étranglement montre une forte variation d'épaisseur. Le domaine distal hyper-étiré marque la transition avec la zone où le manteau sous-continental est exhumé.

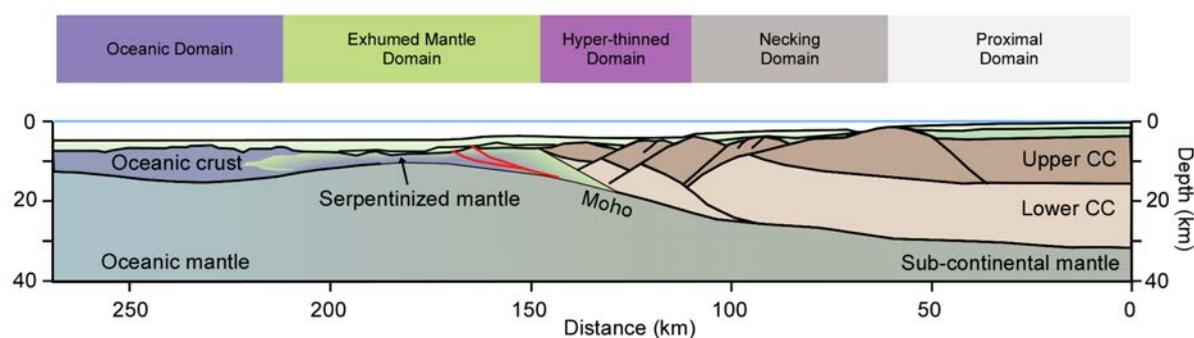


FIGURE 1.5.1 – Coupe géologique au niveau de la marge passive du Golfe de Gascogne d'après Tugend et al. (2014). C'est un exemple de marge passive hyper-étirée. Les noms des domaines sont liés à l'amincissement de la croûte.

Une méthode simple et efficace pour caractériser l'amincissement de la lithosphère est d'utiliser le facteur d'étirement β (*stretching factor*, McKenzie, 1978; Bell et al., 2014a, 2014b), qui est défini comme le ratio de l'épaisseur de la croûte (ou lithosphère) initiale sur l'épaisseur observée. Certains auteurs utilisent le facteur d'amincissement $\gamma = 1 - \frac{1}{\beta}$ (*thinning factor*, Tugend et al., 2014), qui peut être plus simple à utiliser car il varie entre 0 (pas d'amincissement) et 1 (disparition de la croûte continentale).

Une marge hyper-amincie est composée d'une croûte d'épaisseur variable associée à une résistance variable qui inclue une zone extrêmement faible dans la partie la plus distale (Sutra et al., 2013; Tugend et al., 2014). Nous pouvons nous attendre à ce que l'emplacement d'un bassin flexural sur cette croûte ait une réponse spécifique, différente d'un modèle classique de bassin d'avant-pays. Certaines études ont questionné le rôle de l'héritage d'un rift dans le développement d'un bassin d'avant-pays (e.g., Stockmal et al., 1986; Desegaulx et al., 1991; Stewart et Watts, 1997; Haddad et Watts, 1999; Lin et Watts, 2002). Bien qu'ils n'utilisent pas des plaques très amincies dans leurs modèles, ces études ont donné d'importants indices pour répondre à ces questions.

Les études de bassins d'avant-pays ont montré que le comportement flexural d'un bassin dépend de la rhéologie de la plaque (Waschbusch et Royden, 1992; Stewart et Watts, 1997; Haddad et Watts, 1999; Lin et Watts, 2002). Stewart et Watts (1997) ont montré que le style de déformation de la ceinture de plis et failles et le modèle stratigraphique qui se développe sont contrôlés par des variations de rigidité pré-existantes au sein de la plaque. Ils proposent également que l'inversion d'une marge passive dans un système orogénique induit des variations de T_e de la lithosphère : cette dernière croît depuis la partie la plus distale de l'ancienne marge passive vers le craton. Des variations de T_e perpendiculaires à l'axe de la chaîne ont également été utilisées par Contreras-Reyes et Osses (2010) pour analyser la flexure du plancher océanique et Haddad et Watts (1999) pour étudier la flexure de la plaque nord australienne. Des variations de T_e *along-strike* ont également été invoquées (Stewart et Watts, 1997; Haddad et Watts, 1999). Par exemple, Stewart et Watts (1997) proposent que la lithosphère européenne ait une plus grande rigidité dans les Alpes Française ($T_e = 25$ km), plus faible dans les Alpes Suisses ($T_e = 5-10$ km) et à nouveau de plus grande vers les Alpes orientales ($T_e = 20-30$ km). Ils proposent que les variations de T_e soient héritées de la marge du rift téthysien, qui n'a pas été amincie de manière uniforme. Dans la partie sud-ouest du Bassin Aquitain, Desegaulx et al. (1990) proposent une variation de la rigidité de la plaque européenne. Le Bassin Aquitain s'est développé après le rift albo-cénomaniens et les valeurs de T_e de la plaque européenne varient de 15 à 35 km. Ces variations résultent d'une pré-configuration crustale hétérogène. Tel que nous l'avons vu dans la Section 1.2.3, Desegaulx et al. (1991) ont également modélisé le rôle de l'héritage du rift comme une participation de la subsidence thermique post-rift dans l'approfondissement de certaines zones du bassin. Néanmoins, ils n'ont pas pris en compte la présence de corps denses illustrés par les données gravimétriques, et ont généralisé la subsidence additionnelle nécessaire à la subsidence thermique post-rift seule. Pour Stewart et Watts (1997) et Lin et Watts (2002), l'héritage d'un rift est responsable de variations de T_e dans les bassins d'avant-pays. De plus, les valeurs de T_e sont basses.

1.6 LA TECTONIQUE SALIFÈRE

Les évaporites se mettent en place lors de la précipitation de saumures de surface ou de subsurface sous l'action de l'évaporation. Avec l'intensification de l'évaporation, les minéraux précipités passent des carbonates au gypse, puis à la halite et enfin sels. La densité de la halite est de 2.2 en surface et devient inférieure à celle des sédiments sus-jacent en dessous de 1 km de profondeur (Jackson et Talbot, 1986) pour un gradient géothermique normal de 30 °C/km. La diminution de la densité avec la

profondeur s'explique par l'expansion que subit le sel avec l'augmentation de chaleur : cette expansion est plus importante que la contraction due à la pression (Clark, 1966). Pour que la remontée du sel se fasse par poussée dynamique uniquement, il faut que la couche de sel soit enfouie à une profondeur d'au moins 800 m afin que la courbe de densité du sel passe sous celles des sédiments (Figure 1.6.1). La résistance mécanique du sel est très faible, de 1 à 2 MPa au voisinage de la surface avec une transition fragile-ductile de l'ordre de quelques mètres à la centaine de mètres (Weijermars et al., 1993) : c'est la cause principale de la tectonique salifère.

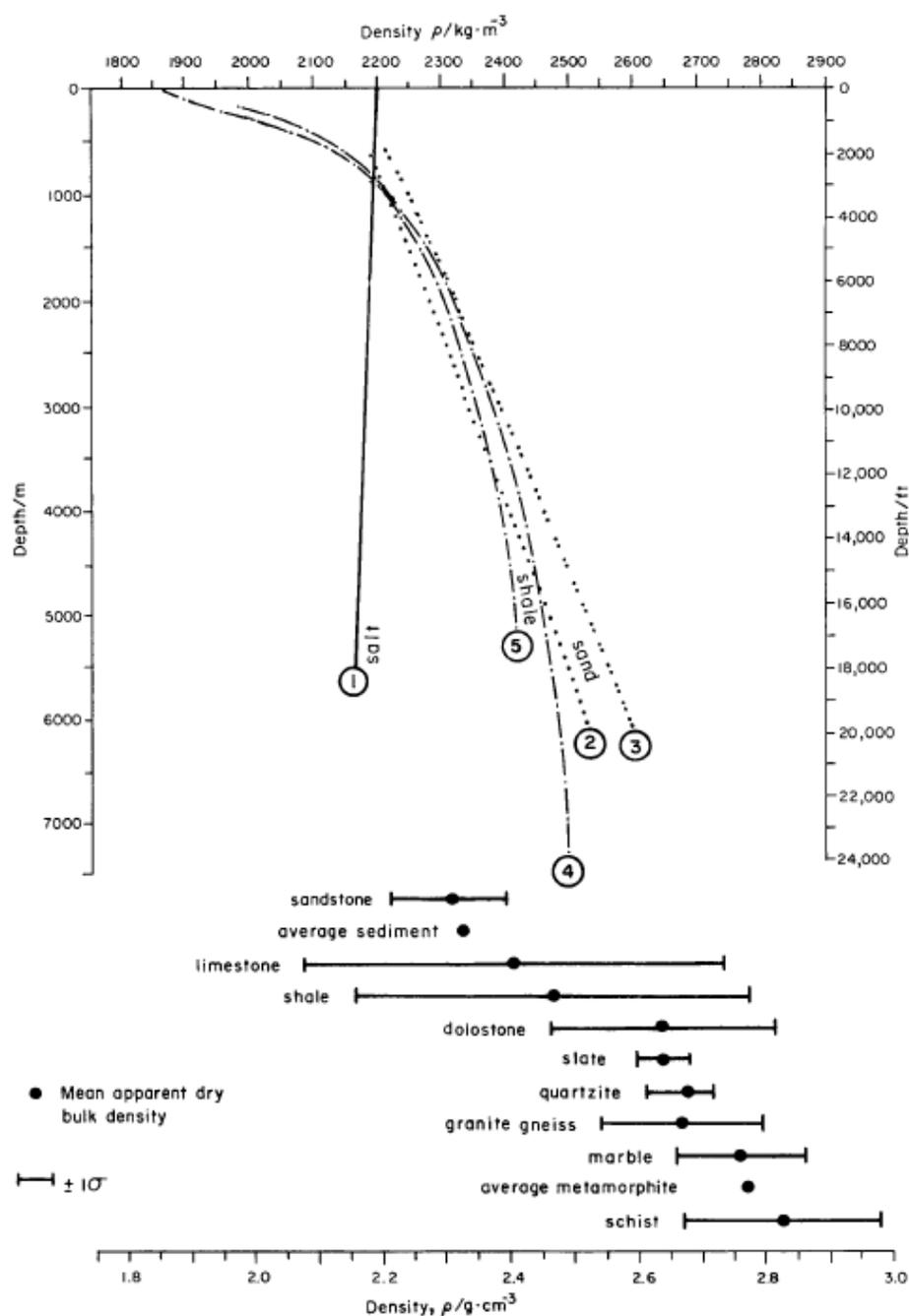


FIGURE 1.6.1 – Evolution de la densité des sédiments avec la profondeur. 1 : sel; 2 et 3 : grès à saumures interstitielles; 4 et 5 : shales riches en saumures. D'après Jackson et Talbot, 1986.

Le profil de résistance d'un bassin salifère présente deux types de variations : dans les sédiments

et le socle, la résistance dépend de l'angle de frottement interne, de la densité et de la pression des fluides. Elle augmente avec la profondeur; dans le sel, la résistance dépend de la viscosité et de la vitesse de déformation (si on admet la présence de liquide dans les sédiments). Elle varie peu avec la profondeur.

Différents moteurs peuvent être à l'origine du diapirisme. La géométrie d'un diapir dépend de l'équation :

$$\tan(\alpha) = \frac{V_{sed}}{V_{ext}} \quad (1.6.1)$$

où α est le pendage des flancs du diapir, V_{sed} est la vitesse de sédimentation et V_{ext} la vitesse d'extension. Le diapirisme par chargement différentiel a lieu lorsque l'accumulation localisée de sédiments va pousser le sel à se déformer pour réajuster les pressions. Les marqueurs d'un tel processus sont les rebroussements vers le haut (*hook*) des couches sédimentaires contre le diapir. Ce processus nécessite une sédimentation continue pour permettre au diapir de s'élever. La géométrie des bords du diapir va dépendre de l'équation précédente et donc dépendre des vitesses de sédimentation et d'extension. Dans le cas où des structures pré-existantes sont présentes, le diapirisme est une réaction à l'extension. Des modèles ont en effet montré que le diapirisme ne se développait que si une phase extensive a au préalable aminci et affaibli la couverture sédimentaire par des failles normales (Roca et al., 2006). Les diapirs s'immiscent dans la couverture sus-jacente le long des axes des structures extensives (axes des grabens ou des zones les plus profondes des semi-grabens).

L'évolution des diapirs présente 3 étapes : réactif, actif et passif (Figure 1.6.2, Vendeville et Jackson, 1992b). Des modèles montrent l'influence de la tectonique extensive sur la couverture (Vendeville et Jackson, 1992a) mais les études les plus récentes montrent que l'extension dans le socle peut aussi jouer un rôle dans la localisation de diapirs (Roca et al., 2006). On parle de diapirisme réactif. Le diapirisme actif correspond à l'augmentation de la contrainte dynamique du sel lorsque la couverture s'amincit sous l'effet de la tectonique extensive et de la montée du diapir. Cet amincissement (structural et/ou érosif) peut être tel que la résistance de la couverture peut passer sous le seuil de percement du sel. Dans ce cas, il y aura épandage du sel en surface. Le diapirisme actif dépend du stress local et de la viscosité du sel. Enfin, le diapirisme passif fait référence à la croissance du diapir par affaissement du bassin. Si l'extension continue, le diapir peut continuer à s'élargir en comblant l'expansion du graben.

S'il suit un épisode extensif, l'épisode de compression va tout d'abord venir déformer les structures salifères (diapirs) formées durant l'extension. Ces derniers seront fermés, isolant la partie supérieure de la couche initiale par un *weld* (Roca et al., 2006). Ensuite, la compression va inverser les failles normales pré-existantes associées aux grabens. Le sel fait un très bon niveau de décollement dans lequel les chevauchements viennent se connecter : s'il ne suit pas une période extensive, la compression va décoller la couverture en utilisant la base du sel comme niveau de décollement. Durant leurs expérimentations, Roca et al. (2006) proposent que la phase compressive ne génère pas de nouveaux diapirs.

La sédimentation syn-cinématique au-dessus d'une zone de décollement ou d'un diapir est caractérisée par des dépôts-centres localisés dans les synclinaux et d'une épaisseur beaucoup plus réduite au-dessus des anticlinaux et des structures diapiriques.

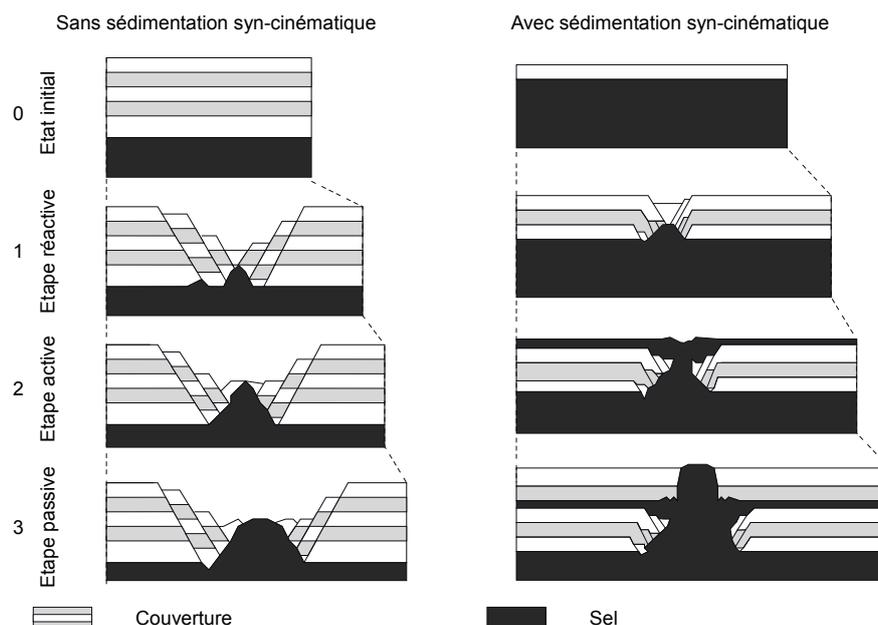


FIGURE 1.6.2 – Modèles des différentes étapes du diapirisme (d'après Vendeville et Jackson, 1992b). (a) Evolution d'un diapir en absence de sédimentation syn-cinématique (b) Evolution d'un diapir avec sédimentation syn-cinématique.

1.7 RÉSUMÉ ET PROBLÉMATIQUES

L'étude des paramètres flexuraux est un outil important qui permet de comprendre la rhéologie de la lithosphère et l'histoire géodynamique des bassins d'avant-pays. L'héritage d'anciennes marges passives joue un rôle important dans l'évolution du bassin, car il modifie la rigidité de la lithosphère (e.g., Stockmal et al., 1986; Desegaulx et al., 1991). La quantité d'amincissement peut également varier spatialement, résultant en une croûte hétérogène (e.g., Stewart et Watts, 1997). Néanmoins, il n'y a pas d'études particulières qui ont été faites sur les bassins d'avant-pays s'initiant sur une croûte hyper-amincie. Nous pouvons nous attendre à une signature flexurale particulière.

Les bassins d'avant-pays doivent être étudiés avec leurs chaînes de montagnes associées, car leur évolution est directement liée à la croissance de la topographie de l'orogène (voir Section 1.2). Les stades précoces d'inversions tectonique d'une marge passive en un système orogénique doivent être analysés dans les enregistrements sédimentaires des rétro-bassins d'avant-pays. Enfin, les bassins d'avant-pays flexuraux sont affectés par différentes sources de charge, qui incluent les sources cachées et la subsidence thermique post-rift. Les effets de ces charges supplémentaires sur la flexure de la lithosphère et donc sur la subsidence du bassin doivent être considérés. Là encore, l'analyse des enregistrements sédimentaires de rétro-bassins d'avant-pays donne des indices importants concernant la compréhension et le rôle de ces charges.

D'après ces observations, nous pouvons poser les questions suivantes concernant les rétro-bassins d'avant-pays :

- Comment l'héritage d'un fort amincissement crustal affecte l'évolution d'un bassin d'avant-

pays? Quel est l'effet de l'hétérogénéité de la croûte et des variations de rigidité flexurale sur la subsidence et l'évolution stratigraphique des rétro-bassins d'avant-pays?

- Comment les différentes sources de subsidence d'un bassin d'avant-pays (charge topographique, charge cachée, charge sédimentaire et potentiellement subsidence thermique post-rift) peuvent elles être distinguées?
- Comment ces sources de subsidence évoluent-elles dans le temps et dans l'espace?
- Est-il possible de confirmer l'immobilité des rétro-bassins d'avant-pays?
- Quelle est la relation entre l'évolution de l'orogène et l'évolution du rétro-bassin d'avant-pays?
- Pouvons-nous contraindre le timing et l'emplacement des corps denses dans la croûte durant la compression orogénique? Quels sont les effets de leur emplacement sur la subsidence du bassin?
- Pouvons-nous préciser les mécanismes d'inversion d'une marge hyper-amincie?

Afin de répondre à ces questions, nous allons utiliser le Bassin Aquitain comme cas d'étude. Ce bassin est le rétro-bassin pyrénéen qui s'est développé sur la plaque européenne et qui est superposé sur une ancienne marge passive. Cet épisode de rifting a été accompagné d'exhumation mantellique, attestant que la croûte a été extrêmement amincie. C'est pourquoi le bassin flexural aquitain est un excellent laboratoire naturel pour répondre à ces questions.

CHAPITRE 2

LE BASSIN AQUITAIN COMME CAS D'ÉTUDE

2.1 CONTEXTE RÉGIONAL : L'OROGÈNE PYRÉNÉEN

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes d'orientation N110° entre les plaques Ibérie et Europe, créée par la subduction continentale de la croûte inférieure-manteau lithosphérique ibérique sous la plaque européenne (Choukroune et ECORS team, 1989; Choukroune et al., 1990; Barnolas et al., 1996). A la frontière entre la France et l'Espagne, l'orogène est long d'environ 400 km et sa largeur est d'environ 100 km au maximum. Les Pyrénées ont accommodé une convergence N-S entre 90 et 165 km, entre le Campanien et l'Oligocène (Choukroune et ECORS team, 1989; Choukroune et al., 1990 : 100 km; Muñoz, 1992 : 147 km; Beaumont et al., 2000 : 165 km; Mouthereau et al., 2014 : 90 km). La Zone Axiale (ZA) est composée de structures crustales à vergence sud. Le rétro-prisme (nord, côté français) est composé de la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) au nord de la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) et du rétro-bassin d'avant-pays. Le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) délimite la ZNP au sud du Bassin Aquitain au nord (Figure 2.1.1). Le pro-prisme (sud, côté espagnol) est composé de la Zone Sud Pyrénéenne (ZSDP) qui est en contact avec la ZA au nord et qui chevauche le Bassin de l'Ebre (pro-bassin d'avant-pays) le long du Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP). Nous nous concentrons ici sur la partie nord du système pyrénéen. Le grand intérêt qu'a suscité l'exploration des hydrocarbures dans le Bassin Aquitain permet l'accès à de nombreuses données (lignes sismiques et données de puits). Bien que le sous-sol du bassin soit bien documenté, sa surface est couverte de sédiments récents, empêchant tout travail de terrain dans la majeure partie du bassin. Du terrain dans la ZNP est cependant possible, où la stratigraphie, les structures pyrénéennes, ainsi que des déformations antérieures peuvent être analysées.

2.1.1 LA ZONE AXIALE

La Zone Axiale comporte des séries allant du Cambro-Ordovicien au Carbonifère, qui sont superposées sur le socle cristallin. Ces roches ont été dans un premier temps déformées durant l'orogène varisque (Denèle et al., 2008, 2009, 2014; Olivier et al., 2004, 2008), puis réactivées le long de failles majeures (du sud au nord : Rialp, Orri, Gavarnie, et Lakhora, Vergès et al., 1995; Beaumont et al., 2000; Mouthereau et al., 2014), qui forment une structure crustale d'imbrication d'écaillés à vergence sud

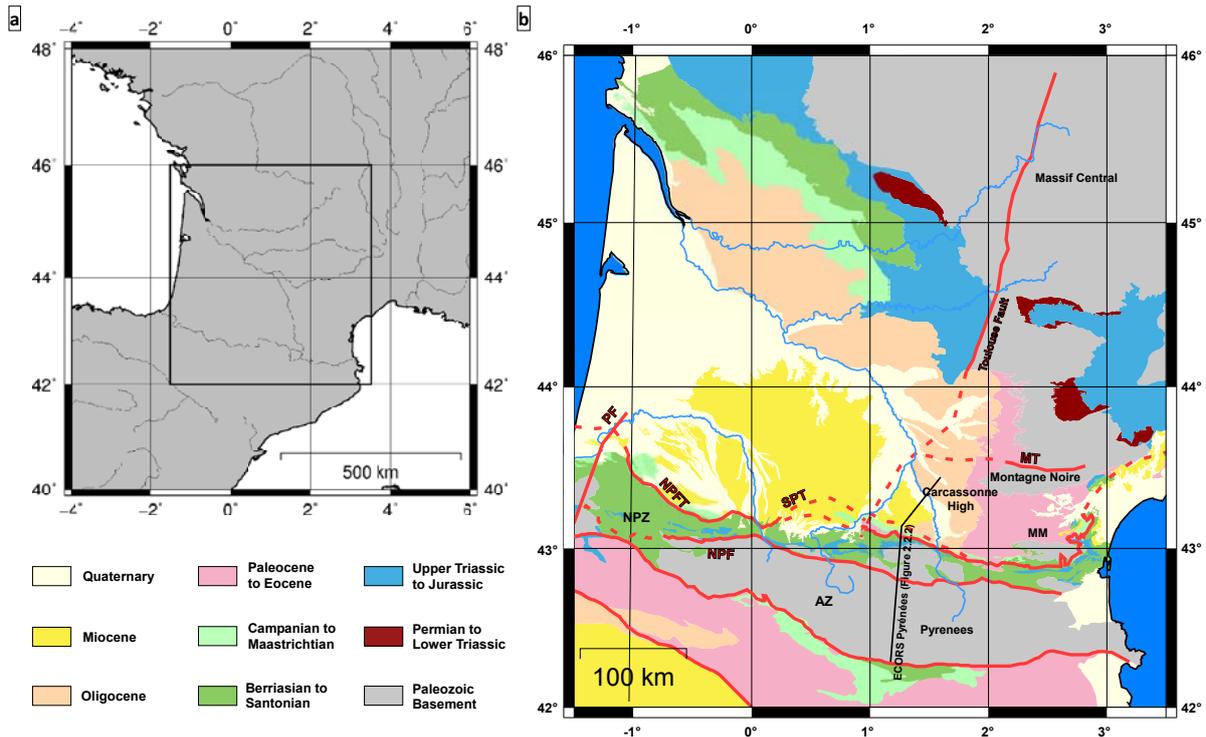


FIGURE 2.1.1 – (a) Localisation de la zone d'étude. (b) Carte géologique du Bassin Aquitain. AZ : Axial Zone; NPZ : North Pyrenean Zone; NPF : North Pyrenean Fault; NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub-Pyrenean Thrust; PF : Pamplona Fault; MT : Mazamet thrust; MM : Mouthoumet Massif.

(Choukroune et ECORS Team, 1989; Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992; Laumonier, 2015). Ces écaïlles sont intrudées par des granitoïdes carbonifères à permien (Barnolas et al., 1996; Denèle et al., 2008, 2009).

2.1.2 LA FAILLE NORD PYRÉNÉENNE

La Faille Nord Pyrénéenne a été décrite comme une faille majeure qui représente la limite entre la plaque Ibérie et la plaque Europe. Trois mouvements ont été décrits le long de la faille : un mouvement dextre transcurrent durant le Carbonifère terminal-Permien; un mouvement sénestre en transtension E-W associé au rift entre l'Europe et l'Ibérie durant la période Jurassique-Crétacé inférieur; et un mouvement inverse associé à l'orogénèse pyrénéenne de l'Eocène terminal à l'Oligocène (e.g., Barnolas et al., 1996). Cet évènement compressif a créé une limite quasi verticale entre la AZ et NPZ. Dans la partie centrale et est des Pyrénées, la trace de la FNP forme la limite sud de la Zone Interne Métamorphique (ZIM).

2.1.3 LA ZONE NORD PYRÉNÉENNE

La Zone Nord Pyrénéenne comprend une partie métamorphique (ZIM) et une zone non-métamorphique (Trias à Crétacé Inférieur) au nord. La ZNP est intrudée de granitoïdes et massifs Paléozoïques. De l'est de la chaîne à sa partie centrale, ces massifs sont : Agly, Saint Barthélémy, Arise, Trois Seigneurs, Castillon, Milhas, et Barousse. Vers l'ouest, trois massifs paléozoïques sont

présents (d'est en ouest) : Igountze, Mendibelza, et les massifs Basques. Cependant leur appartenance à la ZNP n'est pas claire car la trace de la FNP ne peut pas être précisément observée dans la partie ouest des Pyrénées. Une bande métamorphique, la Zone Interne Métamorphique (ZIM) se retrouve le long de la partie de sud de la ZNP, où des corps de péridotites sont présents et en contact avec des séries mésozoïques métamorphisées HT-BP (Vielzeuf et Kornprobst, 1984; Fabriès et al., 1998; Henry et al., 1998; Lagabrielle et Bodinier, 2008; Clerc et al., 2012, 2014; Clerc et Lagabrielle, 2014). Ces éléments sont interprétés comme enregistrant l'amincissement crustal extrême qui a amené à l'exhumation du manteau sous-continentale. Le métamorphisme HT-BP enregistré dans la ZIM est daté de l'Albien-Cénomaniens et résulte de l'amincissement crustal extrême associé à l'exhumation de roches ultra-mafiques (Albarède et Michard Vitrac, 1978; Vielzeuf et Kornprobst, 1984; Fabriès et al., 1998; Henry et al., 1998; Lagabrielle et Bodinier, 2008; Clerc et al., 2012, 2014; Clerc et Lagabrielle, 2014). Ces structures albo-cénomaniennes extensives ont été inversées dans la ZNP durant la compression pyrénéenne (Debroas, 1987, 1990; Jammes et al., 2010b; Ferrer et al., 2012; Clerc et al., 2012, 2014; Clerc et Lagabrielle, 2014; Vacherat et al., 2016). Dans la partie centrale des Pyrénées, le domaine de rift est complètement inversé et intégré dans l'orogène (Roca et al., 2011) alors que dans la partie ouest (e.g., bassin de Mauléon), les structures associées au rift sont préservées (Jammes et al., 2010a).

2.1.4 LE CHEVAUCHEMENT FRONTAL NORD PYRÉNÉEN

Le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen définit la bordure nord de la ZNP et chevauche les séries syn-orogéniques du bassin d'avant-pays aquitain. Il est composé de failles normales albo-cénomaniennes héritées. La géométrie et la cinématique de l'inversion du CFNP semble complexe. En effet, Rougier et al. (2016) ont montré une activité précoce du front qui est scellé dans les séries campano-maastrichtiennes. En revanche dans la partie Est du bassin où il affleure, Ford et al. (2016) proposent une activité du CFNP jusqu'au Priabonien.

2.1.5 LE BASSIN D'AVANT-PAYS AQUITAIN

Au nord du CFNP, la partie sud du Bassin Aquitain est superposée sur la partie proximale de la paléo-marge du rift albo-cénomaniens. Le socle du bassin est fortement hétérogène avec des structures héritées (e.g., Faille de Toulouse). La Zone Sous-Pyrénéenne (ZSP) peut être identifiée dans le sud de la partie centrale du bassin d'avant-pays. Cette zone consiste en des séries pré- et syn-orogéniques déformées et est délimitée au nord par le Front Sous Pyrénéen (FSP). A partir de données sismiques, Rougier et al. (2016) ont montré que dans la région de Saint-Gaudens, le FSP est scellé dans les séries bartoniennes. A l'Est, Ford et al. (2016) montrent une activité plus jeune allant jusqu'au Rupélien.

2.2 STRUCTURE PROFONDE DES PYRÉNÉES

2.2.1 ETUDES DE SISMIQUE PROFONDE

Dans les années 1980, les premiers auteurs qui ont essayé de définir la géométrie profonde des Pyrénées ont combiné des observations de terrains et des études géophysiques. Les données sismiques

(Daignières et al., 1981, 1982) ont été utilisées pour contraindre la profondeur du Moho sous l'orogène : le Moho ibérique est identifié à 40-45 km sous la ZA et s'enfonce vers le nord. Dans les Pyrénées centre-est, le décalage vertical entre les Mohos ibérique et européen est d'environ 15 km. La racine crustale sous l'orogène a été imagée à 50 km de profondeur par des études anciennes de sismique réflexion (Daignières et al., 1981, 1982; compilé parmi d'autres dans Navarro et al., 2006) et de fonctions réceptrices et de tomographies récentes (projet PYROPE, Chevrot et al., 2014; Wang et al., 2016). L'épaisseur crustale décroît vers l'Est et l'Ouest des Pyrénées en raison des amincissements crustaux associés à l'ouverture du Golfe du Lion en Méditerranée et du Golfe de Gascogne en Atlantique. Dans la partie est de la ZA, vers la Méditerranée, le Moho se retrouve à une profondeur de 22 km (Daignières et al., 1982). Les données sismiques dans le Bassin Aquitain (Daignières et al., 1981) indiquent une profondeur de Moho "standard" de 30-35 km dans la partie nord et centrale. En utilisant les travaux de Williams et Fisher (1984) et de Déramond et al. (1985), Seguret et Daignières ont listé en 1986 trois modèles pouvant expliquer la structure profonde des Pyrénées (Figure 2.2.1). Ces modèles diffèrent dans la partie interne de la chaîne, utilisant des mécanismes soit en déformation *thin skinned*, *thick skinned* ou bien en stress hétérogène.

En 1989, le profil ECORS (Etude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique) Pyrénées a donné des informations clés concernant l'architecture de l'orogène (Figure 2.2.2, Choukroune et Team ECORS, 1989; Daignières et al., 1989; Roure et al., 1989; Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992; Vergès et al., 1995). Ces données ont permis de proposer une asymétrie de la structure des Pyrénées mis en évidence par une vergence sud des unités crustales. En profondeur, la subduction de la lithosphère ibérique sous la lithosphère européenne est bien imagée. Cette dernière est également plus fine que la croûte ibérique sous la chaîne. De plus, de forts réflecteurs sont identifiés sous la ZNP, entre 10 et 20 km de profondeur.

2.2.2 L'UTILISATION DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES ET TOMOGRAPHIQUES

Les anomalies de Bouguer ont été utilisées pour étudier la structure profonde des Pyrénées et la présence de matériaux denses à des profondeurs crustales (Figure 2.2.3). Des modèles de Torné et al. (1989) proposent que les minima d'anomalies de Bouguer dans la ZA centrale indiquent que la croûte ibérique a subducté à des profondeurs de 65 km maximum. Ceci est cohérent avec les données sismiques de Daignières et al. (1982, 1989) et de l'étude ECORS Pyrenees (1988). La FNP délimite le côté nord de la ZA où les anomalies de Bouguer sont fortement négatives, de la ZNP au nord.

Les fortes valeurs d'anomalies de Bouguer dans la ZNP sont cohérentes avec la présence de matériaux denses dans la croûte et correspondent à des hautes valeurs sismiques de 6.3-6.4 km/s dans la partie centrale et jusqu'à 6.7-6.8 km/s dans la partie ouest (Daignières et al., 1982).

De Cabisolle en 1990 et plus tard Casas et al. (1997), ont analysé la réponse gravimétrique d'une coupe synthétique le long du profil ECORS Pyrénées et se sont intéressés à l'anomalie de Saint-Gaudens (zone de forte anomalies de Bouguer à proximité de la ville de Saint-Gaudens). Ils ont proposé que pour reproduire cette anomalie, de la matière dense (croûte inférieure ou manteau, selon la dimension du corps) est requise (Figure 2.2.4). Ce type de corps dense, initialement en profondeur,

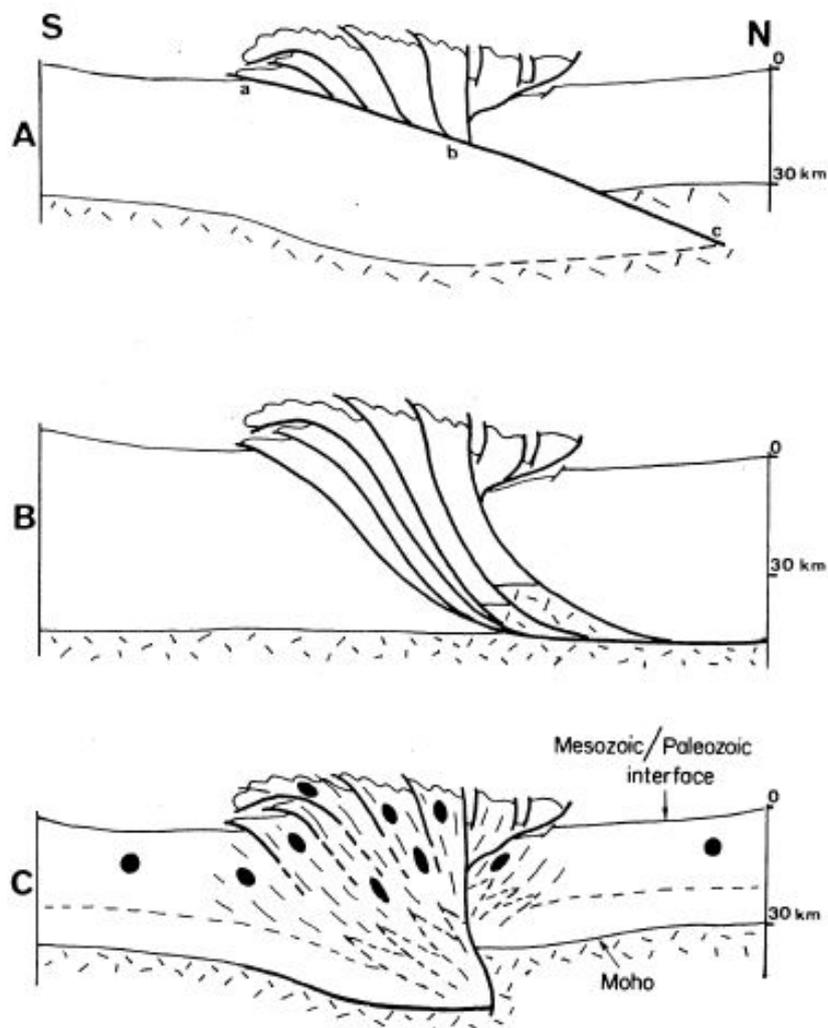


FIGURE 2.2.1 – Trois modèles conceptuels expliquant la structure profonde des Pyrénées, avant l’acquisition du profil sismique ECORS. A : Modèle *thin skin* (Williams et Fischer, 1984) ; B : Modèle *thick skin* (Déramond et al., 1985) ; et C : Modèle de déformation hétérogène (Séguret et Daignières, 1986). D’après Séguret et Daignières (1986).

a pu être transporté à des profondeurs moins importantes par des chevauchements pyrénéens à vergence nord (Torné et al., 1989 ; de Cabissole, 1990 ; Muñoz, 1992). Cependant, n’utilisant que les données gravimétriques, ces auteurs n’ont pas pu discriminer entre la croute inférieure ou du manteau pour la nature de ce corps. Casas et al. (1997) ont décrit cette anomalie comme un corps mantellique : selon eux, un corps provenant de la croute inférieure devrait être remonté à une profondeur encore plus faible et avoir une taille plus importante pour reproduire l’anomalie observée (Figure 2.2.4).

Deux autres zones de fortes anomalies de Bouguer sont observées vers l’ouest : les anomalies de Lourdes et de Labourd. Jammes et al. (2010a, aussi Grandjean, 1994 ; Casas et al., 1997 ; Pedreira et al., 2003, 2007) proposent que l’anomalie de Labourd sous le bassin de Mauléon résulte de la présence d’un corps dense localisé à environ 9-10 km de profondeur. Ceci est cohérent avec les données de vitesse sismique élevées (6.7-6.8 km/s) à 10 km de profondeur (Daignières et al., 1981). De plus, Jammes et al. (2010a) identifient un second corps dense localisé plus en profondeur entre 19 et 26 km.

2.3 Géodynamique et Stratigraphie : Du post-hercynien au pyrénéen

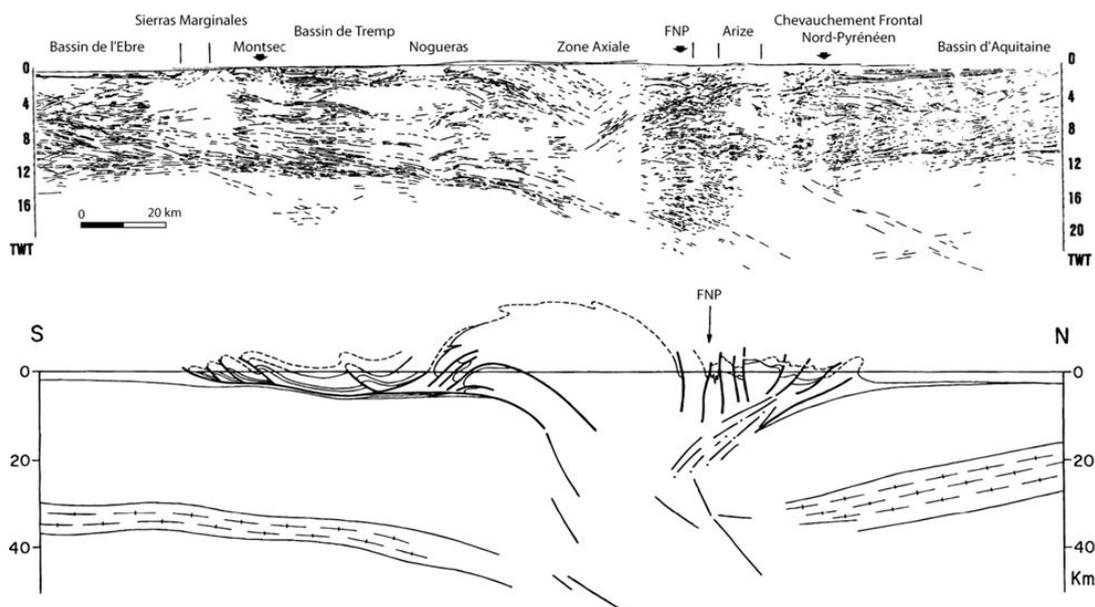


FIGURE 2.2.2 – Le profil ECORS Pyrénées et son interprétation, d'après Roure et al. (1989) (dans Serrano et al., 2006). Voir localisation en Figure 2.1.1.

Pedreira et al. (2003) proposent que ce corps dense se soit mis en place durant la phase d'extension ou bien de transtension albo-cénomaniennne associée au mouvement décrochant entre l'Ibérie et l'Europe. Durant la compression pyrénéenne, ce corps aurait ensuite été transporté dans la croûte supérieure. Velasque et al. (1989) proposent que le matériau causant l'anomalie de Labourd soit une remontée mantellique jusqu'à une profondeur de 12 km (Figure 2.2.5).

Plus récemment, les études tomographiques (Chevrot et al., 2015; Wang et al., 2016) ont corroboré le modèle de Velasque et al. (1989). La remontée mantellique proposée ici atteint une profondeur de 10 km (Figure 2.2.6 et 2.2.7).

Ces études géophysiques n'indiquent pas la présence d'un panneau plongeant dense (e.g., océanique) sous l'orogène. Nous pouvons en conclure que le rifting entre l'Europe et l'Ibérie n'aurait donc pas atteint le stade de l'océanisation.

2.3 GÉODYNAMIQUE ET STRATIGRAPHIE : DU POST-HERCYNINIEN AU PYRÉNÉEN

2.3.1 POST-HERCYNINIEN À CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Les restes de l'orogénèse hercynienne sont préservés dans la ZA pyrénéenne. Ils attestent de la collision de super-continent pour former la Pangée durant la fin du Paléozoïque. La période Permien-Trias inférieur correspond au premier épisode de rifting, associé au démantèlement de la Pangée et à l'ouverture de l'Océan Néo-Téthys. Cet épisode est associé à un mouvement dextre le long de la future FNP (Mattauer et Henry, 1974) et est associé au remplissage de graben par des séries détritiques (Grès Rouges, Lucas, 1985; Choukroune et ECORS-Pyrenees Team, 1989; Roure et Choukroune, 1998). Dans les Pyrénées, ces sédiments sont en discordance sur le socle métamorphique hercynien (Lucas, 1985).

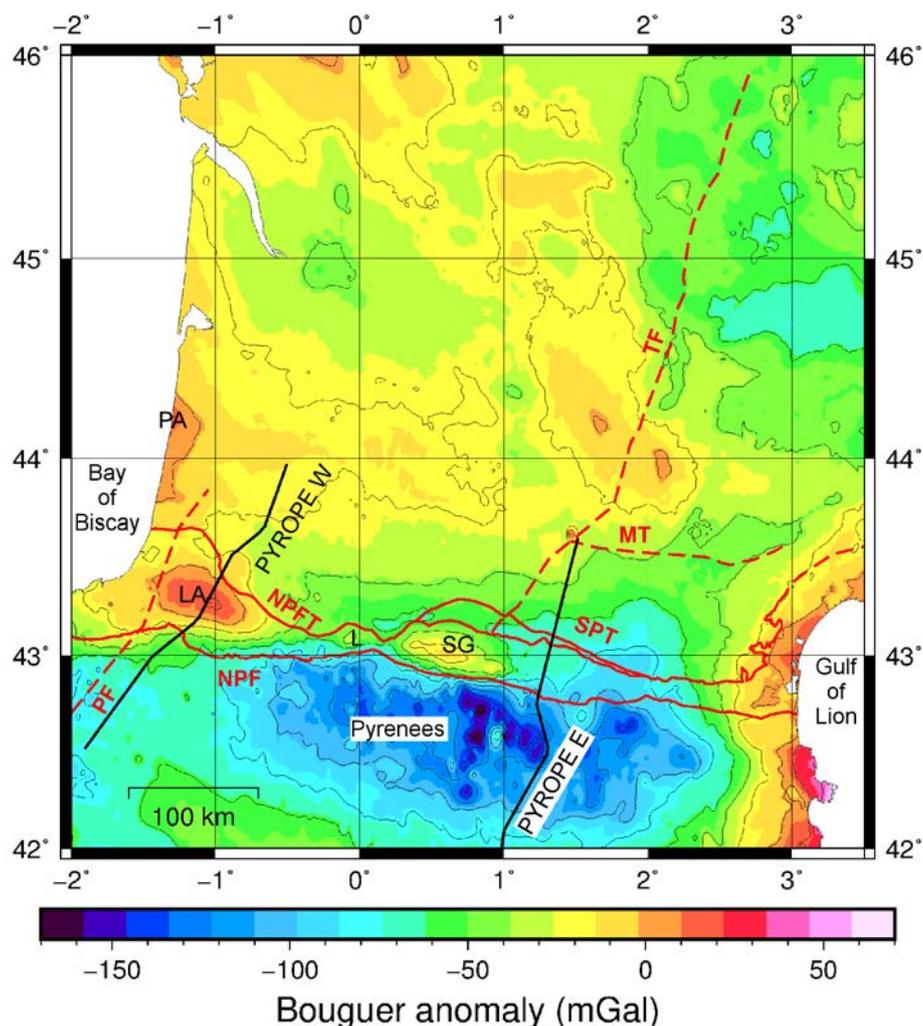


FIGURE 2.2.3 – Carte d'anomalies de Bouguer des Pyrénées, d'après Barnolas et al. (1996). La correction de Bouguer correspond à une densité de 2.67. Anomalies gravimétriques : SG : Saint-Gaudens ; L : Lourdes ; La : Labourd.

Au Trias supérieur, une sédimentation évaporitique se met en place. Ces évaporites sont responsables d'une intense activité de tectonique salifère dans la ZNP et dans la partie sud et ouest du Bassin Aquitain (James et Canérot, 1999; Canérot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006; Rougier et al., 2016). Canérot et al. (2005) proposent que cette activité ait débuté durant le Jurassique supérieur.

Cet épisode est suivi par une sédimentation principalement carbonatée durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Dans la ZNP, le Jurassique terminal est souvent érodé par une discordance régionale (épisode Cimmérien, Canérot et al., 2005; Lenoir et al., 2014). La période Berriasien à Barrémien est associée à une sédimentation carbonatée. Les séries barrémiennes à aptiennes sont des carbonates de type plateforme devenant parfois clastiques marines vers l'ouest. Ces séries incluent localement des séries à faciès Urgonien.

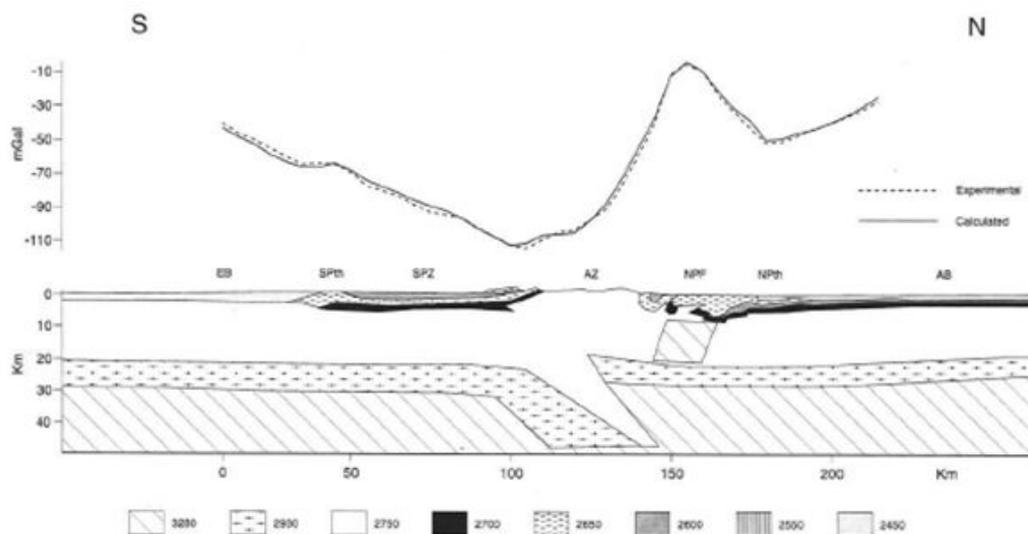


Fig. 4. Interpretation of Gravity Profile 2. Densities shown in kg m^{-3} . For location see Figs. 1 and 2. *AB* = Aquitaine Basin; *AZ* = Axial Zone; *EB* = Ebro Basin; *NPF* = North Pyrenean Fault zone; *NPth* = North Pyrenean Frontal Thrust; *SPth* = South Pyrenean Frontal Thrust; *SPZ* = South Pyrenean Zone.

FIGURE 2.2.4 – Calculs de la réponse gravimétrique d'un corps dense (anomalie de Saint-Gaudens) le long du profil ECORS Pyrénées, d'après Casas et al. (1997). Les densités sont en kg/m^3 . *AB* : Aquitaine Basin, *AZ* : Axial Zone, *EB* : Ebro Basin, *NPF* : North Pyrenean Fault, *NPth* : North Pyrenean Frontal Thrust, *Spth* : South Pyrenean Frontal Thrust. Voir localisation en Figure 2.1.1.

2.3.2 LE RIFT ALBO-CÉNOMANIEN

La période albo-cénomanienne correspond au rift majeur dû à la distension entre l'Ibérie et l'Europe et à l'ouverture du Golfe de Gascogne. La cinématique du mouvement de l'Ibérie durant cette période est toujours débattue et plusieurs modèles sont proposés, utilisant des données de terrain, les pôles paléomagnétiques ou les données magnétiques du plancher océanique atlantique.

- Olivet (1996) (Figure 2.3.1A) propose un rift en transtension où le *breakup* du Golfe de Gascogne est daté de l'Aptien et les bassins crétacés inférieurs de la ZNP sont interprétés comme des bassins de type *pull-apart* qui se sont développés en réponse au mouvement des plaques le long de la FNP. Ce modèle ne prend pas en compte l'exhumation mantellique et l'amincissement crustal.
- La reconstruction de Sibuet et al. (2004) (Figure 2.3.1B) montre une extension dès le Jurassique terminal jusqu'au début de l'Aptien. Cette extension aurait initié les futures failles des bassins rifts (Parentis, Mauléon, Arzacq, Organyà). Du début Aptien à l'Albien inférieur, l'Océan Néotéthys se ferme et subducte sous la lithosphère européenne. Selon ces auteurs, le domaine pyrénéen serait en position d'arrière arc.
- Pour Jammes et al. (2009) (Figure 2.3.1C), un mouvement de transtension sénestre a été initié au Jurassique Terminal et s'est arrêté à l'Aptien inférieur. Les bassins *pull-apart* de la ZNP seraient mis en place durant cet épisode. Puis, durant l'Aptien-Albien Inférieur, l'extension est associée à la rotation anti-horaire de l'Ibérie. Ce mouvement a conduit à l'ouverture en V du Golfe de Gascogne.
- Pour Vissers et Meijer (2012a), (Figure 2.3.2), l'Ibérie est séparée de l'Europe le long de la

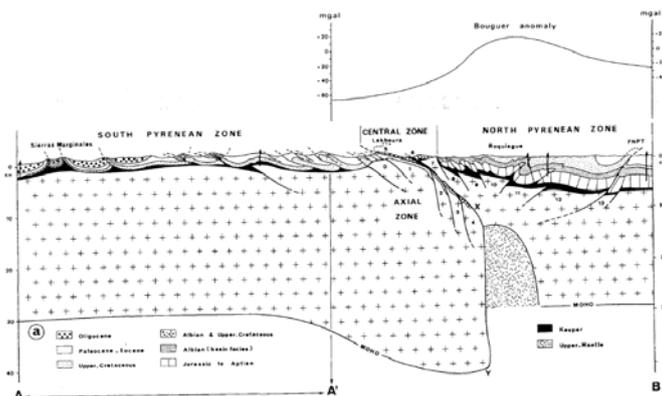


FIGURE 2.2.5 – Modèle pour l’anomalie de Labourd et réponse gravimétrique, d’après Velasque et al. (1989).

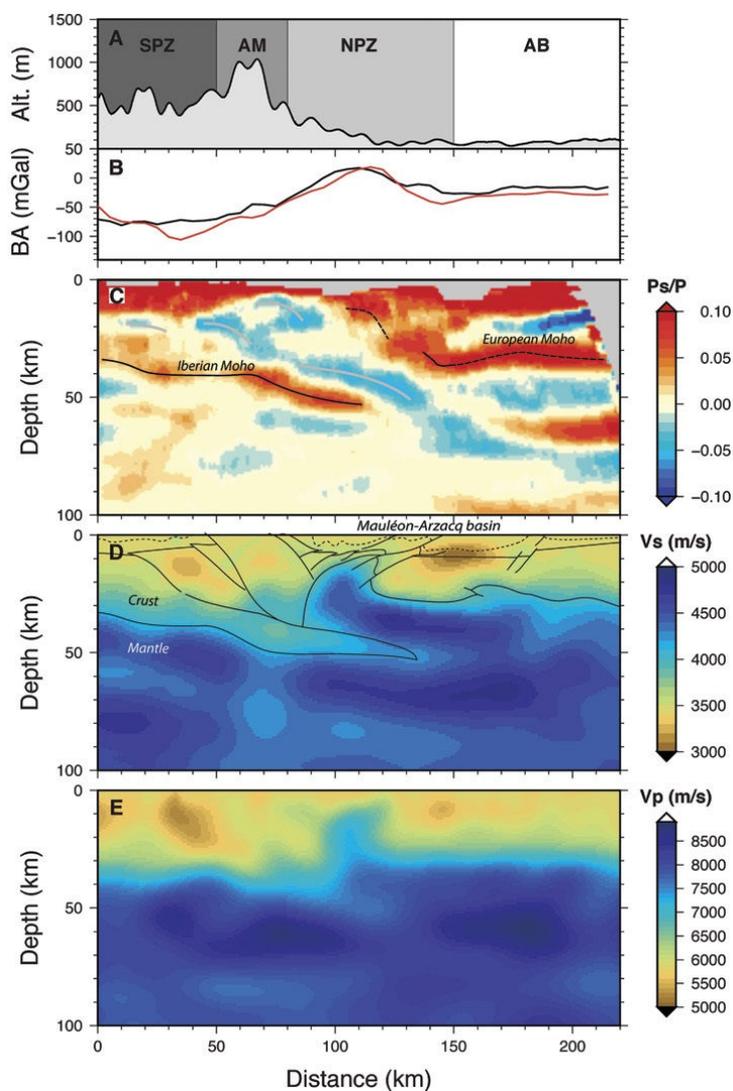


FIGURE 2.2.6 – Profil tomographique PYROPE Ouest. A : Topographie le long du transect. B : Profil de l’anomalie de Bouguer. Ligne noire : observée ; Ligne rouge : calculée. D’après Wang et al. (2016).

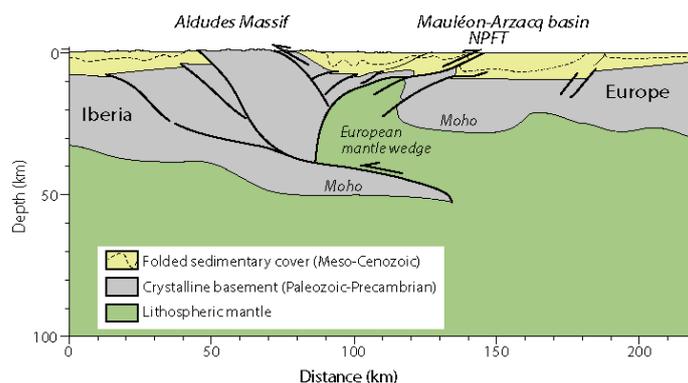


FIGURE 2.2.7 – Interprétation géologique du profil PYROPE Ouest, Figure 2.2.6, d’après Wang et al. (2016).

FNP. Le *breakup* dans le Golfe de Gascogne a eu lieu à 125.6 Ma. Une rotation anti-horaire de 35° de l’Ibérie durant l’Aptien est associée à l’ouverture de l’Atlantique Sud. A cette période, la Néo-Téthys se connecte à l’Atlantique Nord. La phase d’ouverture majeure du Golfe de Gascogne a eu lieu de l’Albien au Santonien. La rotation de l’Ibérie serait contrainte par les données paléomagnétiques de Gong et al. (2008) dans le bassin d’Organyà (Pyrénées du sud), où les sédiments crétacés inférieurs enregistrent une rotation anti-horaire d’environ 35°.

La quantité d’extension entre les deux plaques est toujours inconnue et différentes interprétations sont proposées. Vissers et Meijer (2012a) proposent un des modèles les plus extrêmes avec une quantité de 320 km de domaine océanique. Il n’existe aujourd’hui aucune trace de ce domaine océanique, ni à l’affleurement, ni sous l’orogène (d’après les données géophysiques, voir Section 2.2). Sibuet et al. (2004) proposent une valeur totale de 350 km de rift dans le domaine pyrénéen. Bien que cette valeur soit élevée, elle est à relativiser car elle est distribuée entre la zone d’extension téthysienne (zone d’extension principale, avec domaine océanique) et la zone pyrénéenne. Mouthereau et al. (2014) proposent quant à eux au minimum 50 km de domaine de manteau exhumé, d’après leur reconstruction structurale le long du profil ECORS Pyrénées.

Les traces de l’exhumation mantellique sont préservées le long de la FNP dans partie centre-est des Pyrénées et dans les bassins rifts nord-pyrénéens dans la partie centre-ouest (Vielzeuf et Kornprobst, 1984; Fabriès et al., 1998; Henry et al., 1998; Lagabrielle et Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009, 2010a, 2010b; Lagabrielle et al. 2010; Clerc et al., 2012; Masini et al., 2014; Clerc et Lagabrielle, 2014; Tugend et al., 2014, 2015). Cette exhumation est associée à du magmatisme alcalin (Azambre et Fabriès, 1989) et un métamorphisme HT-BP régional des séries mésozoïques (Albarède et Michard-Vitrac, 1978; Golberg et Leyreloup, 1990; Clerc et al., 2012).

Les bassins *pull-apart* se développent dans la zone de rift (e.g., Baronnies, Ballongue, Camarades basins) et sont comblés par les sédiments turbiditiques du Flysch Noir, avec une épaisseur pouvant localement atteindre plus de 5 km (Choukroune et Mattauer, 1978; Souquet et al., 1985; Debroas, 1987; Choukroune et ECORS Team, 1989; Debroas, 1990). Trois mégaséquences sont décrites, mi-Albien, Albien Supérieur et Cénomaniens Inférieur, dans lesquelles les sédiments sont immatures

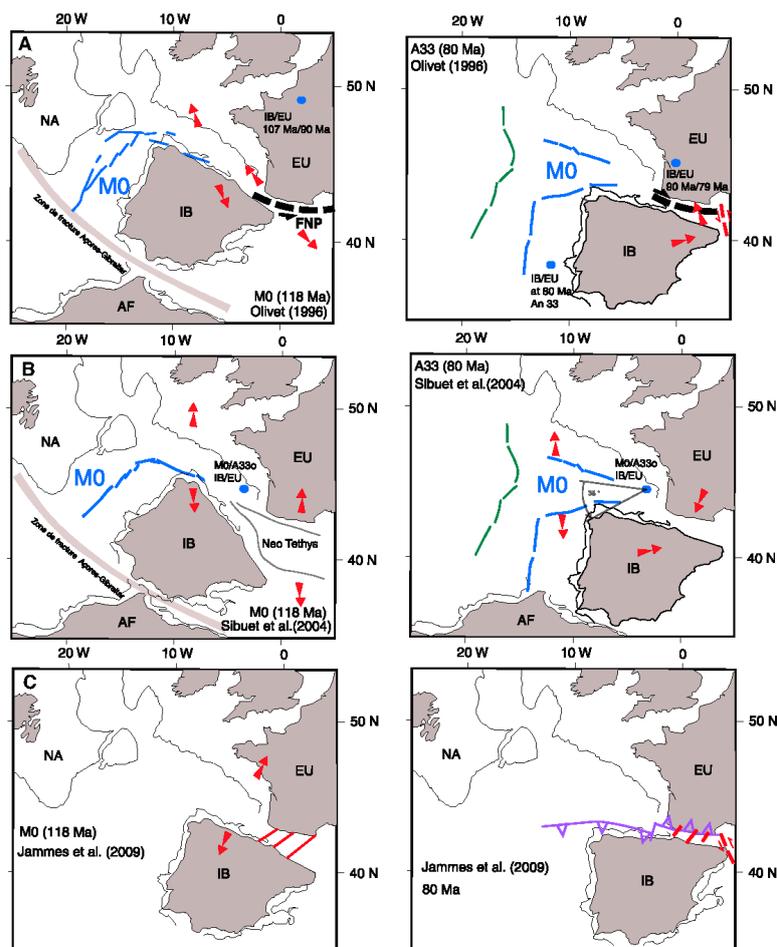


FIGURE 2.3.1 – Trois modèles de reconstruction de la cinématique de l’Ibérie durant le Crétacé Inférieur. A : d’après Olivet, 1996; B : d’après Sibuet et al., 2004; C : d’après Jammes et al., 2009. Gauche : Reconstruction cinématique à 118 Ma. Droite : Reconstruction cinématique à 80 Ma. NA : North America, AF : Africa, IB : Iberia, EU : Europe. Lignes discontinues bleues et vertes : anomalies M0 et M33. Les cercles bleus sont les pôles de rotation. D’après Mouthereau et al. (2014).

et proviennent d’une source proche (Souquet et al., 1985). Les séries cénomaniennes contiennent localement des roches volcaniques dans la partie centrale du Bassin Aquitain (Rougier et al., 2016).

2.3.3 PÉRIODE POST-RIFT

La période fin Cénomaniens/Turonien à Santonien correspond à une sédimentation turbiditique à détritique, qui enregistre une diminution de la tranche d’eau. Cette séquence est associée à la phase de subsidence thermique post-rift (McKenzie, 1978) induite par le retour à l’équilibre thermique de la lithosphère européenne après le rifting albo-cénomaniens (Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016).

2.3.4 PÉRIODE SYN-OROGÉNIQUE : STRATIGRAPHIE DU BASSIN D’AVANT-PAYS AQUITAIN

Comme le propose la théorie des rétro-bassins d’avant-pays (Naylor et Sinclair, 2008; Sinclair, 2012), le Bassin Aquitain préserve l’ensemble de l’enregistrement sédimentaire syn-orogénique. Les

2.3 Géodynamique et Stratigraphie : Du post-hercynien au pyrénéen

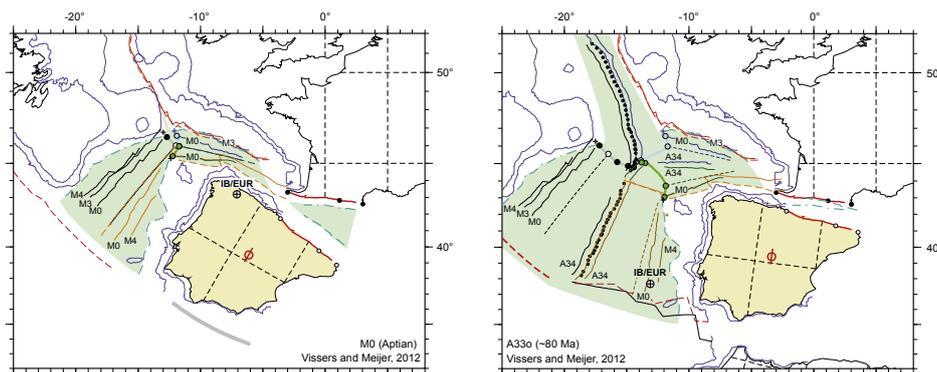


FIGURE 2.3.2 – Modèles de reconstruction de la cinématique de l'Ibérie durant le Crétacé Inférieur d'après Vissers et Meijer, 2012. a : Reconstruction cinématique à l'Aptien. b : Droite : Reconstruction cinématique à 80 Ma (Campanien moyen). IB/Eu représente le pôle de rotation du système Ibérie/Europe.

analyses en thermochronologie basse-température faites sur les massifs externes et les granitoïdes de la ZA (Sinclair et al., 2005; Mouthereau et al., 2014 et références citées) montrent une exhumation asymétrique, qui débute dans la partie nord avant de migrer dans la partie sud. A l'échelle de la chaîne, l'exhumation se fait d'abord à l'Est puis migre vers l'Ouest (Whitchurch et al., 2011; Bosch et al., 2016).

L'évolution des Pyrénées et de ses bassins adjacents est décrite en quatre étapes (Vergés et al., 1995; Beaumont et al., 2000; Christophoul et al., 2003; Sinclair et al., 2005; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). La subsidence dans le Bassin Aquitain enregistre une accélération vers 83-84 Ma (Brunet, 1984; Desegaulx et Brunet, 1990; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016), marquant l'initiation de la compression pyrénéenne (Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004). Le paroxysme est atteint durant l'Eocène.

CAMPANIEN À MAASTRICHTIEN

Cette première phase de l'activité pyrénéenne inverse les structures précédemment en extension du système de rift dans les pro- et rétro-domaines (Debroas, 1990; Sinclair et al., 2005; Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Un empilement antiformal à vergence sud s'initie dans la ZA qui est érodée, ce qui alimente le pro-prisme (Sinclair et al., 2005). Les massifs nord-pyrénéens orientaux enregistrent un refroidissement datant de cette période (thermochronologie basse température, e.g., Whitchurch et al., 2011), attestant que les Pyrénées orientales étaient probablement actives à cette époque (Puigdefàbregas et Souquet, 1986).

Une sédimentation de type marin profond a lieu dans la majeure partie des pro- et rétro-bassins. Dans la partie est du Bassin Aquitain, la sédimentation est marine peu profonde à côtière (Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Dans la partie centrale et ouest du bassin, cette séquence passe progressivement à des turbidites pouvant localement atteindre 3 km d'épaisseur et s'amincit rapidement vers le nord (BRGM et al., 1974; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). La transition entre ces deux faciès migre vers l'ouest du Campanien au Maastrichtien. Ces turbidites se sont déposées dans une dépression parallèle à l'axe de la future chaîne pyrénéenne et étaient

CHAPITRE 2. LE BASSIN AQUITAIN COMME CAS D'ÉTUDE

alimentées depuis l'est (Bilotte et al., 2005).

La transition avec les sédiments fluviaux, palustres et lacustres (Tambareau et al., 1995; Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016) est diachrone (plus jeune d'est en ouest) et s'étend de la fin du Maastrichtien au Sélandien/Thanétien inférieur vers le nord-ouest.

PALÉOCÈNE À EOCÈNE INFÉRIEUR

Les sédiments sont principalement déposés dans un fossé est-ouest qui s'approfondit vers l'ouest (Tambareau et al., 1995). Les courbes de subsidence tectonique (Desegaulx et Brunet, 1990; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016) indiquent une quiescence durant cette période. Cette phase est associée à une sédimentation de type marine peu-profonde à fluviale à l'est et marine dans la partie centre-ouest du bassin et turbiditique proche de la chaîne. Au nord, elle passe à un système de plateforme carbonatée (Serrano et al., 2001; Rougier et al., 2016). Une transgression globale migre vers l'est durant le Paléocène.

MI-EOCÈNE (YPRÉSIEEN SUPÉRIEUR) À EOCÈNE TERMINAL

Une nouvelle séquence régressive globale débute à l'Ilerdien (Yprésien inférieur), en lien avec la collision continentale entre l'Ibérie et l'Europe. L'accrétion est rapide dans le pro-prisme et les ZA et ZNP sont érodées. Sinclair et al. (2005) proposent que durant la fin de l'Eocène, la déformation interne migre du côté rétro alors que le côté pro devient inactif. L'activité du rétro-prisme à l'Eocène est attestée par les données de thermochronologie (Bosch et al., 2016; Vacherat et al., 2016).

Cette séquence débute par une sédimentation marine (Tambareau et al., 1995; Serrano et al., 2001; Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016), attestée par la présence de séries marneuses riches en fossiles (*turittella*). Dans la partie centre-est, la sédimentation reste continentale, avec des séries clastiques alimentées depuis le sud (Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016).

Au Bartonien, les sédiments sont marins peu profonds à continentaux (Maget et Roche, 1969; Sztrakos et al., 1998). L'épaisseur de ces séries varie fortement et peut localement atteindre plus de 1000 m dans la partie sud du Bassin Aquitain. Elles s'amincissent rapidement vers le nord et disparaissent à environ 80 km au nord du CFNP (BRGM et al., 1974).

OLIGOCÈNE À MIOCÈNE INFÉRIEUR (?)

La limite supérieure de cette séquence est mal contrainte, à cause d'une pauvre datation des séries les plus récentes des bassins. Le pro-prisme se réactive et évolue en un système de chevauchements antiformes à vergence sud, associé à une érosion rapide de la ZA (Sinclair et al., 2005). La géométrie actuelle des Pyrénées est acquise à cette période. Dans le Bassin Aquitain se développe une migration vers le nord des séries oligocènes. Alors que Biteau et al. (2006) proposent une croissance du rétro-prisme pour expliquer cette transgression oligocène, les modèles de Hoth et al. (2008) montrent que l'accrétion dans le pro-prisme suffit à expliquer les onlaps dans le rétro-bassin. Ces modèles sont en cohérence avec les données de thermochronologie (Fitzgerald et al., 1999; Whitchurch et al., 2011; Bosch et al., 2016; Vacherat et al., 2016) qui montrent que l'exhumation des Pyrénées à l'Oligocène se

fait dans la ZA alors que la ZNP a déjà été exhumée. Cependant, dans les Chainons Béarnais (extrémité ouest de la ZNP), Bosch et al. (2016) proposent que l'exhumation se poursuit jusqu'à l'Oligocène.

Les séries oligocènes à miocènes sont caractérisées par une sédimentation continentale détritique dans la partie centre et est du bassin. Dans sa partie ouest, la sédimentation varie de côtière à marine peu profonde, reflétant une succession de transgressions marines. Dans le sud du bassin, ces séries recouvrent et scellent les structures pyrénéennes (Rougier et al., 2016).

2.4 RÉSUMÉ

Le bassin flexural aquitain, qui s'est développé sur la plaque européenne, est superposé sur la marge passive hyper-amincie héritée du rift aptien-cénomaniens. Cette histoire complexe résulte du mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe, tout d'abord en distension à l'Aptien-Cénomaniens puis en compression durant le Campanien-Miocène. Nous avons vu que la flexure d'un bassin d'avant-pays est influencée par la structure de la lithosphère et son état thermique. Le Bassin Aquitain est un cas d'étude intéressant pour étudier l'héritage d'une marge hyper-étirée sur l'évolution d'un bassin d'avant-pays et la question se pose alors de savoir si ce rift a influencé l'évolution et remplissage du Bassin Aquitain.

En lien avec les problématiques scientifiques évoquées en fin du chapitre précédent, certaines questions restent ouvertes concernant le Bassin Aquitain :

- Comment l'héritage anté-pyrénéen a-t-il affecté la mise en place et l'évolution du Bassin Aquitain ?
- Quel a été le rôle de l'amincissement crustal de la plaque européenne sur l'évolution du bassin d'avant-pays ? Pouvons-nous mieux caractériser spatialement l'amincissement de la croûte européenne ?
- Quelles sont les sources de subsidence responsables de l'approfondissement du Bassin Aquitain ?
- Pouvons-nous distinguer la subsidence thermique post-rift (Turonien-Santonien) de la subsidence flexurale orogénique (Campanien-Miocène) ?
- Quel est le rôle des anomalies gravimétriques (Saint-Gaudens, Lourdes et Labourd) dans l'évolution du bassin et pouvons nous préciser leur nature ainsi que le *timing* de leur emplacement ?
- Quelles sont les variations spatiales des unités stratigraphiques dans le bassin ?
- Quelle est la cinématique et le style de déformation du rétro-prisme ?
- Quelle est la relation entre la déformation du rétro-prisme et l'évolution du Bassin Aquitain ?

Intégrer l'amincissement de la croûte européenne dans des modèles flexuraux peut nous permettre de comprendre le rôle de cet héritage. De plus, étudier la géométrie du rift nous permet par la suite de développer des modèles de subsidence post-rift associés au refroidissement de la lithosphère. Relier le *timing* de la déformation du prisme nord-pyrénéen et l'enregistrement de la subsidence dans le bassin d'avant-pays peut nous aider à caractériser l'évolution spatiale et temporelle du système orogénique ainsi que préciser les mécanismes de l'inversion structurale d'une marge hyper-amincie et l'emplacement de corps denses dans la croûte.

CHAPITRE 3

MÉTHODOLOGIE

Dans cette partie nous allons présenter les différentes méthodes et techniques utilisées durant la thèse. La partie *Résultats* étant organisée sous forme de publications scientifiques (déjà soumises à des journaux à comité de lecture ou en cours de préparation), certains outils y seront présentés, de manière plus ou moins poussée selon la publication. Ceci pourra mener à quelques répétitions avec le présent chapitre.

3.1 OUTILS UTILISÉS DANS LE CHAPITRE 4 LATERAL VARIATIONS IN FORELAND FLEXURE OF A RIFTED MARGIN

3.1.1 MODÈLES FLEXURaux

Les données de sub-surface telles que les lignes sismiques, les données de forages et les coupes géologiques peuvent être utilisées pour les études flexurales dans les bassins d'avant-pays. Nous avons vu dans le chapitre précédent que ces études ont permis de caractériser de nombreux bassins d'avant-pays.

Nous avons modélisé la flexure 2D de la lithosphère européenne comme la réponse d'une plaque élastique horizontale semi-infinie soumise à l'effet d'une charge topographique. La limite de plaque a été identifiée d'après les profils sismiques profonds dans les Pyrénées (ECORS Pyrénées : ECORS Pyrenees Team, 1988; ECORS Arzacq : Teixell et al., 2016) et une coupe structurale du projet PYRAMID (Espurt et al., en préparation). La géométrie de la limite de plaque a ensuite été extrapolée entre ces coupes sous la Zone Axiale des Pyrénées. La flexure a été calculée le long de 4 profils orthogonaux à l'axe des Pyrénées, qui sont répartis entre les secteurs Est, Centre-Est, Centre-Ouest et Ouest du bassin. Cette répartition spatiale permet d'étudier la partie non affectée par le rifting à l'est de la Faille de Toulouse ainsi que la zone superposée sur le rift au centre et à l'ouest du bassin. De plus, les profils au centre et à l'ouest passent par les différentes anomalies gravimétriques identifiées dans la ZNP. La topographie est issue d'un modèle numérique de terrain SRTM de maille 0.01°.

Cette charge topographique, qui représente un contraste de densité avec le matériau qu'elle remplace, cause un excès de masse. Cet excès de masse va "appuyer" une plaque horizontale pour créer une flexure. Dans le modèle, la dépression est remplie de sédiments jusqu'au niveau anté-

déformation horizontale (altitude = 0 m). Cette méthode est illustrée en Figure 3.1.1. Les paramètres physiques sont détaillés en Chapitre 4. La flexure calculée est comparée à la flexure observée du Bassin Aquitain (base de la succession syn-orogénique); différentes valeurs de rigidité de la lithosphère sont testées, avec des variations latérales et longitudinales, afin d'obtenir la meilleure correspondance avec la flexure observée.

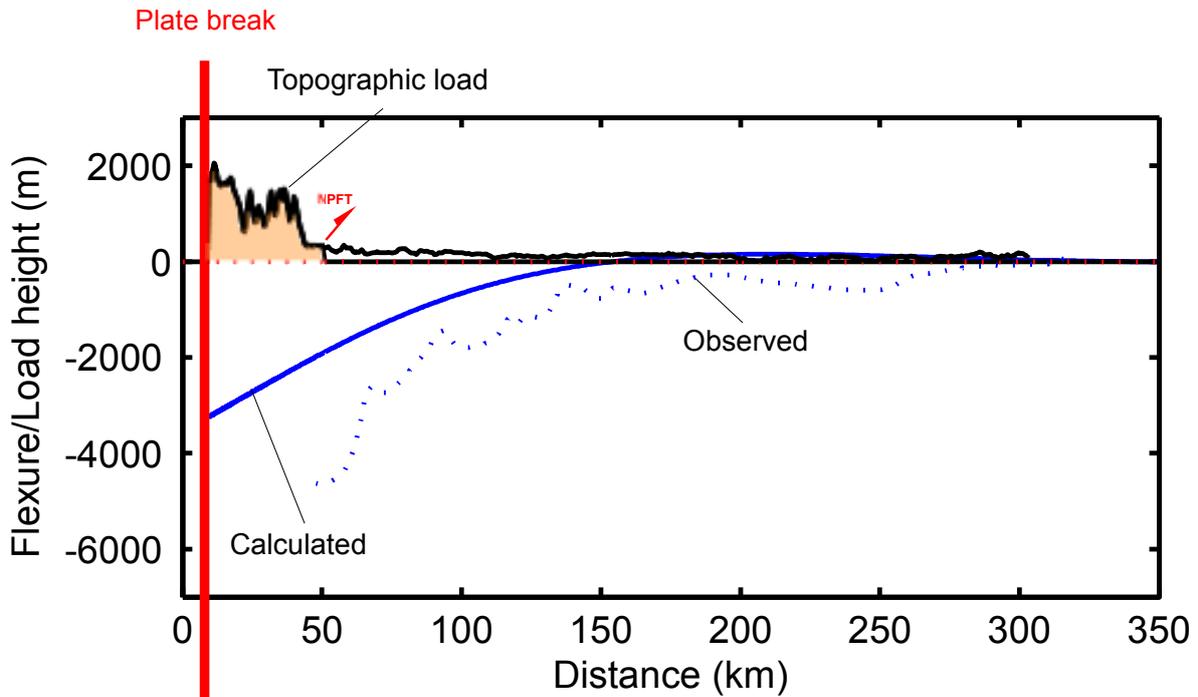
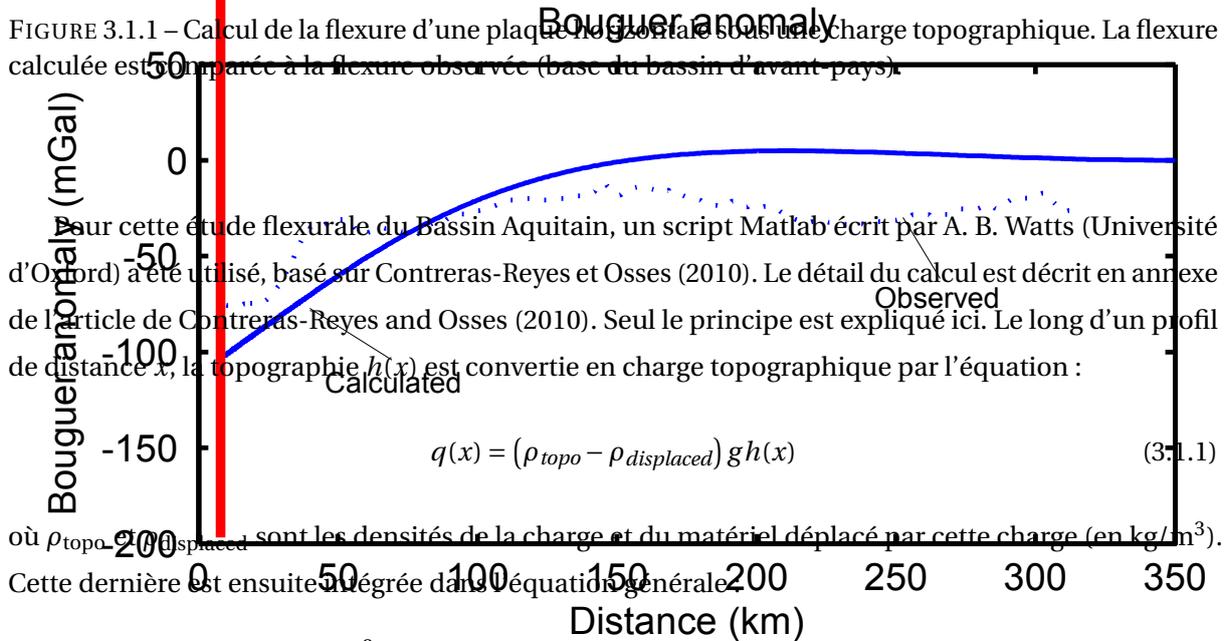


FIGURE 3.1.1 – Calcul de la flexure d'une plaque lithosphérique sous une charge topographique. La flexure calculée est comparée à la flexure observée (base du bassin d'avant-pays).



Sur cette étude flexurale du Bassin Aquitain, un script Matlab écrit par A. B. Watts (Université d'Oxford) a été utilisé, basé sur Contreras-Reyes et Osses (2010). Le détail du calcul est décrit en annexe de l'article de Contreras-Reyes and Osses (2010). Seul le principe est expliqué ici. Le long d'un profil de distance x , la topographie $h(x)$ est convertie en charge topographique par l'équation :

$$q(x) = (\rho_{topo} - \rho_{displaced}) gh(x) \quad (3.1.1)$$

où ρ_{topo} et $\rho_{displaced}$ sont les densités de la charge et du matériel déplacé par cette charge (en kg/m^3). Cette dernière est ensuite intégrée dans l'équation générale

$$-\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{d}{dx} \left(F \frac{dw}{dx} \right) + (\rho_{mantle} - \rho_{infill}) yg = q(x) \quad (3.1.2)$$

où M est le *bending moment* et F la force horizontale, y la profondeur de la flexure, ρ_{infill} la densité du matériau qui remplit la dépression en kg/m^3 , ρ_{mantle} la densité du manteau en kg/m^3 et g l'accélération

gravitationnelle en m/s^2 . M est lié à la rigidité de la lithosphère par :

$$M = -D \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \quad (3.1.3)$$

et F est lié à la *shear force* V par :

$$V = \frac{dM}{dx} - F \frac{dw}{dx} \quad (3.1.4)$$

avec D la rigidité flexurale de la lithosphère, qui est donnée par :

$$D \equiv \frac{ETe^3}{12(1-\nu^2)} \quad (3.1.5)$$

avec E le module de Young (Pa), ν le ratio de Poisson, et Te l'épaisseur élastique de la lithosphère (m).

3.1.2 GRAVIMÉTRIE

RÉPONSE GRAVIMÉTRIQUE DE LA FLEXURE

Les anomalies de Bouguer illustrent les variations de densité en sub-surface. Parker (1973) a montré qu'il est possible de déduire les anomalies gravimétriques associées à une interface entre deux couches de densités différentes (voir Watts, 2001). La réponse gravimétrique d'un modèle multi-couches est la somme des anomalies gravimétriques de chaque interface. Les données utilisées viennent de mesures gravimétriques à terre qui ont été fournies par le Bureau Gravimétrique International (BGI) (<http://bgi.obs-mip.fr>; Toulouse, France). Elles ont été corrigées pour une masse volumique de 2670 kg/m^3 (densité moyenne utilisée pour les corrections d'anomalies de Bouguer).

La réponse gravimétrique (anomalie de Bouguer) de la flexure précédemment obtenue a été calculée en modélisant l'anomalie résultant de l'interface entre deux matériaux de densités différentes : la flexure calculée et le Moho calculé. Le Moho calculé, qui diffère du Moho observé, est calculé en ajoutant l'épaisseur de la couverture pré-orogénique (Trias à Santonien) et l'épaisseur observée de la croûte à la flexure calculée. Le calcul gravimétrique se fait en utilisant un script Matlab écrit par A. B. Watts (Université d'Oxford). Ce script calcule l'anomalie gravimétrique d'une géométrie 2D utilisant la méthode de ligne intégrale développée dans Talwani et al. (1959). Cette technique est une théorie exacte, c'est-à-dire que l'anomalie gravimétrique calculée est nulle au-dessus d'une surface horizontale de référence (plancher océanique plat pour l'anomalie d'air libre ou topographie nulle pour l'anomalie de Bouguer) et maximum au niveau d'une topographie. La méthode consiste à dériver l'anomalie gravimétrique issues des composantes verticales et horizontales de l'accélération gravimétrique due à corps 2D qui est approximé par un polygone.

D'après Hubbert (1948), La composante verticale z de l'attraction gravimétrique d'un corps 2D est :

$$2G\rho \oint z d\theta_i \quad (3.1.6)$$

et sa composante horizontale x :

$$2G\rho \oint x d\theta_i \quad (3.1.7)$$

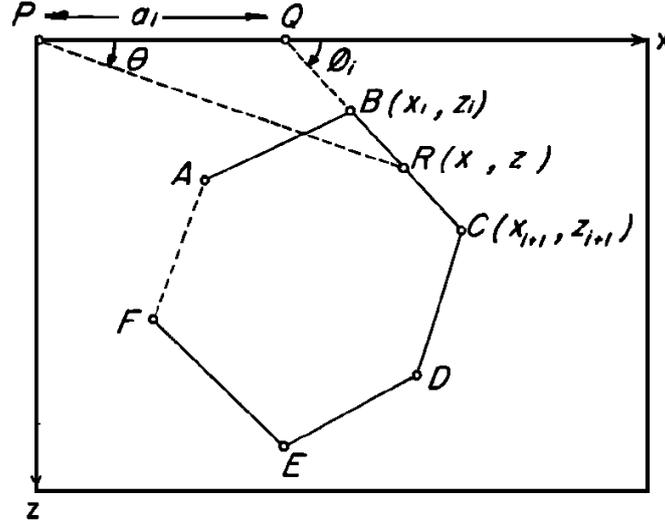


FIGURE 3.1.2 – Représentation géométrique d'un objet 2D à n côtés pour calcul de son attraction gravimétrique. D'après Talwani et al. (1959).

où G est la Constante Gravitationnelle, ρ le contraste de densité entre le corps et son encaissant et θ_i l'angle entre le point de mesure et le point mesuré tel qu'illustré sur la Figure 3.1.2. La composante verticale V de l'attraction gravitationnelle due au corps de n côtés est :

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n z_i \quad (3.1.8)$$

et

$$H = 2G\rho \sum_{i=1}^n x_i \quad (3.1.9)$$

pour la composante horizontale, avec :

$$z_i = \alpha_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \phi_i \log_e \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right] \quad (3.1.10)$$

et

$$x_i = \alpha_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\tan \phi_i (\theta_{i+1} - \theta_i) + \log_e \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right] \quad (3.1.11)$$

où :

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i}{x_i} \quad (3.1.12)$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \quad (3.1.13)$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{z_{i+1}}{x_{i+1}} \quad (3.1.14)$$

et

$$\alpha_i = x_{i+1} + z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}} \quad (3.1.15)$$

CALCUL DES CORPS DENSES

Un script Matlab développé par A.B. Watts (Université d'Oxford), basé sur Watts (2001) a été utilisé pour calculer la géométrie des corps denses en profondeur à partir des données gravimétriques. Dans un premier temps, la réponse gravimétrique d'une racine crustale a été calculée selon un modèle d'Airy. La racine crustale est calculée d'après l'équation vue en Section 1.3.1 :

$$r = \frac{h\rho_{topo}}{\rho_{mantle} - \rho_{topo}} \quad (3.1.16)$$

où r est la racine crustale calculée d'après le modèle d'Airy (Moho d'Airy ou racine d'Airy), h la topographie, ρ_{topo} la densité de la topographie et ρ_{mantle} la densité du manteau. La réponse gravimétrique du Moho d'Airy, $g_{Airy\ Moho}$, est donnée par l'inverse de la transformation de Fourier de :

$$g_{Airy\ Moho} = 2RG\pi (\rho_{mantle} - \rho_{topo}) \exp(-k \times -Moho\ mean) 10^5 \frac{k^{n-1}}{n!} \quad (3.1.17)$$

où R est la transformation de Fourier de r , ρ_{mantle} la densité du manteau et ρ_{topo} la densité de la topographie, en kg/m^3 , k le paramètre d'onde du Moho, $Moho\ mean$ la profondeur moyenne du Moho d'Airy et n le terme d'ordre du calcul (voir Watts, 2001 pour les détails). Cette anomalie gravimétrique de la racine d'Airy a ensuite été utilisée pour isoler l'anomalie de Bouguer en excès (Δg_{max}) :

$$\Delta g_{max} = BA_{obs} - g_{Airy\ Moho} \quad (3.1.18)$$

où BA est l'anomalie de Bouguer observée (Figure 3.1.3). Une fois cette valeur isolée pour chaque anomalie (Saint-Gaudens, Lourdes et Labourd), nous avons appliqué le théorème de Green (Watts, 2001 ; Lin et Watts, 2002) pour calculer les hauteurs équivalentes de ces anomalies gravimétriques. Ce théorème est défini par :

$$h = \frac{\Delta g_{max}}{2\pi G\Delta\rho} \quad (3.1.19)$$

où Δg_{max} est la partie en excès de l'anomalie de Bouguer, $\Delta\rho$ le contraste de densité entre le corps dense (ici manteau) et l'encaissant (croûte continentale supérieure) et G la constante gravitationnelle. La flexure due à cette charge supplémentaire est ensuite calculée de la même manière que la charge topographique, en appliquant une charge de hauteur équivalente h sur une surface horizontale. Pour finir, les différentes composantes de la flexure sont sommées pour obtenir la flexure totale.

3.1.3 GÉOMÉTRIE CRUSTALE ET ESTIMATION DE LA SUBSIDENCE THERMIQUE POST-RIFT

La subsidence thermique post-rift dans le Bassin Aquitain a été estimée d'après le modèle d'étirement uniforme (*Uniform Stretching Model*, McKenzie, 1978). Ce modèle suppose un étirement proportionnel dans la croûte et le manteau lithosphérique.

Premièrement, l'épaisseur observée $crust_{obs}$, qui est définie entre la surface du toit du Paléozoïque et le Moho (communication personnelle du BRGM, Navarro et al., 2006) a été contrainte. Ces données de Moho sont réalisées par compilation/interpolation géostatistique de toutes les données relatives

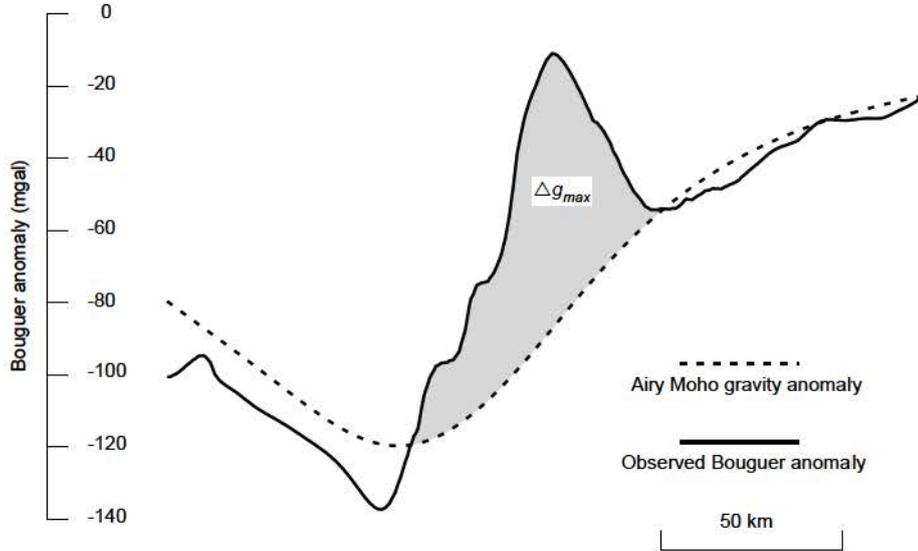


FIGURE 3.1.3 – Analyse des anomalies gravimétriques. Comparaison de l’anomalie de Bouguer observée et de l’anomalie gravimétrique de la racine d’Airy calculée. Δg_{max} est ensuite utilisée pour calculer la hauteur équivalente de l’anomalie gravimétrique étudiée.

au Moho issues de données sismologiques et sismiques trouvées dans la littérature, jusqu’à 2005, pour la France. Puis, le facteur β (*stretching factor*), qui représente l’étirement crustal a été calculé par :

$$\beta = \frac{crust_{ini}}{crust_{obs}} \quad (3.1.20)$$

où $crust_{ini}$ est l’épaisseur crustale initiale. Dans notre étude, $crust_{ini}$ est définie sous les plateformes du Médoc et Aquitaine, dans la partie nord du bassin, une zone où la croûte européenne n’a pas été affectée par l’amincissement due au rift aptien-cénomaniens. Enfin, la valeur de subsidence post-rift depuis la fin du rift (S_{th}) est définie par :

$$S_{th} = E_0 \left(\frac{\beta}{\pi} \right) \sin \left(\frac{\pi}{\beta} \right) \left\{ 1 - \exp \left(\frac{-t}{\tau} \right) \right\} \quad (3.1.21)$$

avec t la durée depuis la fin du rifting (en année), τ la Constante Thermique de la Lithosphère (62.8 Ma, McKenzie, 1978) et le paramètre E_0 qui est défini par :

$$E_0 = \frac{4h_{litho}\rho_{0mantle}\alpha_v T_{mantle}}{\pi^2(\rho_{0mantle} - \rho_{sed})} \quad (3.1.22)$$

pour une dépression remplie par des sédiments de masse volumique ρ_{sed} (en kg/m^3), h_{litho} l’épaisseur de la lithosphère (en m), $\rho_{0mantle}$ la masse volumique du manteau lithosphérique à $0^\circ C$ (en kg/m^3), α_v le Coefficient Volumétrique de l’expansion thermique du manteau lithosphérique (en $^\circ C^{-1}$) et T_{mantle} la température du manteau à la base de la lithosphère (en $^\circ C$). Les équations de subsidence post-rift peuvent être retrouvées dans les travaux de McKenzie (1978) pour l’équation de base et de Allen et

Allen (2005) pour l'incorporation de la charge sédimentaire associée au remplissage de la dépression.

Ces équations permettent de calculer la quantité d'approfondissement du bassin depuis la fin du rifting (fin Cénomaniens, 94 Ma). Pour comparer la subsidence thermique post-rift à la subsidence flexurale due à l'orogénèse pyrénéenne, la quantité de subsidence thermique post-rift avant le début de l'orogénèse (début Campanien, 84 Ma, S_{84}) a été retirée :

$$S_{t0} = S_{th} - S_{84} \quad (3.1.23)$$

afin d'isoler la quantité de subsidence thermique post-rift de 84 Ma au temps présent (S_{t0}).

3.2 OUTILS UTILISÉS DANS LE CHAPITRE 5 SUBSIDENCE DU BASSIN AQUITAIN

3.2.1 ANALYSES DE SUBSIDENCE

Les analyses de subsidence 1D ont été réalisées à partir de données de puits issues de l'interface Infoterre (BRGM), selon la méthode décrite par Steckler et Watts (1978), Sclater et Christie (1980), Gallagher et Lambeck (1989) et Allen et Allen (1990). Les associations de litho-facies sont reconstruites d'après ces données (sédimentologie et paléontologie). Ce découpage stratigraphique se fait selon la nomenclature du projet PYRAMID (Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016).

Un programme développé en langage Python par Marie-Eugénie Jamba, étudiante à l'ENSG a été utilisé. L'écriture de ce programme a fait l'objet d'un projet d'étude que j'ai encadré en collaboration avec Mary Ford (CRPG-CNRS) et Christine Fay-Varnier (ENSG).

Dans un premier temps, le logiciel calcule les profondeurs décompactées des unités stratigraphiques en utilisant :

- les profondeurs des bases et des toits des unités stratigraphiques;
- les âges des bases et des toits des unités stratigraphiques;
- le coefficient de compaction c ;
- la porosité en surface ϕ_0 ;
- la masse volumique en surface ρ ;

pour corriger de la perte de volume des couches lors de leur enfouissement. Les paramètres c , ϕ_0 et ρ sont caractéristiques à chaque lithologies. La relation porosité-profondeur, d'après Sclater et Christie (1980) est définie par :

$$\phi(z) = \phi_0 \times \exp(-cz) \quad (3.2.1)$$

où z est la profondeur. Les couches sont successivement retirées afin de corriger les variations de volumes des couches sous-jacentes. Cette étape se fait jusqu'à ramener la base du puits étudié à la surface. La courbe d'enfouissement de la base du puits représente la subsidence totale. La Figure 3.2.1 illustre le mécanisme de décompaction.

La seconde étape consiste à isoler la composante tectonique de la subsidence totale. Pour se faire, la subsidence totale est corrigée des facteurs d'approfondissements non-tectoniques (paléo-

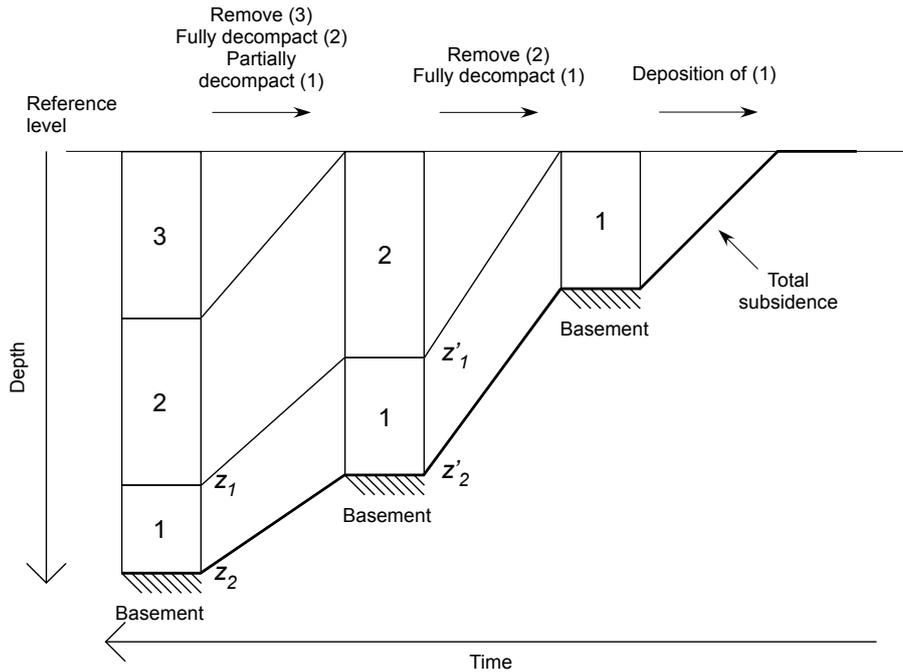


FIGURE 3.2.1 – Représentation schématique de la décompaction d’une pile sédimentaire. z_1 et z_2 sont les profondeurs du toit et de la base de la couche 1 à l’état présent. z'_1 et z'_2 sont les profondeurs du toit et de la base de la couche 1 après le retrait de la couche 3, la décompaction totale de la couche 2 et la décompaction partielle de la couche 1. L’évolution de la profondeur de la base du puits au cours du temps représente la subsidence totale.

bathymétrie de chaque couche et variations du niveau marin au cours du temps). La paléo-bathymétrie est estimée pour chaque unité stratigraphique reconnue dans le puits. Les variations du niveau marin par rapport au niveau actuel sont issues de Van Sickel et al. (2004). La correction assume un ajustement vertical de la lithosphère (modèle d’Airy). La subsidence tectonique est donnée par :

$$Y = S \frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_w} - \Delta_{SL} \frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w} + (W_d - \Delta_{SL}) \quad (3.2.2)$$

où Y est la subsidence tectonique, S est la subsidence totale issue du calcul de décompaction, ρ_m la densité du manteau, ρ_b la densité de l’unité stratigraphique, ρ_w la densité de l’eau, Δ_{SL} est la variation du niveau marin et W_d est la paléo-bathymétrie.

3.2.2 RECONSTRUCTION 3D DU BASSIN AQUITAIN

La géométrie du bassin d’avant-pays aquitain est construite en 3D en utilisant des données de cartes d’isopaques et de forages (BRGM et al., 1974; coupes géologiques du projet PYRAMID : Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016; Espurt et al., en prep., Ford et al., en prep.; Grool et al., en prep.). Le logiciel Move (Midland Valley, versions 2016 et 2017) a été utilisé pour compiler et visualiser ces données. Les différentes surfaces du bassin ont été construites avec le logiciel GMT (Wessel et Smith, 1990) et l’outil *surface* qui utilise un algorithme de courbure minimum. Un aller-retour constant entre la construction des surfaces sous GMT et leur visualisation 3D sous Move est fait pour contrôler leur

validité. La densité de données de départ étant assez faible, de nombreuses erreurs d'interpolations ont été observées et ont dû être corrigées manuellement. Les différents horizons modélisés pour cette partie sont la base de l'Oligocène, la base du Paléocène et la base du Sénonien supérieur (Camapanien-Maastrichtien).

3.3 OUTILS UTILISÉS DANS LE CHAPITRE 6 INVERSION OF A HYPER-EXTENDED RIFTED MARGIN

3.3.1 COUPE STRUCTURALE ET RESTAURATION

La coupe structurale présentée dans cette section fait suite à l'article de Rougier et al. (2016). La coupe de cet article a été prolongée vers le Sud dans la Zone Nord Pyrénéenne, perpendiculairement aux structures majeures pyrénéennes. La construction de la coupe géologique est basée sur des données de terrain géoréférencées, les cartes géologiques à 1/50 000 du BRGM ("Bureau de Recherches Géologique et Minière"), des données de sub-surface (sismique et forages) ainsi que des données gravimétriques et un modèle numérique de terrain. Je me suis également basé sur les cartes de Saint-Gaudens (Paris, 1971), d'Arreau (Barrère et al., 1984) et d'Aspet (Debroas et al., 2013). Localement, des données de thermométrie Raman (RSCM, Raman Spectroscopy on Carbonaceous Material, Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010) ont été utilisées pour contraindre le métamorphisme des différentes unités (voir ci-dessous Section 3.3.2). Les données de terrains (contacts, mesures de pendage) sont projetées sur la coupe selon l'axe des structures, ce qui permet de convertir les pendages réels en pendages apparents.

La coupe a été séquentiellement à différentes périodes : fin Eocène, fin Maastrichtien et fin Santonien, pour illustrer la géométrie de la marge européenne lors de la seconde phase orogénique, la première phase orogénique et juste avant le début de l'orogénèse pyrénéenne. La restauration se fait selon les concepts de tectonique (e.g., Dahlstrom, 1969; Boyer and Elliott, 1982; Suppe, 1983; Mitra, 2002), avec le logiciel Move (Midland Valley, version 2017), principalement en utilisant l'algorithme de *flexural slip*, qui permet le dépliage d'une structure par rapport à un niveau de référence (banc générateur) et une *pin line*, le long de laquelle les points ne sont pas translatsés (Figure 3.3.1). Cet algorithme permet de maintenir la longueur des bancs, leur épaisseur et donc l'aire d'une structure. La rétro-déformation de la structure se fait par glissement banc sur banc. Pour les aires érodées, la géométrie est reconstruite pour respecter un raccourcissement minimum. La partie nord du bassin, au mur du Front Sous-Pyrénéen, est supposée immobile et sert de point de référence.

3.3.2 SPECTROSCOPIE RAMAN DE LA MATIÈRE CARBONÉE

En 2002, Beyssac et al. ont utilisé la matière carbonée dans les roches sédimentaires pour obtenir la température maximum enregistrée par un pic de métamorphisme. La matière carbonée résulte de la transformation de la matière organique carbonée présente dans la roche. La structure de la matière carbonée (degré d'organisation) dépend de la température et répond au phénomène de

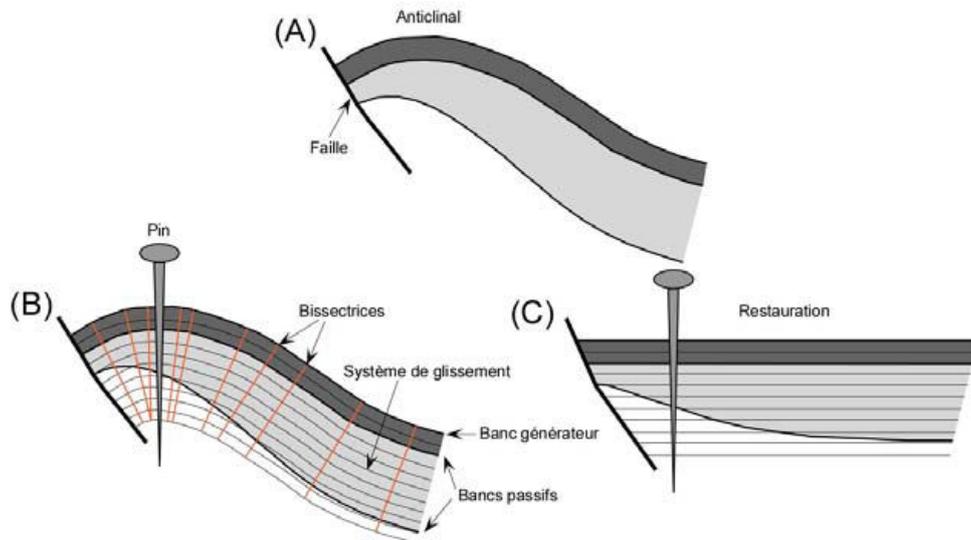


FIGURE 3.3.1 – (a) Représentation schématique du principe de l’algorithme *flexural slip*. (b) Paramètres contrôlant la restauration. (c) Restauration. D’après Espurt (2009).

graphitisation. Ce phénomène est irréversible, ce qui permet à la roche d’être insensible à la rétro-transformation. Enfin, la corrélation entre la température et l’organisation de la matière carbonée ne dépend pas de la matière organique initiale, ce qui permet d’appliquer la méthode sur une grande variété d’échantillons.

Les analyses de thermométrie par spectroscopie Raman de la matière carbonée (*Raman Spectroscopy on Carbonaceous Material*, RSCM) sont faites sur des lames minces polies non couvertes. Afin d’éviter les dégâts liés au polissage, les analyses sont faites sur de la matière carbonée recouverte par d’autres minéraux.

La gamme de température qui peut être analysée avec cette technique va de 330 à 650 °C. Le spectre Raman de la matière carbonée présente deux familles de pics, qui dépendent du degré de graphitisation de l’échantillon analysé. La bande graphique G à 1580 cm⁻¹ correspond à la bande du graphite alors que les bandes D1 à 1350 cm⁻¹ et D2 à 1620 cm⁻¹ représentent le désordre de la matière carbonée. L’incertitude absolue liée à la calibration est de ± 50 °C. L’erreur relative peut être de 15 °C durant les mesures. Pour décrire le degré de graphitisation de la matière carbonée, les spectres Raman sont décomposés selon les différentes bandes G, D1 et D2. Le spectre Raman (Figure 3.3.2) est déconvolué afin d’obtenir les aires des différents pics selon une loi de Gauss-Lorentz. Le calcul de la température maximum T (en °C) est basé sur ces aires :

$$T = -445R2 + 641 \quad (3.3.1)$$

où $R2$ est donné par :

$$R2 = \frac{D1}{G + D1 + D2} \quad (3.3.2)$$

avec G , $D1$ et $D2$ les aires des pics correspondants.

Lahfid et al. (2010) ont développé la méthode pour étendre la gamme de température analysée de 230 à 330 °C, ce qui permet de l’appliquer là où le métamorphisme a été moins important. L’incertitude

absolue dans cette gamme est de ± 25 °C. Deux nouveaux pics de défaut apparaissent : D3 à 1500 et D4 à 1200 cm^{-1} . Une étude récente de Delchini et al. (2016) a montré qu'il n'y a pas d'effet cumulatif d'un métamorphisme polyphasé : la température enregistrée reste la plus élevée et il n'y a pas de réinitialisation du système. Le calcul de la température maximum T (en °C) est basé sur ces aires :

$$T = \frac{RA1 - 0.3758}{0.0008} \quad (3.3.3)$$

où $R1$ est donné par :

$$R1 = \frac{D1 + D4}{G + D1 + D2 + D3 + D4} \quad (3.3.4)$$

avec G , $D1$, $D2$, $D3$ et $D4$ les aires des pics correspondants.

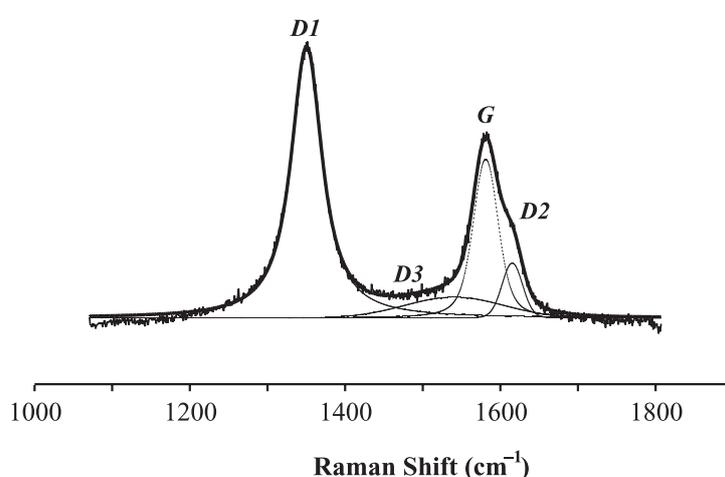


FIGURE 3.3.2 – Exemple d'un spectre Raman, avec la bande du graphite G à 1580 cm^{-1} et les bandes de défauts D1, D2 et D3 à 1350, 1620 et 1500 cm^{-1} . D'après Beyssac et al. (2002).

Pour cette étude, j'ai effectué les analyses au laboratoire Georessources à Vandoeuvre les Nancy, sous la direction de Marie-Camille Caumon. Ces analyses ont été faites avec deux microspectromètres de type LabRAM et LabRAM HR avec laser argon de longueur d'onde 514 nm, à un objectif x100. Les spectres ont été interprétés avec le logiciel LabSpec 5 (Horiba Scientific).

Cette technique a été largement utilisée pour étudier les roches métamorphiques de la Zone Nord Pyrénéenne (Clerc et Lagabrielle, 2014; Vacherat, et al., 2014; Clerc et al., 2015; Chelalou et al., 2016; Labaume et al., 2016) afin de contraindre la température atteinte durant l'épisode de rifting Aptien-Cénomaniens. Durant cette thèse, cette technique a été appliquée à des échantillons collectés dans la Zone Nord Pyrénéenne dans la région d'Aspet.

DEUXIÈME PARTIE

RÉSULTATS

CHAPITRE 4

LATERAL VARIATIONS IN FORELAND FLEXURE OF A RIFTED CONTINENTAL MARGIN : THE AQUITAINE BASIN (SW FRANCE)

P. Angrand¹, M. Ford¹, and A. B. Watts²

¹ CRPG, UMR 7358, 15, rue Notre-Dame-des-Pauvres, 54501 Vandœuvre-les-Nancy, France.

² Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK.

KEY POINTS

- Inherited rifting can control the evolution of a foreland basin that develops before the thinned lithosphere has thermally equilibrated.
- Rift intensity below the Aquitaine Basin increases west correlating with decreasing flexural strength and increasing postrift subsidence.
- Subsidence in the Aquitaine foreland basin combines flexural loading (surface and sub-surface) and postrift thermal cooling.

ABSTRACT

Rift inheritance can play a key role in foreland basin geometry and behavior. If the foreland basin initiates soon after rifting thermal cooling can also contribute significantly to subsidence. We investigate the effects of crustal inheritance (Aptian-Cenomanian rifting) on the evolution of the Campanian to middle Miocene flexural Aquitaine foreland basin, northern Pyrenees, France. Surface and subsurface data define rifted crustal geometry and postrift thermal subsidence. Analysis of Bouguer gravity anomalies coupled flexural modeling constrains the lateral variations of elastic thickness, plate flexure, and controlling loads. The Aquitaine foreland is divided along-strike into three sectors. The relative role of surface and sub-surface (i.e., buried) loading varies along-strike and the elastic thickness values decrease from the northeast (25 km) to the southwest (7 km) where the plate is the most stretched. The eastern foreland crust was not rifted and underwent a simple flexural subsidence in response to orogenesis. The central sector was affected by crustal stretching. Here, the basin is modeled by combining topographic and buried loads, with postrift thermal subsidence. In the western sector, the foreland basin was created mainly by postrift thermal subsidence. The eastern and central sectors are separated by the Eastern Crustal Lineament, which is one of a series of inherited transverse faults that segment the orogen.

4.1 INTRODUCTION

Peripheral foreland basins form by lithospheric flexure in front of migrating orogenic loads (e.g., Dickinson, 1974; Beaumont, 1981; Lyon-Caen and Molnar, 1983; 1985; Ingersoll, 1988; Horton and DeCelles, 1997; Stewart and Watts, 1997; Haddad and Watts, 1999; Gaspar-Escribano et al., 2001; Garcia-Castellanos et al., 2002). Flexural studies indicate that foreland basin geometry primarily depends on the surface (i.e., topographic) loads of a growing orogen and the flexural rigidity of the lithosphere, often expressed as its effective elastic thickness (T_e) (Turcotte and Schubert, 1982; Karner and Watts, 1983; Molnar and Lyon-Caen, 1988; Burov and Diament, 1995; Watts, 2001; DeCelles, 2012). Lithospheric flexure can also be enhanced by other processes such as slab pull, intraplate stress, and the presence of dense bodies at depth (Lyon-Caen and Molnar, 1983; Royden and Karner, 1984; Lyon-Caen and Molnar, 1985; Watts, 2001; Ford et al., 2006). For example, buried loads have been successfully invoked to explain the discrepancy between calculated flexure due to surface topography and observed flexure in Taiwan (Lin and Watts, 2002) and the United Arab Emirates (Ali and Watts, 2009).

Many foreland basins are superimposed on ancient rift systems, which may also have a fundamental influence on their evolution (e.g., Willett et al., 1984; Desegaulx et al., 1991; Watts, 1992; DeCelles et al., 2011; Horton et al., 2016). While several studies suggest that inherited rift structures may weaken the lithosphere and thus reduce T_e (e.g., Papua New-Guinea, Haddad and Watts, 1999; Taiwan, Lin and Watts, 2002; Southern Andes, Fosdick et al., 2014), a detailed study of this topic is lacking. In addition, depending on the thermal age of the rifted lithosphere at the onset of convergence, a component of postrift thermal subsidence may actively contribute to foreland subsidence (e.g., Desegaulx et al., 1991).

In this paper we investigate the flexural geometry and behavior of the Aquitaine foreland basin, SW France, which developed on a relatively young and complex rifted crust. The Aquitaine Basin is the Pyrenean retro-foreland basin (Naylor and Sinclair, 2008) that developed on the upper (European) plate from Campanian to middle Miocene (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Figure 4.1.1b and d). The present-day topography of the Pyrenees is insufficient to fully explain the observed flexure of either the pro-foreland basin (Gaspar-Escribano et al., 2001) or the retro-foreland basin (Desegaulx et al., 1991). Therefore additional subsidence driving mechanisms are required. The geology of the Aquitaine Basin has been widely studied for hydrocarbons exploration (BRGM et al., 1974; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006). Previous work has shown that part of the synorogenic basin developed above inherited rift depocentres (Brunet, 1994; Canérot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006) and suggests that the western basin records a component of postrift thermal subsidence (Desegaulx et al., 1991).

In our analysis, we address the following questions : What was the effect of thinned lithosphere on the evolution of the Aquitaine foreland basin? Can we distinguish postrift thermal subsidence from orogenic load-induced flexural subsidence? What were the sources of loading that caused flexure of the European plate? Is the crust underneath the foreland segmented and did this affect basin evolution? We address these questions by (1) using surface and subsurface data to define the present-

day geometry of the foreland basin, the depth to Palaeozoic basement and Moho depth and thus derive crustal thickness; (2) using these data to estimate crustal stretching and thus derive the amount of postrift thermal subsidence that occurred during orogenesis; (3) analysis of Bouguer gravity anomaly data coupled with flexural modeling to constrain the lateral variations in elastic thickness, plate flexure, and the contribution of both surface and subsurface loads. We can thus compare and quantify the variable roles of an inherited rifted crust and of surface and subsurface loads in controlling foreland basin geometry. We show that flexure due to topographic loading alone cannot explain the observed foreland basin succession and that postrift thermal subsidence is locally an important component of subsidence of the Aquitaine Basin as it developed only 10 Myr after the end of Aptian-Cenomanian rifting.

4.2 GEOLOGICAL SETTING

4.2.1 STRUCTURE

The Pyrenean mountain chain is a N110° trending Alpine orogen created by convergence and collision of the Iberian and European plates, from early Campanian to middle Miocene (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Choukroune and ECORS team, 1989; Roure et al., 1989; Choukroune et al., 1990; Vergés et al., 1995; Fitzgerald et al., 1999; Beaumont et al., 2000; Christophoul et al., 2003; Sinclair et al., 2005; Figures 4.1.1b, d and 4.2.1d). The double-wedge orogen is 400 km long, 100 km wide and consists of a pro-wedge on the Iberian plate to the south and a retro-wedge on the upper European plate (Figure 4.1.1d). The crustal root of the belt reaches a depth of 50 km due to northward subduction of the Iberian lower crust and lithospheric mantle (Daignières et al., 1981; Choukroune and ECORS team, 1989; Choukroune et al., 1990; Chevrot et al., 2014). Estimates of N-S shortening in the eastern Pyrenees range from 100 to 165 km (Choukroune and ECORS team, 1989, Choukroune et al., 1990, 100 km; Mouthereau et al., 2014, 142 km; Muñoz, 1992, 147 km; Beaumont et al., 2000, 165 km). In the western part of the chain Teixell et al. (1998) propose 75-80 km of shortening. The highest topography reaches 3300 m above sea-level (Figure 4.1.1c).

The north Pyrenees consist of three tectono-stratigraphic units (from south to north) (Figures 4.1.1b and 4.2.1a and b) : the North Pyrenean Zone (NPZ), the Sub-Pyrenean Zone (SPZ) in the centre and eastern retro-wedge, and the Aquitaine foreland basin. To the south, the Axial Zone (AZ) comprises south-verging imbricates of Palaeozoic rocks. The NPZ is a narrow (15-30 km) thick-skinned fold-thrust belt comprising non-metamorphic Mesozoic sedimentary rocks and Palaeozoic basement massifs to the north and a zone of LP-HT (up to 600°C) metamorphism of Albo-Cenomanian age, associated with breccia and peridotite bodies (Albarède and Michard-Vitrac, 1978; Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Fabriès et al., 1998; Henry et al., 1998) to the south. These features are widely interpreted to represent remnants of an inverted hyper-thinned Aptian-Cenomanian rift system (e.g., Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009). Major boundary faults are the North Pyrenean Fault (NPF) between the AZ and NPZ, the North Frontal Pyrenean Thrust (NPFT) to the north of the NPZ, and the Sub-Pyrenean Thrust (SPT) between the SPZ and the Aquitaine Basin

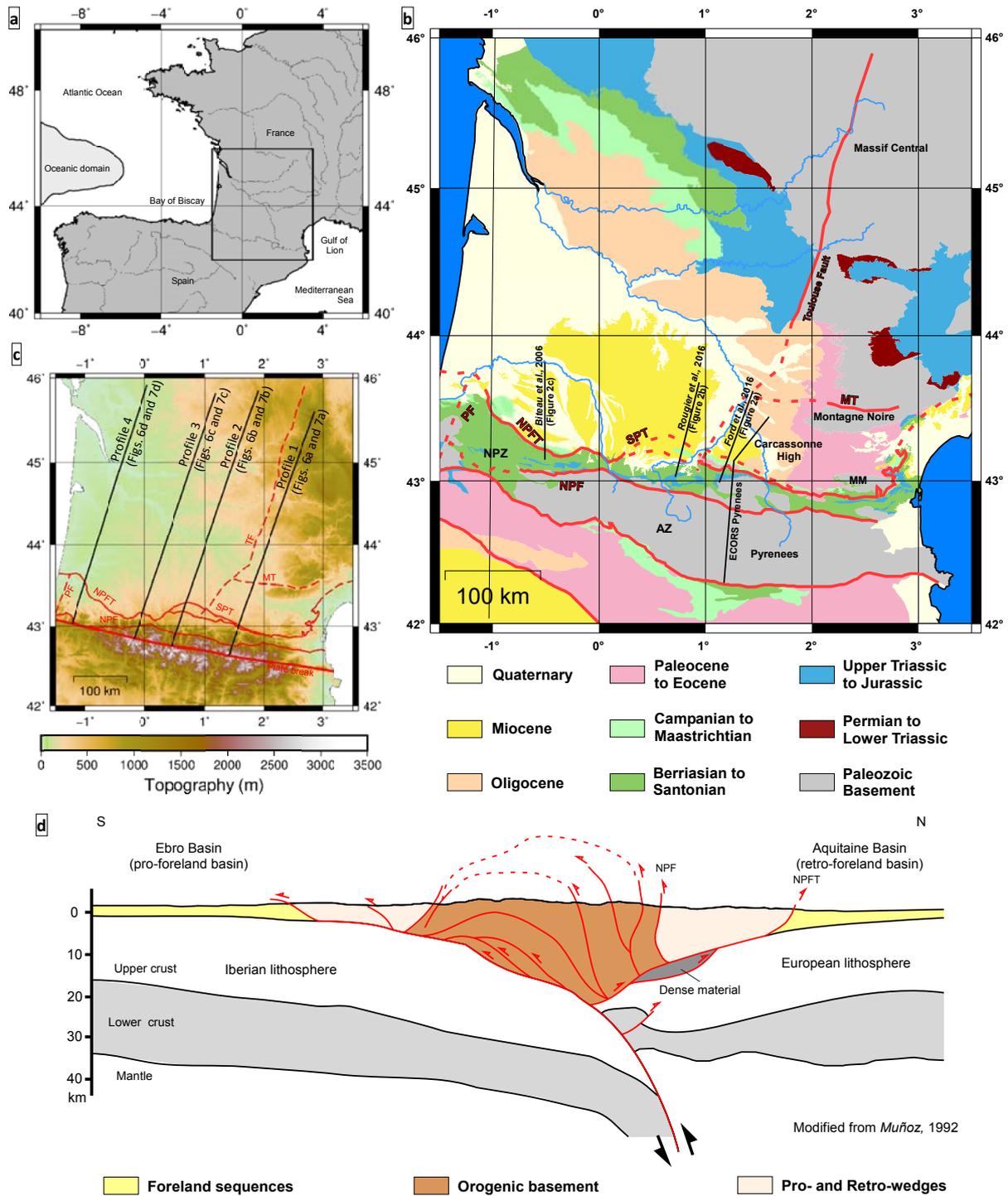


FIGURE 4.1.1 – Location map, geological map, topographic map of the study area, and a simplified crustal model for the Pyrenean orogen. AZ : Axial Zone; NPZ : North Pyrenean Zone; NPF : North Pyrenean Fault; NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub-Pyrenean Thrust; PF : Pamplona Fault; MT : Mazamet thrust; MM : Mouthoumet Massif. (a) Location map of the study area. Note the occurrence of the domain of oceanic crust west of the Aquitaine Basin (contour from Tugend et al., 2015). The black contour represents the location of Figure 4.1.1b and c. (b) Simplified geological map of the Aquitaine Basin, showing the location of cross-sections in Figures 4.1.1d and 4.2.1. (c) Topographic map of the study area. See locations of the flexural profiles of Figures 4.6.1 and 4.6.2. (d) Simplified crustal model along the ECORS Pyrenees deep seismic profile (modified from Muñoz, 1992). See location on Figure 4.1.1b.

(Figures 4.1.1b and 4.2.1a and b). The NPF is an inherited crustal fault with strike-slip kinematics and is generally assumed to be the surface expression of the boundary between Iberian and European crust (Choukroune and Mattauer, 1978).

4.2.2 TECTONIC EVOLUTION

A first rifting event took place during Permian to Lower Triassic, associated with breakup of Pangea (Olsen, 1997). A second, major rifting event (Aptian-late Cenomanian) generated the westward opening V-shaped Bay of Biscay oceanic basin (e.g., Olivet, 1994; Sibuet et al., 2004; Figure 4.1.1a), while extreme crustal thinning associated with exhumation of lithospheric mantle and lower crust, and high temperature metamorphism occurred further east where no oceanic crust was created (e.g., Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Fabriès et al., 1998; Henry et al., 1998; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009). Turonian-Santonian strata record thermal cooling of the previously rifted lithosphere. The onset of convergence started at 84 Ma (e.g., Rahl et al., 2011; Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Therefore the time gap between the end of rifting and the onset of orogeny is only 10 Myr (Figure 4.2.1d). As no oceanic crust was generated (Chevrot et al., 2014; Mouthereau et al., 2014) continental collision did not involve oceanic plate subduction. The Pyrenean orogeny has two phases. The first phase (Campano-Maastrichtian) involves closure of the exhumed mantle domain accompanied by distributed inversion of rift structures and a first subsidence phase in the foreland basins (Desegaulx and Brunet, 1990; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). The second phase (Eocene to middle Miocene) of full continental collision is also well recorded in the foreland basins. These two phases are separated by a Paleocene quiet phase (Sinclair et al., 2005; Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016).

4.2.3 STRATIGRAPHY

Permo-Triassic rifting is recorded in the NPZ by nonmarine sedimentation (Grès Rouge Formation; Lucas, 1985), followed by the dolomite to evaporite succession in the Upper Triassic (BRGM et al., 1974; Curnelle, 1983). Marine Jurassic to Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) carbonate series were deposited in a platform setting west of the Toulouse Fault (Figure 4.2.1b, c, and d). The Upper Jurassic/Early Cretaceous boundary is marked by the erosive Cimmerian unconformity in the southernmost part of the Aquitaine Basin and in the NPZ (James and Canérot, 1999; Canérot et al., 2005). Locally thickness variations of Jurassic and lower Cretaceous series are due to salt tectonics (Figure 4.2.1b and c; Canérot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Rougier et al., 2016). The second rift phase is recorded in the Aptian-Cenomanian carbonate platforms fringing a series of deep depocentres infilled with turbidites (Sainte Suzanne and Black Flysch Groups; Souquet et al., 1985; Debros, 1990). Turonian-Santonian turbidites were then deposited during the thermal cooling phase. The Aquitaine Basin preserves a Campanian-middle Miocene synorogenic sedimentary series up to 5.5 km thick (Figures 4.2.1 and 4.4.1). The stratigraphic succession shows a consistent facies change from predominantly nonmarine in the east to predominantly marine to the west (BRGM et al., 1974). In the central basin, Campanian-Maastrichtian marine turbidites (Petites Pyrenees Group) pass eastward

FIGURE 4.2.1 – Caption next page.

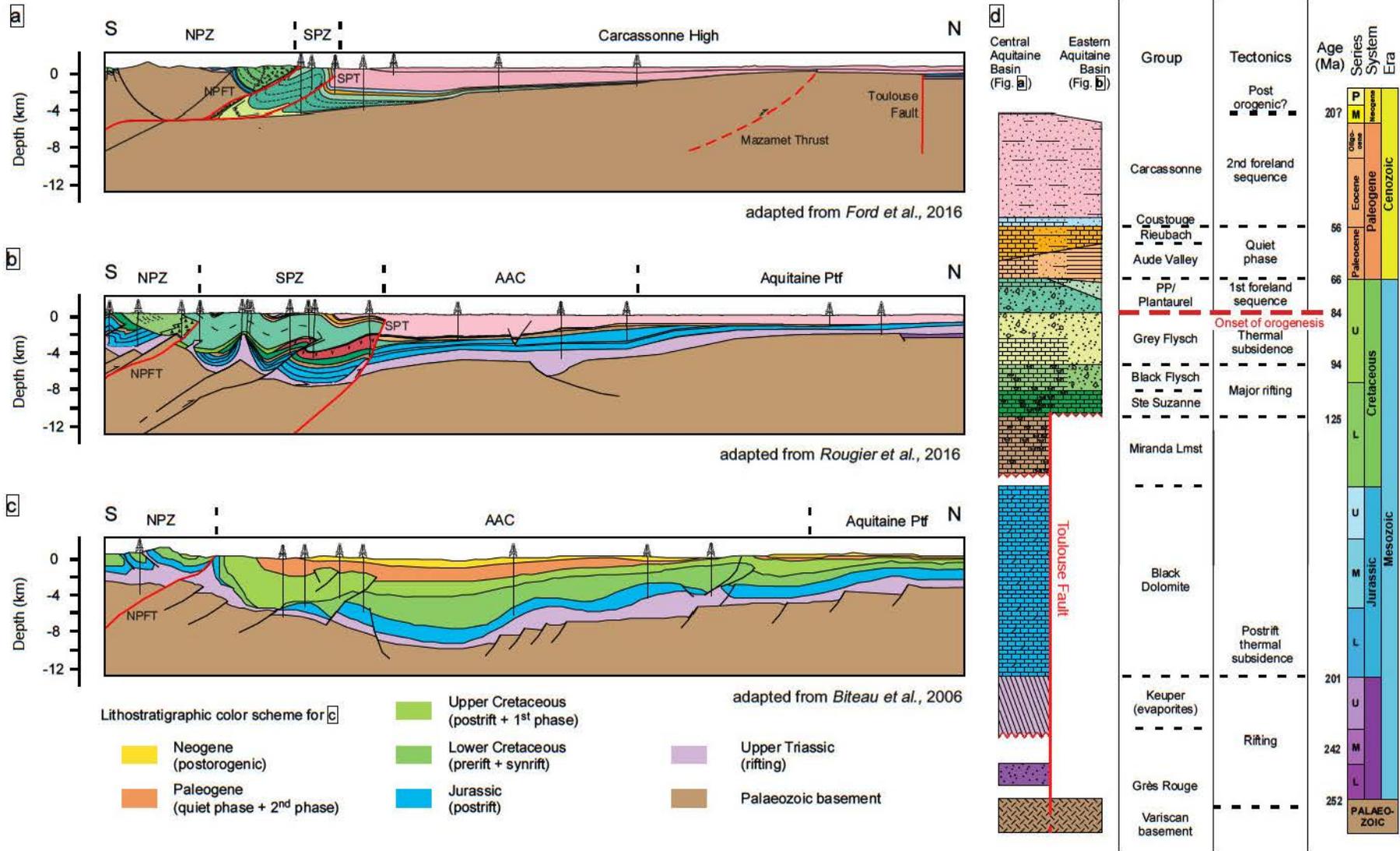


FIGURE 4.2.1 – Previous page. Structural cross-sections, stratigraphy and tectonic history summary for the central and eastern Aquitaine Basin. NPF : North Pyrenean Fault; NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub-Pyrenean Thrust; AZ : Axial Zone of the Pyrenees; NPZ : North Pyrenean Zone; SPZ : South Pyrenean Zone; AAC : Adour-Arzacq-Comminges rift; Pft : Platform. The cross-sections are located on Figure 4.1.1b. (a) Cross-section through the eastern Aquitaine Basin (adapted from Ford et al., 2016). Colors used are those in the stratigraphic chart in d. (b) Cross-section through the central Aquitaine Basin (adapted from Rougier et al., 2016). Colors used are those in the stratigraphic chart in d. (c) Cross-section through the western Aquitaine Basin (adapted from Biteau et al., 2006). Note that this cross-section has a distinct lithostratigraphic color scheme. (d) Stratigraphic chart and major tectonic events, compiled from Ford et al. (2016) and Rougier et al. (2016) for the eastern and central Aquitaine Basin.

into deltaic and then fluvial sandstones (Plantaurel Group). Overlying Paleocene marine (Rieubach Group) to nonmarine detrital and carbonate facies (Aude Valley Group) are followed everywhere by the marine facies of the Coustouge Group. The uppermost fluvial and lacustrine Carcassonne Group (Eocene-middle Miocene) in the east and centre was sourced from the uplifting orogen to the south with equivalent to marine facies in the west (Figure 4.2.1d; BRGM et al., 1974; Christophoul et al., 2003; Rougier et al., 2016; Ford et al., 2016).

4.3 BOUGUER GRAVITY ANOMALIES

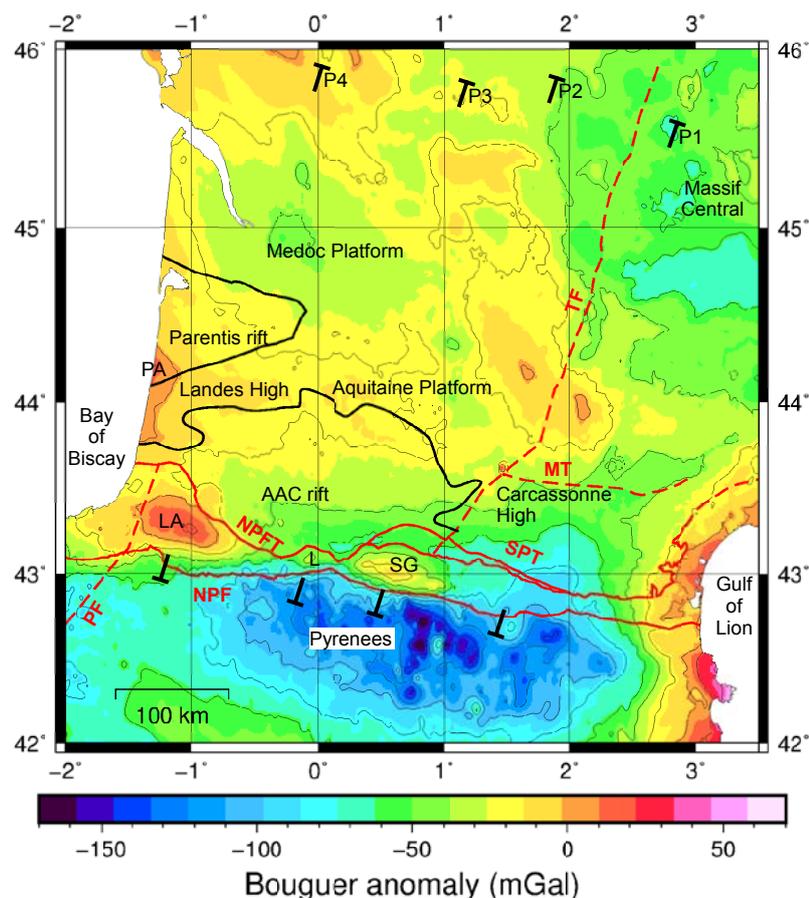
Following similar studies in other orogenic belts, we here use gravity anomalies to investigate the flexure of the European lithosphere and the geometry and density of the controlling loads (i.e., surface or buried) (Molnar and Lyon-Caen, 1988; Casas et al., 1997; Karner and Watts, 1983; Lin and Watts, 2002; Contreras-Reyes and Osses, 2010).

The Bouguer anomaly map of the central Pyrenees and its northern foreland (Figure 4.3.1) corresponds to that of a typical orogen (Karner and Watts, 1983; Daignières et al., 1994). It is characterized by (a) a large negative anomaly (to -170 mGal) over the AZ related to the orogen's crustal root, (b) a weak negative anomaly over the central foredeep due to its sedimentary infill and flexure of the crust and, (c) a weak positive anomaly over the Aquitaine Platform representing the forebulge (e.g., Daignières et al., 1994; Ali et al., 2014). Relatively low Bouguer anomalies in the northeast and east of the map area correspond to the Massif Central (Figure 4.1.1b).

In the onshore western sector however, the gravity anomalies do not present a pattern typical of a flexural foreland basin. Along the Atlantic coastline, the south Parentis area is characterized by a large positive Bouguer anomaly (PA; Figure 4.3.1) that continues westward offshore where authors propose it lies above exhumed mantle emplaced by Aptian-Cenomanian rifting (Figure 4.5.1c; Bois et al., 1990; Jammes et al., 2010a; Masini et al., 2014).

The AZ negative anomaly, which decreases in intensity toward the western and eastern edges of the Pyrenean range, is attributed to the thickened low density crustal root of the orogen (Torné et al., 1989; Daignières et al., 1982; ECORS Pyrenees Team, 1988; Daignières et al., 1989). In the central sector the NPF delimits the northern edge of this negative anomaly confirming this fault as a major

FIGURE 4.3.1 – Map of Bouguer anomaly values across the Pyrenees, SW France. These data are provided by the International Gravimetric Bureau (BGI). Contours are every 20 mGal. Major positive anomalies are : PA : Parentis; LA : Labourd; L : Lourdes; SG : Saint-Gaudens. The Black rectangle shows the location of Figures 4.4.1 and 4.5.1. Profiles P1 to P4 are presented in Figures 4.6.1 and 4.6.2. Superimposed major structures (red) are : NPF : North Pyrenean Fault; NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub Pyrenean Thrust; TF : Toulouse Fault; PF : Pamplona Fault; MT : Mazamet thrust. Major Aptian-Cenomanian depocentres are outlined in black (Parentis and Adour-Arzacq-Comminges (AAC) rift basin.



crustal boundary. However, in the eastern sector, the negative anomaly continues north of the NPFT, below the Carcassonne High (Figure 4.3.1), an area unaffected by Aptian-Cenomanian rifting. Farther east toward the Mediterranean Sea, late Cenozoic uplift of the rift shoulder of the Gulf of Lion passive margin is responsible for relatively high Bouguer anomalies, as the Moho shallows to 22 km depth (Daignières et al., 1982; Gallart et al., 2001).

In the NPZ a series of relatively high positive Bouguer anomalies are aligned parallel to the NPFT (Saint-Gaudens, Lourdes, Labourd; SG, L, and LA, respectively; Figure 4.3.1). These anomalies have been interpreted as due to imbricates of dense material (either lower crust or mantle) transported northward on Pyrenean thrusts into the upper crust (Torné et al., 1989; de Cabissole, 1990; Muñoz, 1992; Casas et al., 1997; Pedreira et al., 2003, 2007; Jammes et al., 2010a). Pedreira et al. (2003) propose that the Labourd anomaly results from a large mantle body that was exhumed during Early Cretaceous extension and subsequently thrust into the upper European crust during Pyrenean inversion. This mode of emplacement could also be valid for the Lourdes and Saint-Gaudens anomalies. Alternatively, Velasque et al. (1989) propose that the Labourd anomaly is caused by a mantle uplift model (to 15 km depth). This model has recently been supported by seismic tomographic imaging data (Wang et al., 2016). These hypotheses will be considered using 2D flexural modeling along sections that cross these positive gravity anomalies.

4.4 AQUITAINE BASIN GEOMETRY

Figure 4.4.1 presents a new map of the total preserved thickness of the foreland basin succession derived from a compilation of published isopach maps and both published and unpublished structural cross-sections (BRGM et al., 1974; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Three sectors (east, central and west, Figure 4.4.1) are recognized in the basin based on along-strike variations in basin geometry, sediment thickness, distribution and deformation (described below). Overall, the basin succession thickens southward, with the greatest thickness in the central sector. We delimit the eastern and central sectors by a broad NE-SW lineament that also affects the thrust front (ECL : Eastern Crustal Lineament, Figure 4.4.1) and that is sub-parallel to the well-known Toulouse Fault (Figure 4.1.1b). The ECL has no surface expression, as it is covered by recent sediments.

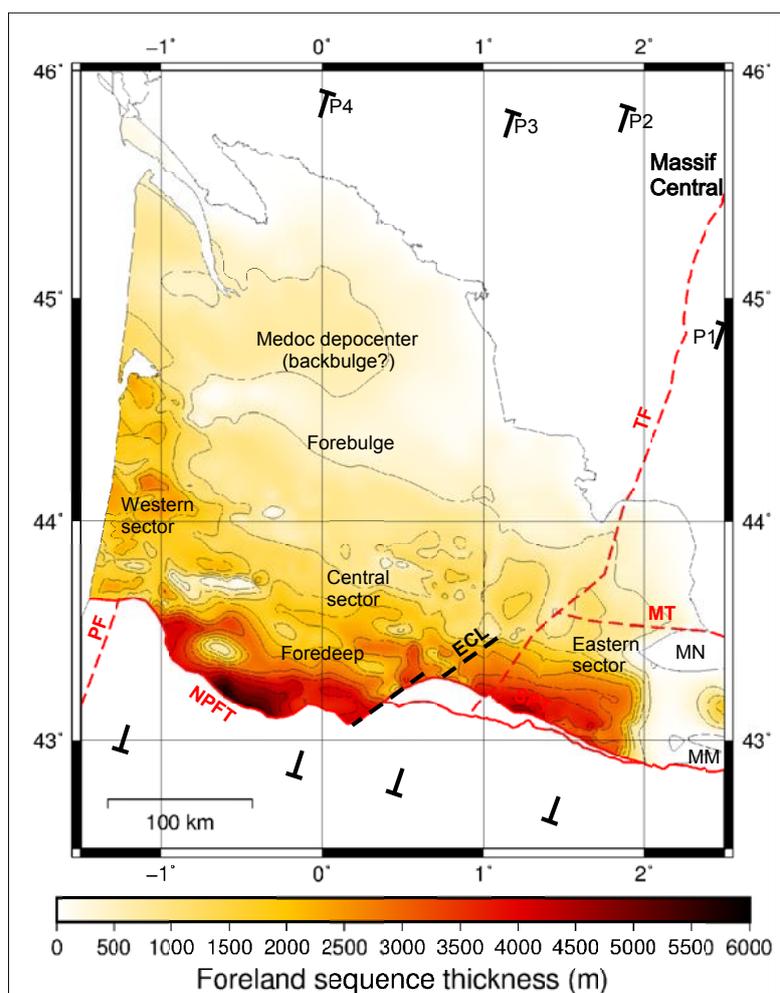
A full preorogenic Mesozoic series (Triassic-Santonian) is preserved west of the Toulouse Fault, while to the east this series is absent (Carcassonne High; Figure 4.2.1a and b). The western and central sectors of the foreland basin are characterized by a variably rifted crust and a Mesozoic succession that thickens westward (Figure 4.2.1b and c). This succession comprises Upper Triassic evaporites at its base (BRGM et al., 1974; James and Canérot, 1999; Canérot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006; Jammes et al., 2010b). However, as will be described below, the western sector records a distinct subsidence and deformation behavior with respect to the central foreland basin.

4.4.1 EASTERN BASIN

East of the ECL, the foreland basin succession onlaps northward directly onto nonrifted Palaeozoic basement (Figure 4.2.1a). The proximal foreland basin shows a relatively simple flexural geometry, thickening to up to 5.5 km toward the south (Figure 4.4.1). North of the NPFT, the amount of shortening is low, mainly localized along the SPT (Figure 4.2.1a) in the west and on basement-involved thrusts in the east, which were active during foreland basin development. The resulting broad basement uplifts limited subsidence in the easternmost basin (e.g., Mouthoumet Massif, Figure 4.4.1). Farther north, the Mazamet Thrust defines the northern limit of the Montagne Noire Variscan massif and records Eocene-Oligocene northward thrusting (Figure 4.1.1b; Demange and Jamet, 1986). We do not recognize any changes in the thickness or geometry of the foreland succession across the trace of the Toulouse Fault. However, there is clearly a major southward shift in the position of the basin depocentre across the ECL (Figure 4.4.1).

Only the southern part of the eastern foreland basin is preserved east of the Toulouse Fault. Post-Oligocene uplift of the Massif Central (Michon and Merle, 2001) and rift shoulder uplift linked to crustal extension and formation of the Gulf of Lion in the Oligo-Miocene (e.g., Seranne, 1999; Mauffret et al., 2001; Gunnell et al., 2008) led to major erosion of the northern and eastern foreland basin (Figure 4.1.1b). Because of this, a full analysis of the flexural behavior of the eastern basin was not possible.

FIGURE 4.4.1 – Thickness map of the synorogenic foreland basin succession of the Aquitaine Basin (Campanian-middle Miocene), derived from a compilation of data from structural cross-sections (PYRAMID cross-sections : Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016; and other ongoing works) and isopach maps (BRGM et al., 1974). White areas to the north have no foreland basin succession. White areas to the south of the NPFT represent the orogen. Contours are every 500 m. Profiles P1 to P4 are presented in Figures 4.6.1 and 4.6.2. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub Pyrenean Thrust; TF : Toulouse Fault; PF : Pamplona Fault; ECL : Eastern Crustal Lineament; MN : Montagne Noire; MT : Mazamet thrust; MM : Mouthoumet Massif.



4.4.2 CENTRAL BASIN

In the central sector the basin broadens to a maximum N-S width of ~300 km (Figure 4.4.1). The NPFT steps south by ~45 km (as does the foredeep) with respect to its position to the east and west. While showing an overall southward thickening to 5.5 km, the foredeep also displays complex thickness variations due to local thrust and salt tectonics (Figure 4.2.1b; James and Canérot, 1999; Canérot et al., 2005; Rougier et al., 2016). Shortening in the SPZ is accommodated by local and short-scale tectonic inversion of salt-rich extensional structures (Rougier et al., 2016). ~200 km north of the NPFT, the synorogenic succession thins (to 1 km) across a 20-50 km wide area (Aquitaine platform), which we identify as the forebulge. Farther north a second minor depocentre (Medoc depocentre; Figure 4.4.1) preserves less than 1 km of Paleocene-middle Miocene sedimentary rocks. Although its amplitude is rather high, this could be interpreted as the backbulge (Figure 4.4.1, DeCelles and Giles, 1996). Such discrepancies may arise from inherited structures, locally non-elastic mechanisms of subsidence in the backbulge or interference with the flexural signal from the northern craton (Waschbusch and Royden, 1992; Horton and DeCelles, 1997; DeCelles and Horton, 2003).

4.4.3 WESTERN BASIN

Farther west along the Atlantic coastline, the thickness of the Aquitaine basin succession does not show the characteristic asymmetrical flexural pattern (Figure 4.4.1) of a foreland basin. Instead, sediment thicknesses describe a broad depocentre thickening westward toward the Bay of Biscay (Brunet, 1994; Biteau et al., 2006; Ferrer et al., 2012; Tugend et al., 2014). Figure 4.2.1c (Biteau et al., 2006) shows that the foredeep is clearly localized above extensional structures. The western foreland also records less Pyrenean shortening (Teixell et al., 1998). The significance of these features will be discussed below.

4.5 CRUSTAL STRUCTURE - ANALYSIS OF INHERITED RIFTING

4.5.1 DEPTH TO TOP PALAEOZOIC BASEMENT

Figure 4.5.1a shows the depth below sea level of the top to Palaeozoic basement (stratigraphically below Upper Triassic) derived from a compilation of isobath maps (BRGM et al., 1974), structural cross-sections (Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016), and interpreted seismic profiles (Serrano et al., 2006). West of the Toulouse Fault, the basement gently deepens south and southwest across the northern Medoc and Aquitaine Platforms where no rift structures are identified (stable platform of Biteau et al., 2006).

To the south in the central sector, top basement deepens to ~10 km under the Aptian-Cenomanian Arzacq-Adour-Comminges (AAC) rift basin (Figure 4.5.1a; Canérot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006; Rougier et al., 2016). This deep rift basin trends WNW-ESE and has a complex form with three subbasins, the Arzacq (Az), Adour (Ad), and Comminges (Cm). It is limited to the east by the ECL. In the eastern sector, the Carcassonne High, which was not subjected to major rifting, is characterized by a shallower basement that deepens asymmetrically to the south, clearly reflecting synorogenic flexure.

In the western sector, the AAC basin terminates to the northwest against the Landes High and is locally bounded to the south by the Grand-Rieu Ridge (GRR). Both are palaeogeographic highs inherited from Early Cretaceous rifting (Bourrouilh et al., 1995; Serrano et al., 2001; Ferrer et al., 2008; Ferrer et al., 2012; Teixell et al., 2016). North of the WSW-ENE trending Landes High, the Parentis rift opens westward to the oceanic domain of the Bay of Biscay (Figure 4.1.1a; Jammes et al., 2010c; Ferrer et al., 2012).

4.5.2 CRUSTAL THICKNESS AND STRETCHING OF THE CRUST

Crustal thickness (Figure 4.5.1b) in the Pyrenean foreland has been calculated by subtracting the depth to top Palaeozoic basement (Figure 4.5.1a) from depth to Moho. We use a depth to Moho from a compilation of seismic reflection and refraction data (Bureau des Recherches Géologiques et Minières, French Geological Survey). Crustal thinning below the AAC and Parentis rifts is clearly identified. The main area of Aptian-Cenomanian crustal thinning would have lain farther south and is now integrated into the NPZ (e.g., Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009). Figure 4.5.1c

shows the calculated stretching factor (β) for the European crust, derived by comparing observed crustal thickness to a mean crustal thickness reference value of 34 km, observed below the unstretched Medoc and Aquitaine Platforms (Figure 4.5.1b), cratonward of the rift domain. We assume that after the continental rifting during Permo-Triassic times and thermal reequilibration during the Jurassic and early Cretaceous, the lithosphere of the future Aquitaine Basin was in equilibrium with a uniform crustal thickness at the onset of Aptian-Cenomanian rifting.

β increases rapidly to the south and west of the northern stable platform, with a maximum β of 1.65 in the western AAC rift (Figure 4.5.1c). To the south of the AAC the inherited Grand-Rieu Ridge records local low β with an edge effect of β values < 1 along its southern boundary (NPFT). As expected, β is around 1 on the Carcassonne High to the east. To the northeast toward the Massif Central, data are extrapolated and must therefore be considered with caution.

The Parentis rift, which shows a maximum onshore β of 1.45 (Figure 4.5.1c), records hyper-extension offshore (Ferrer et al., 2012; Tugend et al., 2014). It forms the eastern limit of the northern Bay of Biscay passive margin. The oceanic domain starts ~ 500 km west of the Atlantic coastline (Figure 4.1.1c).

Parameter	Definition	Value	Unit
α_v	volumetric coefficient of thermal expansion	$3.28 \cdot 10^{-5}$	$^{\circ}\text{C}^{-1}$
h_{litho}	lithospheric thickness at the onset of rifting	$125.0 \cdot 10^3$	m
T_m	mantle temperature	1333	$^{\circ}\text{C}$
K	thermal diffusivity of the lithosphere	$3.17 \cdot 10^1$	$\text{m}^2 \cdot \text{y}^{-1}$
ρ_d	displaced material density	0	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
ρ_l	topographic load density	2700	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
ρ_{infill}	basin-infill density	2500	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
ρ_{mantle}	mantle density	3200	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
$d\rho_{\text{db}}$	buried load density contrast	500	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
g	gravitational acceleration	9.81	$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$
G	gravitational constant	$6.673 \cdot 10^{-11}$	$\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$
E	Young's modulus	1.1011	Pa
ν	Poisson's ratio	0.25	

TABLE 4.5.1 – Physical parameters used in the calculations

4.5.3 POSTRIFT THERMAL SUBSIDENCE

The major rifting between the European and Iberian plates initiated in the Aptian and ended during late Cenomanian (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Debroyas, 1987, 1990; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Clerc et al., 2012; Tugend et al., 2015; Figure 4.2.1d). The initial (synrift) subsidence is recorded in the Aptian-Cenomanian deep marine turbidites of the Black Flysch Group in the NPZ and the southern part of the Aquitaine Basin (AAC rift; Souquet et al., 1985; Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Debroyas, 1987, 1990). Turonian-Santonian postrift thermal subsidence due to

cooling of the stretched European lithosphere is recorded by the Grey Flysch Group (Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016).

We used our β values to apply a uniform stretching model in the Aquitaine area in order to calculate postrift thermal subsidence (McKenzie, 1978; as implemented in Allen and Allen, 2005, eq. 3.16 and 3.17 p.82). In the model, the basin deepens due to thermal cooling of the lithosphere, then is filled with sediment up to sea-level, generating additional sediment load which is taken into account in the calculations. We used a standard prerift lithospheric thickness of 125 km as we assume the European lithosphere was at equilibrium. Parameters are summarized in Table 4.5.1. In this model, we assume that the postrift thermal subsidence is not affected by any changes in the thermal state of the lithosphere associated with the Pyrenean orogeny (see Discussion). As the McKenzie's uniform stretching model assumed instantaneous rifting, we also do not take into account heat loss during rifting. Our calculated thermal subsidence is therefore a maximum value. Because of edges effects in the calculated β over the Grand-Rieu Ridge, the calculated thermal subsidence is overestimated south of it. Most of the thermal subsidence would have taken place during approximately 50 Myr after the initiation of rifting at 94 Ma (assuming a thermal time constant of 62.8 Myr; McKenzie, 1978). As orogenesis started at 84 Ma, thermal subsidence would therefore have continued in the foreland during convergence. We subtracted the amount of thermal subsidence from 94 to 84 Ma from total thermal subsidence (94 to present) in order to isolate the synorogenic component of the thermal subsidence (S_{to} , Figure 4.5.1d) (84 to 0 Ma). By comparing the observed thickness of synorogenic sediments (Figure 4.4.1) with these results we can make some preliminary observations that will be tested by our flexural modeling. Toward the Massif Central, recent regional uplift has impacted depth to top Paleozoic basement and thus the quality of β and S_{to} calculations is reduced. Results in this area must therefore be considered with caution.

In the western area, S_{to} is similar to the observed thickness of the synorogenic sediments (Figure 4.4.1), suggesting that no additional subsidence mechanism, such as orogenic loading, is required. In the central sector, S_{to} is significant in the AAC rift, reaching its maximum (3500 m) in the Arzacq subsbasin where β is highest (Figure 4.5.1c). The amount of thermal subsidence varies from 0 to 1000 m (locally up to 1500 m) on the northern platforms and on the Carcassonne High.

4.6 FLEXURAL MODELING

We modeled the 2D flexure of the European lithosphere as the response of a semi-infinite (i.e., broken) elastic plate to a surface topographic load. The southern edge of the European plate (the plate break, Figure 4.1.1c) was identified on two interpreted deep seismic profiles across the Pyrenees (ECORS PYRENEES : ECORS Pyrenees Team, 1988; ECORS ARZACQ : Teixell et al., 2016). By extrapolating between these control points, we defined the trace of the plate break below the AZ (Figure 4.1.1c).

We calculated the flexure along four profiles orthogonal to the Pyrenean belt (see location on Figure 4.1.1c) : Profile 1 lies east of the Toulouse Fault, Profiles 2 and 3 are located in the central sector, passing through the Saint-Gaudens and Lourdes gravity anomalies, respectively. Profile 4 lies

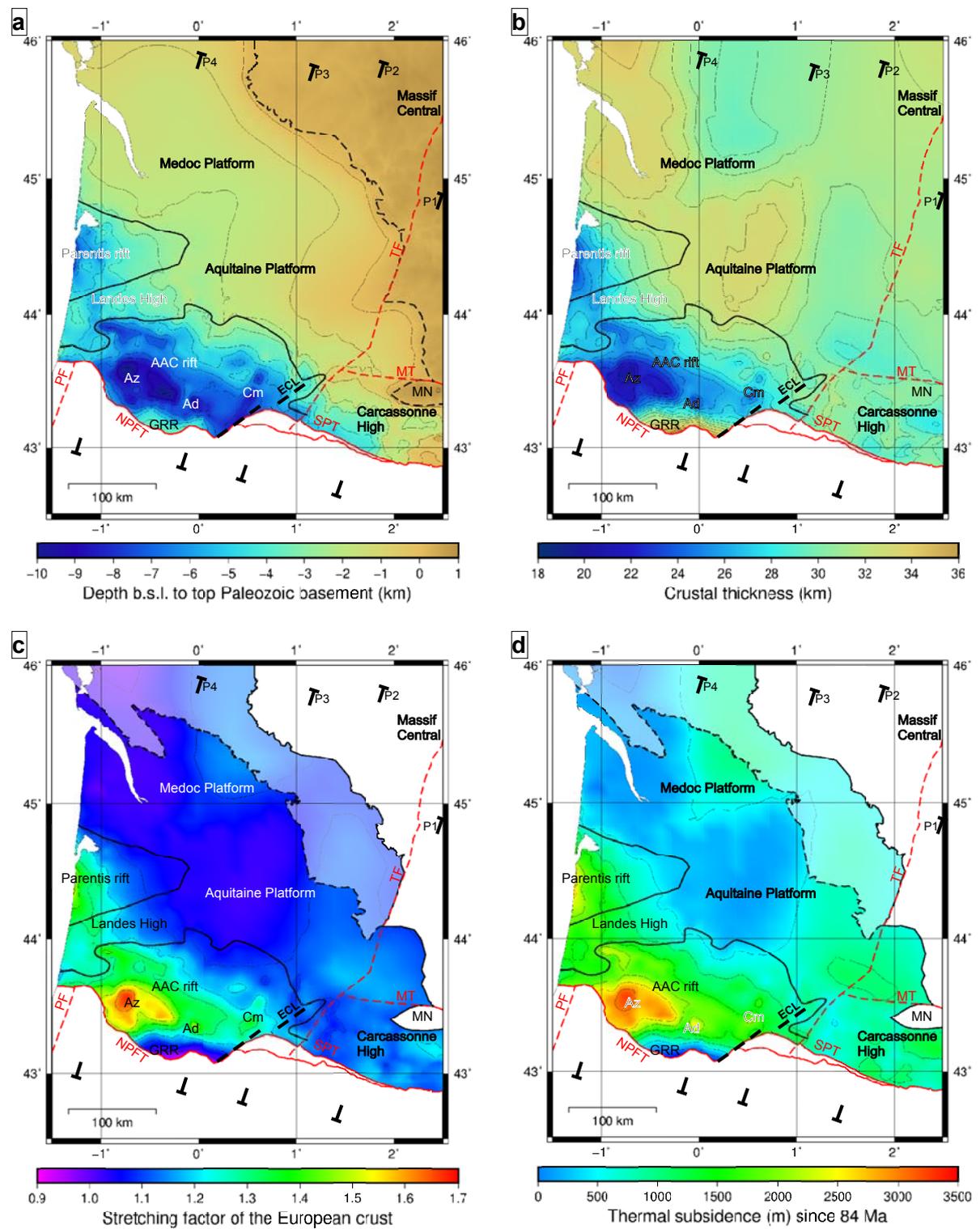


FIGURE 4.5.1 – Caption next page.

FIGURE 4.5.1 – Previous page. Analysis of crustal thinning due to rifting below the Aquitaine Basin. White areas are deformed areas south of the NPFT and SPT. Profiles P1 to P4 are presented in Figures 4.6.1 and 4.6.2. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub Pyrenean Thrust; TF : Toulouse Fault; PF : Pamplona Fault; ECL : Eastern Crustal Lineament; AAC : Arzacq-Adour -Comminges; Az : Arzacq subbasin; Ad : Adour subbasin; Cm : Comminges subbasin; GRR : Grand-Rieu Ridge; MN : Montagne Noire; MM : Mouthoumet Massif. (a) Map of depth below sea-level to top Palaeozoic basement in the Aquitaine Basin. Compilation of data from isobath maps (BRGM et al., 1974), structural cross-sections (PYRAMID cross-sections : Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016; and other ongoing works), and interpreted seismic profiles (Serrano et al., 2006). Dashed black line represents the outcropping Paleozoic Massif Central. Contours every 1000 m. (b) Crustal thickness map of the European plate calculated using depth to top Palaeozoic basement in (a) and depth to Moho (source : Bureau des Ressources Géologiques et Minières, French Geological Survey). Contours every 1000 m. (c) Stretching factor map for the European crust (β). β is the ratio of the observed to an initial crustal thickness of 34 km. Note edge effects to the south of the GRR. Transparent area northeast of the bold dashed black line represents preorogenic sedimentary cover where data are affected by deformation of the Massif Central. White area to the northeast represents the Palaeozoic Massif Central. Contours every 0.1. (d) Map of postrift thermal subsidence since the onset of orogenesis (S_{to}) (84 Ma). S_{to} is based on the β value (uniform stretching model, McKenzie, 1978). Note the edge effects to the south of the GRR. Transparent area northeast of the bold dashed black line represents preorogenic sedimentary cover where data are affected by deformation of the Massif Central. White area to the northeast represents the Palaeozoic Massif Central. Contours every 500 m.

in the western sector and passes through the Labourd gravity anomaly. These profiles provide a good representation of the key structural elements of the Aquitaine Basin.

We followed the flexure modeling method described in Contreras-Reyes and Osses (2010) (see methodology in their appendix). This calculation assumes a horizontal predeformation surface and complete sediment infill of the load-induced flexural depressions up to sea level. Physical parameters used in the calculations are listed in Table 4.5.1. Since the depth to the base of the Aquitaine foreland succession includes small-scale variations due to local thrust, fold and salt tectonics, it was smoothed to facilitate comparison with models. We first removed the extreme effect of diapirs and then performed a local regression using weighted linear least squares and a 1st degree polynomial model. We tested different values of the elastic thickness, T_e , in order to achieve the best representation of the observed flexure, keeping T_e constant or varying it along the profile. We then computed the gravity effect of the calculated flexed crust, based on the resultant anomaly of two density contrast interfaces : the calculated base of foreland basin and the flexed Moho. This technique is based on the method developed by Talwani et al. (1959) and discussed in Watts (2001). The flexed Moho, which differs from the observed Moho, is obtained by adding the thickness of the preorogenic cover and the observed crustal thickness (Figure 4.5.1b) to the calculated flexure.

4.6.1 TOPOGRAPHIC LOAD AND T_e VALUES

The surface topographic load that acts on the edge of the European lithosphere was defined from the topography of the Pyrenees between the plate break and the NPFT (Figure 4.1.1c). A mean density of 2700 kg/m³ was assumed for the topographic load and a mean density of 2500 kg/m³ for

the sediment infill, based on well log data and literature (Brunet, 1986; Ford et al., 2016). The flexure of the eastern foreland is difficult to model due to erosion of the northern basin.

Figure 4.6.1 (upper profiles) shows the topography and observed flexure (base of synorogenic succession) along the four profiles. Using a constant value of T_e along the profiles, a range of T_e values was tested (5, 10, 20, and 30 km). Irrespective of the value of T_e used, there are clearly large discrepancies between the calculated and observed flexural profiles. These discrepancies increase westward as the calculated deflection becomes significantly less than the observed flexure. A simple flexural model with constant T_e therefore cannot explain either the amplitude or the width of the synorogenic basin. A model incorporating a southward decreasing T_e , qualitatively linked to the observed variation in β (Figure 4.5.1c), with a "low" T_e for the stretched crust and a "normal" T_e in the platform was then tested (topographic load, models in Figure 4.6.2, green lines). The resulting models better approximate the shape of the observed flexure, although the magnitude of the modeled flexure is still too low.

Figure 4.6.1 (bottom profiles) show the observed Bouguer anomalies and the calculated Bouguer anomaly response of the previously calculated flexure. In the eastern sector and the eastern part of the central sector (Profiles 1 and 2, Figure 4.6.1a and b), the calculated Bouguer anomaly response of a flexure with T_e values of 10 km is in agreement with the observed anomalies. This observation is valid for the southern part only, as the northern part is disturbed by the Massif Central. To the west, the discrepancies between the observed and calculated gravity anomalies increase westward (Profiles 3 and 4, Figure 4.6.1c and d). This implies that the observed topography cannot replicate the observed flexure or the observed gravity highs in the NPZ.

4.6.2 BURIED LOADS

One explanation for such a discrepancy between a flexural model based on surface loading and the observed flexure in a foreland basin is the presence of buried loads (Karner and Watts, 1983; Royden and Karner, 1984; Lin and Watts, 2002; Ali and Watts, 2009). As described above, Bouguer anomaly highs along the NPZ are interpreted as due to the presence of dense bodies (i.e., lower crust or mantle material) in the upper crust (de Cabissole, 1990; Grandjean, 1994; Casas et al., 1997; Pedreira et al., 2003, 2007; Jammes et al., 2010a).

We therefore evaluated the effect of buried loads associated with the Saint-Gaudens, Lourdes and Labourd gravity anomalies on the flexure of the Aquitaine Basin (Profiles 2, 3, and 4, respectively; Figure 4.6.2) using the same method as in Lin and Watts (2002), among others.

We first calculated the gravity effect of the crustal root of the mountain belt assuming an Airy model with a topographic density of 2670 kg/m^3 and a mantle density of 3200 kg/m^3 . We used a reference crustal thickness value of 34 km (see Section 4.5.2).

We then compared the gravity effect of the calculated Airy Moho to the observed Bouguer anomaly (Figure 4.6.1, bottom). The shape of the gravity effect of the Airy Moho fits the large wavelength shape of the observed Bouguer anomaly. However, the observed gravity appears $\sim 40 \text{ mGal}$ too low compared to the calculated gravity. This is because the Bouguer anomaly includes long wavelength regional

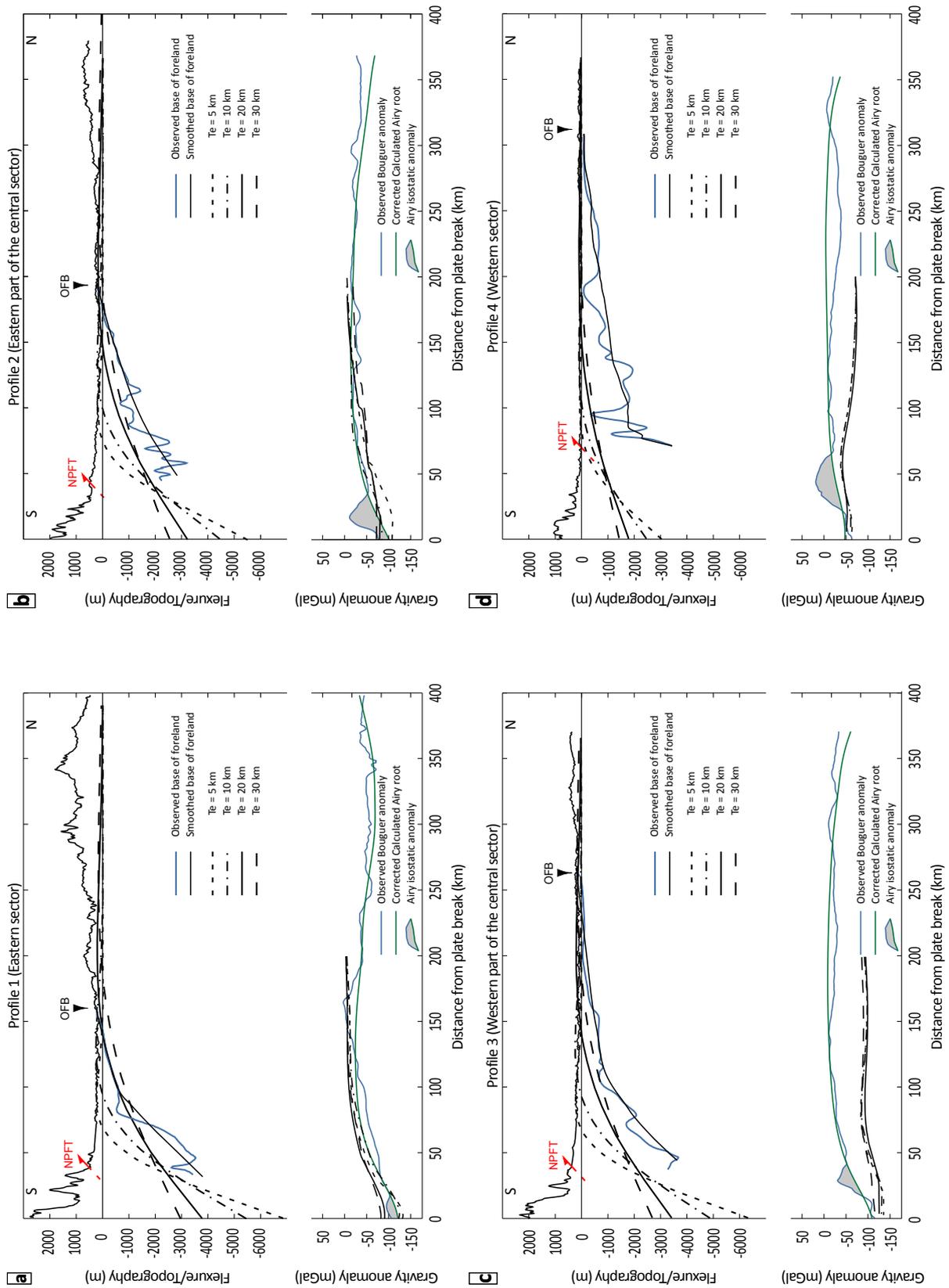


FIGURE 4.6.1 – Caption next page.

FIGURE 4.6.1 – Previous page. Observed flexure and the modeled topographic flexure for different values of T_e and the resulting Bouguer anomaly along four profiles located on Figure 4.1.1c. Results for each profile are divided in two parts. Top : Comparison of observed base of foreland (blue line) to the modeled flexure due to topographic loading only. Calculations are based on a 2D broken plate, with the plate break located below the Axial Zone, for $T_e = 5, 10, 20$ and 30 km. The topographic load is applied from the plate break to the NPFT. Bottom : Comparison of the predicted gravity anomalies (Airy root) based on surface loading (thick green line) to the observed Bouguer anomalies (solid blue line) and the gravity effected of the calculated flexure. Calculated gravity effects are based on calculated flexures in the upper figure. See text for details. See location of the plate break and profiles on Figure 4.1.1c. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; OFB : Outcropping Foreland Base.

fields which have not been taken into account in the Airy isostatic calculation. An explanation is the hypothesis that the Pyrenees are overcompensated at depth (Vacher and Souriau, 2001). We therefore subtracted 40 mGal from the gravity effect of the Airy Moho prior to subtracting it from the observed Bouguer anomaly.

Finally, we used the difference between the corrected gravity effect of the Airy Moho and the observed anomaly together with the Green's equivalent layer theorem to determine the equivalent height and hence size of the buried load assuming a density contrast of 500 kg/m^3 for the material of the buried load, which corresponds to a mantle body emplaced into upper continental crust (de Cabissole, 1990; Grandjean, 1994; Casas et al., 1997; Pedreira et al., 2003, 2007; Jammes et al., 2010a). We then calculated the additional flexure generated by these dense bodies using the calculated equivalent height as we did for the topography.

The flexure due to a buried load is represented on Figure 4.6.2 for Profiles 1 to 4 (orange lines). On Profile 1 (Figure 4.6.2a) where no Bouguer anomaly high is recognized in the NPZ, the positive part of the Airy isostatic anomaly is explained as the lateral influence of the Saint-Gaudens dense body (Figure 4.3.1), which creates a flexure of ~ 280 m. On Profile 2 (Figure 4.6.2b) the buried load creates a flexure of ~ 960 m. On Profile 3 (Figure 4.6.2c) the buried load creates a flexure of ~ 340 m. Finally on Profile 4 (Figure 4.6.2d) the buried load creates a flexure of ~ 1060 m. These values alone are too low to account for the observed flexure.

4.6.3 COMBINING LOAD-INDUCED SUBSIDENCE WITH THERMAL SUBSIDENCE (S_{to})

The combined effect of topographic and buried loads cannot replicate the observed base of foreland along the four profiles (Figure 4.6.2, thick black lines). Another source of subsidence is therefore required in the Aquitaine foreland basin. In this section we investigate the role S_{to} , in addition to the effect of topographic and buried loads. We assume that the synorogenic thermal subsidence S_{to} is the only additional major source of subsidence. The relatively short lag time between the end of rifting and the onset of convergence (10 Myr) would guarantee that postrift thermal subsidence continues during the early phases of orogenesis (according to parameters used in the calculations, see Table 4.5.1). As S_{to} is overestimated south of the Grand-Rieu Ridge, we discarded these data prior to integrating thermal subsidence into our calculation. We extrapolated the most southerly value of S_{to} from the southern limit of the thermal subsidence grid (Figure 4.5.1d) to the

plate break to the south so that S_{to} could be added to load-generated flexural subsidence. Figure 4.6.2 shows the flexure generated by different combinations of the identified loads and S_{to} along the four sections.

In the eastern sector, (Profile 1, Figure 4.6.2a), the lateral influence of the Saint-Gaudens dense body is rather small and contributes little to the load. S_{to} is also minor in this area. The combined effect of topographic and buried loads and S_{to} reproduces the amplitude of the southern part of the observed foreland flexure with a T_e of 13 km. As explained above, this profile is incomplete because the northern foreland was eroded during late uplift of the Massif Central. An uncertainty must therefore be assigned to this model, in particular, to the very low value of T_e , which is clearly inconsistent with a nonrifted crust.

In the eastern part of the central sector (Profile 2, Figure 4.6.2b), the Saint-Gaudens buried load is an important component (about a third) of the combined load, which is nevertheless too small to replicate the observed flexure. By adding the S_{to} we can reproduce the amplitude of the observed flexure. The best fit uses a T_e of 14 km in the AAC rift and 25 km in the Aquitaine Platform. Because of postorogenic uplift, the basal foreland units crop out ~145 km north of the NPFT. We therefore cannot directly compare the location of the forebulge. Nevertheless, it appears to fit with the forebulge location projected in from the west (Figure 4.4.1).

In the western part of the central sector, directly north of the Lourdes anomaly (Profile 3, Figure 4.6.2c), the combined effect of topographic and buried loads is again too small to replicate the base of the foreland succession. The effect of the Lourdes dense body load is small compared to the topographic load. The combined load and S_{to} however reproduces the observed flexure. The best fit uses a T_e of 7 km in the AAC rift and 25 km in the Aquitaine Platform. From 80 to 145 km north of the NPFT, the modeled flexure is not deep enough compared to the observed base of the foreland basin (discrepancy of ~800 m).

Finally, in the western sector (Profile 4, Figure 4.6.2d), S_{to} alone is in the range of the base of the foreland succession. North of the NPFT, the topographic flexure can be added to the S_{to} and the combined curve is still consistent with the observed base of foreland basin. Although the nature of the Labourd dense body is matter to debate (see Section 4.3), we tested the influence of this dense body. We cannot, however, derive a clear conclusion, as it is not required to explain observed subsidence in the foreland basin. The best fit uses a $T_e = 10$ km in the AAC, 15 km in the Landes High and 20 km in the Medoc Platform. The profile passes through the eastern margin of the Parentis rift. T_e variations in this area do not produce significant changes, we therefore used the same values as for the Landes High. However, derived T_e values in this sector have little significance as subsidence is mainly due to S_{to} .

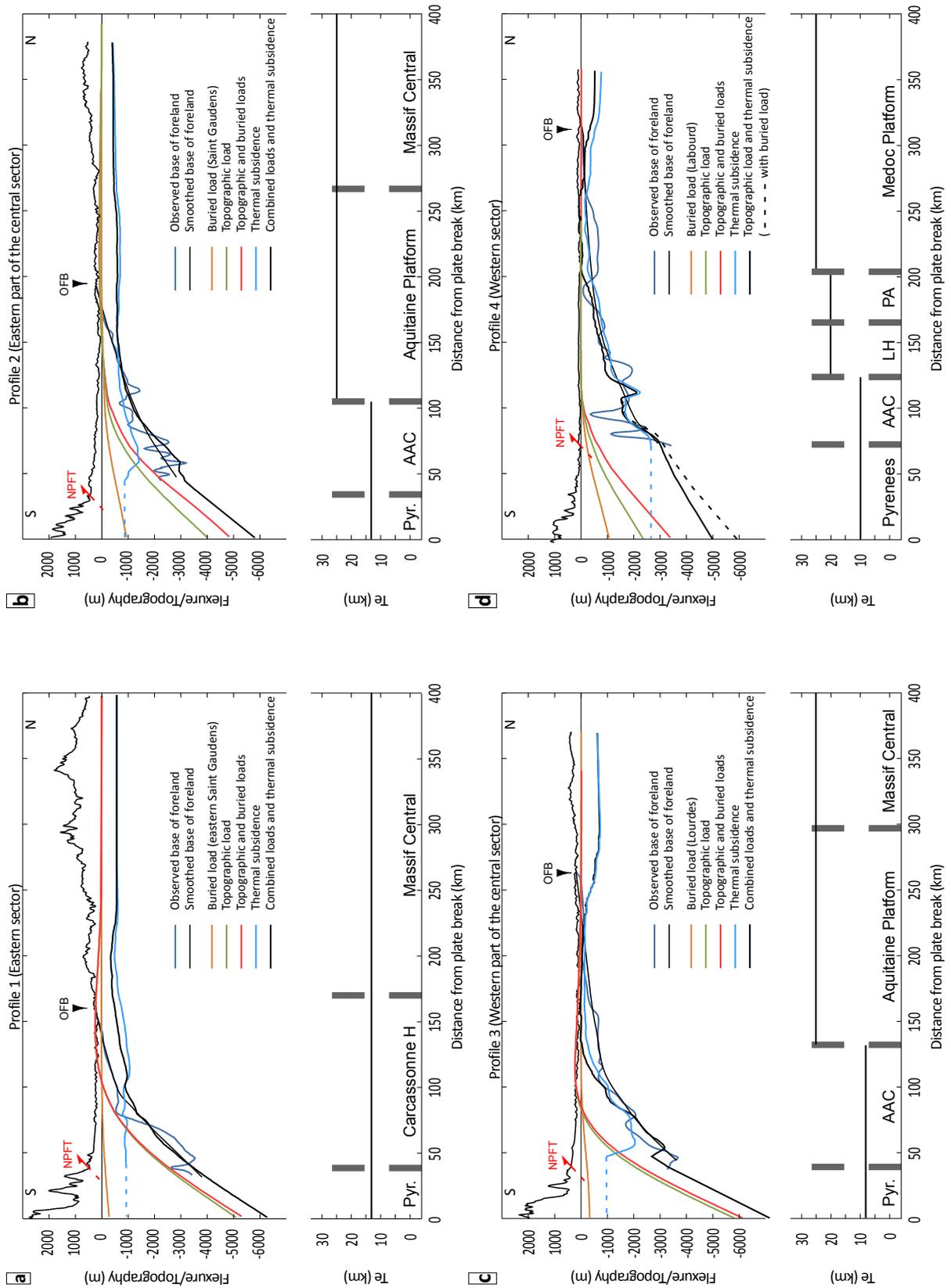


FIGURE 4.6.2 – Caption next page.

FIGURE 4.6.2 – Previous page. Observed flexure and combined modeled flexure and variations of T_e along the profiles located on Figure 4.1.1c. Results for each profile are divided in two parts. Top : Comparison of the predicted combined flexural profiles (thick black line) due to topographic (green line) and buried (orange line) loads and S_{to} (light blue line). South of the NPFT, S_{to} has been extrapolated with constant value. Bottom : T_e value used in the calculation. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; OFB : Outcropping Foreland Base; Pyr. : Pyrenees; AAC : Adour-Arzacq-Comminges; LH : Landes High; PA : Parentis. (a) Profile 1 : Eastern sector. (b) Profile 2 : Eastern part of the central sector of the Aquitaine Basin. Note that due to edge effect in the south of the S_{to} map, we remove the nonconsistent data prior to combining S_{to} with the load-induced flexural profile. (c) Profile 3 : Western part of the central sector of the Aquitaine Basin. (d) Profile 4 : Western sector. Note that the total flexure is shown with and without the effect of the Labourd buried load.

4.7 DISCUSSION

4.7.1 CRUSTAL INHERITANCE

The Aquitaine Basin is an excellent example of a retro-foreland basin that was superimposed on a young, highly segmented rift system, which controlled foreland behavior. We have shown that the flexure of the Aquitaine Basin can be accounted for by a model combining surface and subsurface loads with tectonic thermal subsidence linked to preorogenic rifting. There are however strong lateral variations. The preserved eastern foreland basin is superimposed on un-stretched crust while in the central and western sectors the basin is superimposed on stretched crust.

The geometry of the Early Cretaceous rift system is still debated (e.g., Debroas, 1987, 1990; Clerc and Lagabrielle, 2014; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014; Teixell et al., 2016). Rifting created a complex distribution of depocenters now preserved both in the foreland and in the NPZ where they are strongly inverted (e.g., Debroas, 1987, 1990; Masini et al., 2014). Sub-continental mantle was exhumed below some rift-basins now preserved in the NPZ, recording an overall southward increase in crustal thinning of the European margin (e.g., Mauléon rift-basin, Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014; Lherz rift-basin, Lagabrielle and Bodinier, 2008; Clerc et al., 2012). Major transverse crustal structures, probably Variscan in origin, partitioned the Aptian-Cenomanian rifting (e.g., Boillot, 1986; Debroas, 1990; Larrasoana et al. 2003; Tugend et al., 2014), notably the Pamplona Fault in the western Pyrenees and the Toulouse Fault and the newly defined ECL in the eastern retro-foreland (Figure 4.5.1). This segmentation continues offshore (Ferrer et al., 2008; Roca et al., 2011; Carola et al., 2013; Tugend et al., 2014).

While coherent with the work of Tugend et al. (2014), we provide a more detailed insight into the southwest European crustal geometry and stretching in the Pyrenean retro-foreland (Figure 4.5.1). New mapping of foreland crustal thickness shows that Aptian-Cenomanian stretching increased westward and southward across a segmented crust. Our derived stretching values are in the range of those of Tugend et al. (2014) for the southwest Aquitaine Basin. Figure 4.5.1c shows that within the AAC rift stretching and basin geometry are highly heterogeneous. Our data clearly define the northern limit of rifting in the west and central foreland and show that it stepped south to the east of the Toulouse fault where it is integrated into the orogen. Palaeozoic blocks (e.g., the Landes High and the Grand-Rieu

Ridge) and transverse faults (i.e., Toulouse Fault and ECL) separate rift depocentres. This broad NE-SW segmentation pattern associated with a regional eastward south-stepping of depocenters is consistent with the more local *en-échélon* geometry proposed by Debroas (1987, 1990) in the NPZ.

The ECL clearly controlled the geometry of the foreland. In contrast, the Toulouse Fault was inactive during convergence as it cannot be identified on the foreland basin isopach map (Figure 4.4.1). Farther west, the very heterogeneous geometry of the foreland basin, probably due to salt tectonics, obscures any smaller scale segmentation of the foreland. The Pamplona Fault does not appear to cut the Aquitaine Basin. It affected only the southern Pyrenees and the NPZ during both rifting and convergence, when it transferred shortening farther south in the Iberian plate (Larrasoña et al., 2003).

T_e can be considered as a proxy for the long-term strength of the lithosphere and may therefore be indirectly correlated to the amount of stretching experienced by the plate, if thermal reequilibration has not been achieved at the time of loading (Iberian plate, southern Pyrenees, Zoetemeijer et al., 1990; Gaspar-Escibano et al., 2001; European plate, western Alps, Stewart and Watts, 1997). This relationship is supported by our analysis of the Aquitaine Basin where low T_e values are valid for areas affected by lithospheric thinning. In the Aquitaine Basin, the decrease in T_e toward the west and toward the south (7-25 km, Figure 4.6.2) is correlated to an increase in β (Figure 4.5.1c). However, as flexural loading in this basin is not solely responsible for driving subsidence, it becomes difficult to constrain values of T_e with more certainty. Our values, however, are in the same range as those proposed for the western European plate by Desegaulx et al. (1990) and Karner and Watts (1983) (15 to 20 km and 25 km, respectively), and for other foreland basins that are superimposed on relatively young passive margins, such as Taiwan (13 km) (Lin and Watts, 2002).

Fosdick et al. (2014) propose that an inherited passive margin geometry may localize or ‘trap’ the main depocentre of a foreland basin at its initiation, using the Magallanes retro-arc foreland basin as a case study. The position of the central Aquitaine Basin above the AAC rift basin may suggest a similar localization role for the inherited rift. However, foreland basins that develop on the retro-side of the orogen are characterized by relative immobility, that is, they do not migrate significantly outward (Naylor and Sinclair, 2008). As the Aquitaine Basin is a retro-foreland basin (as is the Magallanes Basin), it is therefore difficult to evaluate the role of the inherited rift in localizing the main depocentre.

Along strike variations in deformation style in the Aquitaine foreland can also be linked to inherited mechanical and structural properties of the crust as observed in other orogens (e.g., Kley et al., 1999). In the eastern foreland minor Eocene shortening gently reactivates the Variscan nappe stack to form basement-cored anticlines (Ford et al. 2016). West of the ECL/Toulouse Fault system inherited extensional structures are inverted below an efficient decoupling horizon along Keuper evaporites with deforming sedimentary cover above (Rougier et al., 2016; Teixell et al., 2016).

4.7.2 SUBSIDENCE MECHANISMS

The nonuniqueness of flexural modeling and subsidence analysis may represent a challenge when attempting to discriminate modes of subsidence. We have identified three main contributors to

foreland basin subsidence, topography load, buried loads, and postrift thermal subsidence. However, other phenomena may have also contributed to subsidence including inherited bathymetry, slab pull, and dynamic subsidence. The potential role of each of these is considered below.

Although the three established subsidence mechanisms for the Aquitaine Basin operate over similar wavelengths and time scales, their respective peak of activity differs in time. Postrift thermal subsidence was mainly active during the early phase of convergence (Campanian to Eocene) while the main topographic loading occurred during Eocene collision. We suggest that loading by the buried dense bodies occurred contemporaneously with topographic loading as they were emplaced into the upper crust during main collision. As we have analysed only the present-day configuration of the Aquitaine Basin, we cannot perform a more detailed analysis of the evolution of these mechanisms through time.

Our model for the Aquitaine Basin also assumes that the load acts on a horizontal predeformation surface at 0 altitude and therefore ignores preexisting bathymetry at the onset of orogeny, which is a simplification. In Campanian times, sedimentation was deep marine in the southern part of the studied area. It would be an interesting improvement to test the effect of inherited bathymetry on the calculated flexure. Stockmal and Beaumont (1987) propose that preexisting bathymetry at the onset of orogenesis reduces the topography needed above sea-level. Taking this into consideration, our model overestimates the required load.

On the southern side of the orogen, the eastern Ebro pro-foreland basin is explained by Gaspar-Ecribano et al. (2001) by a combination of topographic loading and pull exerted by the downgoing Iberian plate. While slab-pull mainly affects the pro-foreland basin, the retro-foreland basin would be subjected to dynamic subsidence resulting from slab-pull (DeCelles and Giles, 1996). If dynamic subsidence affected the retro-foreland, we would expect the discrepancy between the observed and calculated flexure to be greater to the east, where estimates of Pyrenean shortening and topography are higher than the western Pyrenees (see Section 4.2.1). In the upper plate we show that topography seems to be the main controlling factor of the flexure of the eastern Aquitaine foreland basin, despite uncertainties in the T_e value (see Section 4.6.3). We have also shown that the topographic flexure decreases westward (Figures 4.6.1 and 4.6.2) thus supporting a westward decrease in Pyrenean shortening. A significant additional source of subsidence is required in the central and western Aquitaine Basin, which we identify as due to postrift cooling.

While it is not possible to completely rule out the role of dynamic subsidence during the evolution of the Aquitaine Basin, it played only a minor role. An explanation could be that the very heterogeneous geometry of the European Moho along the orogen (e.g., Chevrot et al., 2015; Wang et al., 2016) may have disturbed or inhibited convection in the mantle wedge.

We have established that postrift thermal subsidence was a major component of synorogenic subsidence in the central Aquitaine Basin and probably the principal component in the western basin. This model assumes that the foreland lithosphere was not thermally affected by crustal thickening during early convergence. Current reconstructions indicate that crustal thickening occurred during the main Eocene continental collision with little thickening during the early convergence phase (Late

Cretaceous; Mouthereau et al., 2014; Ford et al. 2016). In addition, as discussed above, total shortening in the retro-wedge is very small, especially in the retro-foreland (5 km, Ford et al., 2016; 6.7 km, Rougier et al., 2016). We therefore argue that, as postrift thermal subsidence was active (and decreasing) from Campanian to Eocene, any orogenic changes in the thermal state of the foreland lithosphere were minor and initiated towards the end of active thermal subsidence.

As shown by our case study, postrift thermal subsidence can play an important role in foreland basin behavior. Most studies of foreland basins developed on rifted lithosphere do not consider postrift thermal subsidence as an additional driving force of foreland subsidence. When both pro- and retro-foreland basins initiate long after the end of rifting, (e.g., Alps, 130 Myr, Stewart and Watts, 1997; Papua New-Guinea, 120 Myr, Haddad and Watts, 1999; Southern Andes, 80 Myr, Fosdick et al., 2014), the lithosphere has time to thermally reequilibrate and no effect of postrift thermal subsidence need be added to the flexural subsidence. In the Taiwan orogenic system, the end of rifting and initiation of the pro-foreland basin are separated by only 24 Myr. We would therefore expect postrift thermal cooling to contribute to foreland subsidence. Lin and Watts (2002) however explain the observed foreland subsidence as a combination of topographic and buried loads using relatively low T_e values. One possibility would be that the authors have overlooked the effect of postrift thermal subsidence, by underestimating T_e and hence reducing the load required to flex the plate. As their estimates of T_e are robust and Taiwan is associated with active subduction, another possibility is that the thermal regime of the lithosphere is disturbed by the cold downgoing slab.

4.8 CONCLUSIONS

The geometry and evolution of foreland basins provide some of the best evidence on the thermal and mechanical properties and behavior of the continental lithosphere. A new analysis of the crustal geometry, foreland succession, Bouguer anomalies, and flexural behavior of the Aquitaine retro-foreland basin reveals the following characteristics.

Early Cretaceous rifting strongly influenced the evolution of the Aquitaine Basin. The rifting ended only 10 Myr before the onset of orogenesis, and created a highly segmented rift system. Major oblique faults segment the European crust and contribute to along- and across-strike variations in crustal stretching. Overall β increases westward. This inheritance influenced the foreland basin behavior in two ways : (1) by generating postrift thermal subsidence that was partially synchronous with Pyrenean convergence, and (2) by creating lateral variations in T_e values in the variably thinned European plate. T_e seems linked with the stretching of the crust : the lower the T_e , the higher the β .

Numerical modeling of the flexure of the European plate shows that (1) in the east, the topographic load of the Pyrenean orogen may be the main source of subsidence, (2) in the center, the combined effect of topographic load, buried load, and postrift thermal subsidence can satisfactorily explain the geometry of the foreland basin, and (3) in the west, the foreland basin geometry is mainly controlled by thermal subsidence.

In conclusion, this case study in the Pyrenees demonstrates that postrift thermal subsidence can play an important role in foreland basin behavior. The possibility of active thermal subsidence during

convergence should be considered in all foreland case studies.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by PhD grant of Paul Angrand as a part of the BRGM (Bureau des Ressources Géologiques et Minières) RGF (Référentiel Géologique de la France) Pyrénées Program. The data used are listed in the references, tables, and shown in the figures. The authors thank B. Horton and an anonymous reviewer for constructive comments that helped us improve the original manuscript. The BGI and BRGM are acknowledged for providing gravity data and depth to Moho data, respectively. We thank Anne-Gaëlle Bader (BRGM), Guillaume Martelet (BRGM), and Hugh Sinclair, and colleagues at the CRPG and in the RGF Pyrénées Program for their help and fruitful discussions. The map figures were constructed using GMT (Wessel and Smith, 1991).

CHAPITRE 5

EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA SUBSIDENCE DANS LE BASSIN D'AVANT-PAYS AQUITAIN

POINTS IMPORTANTS

- L'enregistrement sédimentaire du bassin montre une évolution diachrone du système orogénique ainsi qu'un gradient proximal-distal E-W.
- Deux épisodes d'approfondissement sont enregistrés (Campanien-Maastrichtien et Thanétien-Miocène moyen), séparés par une phase de quiescence (Danien-Sélandien).
- La subsidence tectonique décroît vers l'ouest où la première phase est peu marquée, la seconde phase plus tardive et la subsidence thermique héritée est prépondérante.

5.1 CHRONO ET LITHOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN D'AVANT-PAYS AQUITAIN, D'APRÈS LA NOMENCLATURE DU PROJET PYRAMID

Ce chapitre se focalisant sur l'évolution syn-orogénique du bassin, les formations syn-orogéniques de la partie centrale et ouest (nouvellement proposées) seront principalement décrites. L'élaboration de la chronostratigraphie dans la partie centre et ouest du bassin a fait l'objet de différents encadrements de projets étudiants. Cette chronostratigraphie recoupe les sections du projet PYRAMID publiées ou en cours de préparation (Figure 5.1.2; S1 : Christophoul et al., 2003; S2 : Ford et al., en prep.; S3 : Grool et al., soumis; S4 : Ford et al., 2016; S5 : Rougier et al., 2016; S6 : Ngombi-Mavoungou et al., 2014; S8-9 : cette étude). Les données sont issues de données de forage récupérées sur l'interface Infoterre du BRGM ainsi que de différentes cartes géologiques (Saint-Gaudens : Paris, 1971; Morlaàs : Delfaud et al., 1982; Aire-sur-Adour : Capdeville, 1998; Pau : Goguel, 1963). La lithostratigraphie du Bassin Aquitain pour les parties est et centre est illustrée en Figure 5.1.1 (d'après Ford et al., 2016 et Rougier et al., 2016).

Seize nouveaux groupes lithostratigraphiques (Trias à Néogène) ont été définis. Ces groupes et les formations qui les composent ont été nommés d'après des travaux antérieurs (e.g., Souquet et al., 1985) ou des localités. La succession complète mésozoïque pré-orogénique (Trias à Santonien) est préservée à l'ouest de la Faille de Toulouse, alors qu'elle est absente à l'est sur le Haut de Carcassonne.

5.1.1 LITHOSTRATIGRAPHIE PRÉ-OROGÉNIQUE (TRIAS-SANTONIEN)

Les séries du Trias inférieur sont faiblement représentées dans le Bassin Aquitain (BRGM et al., 1974) et sont associées à la sédimentation détritique (grès et conglomérats) continentale du Grès Rouge Gp. décrite dans la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) par Lucas (1985) où elles peuvent atteindre plus de 1000 m d'épaisseur. Ces séries se sont mises en place durant le démantèlement de la chaîne varisque dans un contexte de distension continentale (Desegaulx et al., 1990). Le Trias moyen correspond à une sédimentation carbonée du Muschelkalk Gp., très faiblement représentée dans le bassin. Cette sédimentation est associée à un approfondissement des environnements de dépôt (BRGM et al., 1974). Il est difficile d'estimer une gamme d'épaisseur. Durant le Trias supérieur l'épaisse (> à 1000 m d'épaisseur) série évaporitique du Keuper Gp. se met en place dans la partie ouest du bassin dans un environnement marin peu profond (BRGM et al., 1974; Curnelle, 1983; James and Canerot, 1999; Canerot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006; Jammes et al., 2010b). Cet événement est associé à des intrusions magmatiques, attestées par la présence d'ophites fréquemment associées au dépôts du Keuper Gp. (Fréchengues et al., 1991).

La période jurassique correspond à un environnement de plateforme interne à externe avec une sédimentation carbonatée à dolomitique (Black Dolomite Gp.). La série stratigraphique du Jurassique inférieur débute par une formation marneuse qui devient carbonatée et dolomitique durant le Jurassique moyen et supérieur. Dès le Jurassique, la tectonique salifère des niveaux triasiques joue et provoque des variations d'épaisseur (Canerot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Rougier et al., 2016). Dans le bassin sud la limite Jurassique/Crétacé est marquée par une discordance liée à l'érosion

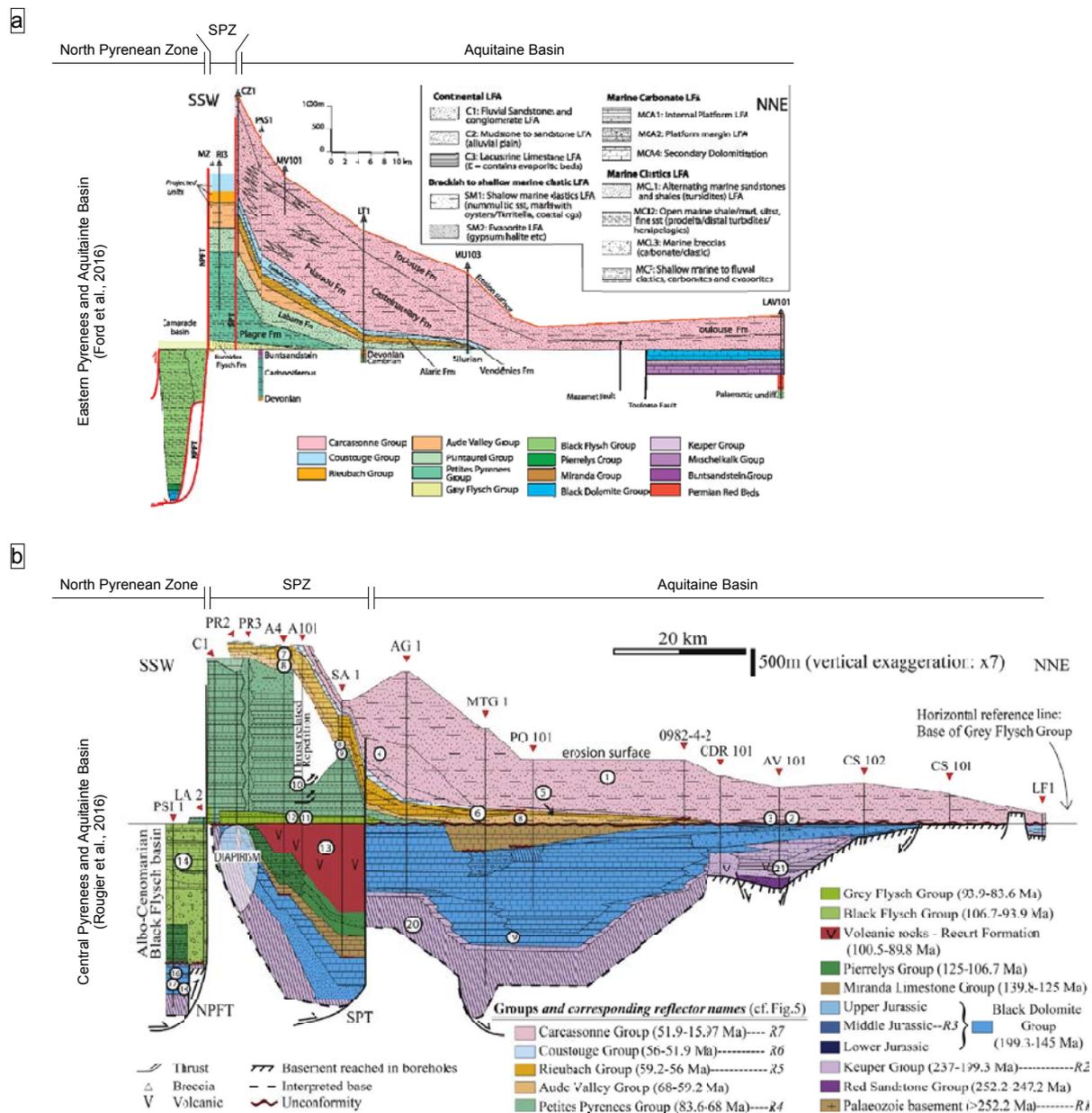


FIGURE 5.1.1 – Lithostratigraphie dans les parties est (a) et centre (b) du Bassin Aquitain, d’après Ford et al. (2016) et Rougier et al. (2016).

cimmérienne (James and Canérot, 1999; Canérot et al., 2005) décrite dans la majeure partie de l'Europe de l'ouest (e.g., Kyrkjebø et al., 2004 et références citées). Ce groupe a une épaisseur variable pouvant atteindre jusqu'à 2000 m dans la partie centrale du bassin.

Le Miranda Gp. (Berriasien à Barrémien) est composé des dépôts carbonatés de plateforme interne à externe localement associés à des brèches (Azambre et al., 1989). Pendant l'Aptien les plateformes carbonatées dominent à l'est (Pierrelys Group) mais à l'ouest ces plateformes bordent une série de dépôt-centres comprenant des marnes et turbidites du Sainte Suzanne Gp. et de le Black Flysch Gp. (Aptien terminal à Cénomaniens) (Souquet et al., 1985; Debross, 1990). Cette période correspond à la phase de rifting majeure entre l'Europe et l'Ibérie. La partie centrale du bassin comporte des roches volcaniques ayant migré le long de failles normales durant le Cénomaniens (Recurt Formation, Rougier et al., 2016). Le Grey Flysch Gp. (Turonien à Santonien) est principalement composé de sédiments de plateformes carbonatées (dans à partie nord) à dépôts marneux à turbiditiques (au sud). Ces dépôts documentent la phase de subsidence post-rift qui a suivi le rifting du Crétacé inférieur (Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016) jusqu'au début de la convergence pyrénéenne à 84 Ma. Ce groupe a une épaisseur moyenne de 500 m et peut localement atteindre plus de 1000 m d'épaisseur dans la partie sud-est du bassin (BRGM et al., 1974).

5.1.2 LITHOSTRATIGRAPHIE SYN-OROGÉNIQUE (CAMPANIEN-MIOCÈNE)

Le Bassin Aquitain préserve une succession de roches syn-orogéniques pouvant atteindre 5.5 km d'épaisseur (Angrand et al., soumis, Chapitre 4). Cette série présente une variation de faciès passant principalement de continentaux à l'est à principalement marins à l'ouest.

Le Campanien-Maastrichtien présente une sédimentation marine (centre et ouest, Petites Pyrénées Gp.) à continentale (est, Plantaurel Gp., 250-300 m). Le Plantaurel Gp. montre une sédimentation continentale fluviale, palustre et lacustre (Alet Fm., faciès rognacien-vitrolien) qui devient deltaïque vers l'ouest (Labarre Fm.) au niveau de la section PYRAMID S3. Les sédiments présentent de très fortes variations d'épaisseur, pouvant atteindre plus de 3000 m au mur du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. Dans le centre du bassin proximal la sédimentation turbiditique (Sougraine, Plagne, Saint-Martory et St Loup Fms.) évolue vers une sédimentation carbonatée (Nankin Fm.). Dans la partie ouest du bassin, la sédimentation est turbiditique (Pé-Marie, Dumes et Nay Fms.) et reste marine jusqu'à la fin du Crétacé. A l'échelle du bassin cette séquence correspond à une régression globale.

Au Paléocène la sédimentation est détritico-fluviale dans la partie est (Aude Valley Gp.) et devient principalement carbonatée marine (Rieubach Gp., 400-500 m d'épaisseur) dans la partie centrale et ouest. A l'est le Aude Valley Gp. (Maastrichtien terminal à Selandien terminal) est mis en évidence par un environnement fluvial, palustre et lacustre caractéristique (Garumnian Fm., Tambareau et al., 1995; Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Dans la partie centre et ouest du bassin la sédimentation est marine avec des carbonates durant le Danien-Selandien (Arcet et Lasseube Fms) évoluant vers des marnes au Thanétien (Pont-Labau Fm.) (Serrano et al., 2001; Rougier et al., 2016). Le Thanétien marque la reprise des transgressions marines W-E d'échelle régionale dans le bassin (Tambareau et al., 1995).

E-W CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE PROXIMAL AQUITAINE BASIN

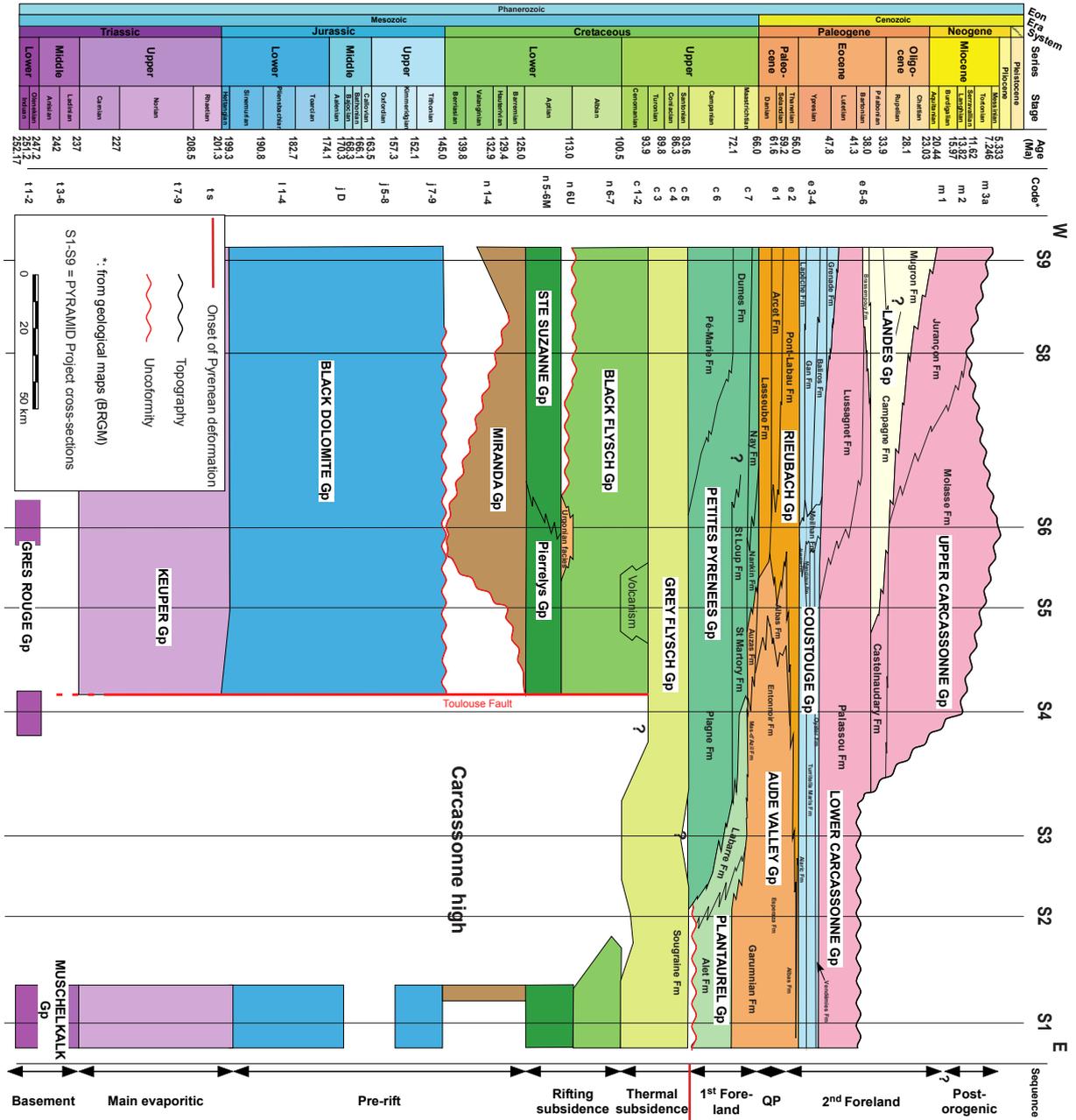


FIGURE 5.1.2 – Chronostratigraphie E-O du Bassin Aquitain proximal. Document non finalisé.

5.1 Chrono et lithostratigraphie du bassin d'avant-pays aquitain, d'après la nomenclature du projet PYRAMID

Le Coustouge Gp. (200-500 m) se met en place durant une immersion complète du bassin, attestée par des dépôts marins carbonatés marneux et sableux riches en fossiles (Lapêche et Meilhan Fms.) durant l'Yprésien basal. A l'Yprésien moyen et supérieur des systèmes deltaïques progradant vers l'ouest apportent des dépôts marneux à détritiques à l'ouest (Gan, Baliros et Grenade Fms) qui incisent les plateformes sous-jacentes (Lasseur et al., 2017). La limite supérieure de ce groupe est datée de l'Yprésien inférieur dans la partie est du bassin et est plus jeune, mi-Lutétien, à l'ouest. De l'Yprésien supérieur au Bartonien se met en place le Lower Carcassonne Gp., dont la sédimentation est continentale dans la partie est et centre du Bassin Aquitain (Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Les dépôts sont détritiques et alimentés depuis l'orogène émergent au sud. Les dépôts continentaux dans la partie est du bassin deviennent côtiers à marins peu profonds selon un gradient E-W sur l'ensemble du bassin (Palassou et Lussagnets Fms., Maget et Roche, 1969; Sztrakos et al., 1998). L'épaisseur du Lower Carcassonne Gp. varie de 200 à plus de 1000 m dans la partie sud du bassin et s'amincit vers le nord pour disparaître après environ 80 km au nord du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) (BRGM et al., 1974).

Les dépôts du Upper Carcassonne Gp. (Priabonien à Miocène moyen?) sont détritiques fluviaux à lacustres dans la partie centre du bassin et sont alimentés par l'érosion des Pyrénées au sud. Ces dépôts sont absents à l'est. Durant l'Oligocène la sédimentation migre vers le nord, ce qui peut être associé à une phase d'accrétion dans le pro-prisme (Hoth et al., 2008), une croissance du rétro-prisme (Biteau et al., 2006), ou une combinaison de ces deux phénomènes. Ces dépôts scellent le Front Sous Pyrénéen (FSP) dans la partie centrale du bassin (Rougier et al., 2016). Dans le centre du bassin, la partie supérieure du Upper Carcassonne Gp. est regroupée dans la Molasse Fm. La faible qualité de la description de ces séries dans les données de sub-surfaces empêche un découpage plus précis. A l'ouest cependant, les poudingues de la Jurançon Fm. sont reconnus. Le Upper Carcassonne groupe montre un système progradant vers l'ouest et passe latéralement dans les séries marines du Landes Gp. (Brassempouy, Campagne et Murgon Fms.). La transition entre ces deux groupes équivalents n'est pas nette, traduisant une oscillation de la ligne de côte à cette période. L'enregistrement du passage d'une sédimentation syn- à post-orogénique est difficile à mettre en évidence dans le bassin, du fait d'une pauvre description des terrains les plus récents dans les données de forage.

5.1.3 APPORTS DE CETTE NOUVELLE CHRONOSTRATIGRAPHIE

Cette nouvelle corrélation chronostratigraphique (Figure 5.1.2) est-ouest du Bassin Aquitain proximal montre le diachronisme global des faciès et de l'enregistrement sédimentaire dans le bassin : la partie est du bassin a toujours présenté une sédimentation plus proximale que la partie ouest. La transition des faciès proximaux aux faciès plus distaux se fait globalement d'est en ouest, sauf lors d'incursions marines régionales du Paléocène et lors de l'incursion marine du Landes Gp. dans la partie ouest du bassin.

Le début de la convergence Pyrénéenne est daté à 84 Ma (transition Santonien-Campanien, e.g., Roure et al., 1989; Rahl et al., 2011; Mouthereau et al., 2014). Ford et al. (2016), Rougier et al. (2016) et Angrand et al. (en prep., Chapitre 6) proposent que la succession sédimentaire campano-

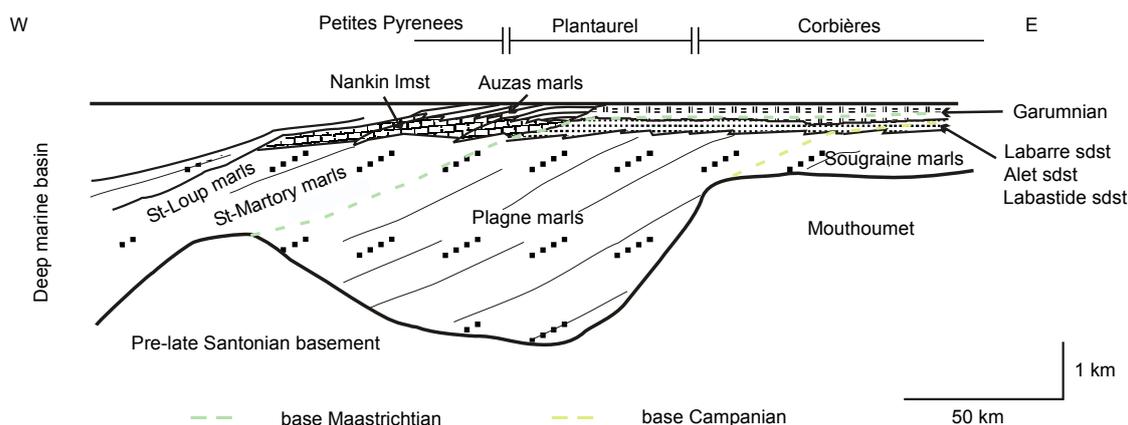


FIGURE 5.1.3 – Géométrie des corps sédimentaires dans la partie est du Bassin Aquitain, d’après Bilotte et al., 2005.

maastrichtienne représente la première phase du bassin d’avant-pays. Dans la partie centrale du Bassin Aquitain, le passage du Grey Flysch Gp. aux séries turbiditiques profondes du Petites Pyrenees Gp. que nous interprétons comme étant associé à un approfondissement brutal du bassin sous l’effet d’une charge orogénique (e.g., Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016) et qui se traduit par le dépôt des marnes des Dumes et de Pé-Marie Fms. Alors que la partie centrale du bassin enregistre un fort approfondissement, dès le début du Campanien, la partie la plus orientale est dans un contexte de sédimentation continentale détritique, en lien avec l’émersion du domaine Pyrénéen à l’est dès 70 Ma (Vacherat et al., 2017). Les paléo-courants des sédiments (BRGM et al., 1974; Christophoul et al., 2003; Vacherat et al., 2017) attestent d’une origine depuis la chaîne émergente mais également depuis une zone plus à l’est, suggérant une continuité du domaine émergé vers l’est, aujourd’hui non préservé. La transition entre les Petites Pyrenees/Plantaurel et Aude Valley Gps. est diachrone dans la partie est du bassin : elle débute dès le Maastrichtien à l’extrême est de la zone d’étude (sections PYRAMID S1-2) puis devient Maastrichtien (sections PYRAMID S3-4) à Maastrichtien terminal (sections PYRAMID S5-6) dans la partie centrale et ouest du bassin (Figure 5.1.3, Bilotte et al., 2005 et références citées).

Durant la période Danien-Sélandien la géodynamique est calme dans le bassin (transition entre les Rieubach et Aude Valley Gps dans la partie centrale du bassin) et cette période se corrèle avec une absence de déformation dans le rétro-prisme pyrénéen et a été définie comme une phase de quiescence dans le bassin (Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016; Angrand et al., en prep., Chapitre 6).

Les transgressions marines thanétiennes marquent la reprise de la création d’espace d’accommodation dans le Bassin Aquitain. Christophoul et al. (2003) proposent que cet approfondissement soit contrôlé par une combinaison de variation eustatique et de tectonique locale. Ceci marque le début d’une seconde séquence de régression globale, corrélable avec la phase principale de déformation dans les Pyrénées (Angrand et al., en prep., Chapitre 6, et références citées) et dans la partie la plus orientale du bassin (Christophoul et al., 2003). A l’est à partir du Lutétien, les dépôts continentaux du Palassou Fm. attestent du passage en mode sur-alimenté du bassin.

Dans la partie est, des éléments issus de roches sédimentaires, parfois métamorphiques, sont retrouvés dans la Palassou Fm. (Eocène) et apportés depuis le sud (Bilotte et al., 1988; Christophoul et al., 2003), attestant de l'émergence et l'érosion de la ZNP. La nature métamorphique de ces clastes (marbres à scapolites) et leur provenance depuis le sud nous font suggérer qu'ils proviennent de l'érosion de la Zone Interne Métamorphique (ZIM), dans le sud de la ZNP. A l'ouest, ces clastes métamorphiques sont décrits dans les sédiments de la Jurançon Fm. (Chattien, Hourdebaigt, 1988).

L'arrivée des séries continentales (est et centre) à marines peu profondes (ouest) alimentées par l'orogène émergent au sud, traduit la phase d'exhumation majeure des Pyrénées. La Palassou Fm. dans la partie centrale du Bassin Aquitain proximal présente des calcaires provenant de l'érosion des roches paléocènes à maastrichtiennes terminales au sud, mais il n'y a pas d'évidence de clastes métamorphiques (Paris, 1971).

En nous basant sur la présence d'éléments métamorphiques dans les formations détritiques de Palassou à l'est (Lutézien-Bartonien) et de Jurançon à l'ouest (Rupélien à Serravalien), nous pouvons en déduire un diachronisme dans l'exhumation et l'érosion de la ZIM. Cependant, l'absence de ces clastes dans la partie centrale, où la Palassou Fm. présente des clastes issus de roches paléocènes à maastrichtiennes terminales nous amène à émettre les hypothèses suivantes :

1. la ZIM dans la partie centrale des Pyrénées n'est pas exhumée à cette période (Eocène à Miocène),
2. l'érosion de la ZIM affecte des terrains moins compétents (e.g., marnes) et les produits d'érosion ne sont pas conservés dans le bassin adjacent,
3. le système de drainage à cette période transporte les produits d'érosion dans le pro-bassin d'avant-pays et l'enregistrement sédimentaire de la partie proximale du rétro-bassin d'avant-pays ne donne pas d'indices nous permettant de répondre à cette question.

Les données thermochronologiques basse température (e.g., Whitchurch et al., 2011), l'enregistrement sédimentaire dans la zone proximale du bassin et la restauration proposée par Angrand et al. (en prep., Chapitre 6) montrent que l'exhumation des Pyrénées a affecté la ZNP dès l'Eocène. Il n'y a pas d'évidence de remaniement d'éléments de la ZIM dans le pro-bassin. Le plus probable est alors que l'érosion de la ZIM dans cette partie des Pyrénées durant l'Eocène ait surtout affecté des séries peu compétentes telles que les turbidites et marnes du Black Flysch Gp.

5.2 MODÈLE GÉOLOGIQUE DU BASSIN AQUITAIN

5.2.1 PROFONDEUR DES HORIZONS DU BASSIN D'AVANT-PAYS

L'analyse de subsidence dans le Bassin Aquitain devait initialement se faire en 3D à partir d'un modèle 3D du bassin. Cependant, il n'a pas été possible de mener à bien ce projet à cause de difficultés à obtenir des surfaces correctes pour l'ensemble du bassin ainsi que par manque de l'outil adéquat pour calculer la subsidence en 3D et en prenant en compte le caractère semi-infini de la plaque européenne avec limite de plaque sous les Pyrénées (Angrand et al., soumis, Chapitre 4). Cet aspect

modélisation est en construction avec Kerry Gallagher (Université de Rennes) et nous espérons le compléter dans l'avenir.

Les surfaces géologiques du bassin sont construites pour les horizons clés (Figure 5.2.1) : base Oligocène, base Paléocène et base Sénonien supérieur (Campanien-Maastrichtien), afin de représenter respectivement l'état du bassin durant la seconde phase orogénique, à fin de la première phase orogénique et la pré-configuration lors de l'initiation du bassin syn-orogénique. Il faut noter ici que le Campanien et Maastrichtien sont regroupés sous la dénomination Sénonien supérieur, car ces deux âges ne sont pas toujours distingués dans les sources utilisées. Il n'est pas possible de représenter la fin de la seconde phase orogénique à cause de la pauvre qualité des descriptions des terrains les plus récents du bassin (voir plus haut). Ces surfaces ont été construites d'après des données de cartes d'isopaques, de coupes structurales et de forages (BRGM et al., 1974; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016; Espurt et al., en prep.; Ford et al., en prep.; Grool et al., soumis). La topographie actuelle est également représentée à partir d'un modèle numérique de terrain SRTM. Ces surfaces ont une maille de 0.05°.

La topographie actuelle du Bassin Aquitain (Figure 5.2.1a) montre une diminution de l'altitude depuis le sud-est du bassin vers l'Océan Atlantique à l'ouest, avec une altitude maximum d'environ 500 m près du Front Chevauchant Nord Pyrénéen.

La base de l'Oligocène (Figure 5.2.1b) montre une séquence sédimentaire oligocène à récent principalement concentrée dans la partie ouest du bassin le long de la Côte Atlantique (jusqu'à 1500 m de profondeur) et avec les profondeurs plus importantes le long d'un axe ONO-ESE, largement éloigné du front chevauchant de l'orogène occidental. Il y a peu à pas de sédiments de cet âge sur le Haut de Carcassonne.

La base du Paléocène (Figure 5.2.1c) se retrouve sur la quasi-totalité du bassin, avec des profondeurs maximales au sud du Haut de Carcassonne (3000 m) et de manière locale dans la partie sud-ouest du bassin au front du CFNP (3500 m). Des variations dans la profondeur de la base du Paléocène dans le bassin rift Arzacq-Adour-Comminges (AAC) résulte d'une forte activité de tectonique salifère et de la présence du Grand-Rieu Ridge au sud (Bourrouilh et al., 1995; Canérot et al., 2005; Rougier et al., 2016). Le Eastern Crustal Lineament (ECL, Angrand et al., soumis, Chapitre 4) sépare clairement la zone de dépointe à l'est du bassin de la zone centrale. L'approfondissement identifié à la base de l'Oligocène le long de l'Océan Atlantique est visible et accentué à la base du Paléocène (jusqu'à 2000 m).

La base du Sénonien supérieur (Figure 5.2.1d) montre des profondeurs importantes (jusqu'à plus de 5500 m) au front du CFNP. La géométrie de cette surface est cohérente avec la base du Paléocène. Les fortes profondeurs à l'ouest du ECL sont décalées vers le sud par rapport au dépointe sur le Haut de Carcassonne. Des variations d'épaisseurs locales dans le bassin rift AAC correspondent à celles identifiées sur à la base du Paléocène (Figure 5.2.1c). Ces variations d'épaisseurs interprétées comme étant associées à des structures salifères qui affectent une majeure partie de la pile sédimentaire. A l'ouest vers l'Océan Atlantique, la surface présente encore un approfondissement (jusqu'à 2500 m). Il faut également noter une géométrie incohérente dans la partie la plus à l'est du bassin. Ceci est un

artefact et est un exemple des difficultés rencontrées lors de la construction des surfaces.

L'analyse de ces surfaces montre que les structures crustales majeures héritées du rifting aptien-cénomaniens (Angrand et al., soumis, Chapitre 4) ont affecté les successions syn-orogéniques du bassin d'avant-pays aquitain jusqu'à l'Eocène au moins (Figure 5.2.1c et d), mais peu la base de l'Oligocène (Figure 5.2.1b). Bien que l'approfondissement global de ces surfaces vers le sud au front du CFNP soit caractéristique de la flexure du à l'orogène, la géométrie plus chaotique dans le secteur ouest est caractéristique de l'héritage pré-orogénique. La migration du dépocentre vers le nord durant l'Oligocène peut être associée à la croissance de l'orogène proposée par Biteau et al. (2006) et Hoth et al. (2008).

5.2.2 ÉPAISSEURS DES UNITÉS DU BASSIN D'AVANT-PAYS

La Figure 5.2.2 montre les épaisseurs des différentes unités du bassin : Campanien-Maastrichtien (Figure 5.2.2a), Paléocène-Eocène (Figure 5.2.2b), Oligocène-Miocène (Figure 5.2.2c). L'épaisseur du Campanien-Maastrichtien (Figure 5.2.2a) est la plus importante au front du CFNP. Les épaisseurs restent faibles au nord sur les Plateformes Aquitaine et Médoc. Un dépocentre local est observé à l'ouest près de l'actuelle ligne de côte correspondant au bassin de Parentis. Les erreurs de la surface base Sénonien supérieur décrites plus haut à l'est du bassin se retrouvent ici également.

Les épaisseurs de l'unité paléocène-éocène (Figure 5.2.2b) atteignent des valeurs proches de 3000 m dans la partie ouest du Haut de Carcassonne et près de 2000 m au sud-ouest du bassin, le long d'un axe ONO-ESE. Un décalage sénestre sépare ces deux dépocentres le long du système ECL/Faille de Toulouse.

L'unité oligocène-miocène (Figure 5.2.2c) montre des épaisseurs plus faibles et est localisée à l'ouest de la Faille de Toulouse. Un axe NO-SE est observé dans la partie centrale jusqu'à la Faille de Toulouse, ainsi qu'un dépocentre sur toute la partie ouest vers la ligne de côte actuelle. En revanche, l'épaisseur est faible le long du CFNP.

Les taux d'accumulation sont calculés d'après les épaisseurs (non décompactées) des unités décrites précédemment sur l'intervalle de temps correspondant à ces unités (Figure 5.2.2d à f). Les taux d'accumulation dans le bassin reflètent les différentes zones de déposition localisées au front du CFNP durant le Campanien-Maastrichtien et le Paléocène-Eocène. A l'Eocène, le maximum de sédimentation est localisé le long de l'axe dans le bassin et le long de la côte. La partie centre du bassin, au niveau du système ECL/Faille de Toulouse semble être une zone qui sépare les deux dépocentres principaux au début de la seconde phase orogénique (Figure 5.2.2c). L'absence de séries oligocènes-miocènes à l'est sur le Haut de Carcassonne est due à une diminution de la sédimentation dans la partie sud-est de cette région à partir du Bartonien (Ellenberger et al., 1987) et à l'érosion post-orogénique qui a affecté toute la partie est du Bassin Aquitain, en lien avec le soulèvement du Massif Central et l'ouverture du Golfe du Lion (Seranne, 1999; Mauffret et al., 2001; Michon and Merle, 2001; Gunnell et al., 2008).

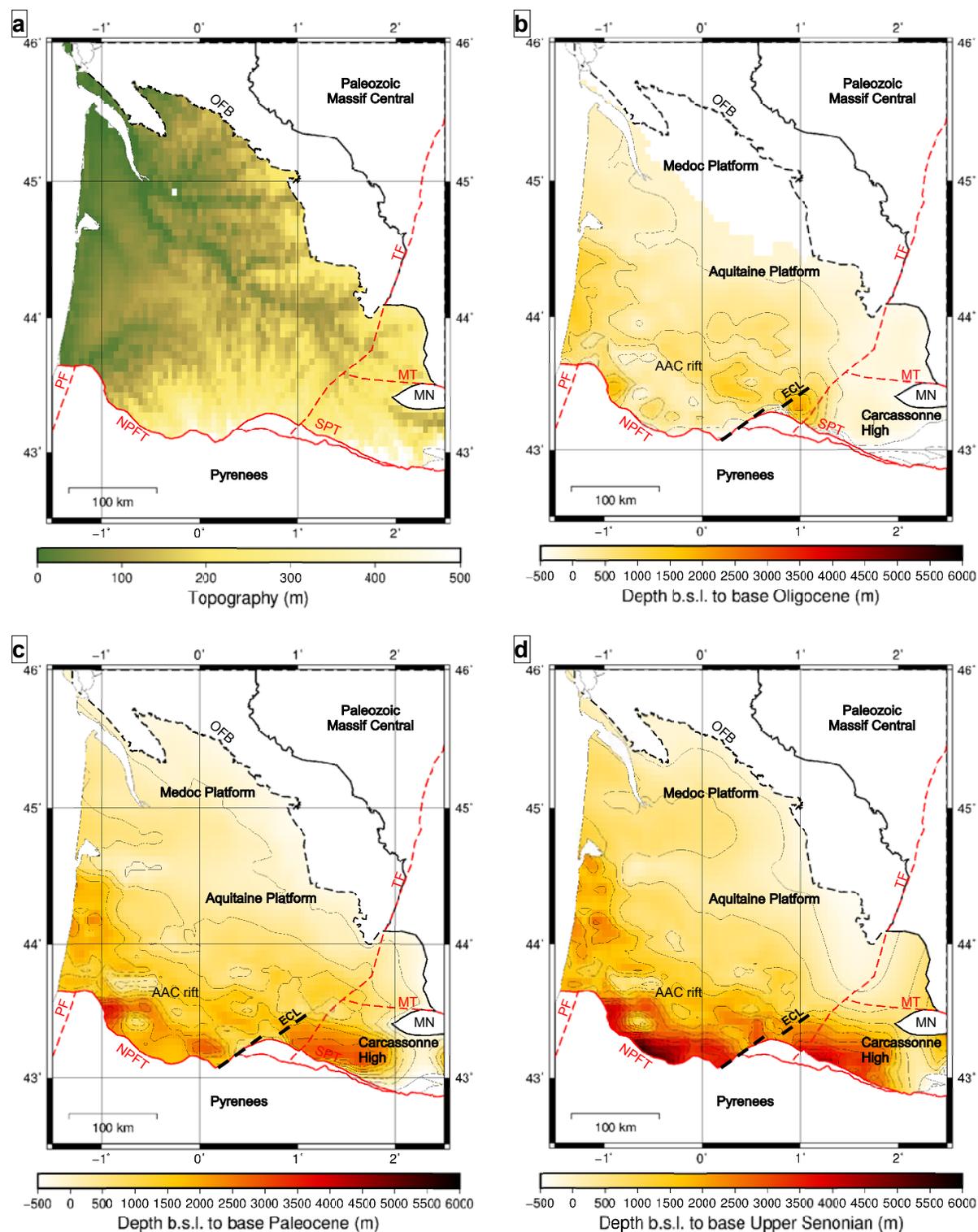


FIGURE 5.2.1 – Légende page suivante.

FIGURE 5.2.1 – Page précédente. Profondeur par rapport au niveau marin des unités syn-orogéniques du Bassin Aquitain : a : topographie; b : base de l'Oligocène; c : base du Paléocène; d : base du Sénonien supérieur. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub Pyrenean Thrust; TF : Toulouse Fault; PF : Pamplona Fault; ECL : Eastern Crustal Lineament; AAC : Arzacq-Adour -Comminges; MN : Montagne Noire; MT : Mazamet Thrust. Compilation de données de BRGM et al. (1974), Ford et al. (2016), Rougier et al. (2016), Espurt et al. (en prep.), Ford et al. (en prep.) et Grool et al. (soumis). La ligne discontinue représente la base de la succession syn-orogénique à la surface (OFB : Outcropping Foreland Base). Contours tous les 500 m.

5.3 SUBSIDENCE DU BASSIN AQUITAIN

5.3.1 SUBSIDENCE TECTONIQUE

La subsidence tectonique (Y) a été calculée en utilisant les paramètres en Table 5.3.1 selon un modèle isostatique d'Airy en utilisant la méthode et les formules présentées dans Allen et Allen (1990). La décompaction des sédiments a été calculée d'après les relations porosité-profondeurs de Sclater et Christie (1980). Les associations de litho-faciès et estimations de la paléo-bathymétrie sont reconstruites d'après les données sédimentologiques et paléontologiques issues de l'interface Infoterre du BRGM. Le découpage stratigraphique et les âges des limites se font selon la nomenclature du projet PYRAMID définie dans la partie précédente (Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). La subsidence est corrigée des effets de variations du niveau marin en utilisant une valeur moyenne de la courbe de Van Sickel et al. (2004). La position des puits utilisés dans cette étude est montrée en Figure 5.3.1 et les données utilisées pour chaque puits rajouté à ceux de la littérature sont présentées en Annexe 1 de cette thèse.

La Figure 5.3.2 présente les courbes de subsidence tectonique pour les puits répartis en différents secteurs dans le Bassin Aquitain (a : est; b : centre; c : sud-ouest; d : nord-ouest). La première phase de subsidence décrite par Ford et al. (2016) et Rougier et al. (2016) est principalement marquée au sud et sud-est du Bassin Aquitain (MZ001, PAS001, A4, BZD001 et BAY001). Les puits les plus au nord (LTI001, MU103, PA001 et AC001), à l'ouest (LNS001, GYT001, AMOU001, GLN001, LA115 et SRG001) et au nord-ouest (GRN001, MNR001, LOS001 et VMF001) n'enregistrent pas cette première phase. La phase de quiescence est visible sur l'ensemble du bassin. Dans la partie ouest, cette phase dure plus longtemps, jusqu'à environ 53 Ma.

L'activité de la seconde phase de subsidence est plus variable. Elle est très marquée à l'est dès 59 Ma, et bien représentée dans la partie sud du bassin (AG001, BAY001, GYT001, GLN001). Au nord et à l'ouest cependant, l'inflexion principale des courbes de subsidence tectonique se fait à 40 Ma (MTG001, 0982-4-2, CS101, AC001, MNR001 et VMF001). Dans la zone sud-ouest, les puits SRG001 et LA115 présentent une subsidence tectonique quasi-linéaire et semblent peu affectés par les différentes phases reconnues ailleurs dans le bassin.

La subsidence flexurale associée à la première phase devait avoir une étendue vers le nord assez limitée car les puits les plus au nord ne montrent pas ce fort approfondissement au Campanien-Maastrichtien. La seconde phase de subsidence présente deux inflexions principales : la première vers 59 Ma, bien illustrée au sud du bassin et une seconde vers 40-38 Ma enregistrée par les puits les

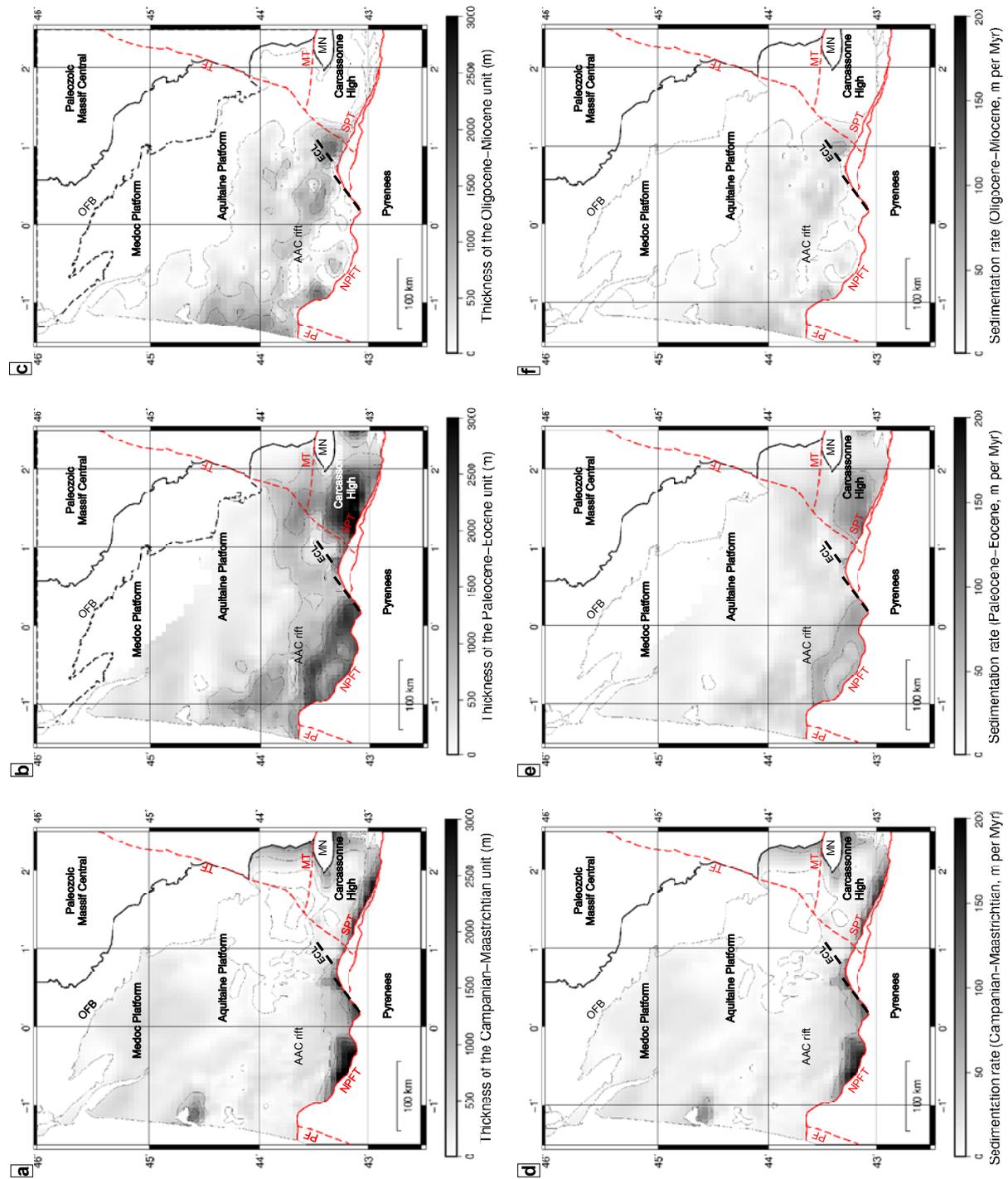


FIGURE 5.2.2 – Légende page suivante.

FIGURE 5.2.2 – Page précédente. Epaisseurs (haut) et taux d'accumulation (bas) des unités syn-orogéniques du Bassin Aquitain. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub Pyrenean Thrust; TF : Toulouse Fault; PF : Pamplona Fault; ECL : Eastern Crustal Lineament; AAC : Arzacq-Adour-Comminges; MN : Montagne Noire; MT : Mazamet Thrust. Compilation de données de BRGM et al. (1974), Ford et al. (2016), Rougier et al. (2016), Espurt et al. (en prep.), Ford et al. (en prep.) et Groot et al. (soumis). La ligne discontinue représente la base de la succession syn-orogénique à la surface (OFB : Outcropping Foreland Base). Les contours des cartes d'épaisseurs (a à c) sont tous les 500 m. Les contours des cartes de taux d'accumulation (d à f) sont tous les 50 m.

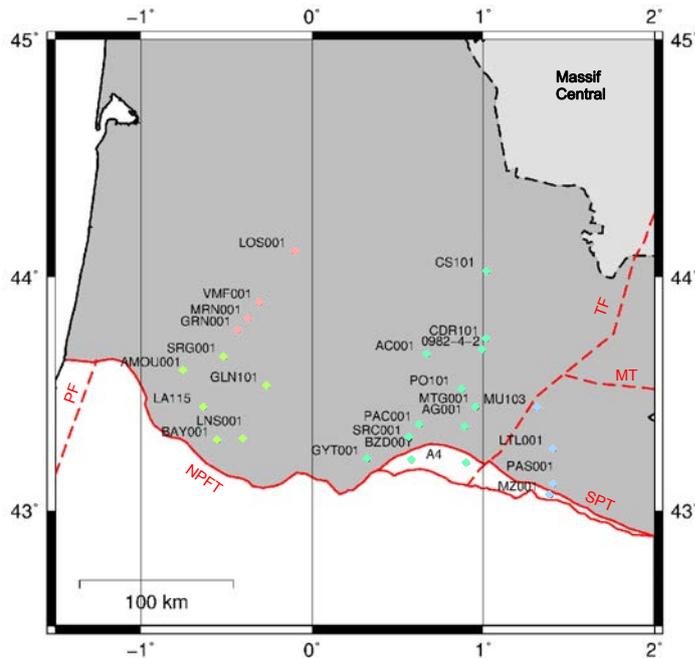


FIGURE 5.3.1 – Positions des puits utilisés dans cette étude. NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub Pyrenean Thrust; TF : Toulouse Fault; PF : Pamplona Fault; MT : Mazamet Thrust.

plus au nord, suggérant une migration de la subsidence vers le nord durant la fin de l'Eocène. Une autre hypothèse est que la déformation de l'orogène soit polyphasée, avec une première déformation locale durant l'Eocène inférieur à moyen, puis une déformation de plus grande ampleur vers la fin de l'Eocène. Les puits A4 et BZD001 (Ngombi-Mavoungou et al., 2014; Rougier et al., 2016) dans le sud du bassin sont particuliers car ils ne présentent pas la reprise de la subsidence à 59 Ma mais enregistrent celui vers 40 Ma. Ces puits sont localisés dans la Zone Sous Pyrénéenne, qui est associée à de la tectonique salifère et qui est déformée durant l'Eocène inférieur et moyen, et enregistrent donc des mouvements verticaux associés à la tectonique : le puits A4 se trouve sur le flanc sud de l'anticlinal d'Aurignac (Rougier et al., 2016) et le puits BZD001 au sud de l'anticlinal de Gensac (Ngombi-Mavoungou et al., 2014).

5.3.2 RÔLE DE LA SUBSIDENCE THERMIQUE POST-RIFT

Pour investiguer le rôle de la subsidence thermique post-rift dans l'évolution du Bassin Aquitain, j'ai calculé le ratio de subsidence thermique post-rift par rapport à la subsidence tectonique totale estimée. J'ai appliqué un modèle d'extension uniforme (McKenzie, 1978) pour calculer la subsidence thermique post-rift sur la période syn-orogénique (84 à 0 Ma) pour un bassin rempli d'eau (S_{tw}).

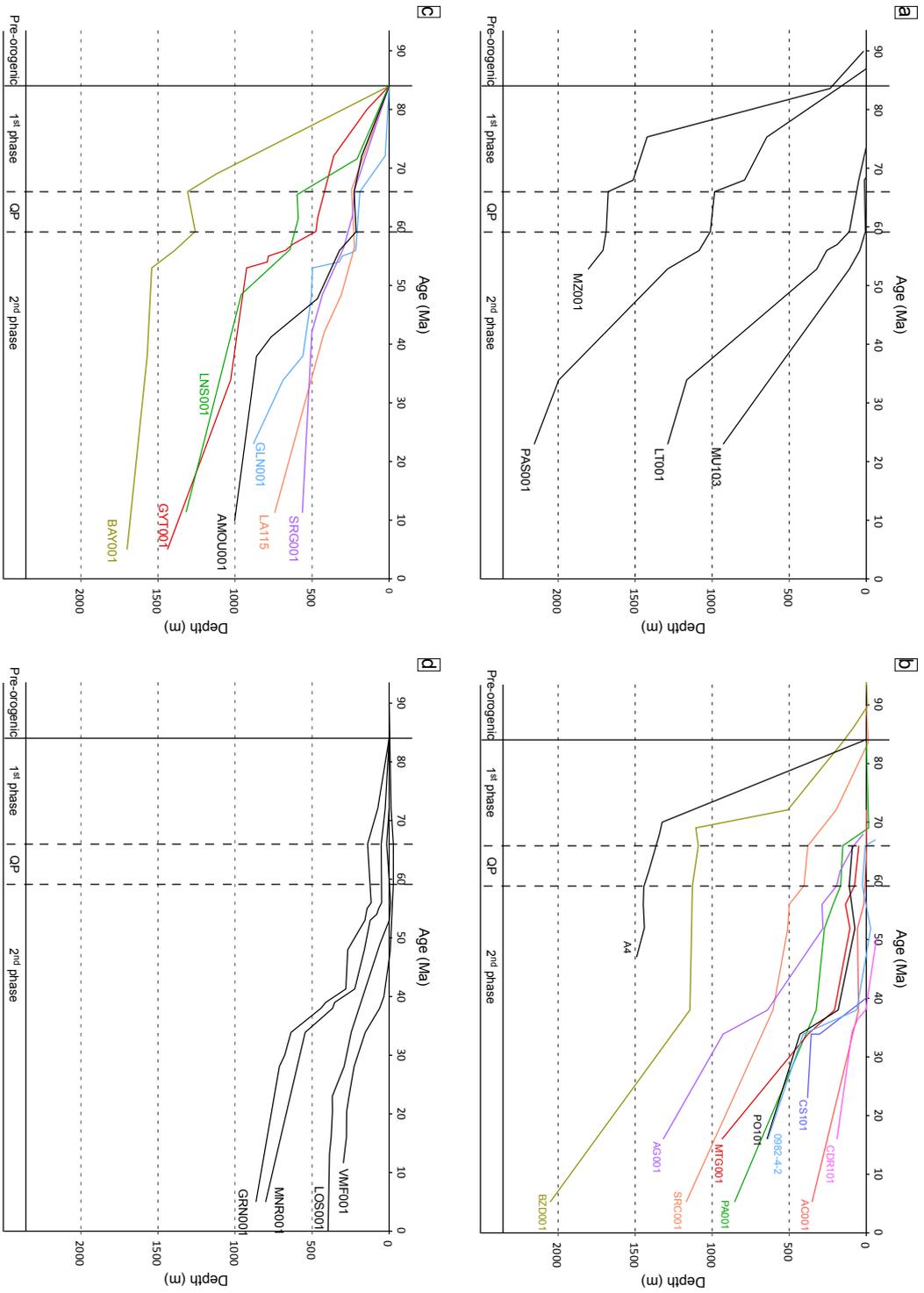


FIGURE 5.3.2 – Courbes de subsidence tectonique pour différents puits du Bassin Aquitain, dans les zones est (a), centre (b), sud-ouest (c), est nord-ouest (d). Leurs positions sont montrées en Figure 5.3.1. Les couleurs sont arbitraires.

Lithology	c	Initial porosity	Density (kg.m ⁻³)
Sandstone	0.27	0.49	2650
Silt	0.45	0.59	2530
Shale	0.51	0.63	2720
Conglomerate	0.3	0.5	2600
Marl	0.59	0.58	2650
Limestone	0.6	0.4	2670
Chalk	0.71	0.7	2710
Dolomite	0.6	0.2	2870
Anhydrite	0.2	0.05	2960

TABLE 5.3.1 – Paramètres physiques utilisés dans les calculs de subsidence tectonique. D’après Sclater et Christie (1980) et Allen et Allen (2013).

Cette valeur diffère donc de la valeur de subsidence thermique post-rift calculée en Chapitre 4, qui était valable pour un bassin rempli de sédiments. L’amincissement de la croûte est déterminé par le facteur d’amincissement crustal β (th_{ini}/th_{finale} , Angrand et al., soumis, Chapitre 4), qui augmente vers le sud-ouest (Figure 5.3.3a). S_{tw}/Y représente le ratio de subsidence thermique par rapport à la subsidence tectonique estimée, ainsi lorsque $S_{tw}/Y = 1$, l’approfondissement tectonique du bassin n’est créé que par le refroidissement de la lithosphère. A $S_{tw}/Y = 0$, la subsidence thermique post-rift est nulle et l’approfondissement du bassin se fait par subsidence flexurale.

La Figure 5.3.3b présente le S_{tw}/Y calculé pour les différents puits. S_{tw}/Y est faible à l’est de la Faille de Toulouse et au sud de la partie centrale (LTI001, PAS001, MZ001, GYT001, BZD001 et A4). Dans le sud-ouest du bassin S_{tw}/Y varie de 0.3 à 1.3 (centre : SRC001, PAC001, AC001 et CS101 ; sud-ouest : BAY001, LNS001, LA115, GLN101, AMOU001 et SRG001). Au nord-ouest les puits les plus au sud ont une valeur de S_{tw}/Y de 0.7 (MRN001 et GRN001), le puits VMF001 a une valeur de S_{tw}/Y de 1.3 et le puits le plus au nord (LOS001) présente une valeur faible de S_{tw}/Y autour de 0.2.

Les valeurs de S_{tw}/Y supérieures à 1 (VMF001 : 1.3, LA115 : 1.2 et SRG001 : 1.3) veulent dire que la subsidence thermique post-rift est plus importante que la subsidence tectonique calculée. Ceci traduit une surestimation de la subsidence thermique post-rift, une sous-estimation de la subsidence tectonique, ou un mouvement vertical au niveau du puits qui n’est pas pris en compte. La partie ouest du Bassin Aquitain est affectée par une forte activité de tectonique salifère (Bourrouilh et al., 1995; Canérot et al., 2005; Rougier et al., 2016). Bien que des rides et diapirs majeurs n’aient pas été mis en évidence à l’aplomb de ces puits, le rôle de la tectonique salifère est à ne pas négliger. La comparaison avec l’épaisseur des sédiments syn-orogéniques (Figure 5.3.4a) montre que ces puits sont localisés dans des zones où l’épaisseur varie fortement : une épaisseur des sédiments réduite localement va sous-estimer la subsidence tectonique. Ceci pourrait expliquer les valeurs de S_{tw}/Y supérieures à 1 des puits LA115 et SRG001. Le puits VMF001 en revanche ne se trouve pas dans une zone affectée par une variation d’épaisseur locale mais au niveau d’un haut de socle paléozoïque représentant

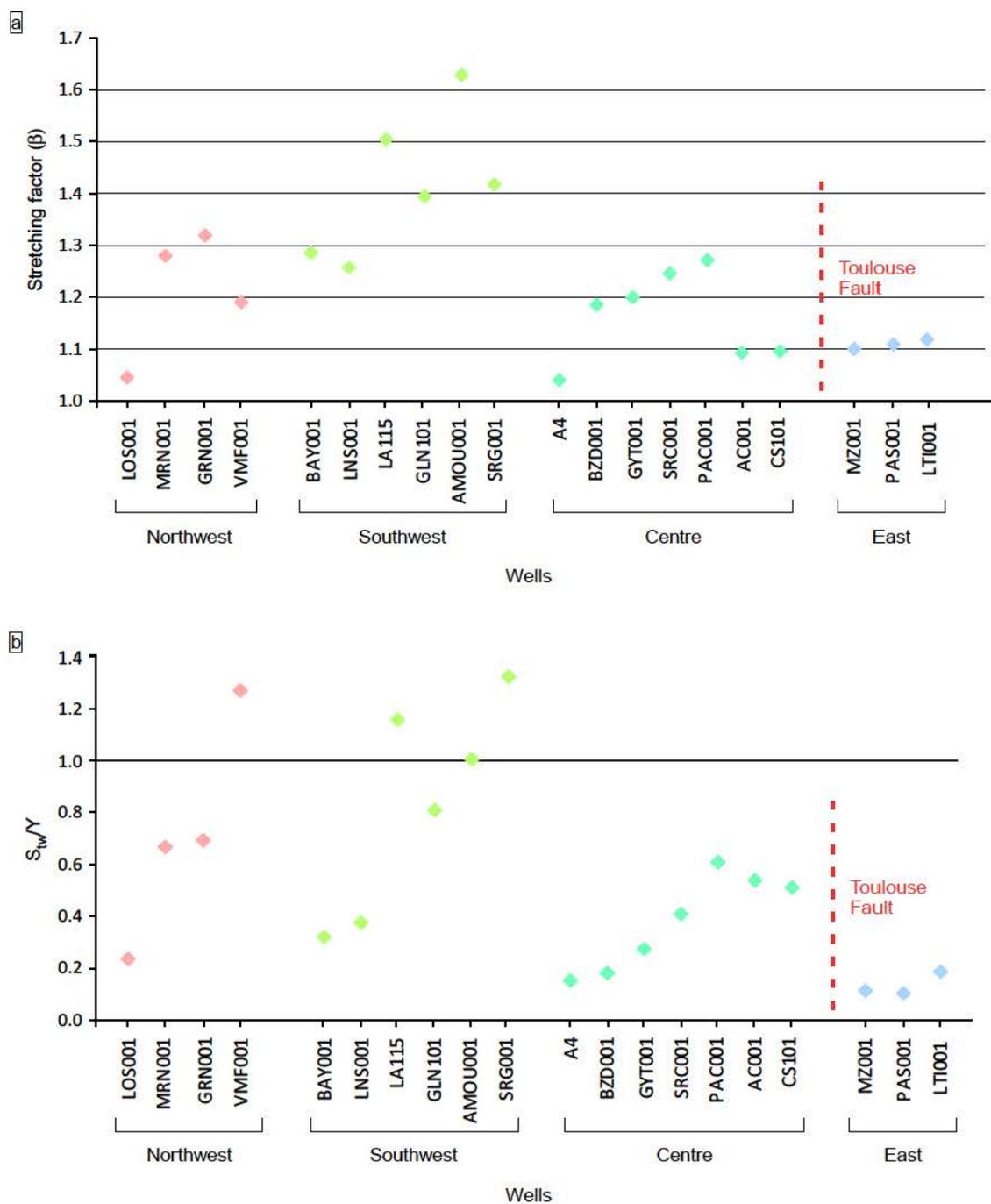


FIGURE 5.3.3 – Valeurs d'amincissement crustal β et de S_{tw}/Y pour les différents puits. Leurs positions sont montrées en Figure 5.3.1.

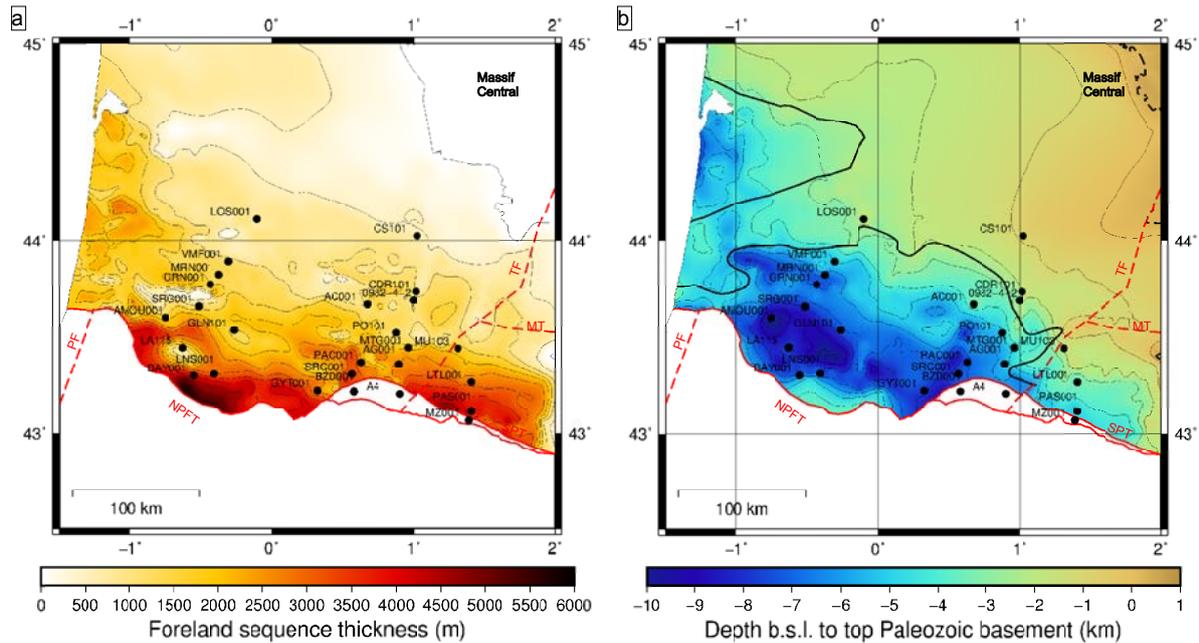


FIGURE 5.3.4 – Épaisseur de la succession syn-orogénique (a) et profondeur du socle paléozoïque (b). Les contours noirs en b représentent les bassins rift (Angrand et al., soumis, Chapitre 4). NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub Pyrenean Thrust; TF : Toulouse Fault; PF : Pamplona Fault; MT : Mazamet Thrust.

la bordure nord du bassin rift AAC (Adour-Arzacq-Comminges, Angrand et al., soumis, Chapitre 4) (Figure 5.3.4b). Le puits AMOU001 a une valeur de S_{tw}/Y égale à 1. Ce puits est situé dans la zone où la subsidence thermique post-rift est la plus importante.

La Figure 5.3.5a et b met en évidence une variation est-ouest de S_{tw}/Y , avec des valeurs plus importantes vers l'ouest et entre les latitudes 43.3° et 44° , dans le bassin rift AAC. Les puits à l'est de la Faille de Toulouse (MZ001, PAS001 et LTI001) ont des valeurs de S_{tw}/Y faibles. La Figure 5.3.5c montre une corrélation positive claire entre β et S_{tw}/Y .

La corrélation positive entre S_{tw}/Y et β confirme le rôle de l'héritage structurale anté-pyrénéen dans l'évolution du Bassin Aquitain. Le rôle de la subsidence flexurale est limité dans la partie ouest du bassin rift AAC où l'amincissement crustal a été le plus important. Au sud-ouest où la subsidence thermique post-rift est maximale, le rôle prépondérant de la subsidence thermique post-rift dans la partie ouest du bassin rift AAC proposé par Angrand et al. (soumis, Chapitre 4) est corroboré par des valeurs de S_{tw}/Y égales ou légèrement supérieures à 1.

5.3.3 ÉVOLUTION DE LA SUBSIDENCE THERMIQUE POST-RIFT AU COURS DU TEMPS

Un modèle illustrant l'évolution de la subsidence thermique post-rift théorique d'un bassin rempli d'eau pour différents facteurs d'amincissement ($1 < \beta < 1.8$) est comparé avec les courbes de subsidence tectonique de différents puits dans le bassin.

La comparaison des courbes de subsidence tectonique dans la partie est et au front de l'orogène avec les modèles de S_{tw} montre que ces puits ne présentent pas une subsidence tectonique explicable

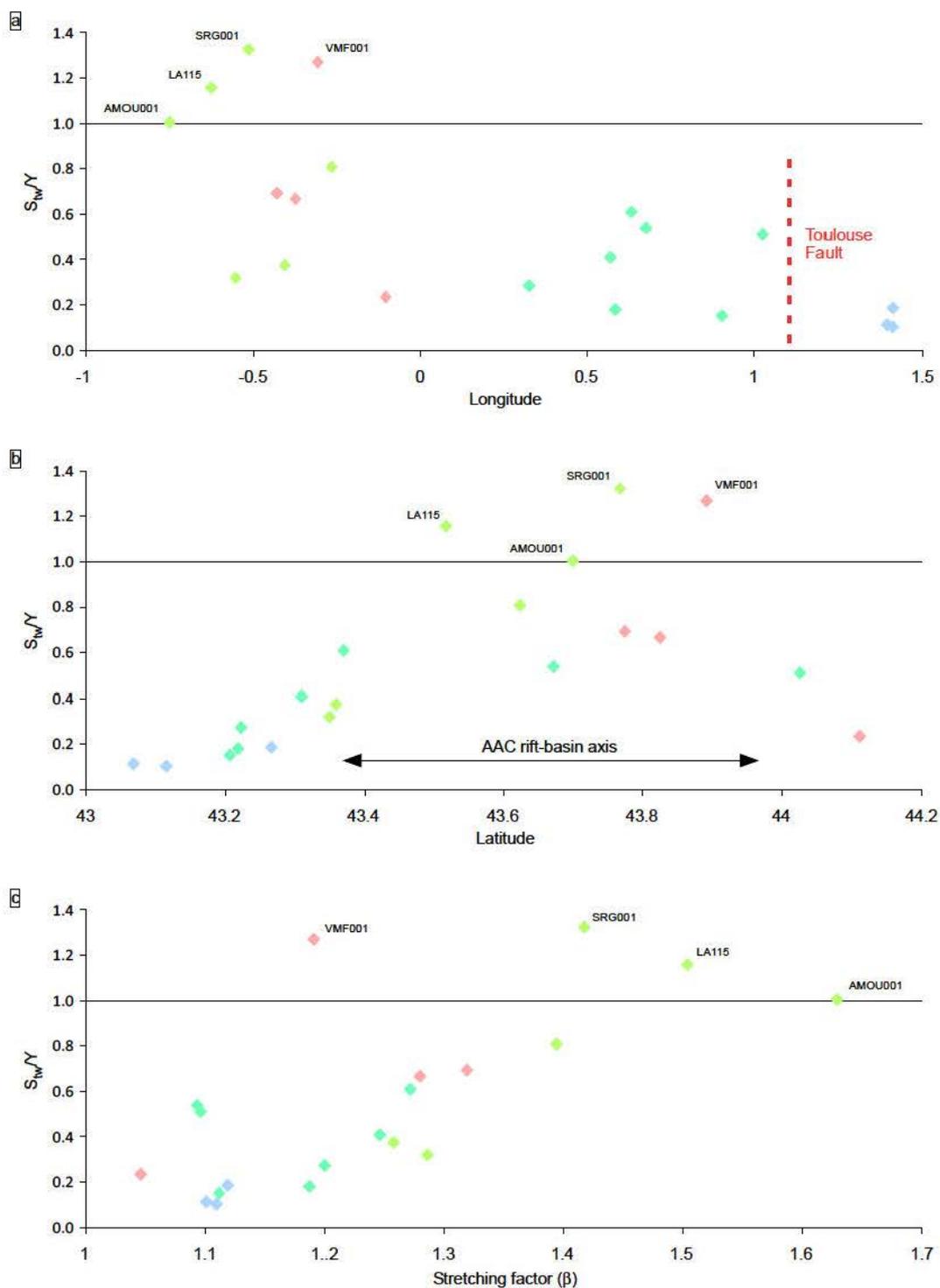


FIGURE 5.3.5 – Rôle de la subsidence thermique post-rift dans la subsidence tectonique des puits du Bassin Aquitain. Leurs positions sont montrées en Figure 5.3.1. AAC : Arzacq-Adour-Comminges.

par un modèle de refroidissement thermique (Figure 5.3.6a). Le fort approfondissement durant la phase campano-maastrichtienne est cohérent avec la subsidence flexurale de la première phase orogénique (Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016).

La Figure 5.3.6b compare des puits pour lesquels la subsidence thermique post-rift représente une composante de l'approfondissement (Figure 5.3.3b). La géométrie des courbes de subsidence tectonique pour la période 84-40 Ma s'aligne sur les courbes de subsidence thermique post-rift théoriques pour des valeurs de β allant de 1.2 à 1.5. Le reste des courbes présente des variations par rapport au modèle théorique de subsidence thermique post-rift. Bien que ces valeurs de β soient dans la gamme des valeurs proposées par Angrand et al. (soumis, Chapitre 4) pour la partie ouest du Bassin Aquitain, elles peuvent différer de l'ordre de 0.1 à 0.2 (Table 5.3.2). Par exemple, le β estimé d'après la Figure 5.3.6b pour les puits LNS001 et SRC001 ($\beta = 1.5$) est supérieur au β calculé par Angrand et al. (soumis, Chapitre 4) ($\beta = 1.3$). Les puits AMOU001, GRN001 et LA115 ont des valeurs de β estimées d'après la Figure 5.3.6b pour la période 84-66 Ma (respectivement 1.4, 1.2 et 1.4) inférieures aux valeurs de β calculées par Angrand et al. (soumis, Chapitre 4) pour ces puits (1.6, 1.3 et 1.5). Les courbes de subsidence tectonique s'éloignent des modèles théoriques de subsidence thermique après la première inflexion due à la subsidence flexurale.

La correspondance est bonne pour le puits SRG001, qui présente une valeur de $\beta = 1.4$ d'après les deux méthodes et dont la géométrie de la courbe de subsidence tectonique est cohérente avec celle théorique estimée par la subsidence thermique post-rift. Bien que S_{tw}/Y soit > 1 pour ce puits, la bonne correspondance entre les courbes de subsidence tectonique et subsidence thermique post-rift suggère que cette dernière est la principale source d'approfondissement du bassin dans cette zone. De même la courbe de subsidence tectonique du puits LA115 est également cohérente avec le modèle de subsidence thermique post-rift (différence de β de 0.1 entre les deux modèles). Enfin, le troisième puits à présenter un $S_{tw}/Y > 1$, le puits VMF001, ne présente pas une courbe de subsidence tectonique comparable aux modèles de subsidence thermique post-rift calculée.

Le puits AMOU001, pour lequel $S_{tw}/Y = 1$, ne suit pas parfaitement les courbes théoriques de subsidence thermique. Les inflexions de la courbe de subsidence tectonique montrent clairement d'autres paramètres contrôlant l'approfondissement du bassin.

Puits	S_{tw}/Y	β (Angrand et al., soumis)	β estimé
SRC001	0.407665	1.2	1.5
LNS001	0.374425	1.3	1.5
LA115	1.157007	1.5	1.4
AMOU001	1.011023	1.6	1.4
SRG001	1.322408	1.4	1.4
GRN001	0.69251	1.3	1.4

TABLE 5.3.2 – Comparaison des valeurs de β estimées par les modèles de subsidence thermique post-rift et l'analyse crustale de Angrand et al. (soumis, Chapitre 4).

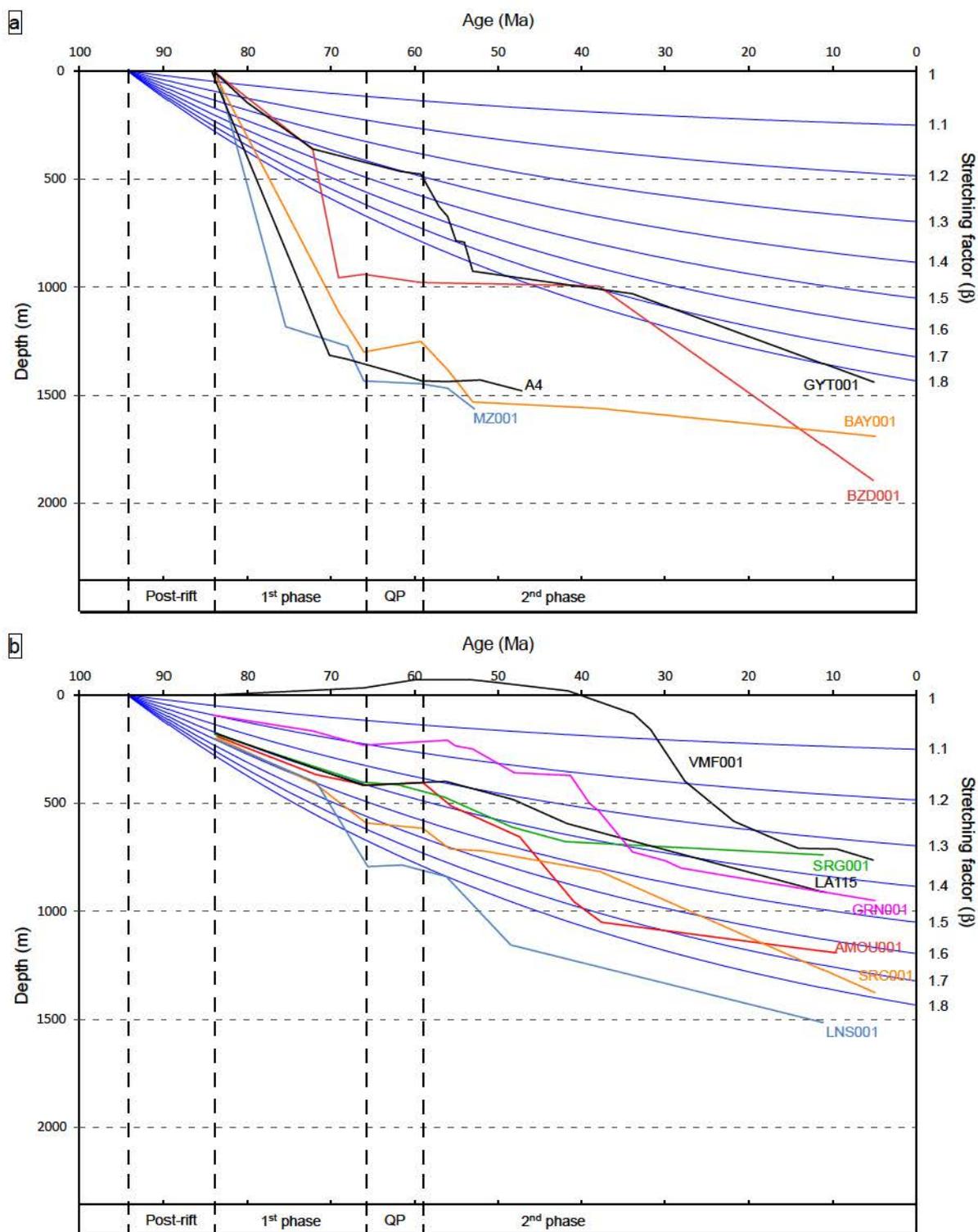


FIGURE 5.3.6 – Légende page suivante.

FIGURE 5.3.6 – Page précédente. Composante de subsidence thermique post-rift dans la subsidence tectonique des puits du Bassin Aquitain au cours du temps, pour des puits peu ou pas affectés par la subsidence thermique post-rift (a) et des puits dont la subsidence tectonique est expliquée par une composante de subsidence thermique post-rift (b). Leurs positions sont montrées en Figure 5.3.1. Les courbes théoriques de subsidence thermique post-rift sont calculées d'après le modèle d'amincissement uniforme (McKenzie, 1978).

5.4 DISCUSSION

5.4.1 SOURCE DE SUBSIDENCE DANS LE BASSIN AQUITAIN

Cette étude de subsidence conforte la variabilité des sources de subsidence identifiée par Angrand et al. (soumis, Chapitre 4) : la partie est du bassin, peu affectée par le rifting pré-orogénique, est principalement contrôlée par la subsidence flexurale, la partie centrale du bassin, superposée sur une zone de rift, présente une combinaison de subsidence flexurale et thermique, et la partie ouest, où l'amincissement crustal est le plus important, est clairement affecté par la subsidence thermique post-rift. Cette segmentation se fait le long du système ECL/Faille de Toulouse, dont le rôle est particulièrement bien illustré sur la Figure 5.2.2b, où il déconnecte les deux dépo-centres à l'est et dans la partie centrale du bassin. Les structures de socle héritées ont été invoquées pour expliquer une segmentation dans d'autres bassins d'avant-pays (e.g., Alpes, Stewart et Watts, 1997; Andes, Kley et al., 1999).

Angrand et al. (soumis, Chapitre 4) ont montré que dans la partie centrale du bassin des corps mantelliques contribuent à la subsidence flexurale (anomalies de Saint-Gaudens et de Lourdes). Il ne nous est pas possible de distinguer ces deux sources (topographique et corps mantellique) de subsidence flexurale par notre approche. En effet, il n'y a pas une inflexion des courbes de subsidence propre à la partie centrale du bassin qui permettrait de dater précisément l'emplacement des corps mantelliques de Saint-Gaudens et de Lourdes (Figure 5.3.2b). Cet événement doit être associé à la création d'une source de subsidence plus régionale. Il en est de même pour l'anomalie de Labourd à l'ouest de notre zone d'étude, dont la nature est débattue (voir Chapitre 4, Velasque et al., 1989; Casas et al., 1997; Wang et al., 2016).

5.4.2 EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA SUBSIDENCE TECTONIQUE DANS LE BASSIN AQUITAIN

L'évolution de la subsidence dans le bassin est due aux différentes charges que sont la subsidence tectonique liée à l'orogène Pyrénéen et la subsidence thermique héritée du rift à l'Aptien-Cénomanién. L'enregistrement du gradient régional proximal à distal d'est en ouest dans le bassin et l'émergence progressive du domaine Pyrénéen d'est en ouest traduisent une évolution diachrone du système orogénique. Ceci résulte en une l'évolution spatiale et temporelle de la charge topographique qui est associée à la mise en place du bassin d'avant-pays.

La réponse flexurale de la première phase orogénique (Campanien-Maastrichtien) est particulièrement bien enregistrée dans les parties est et centre du Bassin Aquitain mais relativement peu

dans la partie ouest, où l'approfondissement du bassin est dû à la subsidence thermique post-rift. Au mur du CFNP cependant, les épaisseurs de sédiments campaniens-maastrichtiens montrent un épaissement, relativement limité vers le nord. La seconde phase orogénique s'enregistre dans la partie la plus au sud du bassin, au front de CFNP. Au sud-ouest, cette seconde phase est marquée sur la carte d'épaisseur de sédiments paléocènes-éocènes. Bien que les taux de sédimentations restent faibles durant l'Eocène-Oligocène, les dépocentres migrent vers le nord (Figure 5.2.2e et f) et sont alimentés depuis le sud. Ceci peut traduire une augmentation de la charge flexurale, cohérente avec l'édification du prisme orogénique.

5.4.3 LIMITATIONS DU MODÈLE THERMIQUE

Bien qu'étant une première approche, ces observations confirment le rôle de la subsidence thermique post-rift dans l'approfondissement d'une partie du Bassin Aquitain. Les estimations de subsidence tectonique sont soumises aux incertitudes de la détermination de la paléo-bathymétrie qui est une source d'erreur non négligeable. Les valeurs de références utilisées dans la détermination de β (épaisseurs crustales initiales et actuelles) doivent également être considérées pour expliquer les écarts observés entre les estimations de β déterminées par Angrand et al. (soumis, Chapitre 4) et celles déterminées ici.

D'autres facteurs peuvent également avoir un rôle dans la surestimation des valeurs de S_{tw}/Y . L'estimation de la subsidence tectonique comporte des incertitudes fortes concernant la paléo-bathymétrie des différentes unités, ce qui peut résulter en une mauvaise estimation de la subsidence tectonique.

De plus, la subsidence thermique peut quant à elle être surestimée, principalement car le modèle d'extension uniforme (McKenzie, 1978) assume une extension instantanée : aucune perte de chaleur n'a lieu durant l'extension et tout le retour à l'équilibre se fait durant la période post-rift, ce qui peut mener à une surestimation de la subsidence thermique. Cette première approximation reste néanmoins valable pour des valeurs de β inférieures à 2 (Allen et Allen, 2014), ce qui est le cas pour l'ensemble du Bassin Aquitain (Angrand et al., soumis, Chapitre 4) et une durée de rifting (Aptien à Cénomaniens, 31 Ma) inférieure à la durée de la constante thermique de la lithosphère (62.8 Ma, McKenzie, 1978). Le modèle d'extension uniforme est donc une première approche satisfaisante.

Afin d'améliorer le calcul de la subsidence thermique post-rift, un modèle d'extension dépendant de la profondeur (Reston, 2007; Huisman et Beaumont, 2011) pourrait être utilisé. Le modèle d'extension uniforme est basé sur une extension selon le modèle de cisaillement pur (McKenzie, 1978) qui assume que le facteur d'extension est le même dans la croûte et le manteau sous-continentale. Le modèle d'extension pyrénéen est toujours débattu (voir Chapitre 6) et un modèle en cisaillement simple (Wernicke, 1985), associé à une extension dépendant de la profondeur, pourrait être étudié pour préciser le modèle thermique utilisé.

Bien que les analyses de subsidence 1D permettent de premières estimations de la subsidence et de ses variations spatio-temporelles (e.g., Steckler et Watts, 1982; Karner et Watts, 1982; Watts, 2001; Xie et Heller, 2006), ces calculs sont basés sur le modèle isostatique d'Airy (compensation verticale de

la charge) et ne prend donc pas en compte la flexure de la lithosphère.

5.4.4 TRAVAUX À POURSUIVRE

La modélisation à grande échelle des horizons 3D du bassin demande à être continuée afin d'éliminer les erreurs liées à l'interpolation des données. En complément, un projet de modélisation du bassin à plus petite échelle, dans la partie centrale, a été initié durant cette thèse. Ce projet visait à utiliser des données sismiques 2D récupérées auprès du groupe TOTAL pour la région centrale de la Zone Nord Pyrénéenne et le sud du Bassin Aquitain, afin de construire un modèle structural et de comprendre la géométrie 3D de cette zone. En effet, nos travaux montrent que la partie centrale du bassin est une zone clé, marquant la transition entre le domaine peu affecté par la déformation aptienne-cénomaniennne et le domaine centre/ouest où l'amincissement crustal a été important. Cependant, de nombreuses difficultés lors de l'utilisation de ces données sismiques ont été rencontrées (calage dans l'espace des données, qualité des lignes sismiques, conversion temps/profondeur) et le projet a été abandonné. Néanmoins, ces données sont toujours disponibles et sont dans une zone clé qui mérite investigation.

La finalité de ce chapitre est de calculer la subsidence tectonique en utilisant les horizons géologiques précédemment construits. Ce projet a été discuté avec Kerry Gallagher (Université de Rennes). Pour préparer cette étude, les données de faciès qui seront utilisées dans les calculs ont déjà été compilées et géoréférencées à partir de synthèses paléogéographiques pour les différentes unités du Bassin Aquitain (BRGM et al., 1974; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006). Une analyse de subsidence en 3D (à défaut 2D le long des profils flexuraux étudiés en Chapitre 4) permettrait de prendre en compte une composante flexurale de la charge sédimentaire dans le bassin et améliorerait les résultats obtenus par analyse 1D d'après les données de forage.

5.5 CONCLUSIONS

L'enregistrement sédimentaire du Bassin Aquitain montre un diachronisme dans l'évolution des faciès et dans l'évolution du système orogénique attesté par un gradient régional proximal-distal d'est en ouest. L'évolution de la subsidence tectonique montre deux épisodes d'approfondissement du bassin (Campanien-Maastrichtien et Thanetien-Miocène moyen?) séparés par une phase de quiescence (Danien-Sélandien).

Dans le secteur est, la subsidence flexurale est marquée par un fort approfondissement dès le début de la convergence. La reprise du second épisode est plus précoce que dans les secteurs centre et ouest et est associée à une forte épaisseur de sédiments.

Vers l'ouest la subsidence tectonique décroît et ces épisodes d'approfondissement sont moins marqués. La première phase est enregistrée uniquement dans la partie sud du secteur central. A l'ouest, l'approfondissement du bassin est dû à la subsidence thermique à cette époque. Cette observation est cohérente avec une subsidence flexurale qui débute à l'est, associée à une construction orogénique dès le Campanien-Maastrichtien. Cette étude de subsidence dans la partie est du bassin confirme

que la subsidence flexurale est la principale source d'approfondissement du bassin. Dans la partie ouest, le rôle de la subsidence thermique post-rift a été prépondérant dans l'évolution du bassin : certains puits montrent une signature tectonique principalement thermique mais ne montrent que peu d'évidence de subsidence flexurale durant la première phase.

CHAPITRE 6

PROGRESSIVE INVERSION OF A HYPER-EXTENDED RIFTED MARGIN : THE CENTRAL NORTH PYRENEAN ZONE, FRANCE

P. Angrand¹, M. Ford¹, A.G. Bader², and G. Rougier

¹ CRPG, UMR 7358, 15, rue Notre-Dame-des-Pauvres, 54501 Vandœuvre-les-Nancy, France.

² BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009 45060 Orléans Cedex 2, France

KEY POINTS

- The European margin is deformed during two distinct event : the closure of the exhumed mantle domain and the continental collision.
- These two events are recorded as two distinct tectonic phases in the tectonic subsidence of the Aquitaine foreland basin, separated by a quiet phase.
- The rift architecture has a strong influence on the deformation style of the retro-wedge and major normal faults that delimit the rift domain are inverted during the compression.

ABSTRACT

The Aquitaine Basin is the retro-foreland basin associated with the Pyrenean orogen. It developed from Campanian to Mid-Miocene by flexure of the upper (European) plate. To the south the orogen comprises the North Pyrenean Zone, the Axial Zone, the South Pyrenean Zone and the Ebro basin on the lower (Iberian) plate. The North Pyrenean Zone is a narrow thrust belt comprising both non-metamorphic and metamorphic Triassic to mid-Cretaceous strata that record both Pyrenean shortening and Aptian-Cenomanian extension locally associated with HT/LP metamorphism in the Internal Metamorphic Zone. This zone is separated from the underlying non-metamorphic series by a basal tectonic contact along which lherzolite massifs and breccias represent remnants of a zone of exhumed mantle.

This study aims to understand the relationship between the deformation history of the central North Pyrenean Zone and the evolution of the Aquitaine foreland basin, from the initial rift architecture to the present-day structure. Based on geophysical, structural, seismic, borehole and paleotemperature data (RSCM) a new crustal cross-section of the retro-foreland system constrains the structure of the North Pyrenean Zone and the central Aquitaine Basin. The detailed foreland basin evolution is constrained by chrono- and litho-stratigraphy and subsidence analyses from the literature. The section is sequentially restored to an Early Cretaceous rift template allowing us to correlate the timing of deformation and distribution of loads with foreland basin evolution.

We propose a kinematic model for the progressive inversion of the rift system. During early convergence (Campanian-Maastrichtian) the closing of the exhumed mantle domain is associated with the thrusting of the Internal Metamorphic Zone over the distal European margin to the north. This episode generated the first tectonic loading of the European lithosphere, from Campanian to Late Maastrichtian, contemporaneous with post-rift thermal subsidence. The major continental collision, from Thanetian to Mid-Miocene, associated with the emplacement of a mantle body at depth, generated a second phase of tectonic subsidence. These two events are recorded as two distinct tectonic phases in the tectonic subsidence of the Aquitaine foreland basin, separated by a quiet phase. We propose that the rift architecture has a strong influence on the deformation style of the retro-wedge and that major normal faults that delimit the rift domain are inverted during the compression.

6.1 INTRODUCTION

Hyper-extended passive margins (e.g., north and south Atlantic : Unternehr et al., 2010; Péron-Pinvidic et al., 2013; Sutra et al., 2013; Tugend et al., 2015) are characterized by a standard continental crust that thins rapidly until the sub-continental mantle is exhumed (Figure 6.1.1). This thinning is accommodated along variably stretched areas (marginward) : a weakly thinned proximal domain, a necking domain, and a hyper-extended distal domain (e.g., Péron-Pinvidic et al. 2013; Sutra et al. 2013). Low angle detachment faults individualize tilted blocks of upper to middle continental crust. In addition, the proximal margin is decoupled from the underlying lithospheric mantle while the distal margin is coupled (Sutra et al., 2013). These characteristics develop during slow, amagmatic stretching of the continental lithosphere that progressively exhumes sub-continental mantle, as shown by numerical modeling (e.g., Brun and Beslier, 1996; Reston and McGermott, 2011; Lavier and Manatschal, 2006). The progressive inversion of a hyper-extended passive margin to create an orogenic belt has been proposed for the Alps (e.g., Mohn et al., 2011; Masini et al., 2012) and Taiwan (McIntosh et al., 2013) and includes the reactivation of inherited rift structures across the margin. While the presence of a pre-orogenic hyper-extended rift system is generally accepted in the Pyrenees, the mechanism of rift inversion is still widely debated (Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016).

As shown by many studies, the dynamic evolution and structure of an orogen's foreland basins can provide valuable insight into orogen behavior and timing (e.g., Sinclair and Allen, 1992; DeCelles and Horton, 2003; Fuentes et al., 2011). Retro-foreland basins (on the upper plate) are particularly valuable as they are relatively static, are largely not integrated into the orogen and therefore should preserve the full syn-orogenic history (Naylor and Sinclair, 2008). We therefore propose to use a retro-foreland basin record to investigate the inversion of a hyper-extended rift system. Generic scientific questions are debated : How does a hyper-extended passive margin behave as it is integrated into an orogen? What is the role of rift inheritance on the evolution of the foreland basin? Are inherited rifts always preserved in the retro-wedge of an orogen? Do the drivers of foreland basin subsidence change during the progressive inversion of such a margin?

We here investigate central northern Pyrenees and its retro-foreland basin (Aquitaine Basin) to contribute to these questions. The Pyrenean orogen affected a complex Early Cretaceous rift system between Europe and Iberia in which sub-continental mantle was exhumed (e.g., Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009) but oceanic crust was not generated (Chevrot et al., 2014; Mouthereau et al., 2014). Stretching mechanisms and geometry of the rift system are still debated and two main modes of extension (boudinage and crustal faulting) are proposed (e.g., Clerc and Lagabrielle, 2014; Masini et al., 2014; Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016). Various aspects of the inversion of the hyper-extended European passive margin are still unclear. Questions remain about the original geometry of the rift system itself and the timing and distribution of reactivation of rift structures at local and crustal scales.

Parts of the Aquitaine Basin also developed above inherited rift depocentres (Brunet, 1994; Canérot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Serrano et al., 2006; Rougier et al., 2016; Angrand et al., submitted). Subsidence accelerated at the onset of convergence at 84 Ma and records two main phases separated

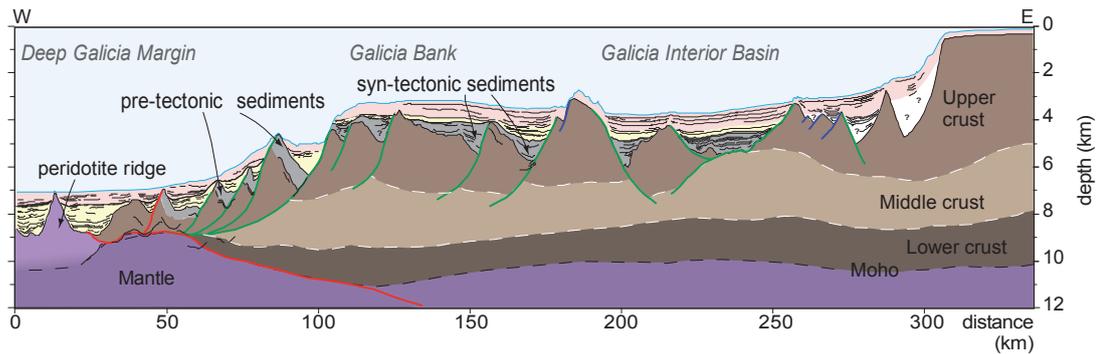


FIGURE 6.1.1 – Interpretation of a hyper-extended margin of the Galicia Margin, from Sutra and Manatschal, 2012.

by a quiet phase in Danian-Selandian times (Desegaulx and Brunet, 1990; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). The presence of dense bodies in the upper crust are believed to have contributed to basin flexure (de Cabissole, 1990; Muñoz, 1992; Casas et al., 1997; Angrand et al., submitted).

In order to define the kinematics and style of deformation of the Pyrenean retro-wedge and foreland basin geometry, we use structural and stratigraphic data collected in the field and from published work in the central part of the northern Pyrenees along a N-S transect. We constrain the relationship between different tectonostratigraphic units in space and time during inversion. We then use these data to reconstruct the progressive inversion history of the central northern Pyrenees using sequential restoration of a crustal scale cross section coupled with a detailed analysis of the evolution of the adjacent retro-foreland. We investigate the evolution of subsidence mechanisms through time and space in the Aquitaine foreland basin.

We show that the hyper-extended European margin has been progressively inverted, characterized by an early thrusting of pre- and syn-rift materials on the margin and the reactivation of normal faults. Our new reconstruction shows that the European margin was deformed during two orogenic events, which include the emplacement of a mantle body into the upper crust. The early closure of the exhumed mantle domain and the reactivation of normal faults across the margin are linked to deposition of the first foreland succession in the Aquitaine Basin (Campanian-Maastrichtian). The main continental collision generates the second foreland sequence during the Eocene.

6.2 GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL FRAMEWORK OF THE NORTHERN PYRENEES

6.2.1 REGIONAL OUTLINE

The Pyrenean mountain chain is a N110° trending Alpine orogen created by convergence and collision of the Iberian and European plates, from early Campanian to middle Miocene (Figure 6.2.1a) (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Choukroune and ECORS team, 1989; Roure et al., 1989;

Choukroune et al., 1990; Vergés et al., 1995; Fitzgerald et al., 1999; Beaumont et al., 2000; Christophoul et al., 2003; Sinclair et al., 2005). The double-wedge orogen is 400 km long, 100 km wide and consists of a pro-wedge on the Iberian plate to the south and a retro-wedge on the upper European plate. The crustal root of the belt reaches a depth of 60 km due to northward subduction of the Iberian lower crust and lithospheric mantle (Figure 6.2.1b, c and d) (Daignières et al., 1981; Choukroune and ECORS team, 1989; Choukroune et al., 1990; Chevrot et al., 2014). Estimates of N-S shortening in the eastern Pyrenees range from 100 to 165 km (Choukroune and ECORS team, 1989, Choukroune et al., 1990, 100 km; Mouthereau et al., 2014, 142 km; Muñoz, 1992, 147 km; Beaumont et al., 2000, 165 km). In the western part of the chain Teixell et al. (1998) propose a lower shortening value of 75-80 km.

The north Pyrenees consist of three tectono-stratigraphic units (from south to north) : the North Pyrenean Zone (NPZ), the Sub-Pyrenean Zone (SPZ) in the centre and eastern retro-wedge, and the Aquitaine foreland basin. To the south, the pro-wedge comprises the Axial Zone (AZ), which is made of south-verging imbricates of Iberian Palaeozoic rocks (e.g., Muñoz, 1992; Roure and Choukroune, 1998). These thrusts connect to the south to detached thrust units of Mesozoic and Tertiary cover (South Pyrenean Zone, SthPZ) that comprise piggy-back basins. To the south, the South Pyrenean Zone overrides the Ebro foreland basin. Major boundary faults are the North Pyrenean Fault (NPF) between the AZ and NPZ, the North Frontal Pyrenean Thrust (NPFT) to the north of the NPZ, and the Sub-Pyrenean Thrust (SPT) between the SPZ and the Aquitaine Basin. The NPF is generally assumed to be the surface expression of the boundary between Iberian and European crust (Choukroune and Mattauer, 1978).

The NPZ is a narrow (15-30 km) thick-skinned fold-thrust belt comprising non-metamorphic Mesozoic sedimentary rocks and Palaeozoic basement massifs to the north and to the south a zone of LP-HT (up to 600°C) metamorphism of Albo-Cenomanian age in marbles, breccia, and associated with peridotite bodies known as the Internal Metamorphic Zone (IMZ; Albarède and Michard-Vitrac, 1978; Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Golberg and Leyreloup, 1990; Fabriès et al., 1998; Henry et al., 1998; Vacherat et al., 2014; Clerc et al., 2015). The IMZ is bounded by regional faults, including the NPF to the south.

6.2.2 STRATIGRAPHY

Palaeozoic basement comprises sedimentary rocks and metasediments overlying crystalline basement. Permo-Triassic rifting is recorded in the NPZ and southern Aquitaine Basin by nonmarine sedimentation (Grès Rouge Formation; Lucas, 1985), followed by the dolomite to evaporite succession in the Upper Triassic (BRGM et al., 1974; Curnelle, 1983). Marine Jurassic to Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) carbonate series were deposited in a platform setting. The Upper Jurassic/Early Cretaceous boundary is marked by the erosive Cimmerian unconformity in the southernmost part of the Aquitaine Basin and in the NPZ (James and Canérot, 1999; Canérot et al., 2005). Locally thickness variations of Jurassic and lower Cretaceous series are due to salt tectonics (Canérot et al., 2005; Biteau et al., 2006; Rougier et al., 2016). Aptian-Cenomanian carbonate platforms fringe a series of deep depocentres infilled with turbidites (Sainte Suzanne and Black Flysch Groups; Souquet et al., 1985;

6.2 Geological and geophysical framework of the northern Pyrenees

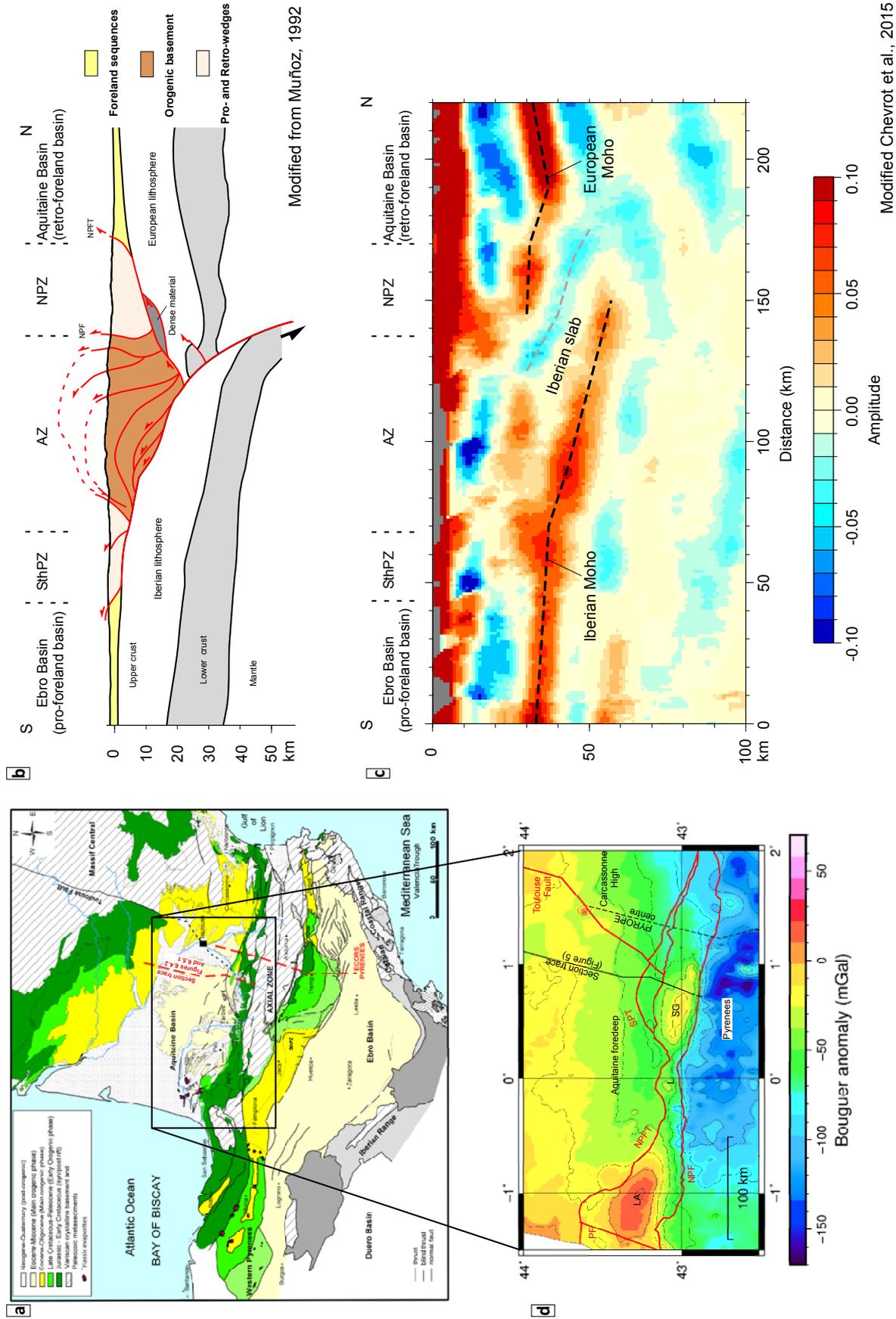


FIGURE 6.2.1 – Caption next page.

FIGURE 6.2.1 – Previous page. Geological and geophysical framework of this study. NPF : North Pyrenean Fault; NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; SPT : Sub Pyrenean Thrust; SthPZ : South Pyrenean Zone; TF : Toulouse Fault; PF : Pamplona Fault. (a) Structural map of the Pyrenees and the adjacent foreland basins. See the location of the section studied in this work. (b) Simplified crustal model along the ECORS Pyrenees deep seismic profile (modified from Muñoz, 1992). See location in (a). (c) Tomographic profile along the ECORS Profile, modified from Chevrot et al. (2015). See location in (d). (d) Map of Bouguer anomaly values across the northern Pyrenees, SW France. These data are provided by the International Gravimetric Bureau (BGI). Contours are every 20 mGal. Major positive anomalies are : PA : Parentis; LA : Labourd; L : Lourdes; SG : Saint-Gaudens.

Debroas, 1990). The main rift depocentre was bounded by the NPFT to the north and the NPF to the south (Debroas, 1990; Ford et al., 2016). Turonian-Santonian turbidites were deposited during the thermal cooling phase. The stratigraphic synorogenic succession shows a consistent facies change from predominantly nonmarine in the east to predominantly marine to the west (BRGM et al., 1974). In the central basin, Campanian-Maastrichtian marine turbidites (Petites Pyrenees Group) that develops in an external platform to open marine environment in the southern Aquitaine Basin and pass eastward into deltaic and then fluvial sandstones (Plantaurel Group). Overlying Paleocene marine (Rieubach Group) to nonmarine detrital and carbonate facies (Aude Valley Group) are followed by the marine facies of the Coustouge Group. The uppermost fluvial and lacustrine Carcassonne Group (Eocene-middle Miocene) in the east and centre was sourced from the uplifting orogen to the south with equivalent to marine facies in the west (BRGM et al., 1974; Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). These deposits mark the transition from marine to non-marine environment, highlighting an evolution from underfilled to overfilled depositional state of the foreland basin. This group starts with shallow marine sedimentary rocks (Upper Ypresian) in the southern foreland, and continues with a non-marine sedimentation (Cuisian to Bartonian), attested by fluvial sandstones and conglomerates. Late orogenic series are made of marls to marly limestones and sandstones fluvial to lacustrine sedimentary rocks. The precise age of the upper limit is poorly constrained. Post-orogenic sequences (Late Miocene to recent) cover a large area of the Aquitaine Basin and thicken westward toward the Atlantic margin (BRGM et al., 1974).

6.2.3 TECTONIC EVOLUTION OF THE PYRENEES

A first rifting event took place during Permian to Lower Triassic, associated with the opening of the Neo-Tethys Ocean and the breakup of Pangea (Olsen, 1997). A second, major rifting event (Aptian-late Cenomanian) generated the westward opening V-shaped Bay of Biscay oceanic basin (e.g., Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004), while extreme crustal thinning associated with exhumation of lithospheric mantle and lower crust, and HT metamorphism occurred further east where no oceanic crust was created (e.g., Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Fabriès et al., 1998; Henry et al., 1998; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009). This rifting event is associated with an E-W sinistral transtensional movement along the NPF. The NPZ is widely interpreted to represent an inverted hyper-thinned Aptian-Cenomanian rift system (e.g., Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009). In the rift area, Clerc et al. (2016) propose that syn-rift sediments were deposited over the ductily deformed

carbonate pre-rift sequences in the deepest parts of the basin. In the eastern Pyrenees, Marty (1976) proposes that the IMZ thrusts the non-metamorphic Mesozoic succession along its northern boundary fault.

Turonian-Santonian strata record thermal cooling of the previously rifted lithosphere. The onset of convergence started at 84 Ma (e.g., Rahl et al., 2011; Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Two orogenic episodes associated with distinct sedimentary sequences are recorded in the subsidence history of the Aquitaine Basin. The first episode (Campano-Maastrichtian) involves closure of the exhumed mantle domain accompanied by distributed inversion of rift structures, including the NPF, and a first subsidence phase in the foreland basins (e.g., Desegaulx and Brunet, 1990; Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016; Teixell et al., 2016). The second episode (Thanetian to middle Miocene) of full continental collision is also well recorded in the foreland basins. These two episodes are separated by a Danian-Selandian quiet phase (Sinclair et al., 2005; Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016).

6.2.4 GRAVITY DATA AND EVIDENCE FOR THE HIGH DENSITY BODIES IN THE NPZ

The Bouguer anomaly map of the central Pyrenees and its northern foreland (Figure 6.2.1d) corresponds to that of a typical orogen (Karner and Watts, 1983; Daignières et al., 1994). It is characterized by a large negative anomaly (to -170 mGal) over the AZ related to the orogen's crustal root and a weak negative anomaly over the central foredeep due to its sedimentary infill and flexure of the crust. The AZ negative anomaly, which decreases in intensity toward the western and eastern edges of the Pyrenean range, is attributed to the thickened low density crustal root of the orogen (Torné et al., 1989; Daignières et al., 1982; ECORS Pyrenees Team, 1988; Daignières et al., 1989). In the central sector the NPF delimits the northern edge of this negative anomaly confirming this fault as a major crustal boundary. However, in the eastern sector, the negative anomaly continues north of the NPFT, below the Carcassonne High, an area unaffected by Aptian-Cenomanian rifting.

In the NPZ a series of relatively high positive Bouguer anomalies are aligned parallel to the NPFT (Saint-Gaudens, Lourdes, Labourd; SG, L, and LA, respectively; Figure 6.2.1d). These anomalies have been interpreted as due to imbricates of dense material (either lower crust or mantle) transported northward on Pyrenean thrusts into the upper crust (Torné et al., 1989; de Cabissole, 1990; Muñoz, 1992; Casas et al., 1997; Pedreira et al., 2003, 2007; Jammes et al., 2010; Angrand et al., submitted), between 10 and 20 km depth (Casas et al., 1997). Alternatively, Velasque et al. (1989) propose that the Labourd anomaly is caused by a mantle uplift model (to 15 km depth). This model has recently been supported by seismic tomographic imaging data (Wang et al., 2016).

6.3 THE APTIAN-CENOMANIAN RIFTING

The Aptian-Cenomanian rift architecture is debated and two models are proposed for the crustal extension (boudinage and detachment models). Figure 6.3.1 shows a compilation of rifting models in the western, central, and eastern Pyrenees (Figure 6.3.1a, b, and c, respectively).

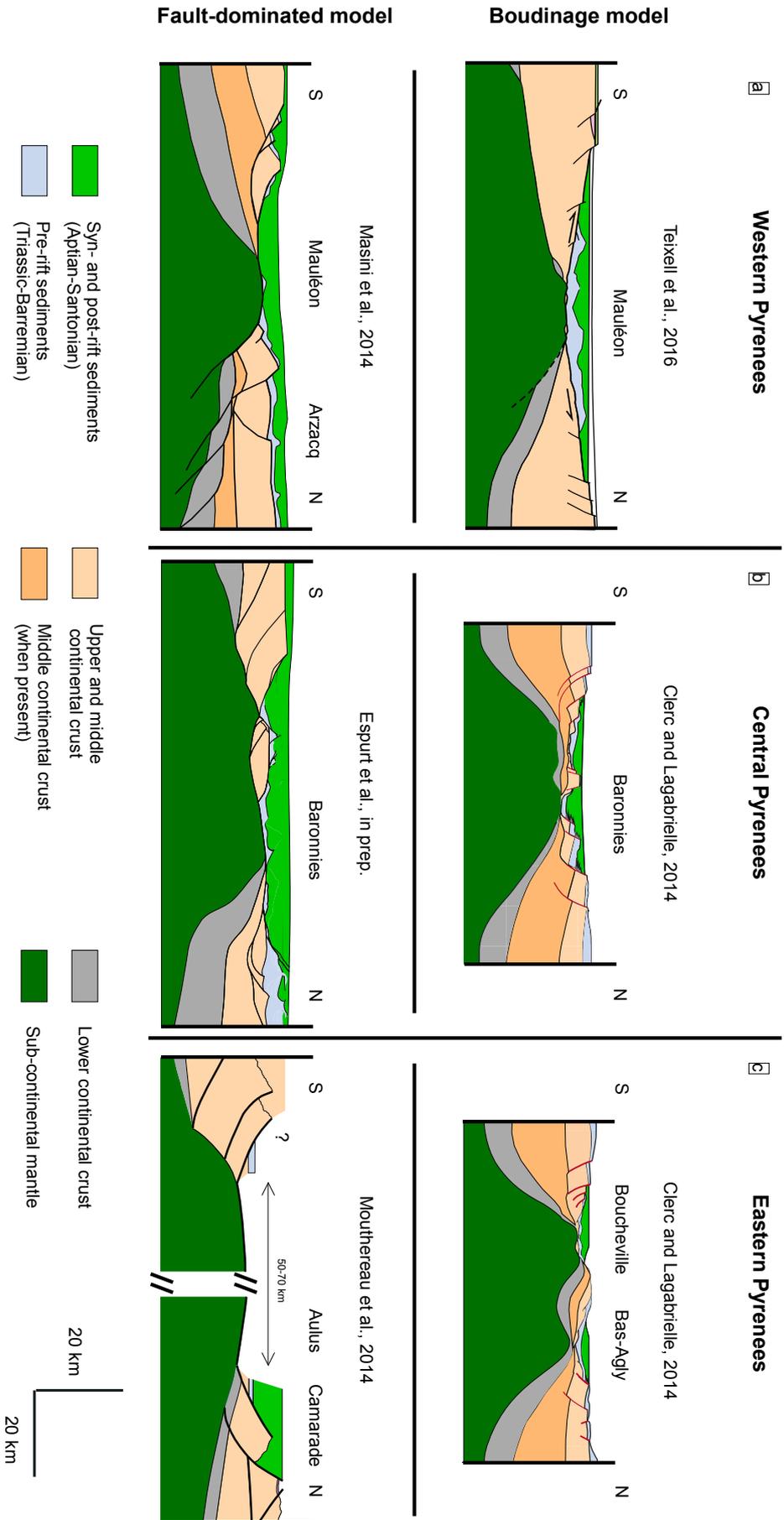


FIGURE 6.3.1 – Comparison of models for the Early Cretaceous architecture in the western (a), central (b), and eastern (c) Pyrenees. Top : Boudinage model; bottom : Detachment model. Modified from Clerc and Lagabrielle (2014) ; Masini et al. (2014) ; Mouthereau et al. (2014) ; Teixell et al. (2016) ; Espurt et al. (in prep.). (a) Western Pyrenees. (b) Central Pyrenees. (c) Eastern Pyrenees. On the model of Mouthereau et al. (2014), the syn- and post-rift sediments are represented after Ford et al. (2016).

6.3.1 BOUDINAGE MODEL

For Teixell et al. (2016), crustal extension in the centre-west Pyrenees was achieved by large scale crustal boudinage accommodated on symmetrical anastomosing shear zones in the lower–middle crust and shallow normal faulting in the upper crust (Figure 6.3.1a, top). Continental margins are relatively narrow (< 40 km wide). Both the proximal and distal portions of the margins were involved in crustal-scale ductile necking. Both European and Iberian margin slopes dipped gently inward toward the basin, similar to the geometry of the offshore Parentis rift-basin (Bois et al., 1990). A minimum width of about 15 km for the exhumed mantle domain is estimated based on the restored separation between the lherzolite bodies that outcrop in this region. The pre-rift Mesozoic sedimentary cover was detached in the Triassic Keuper facies (Lagabrielle et al., 2010) and slid off the two continental margins onto the basin floored by exhumed mantle. Teixell et al. (2016) do not recognize long-offset faults (detachments) or tilted fault blocks as reported by Ducasse et al. (1986), Jammes et al. (2009), and Masini et al. (2014) for the Mauléon basin (see below). In their model the major compressional Pyrenean structures (NPF and NPFT) do not represent inverted rift structures. Metamorphic material is thrust to the south over the Iberian margin during the compression.

Clerc and Lagabrielle (2014) propose a similar mechanism of stretching for the distal margin in the eastern and central NPZ (Figure 6.3.1b and c, top). These authors propose a "hot" Pyrenean-type margin characterized by both shallow brittle faulting of the upper crust and boudinage of the middle and lower crust. In the eastern Pyrenees, this boudinage mechanism creates two areas of crustal thinning separated by an unstretched crustal block. Clerc et al. (2015) argue that this model explains the presence of HT/LP metamorphic rocks both south and north of the Agly Massif (Figure 6.3.1c). They assume that the pre-rift sedimentary cover was immobile relative to the mantle during the extraction of the ductile crust. In this model the proximal margin is about 30 km wide.

6.3.2 DETACHMENT MODEL

An alternative model for the western Pyrenees, Jammes et al. (2009) and Masini et al. (2014) propose that the Aptian-Cenomanian extension was accommodated in two stages on northward dipping low angle detachments (Figure 6.3.1a, bottom). During the crustal thinning phase (late Aptian-early Albian) the brittle upper crust was thinned on normal faults above a decoupling level in the middle crust while lower crust and mantle lithosphere were thinned below. Along the southern border of the Mauléon sub-basin an extensional fault with breccias cuts pre-Pyrenean basement and is identified as the major early north-dipping detachment fault by Masini et al. (2014). In contrast, Teixell et al. (2016) describe this as a stratigraphic onlap contact rather than a fault and therefore refute this detachment model. Mantle exhumation was achieved during the second extension phase (Albian–Cenomanian) along new basinward migrating detachment faults that cut across already thinned crust into the mantle. The main detachments were sealed by overlapping Cenomanian strata (sag phase). In this model, the pre-rift sedimentary cover remains largely attached to tilted basement blocks.

Espurt et al. (in prep.) propose that mantle rocks are exhumed in the Baronnies rift-basin in the central Pyrenees (Figure 6.3.1b, bottom) through intense normal faulting and lower crust thinning.

These authors propose that the north Pyrenean Barousse massif separates two areas of crustal thinning recorded by HT/LP Mesozoic metamorphic rocks south and north of the massif in the present day configuration. These metamorphic rocks are associated with peridotite bodies north of the massif but not to the south. Permo-Triassic half-grabens filled with detrital sedimentation record that some normal faults were initiated during Permo-Triassic rifting (Desegaulx et al., 1990).

Along the ECORS Pyrenees profile, Mouthereau et al. (2014) and Ford et al. (2016) propose that the geometry of the European margin is thinned over a distance of about 40-50 km, accommodated by normal faults in the upper crust and ductile thinning in the lower crust (Figure 6.3.1c, middle) although they do not identify a major detachment fault.

6.3.3 TECTONIC INVERSION

All the models agree that the Campanian-Maastrichtian earliest phase of Pyrenean convergence is associated with the closing of the exhumed mantle domain and that sedimentary succession that was deposited above the exhumed mantle was detached and thrust over the margins (Lagabrielle et al., 2010; Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016; Teixell et al., 2016). In the central and eastern part of the Pyrenees, this stage is associated with wide spread inversion of former normal faults, focused in particular on the NPFT and with folding of syn-orogenic strata (Lagabrielle et al., 2010; Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016). In the centre-west Pyrenees Teixell et al. (2016) consider the NPFT as the plate suture that accommodated the lower to middle Eocene early continental collision by the overriding of the Iberian margin onto the thinned European margin.

The southern part of the NPZ, especially the IMZ, represents the pre- and syn-rift Mesozoic sedimentary rocks that were located in the hyper-extended and exhumed mantle domains. A similar mechanism is proposed by Lagabrielle et al. (2010) for the eastern Pyrenees, who propose that during tectonic inversion, the exhumed sub-continental European mantle is subducted beneath the European crust, while the syn-rift basins now represent narrow discontinuous zones of verticalized Mesozoic sediments.

6.3.4 DISCUSSION OF THE MODELS

The eastern Pyrenees records temperatures of up to 600 °C recorded in the IMZ while the centre-west Pyrenees in contrast record temperatures of 300-400 °C (Clerc et al., 2015). Clerc and Lagabrielle (2014) propose that this is in favor of a "hot" Pyrenean-type margin in the east associated with boudinage of the crust while the centre-west Pyrenees is a "cold" margin where the extension would be fault-dominated, and therefore suggest an along-strike change in the mode of thinning of the crust. The central domain represents a transitional domain between the cooler, fault-dominated extensional settings in the west and the hotter domain that deforms in a more ductile way in the east.

This distinction is contradictory with the ductile deformation of the crust proposed by Teixell et al. (2016). We suggest three hypotheses (1) evidences of HT temperature are not-preserved in the centre-west of the Pyrenees and the whole system was a "hot" Pyrenean-type margin, (2) deformation in the centre-west Pyrenees is not controlled by the thermal regime of the lithosphere and boudinage

6.4 Structure of the Aquitaine Basin and central North Pyrenean Zone

Sample	Longitude	Latitude	Location	Lithology	Min T (°C)	Max T (°C)	Mean T (°C)	SD (°C)	Method
ASP001	0.85679	42.9479	Col du Portet d'Aspet	Jurassic marble	306	355	322	19	B
ASP006A	0.84821	42.9563	Col des Passagers	Metamorphic breccia	429	504	478	25	B
ASP006B	0.84821	42.9563	Col des Passagers	Metamorphic breccia	428	504	470	23	B
ASP006D	0.84821	42.9563	Col des Passagers	Metamorphic breccia	331	638	463	80	B
ASP014	0.79073	42.9217	Col de Menté	Tectonic breccia	408	562	459	58	B
ASP102	0.79533	42.9388	Col d'Aillos	Metamorphic limestone	565	586	574	9	B
ASP104	0.80559	42.9308	Lacus path	Metamorphic limestone	504	571	547	37	B
ASP113	0.77905	42.9197	Col de Menté	Highly deformed carbonates	568	590	577	10	B
ASP114	0.758	42.9179	Col de Menté	Jurassic marble	375	479	415	56	B
ASP115	0.76595	42.9466	Cagire Peak	Metamorphic carbonates	484	605	526	54	B
ASP116A	0.75482	42.9378	Pas de l'Ane	Metamorphic carbonates	430	526	470	40	B
ASP116E	0.75482	42.9378	Pas de l'Ane	Limestone	570	576	574	3	B

TABLE 6.4.1 – RSCM temperatures of 12 North Pyrenean samples located on Figure 6.4.3. The method is based on Beyssac et al. (2002) (B) or Lahfid et al. (2010) (L). All the measurements are presented in Appendix 2.

may occur at lower temperature than in the eastern Pyrenees, (3) the extension in the centre-west Pyrenees is achieved by fault-dominated extension rather than boudinage. This point is beyond the scope of this paper and we cannot conclude which model prevails for the centre-west Pyrenees.

Except for the sequential inversion of Teixell et al. (2016), no restoration of the northern Pyrenees constrains the progressive inversion of the rift margin. Nor is there any work linking the evolution of the foreland basin to inversion of the hyper-extended rift. In the present work we propose a sequential restoration based on the present day geometry of the central NPZ and infill of the Aquitaine Basin from which we derive a model for the European hyper-extended margin.

6.4 STRUCTURE OF THE AQUITAINE BASIN AND CENTRAL NORTH PYRENEAN ZONE

In order to construct a crustal scale cross-section through the central retro-wedge and foreland basin, structural, stratigraphic, seismic, gravimetric, and borehole data were integrated with new field data in the NPZ and data from the 1:50 000 BRGM (“Bureau de Recherches Géologique et Minière”) geologic maps (Saint-Gaudens, Paris, 1971; Arreau, Barrère et al., 1984; Aspet, Debros et al., 2012). Our fieldwork focused on the North Pyrenean Zone from Saint-Gaudens to the north to Saint-Beat to the south (Figure 6.4.1). We carried out RSCM analyses at the Georessources laboratory, Université de Lorraine (Raman Spectroscopy on Carbonaceous Material; Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010) to constrain local paleo-temperature and thus the degree of metamorphism in the NPZ. We analyzed 12 samples in the southern part of the NPZ (Table 6.4). The stratigraphy and structure of the foreland basin along the section line is based on the work of Rougier et al. (2016) with minor modification of structures at depth.

6.4.1 AQUITAINE BASIN TO NORTHERN NPZ (FIGURE 6.4.2)

The Aquitaine platform preserves a thin and often incomplete Mesozoic succession unaffected by Pyrenean deformation. There is little evidence of Keuper diapirism across the platform area. The late foreland basin succession (Oligocene-Miocene) thickens southward into the Mirande basin that also preserves a thicker Mesozoic–Cenozoic succession.

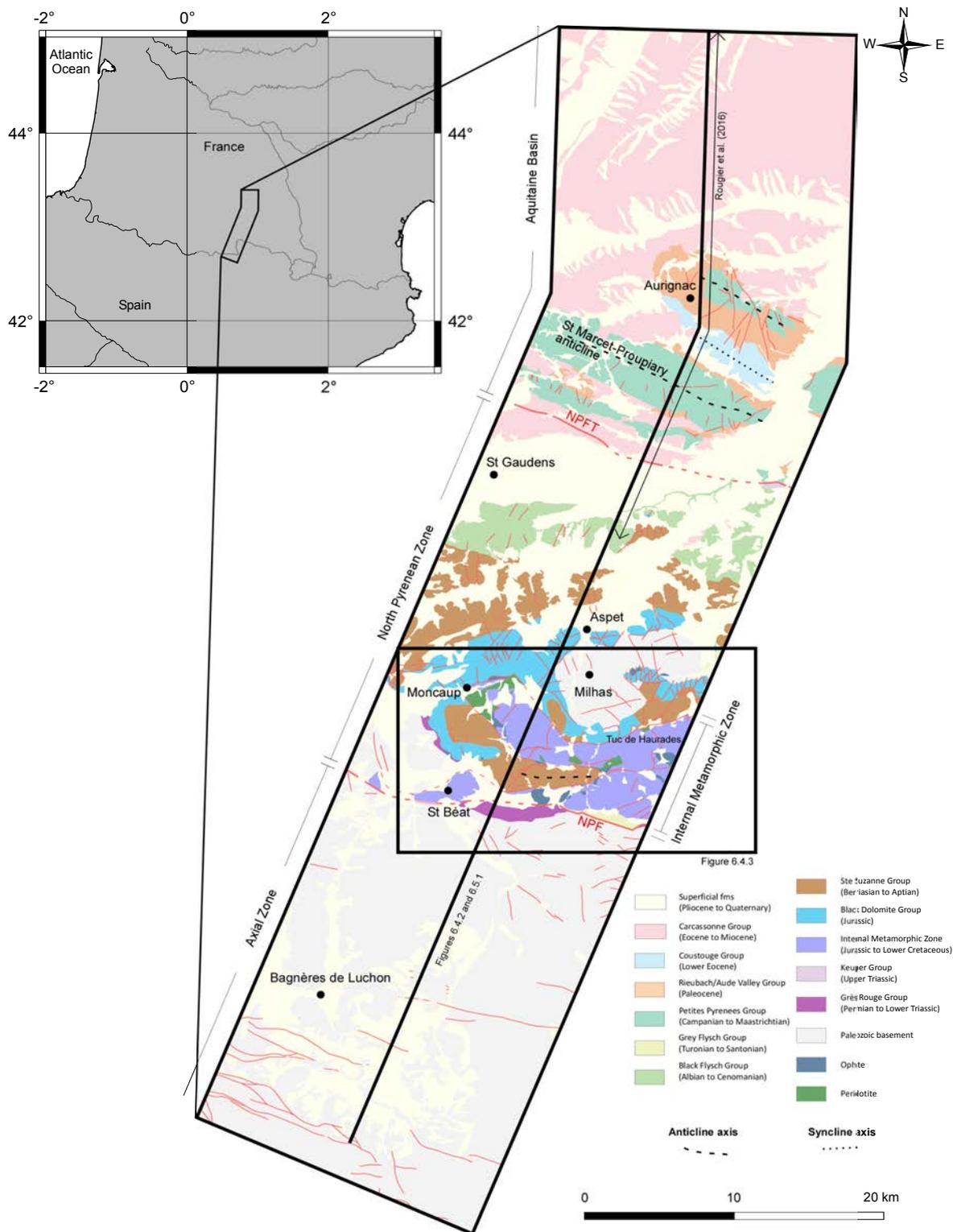


FIGURE 6.4.1 – Geological map along the section, based on fieldwork and published geological maps from Paris (1971), Barrère et al. (1984), and Debroas et al. (2012). Black rectangle shows the location of Figure 6.4.3. Section trace shows the location of Figures 6.4.2 and 6.5.1.

The Sub-Pyrenean Thrust (SPT) was originally the northern breakaway fault of the Aptian to Cenomanian rift system. From late Albian to Cenomanian it also appears to have acted as a conduit to supply a major alkaline magmatic centre in its hangingwall (Recurt Formation; Rougier et al., 2016 and reference therein). Volcanic and intrusive magmatic units thicken from 300 m northward to > 1km into the fault. The early foreland basin succession (Comminges Basin) overlies the Sub-Pyrenean Zone (SPZ). The SPT was only partially inverted during late Pyrenean compression and preserves a net normal displacement at depth. It is sealed by the upper Carcassone Group (Priabonian, Serrano et al., 2006; Rougier et al., 2016).

The Paleocene succession (Aude Valley and Rieubach groups) has a constant thickness over the SPZ while the lower Eocene (Coustouge Group) thins southward. The SPZ series is folded into kilometric upright SE-NW-trending folds above the Keuper evaporite layer that are dated as Lutetian-Bartonian. Below the Keuper evaporites basement blocks are uplifted on inverted normal faults. The Lower Carcassonne group records northward migration of folding (Paris, 1971). The Saint Marcet-Proupiary anticline is cored by a salt diapir recording halokinesis during Aptian-Cenomanian extension (Rougier et al., 2016).

The NPFT is an inverted normal fault sealed within the Maastrichtian series. It records the early Pyrenean inversion of the Albo-Cenomanian Bigorre Black Flysch hangingwall rift depocentre (Debroas, 1990; Rougier et al., 2016). No evidence for major HT/LP metamorphism has been identified in this basin, as is the case in the Baronnies rift-basin that lies along strike to the west (Debroas, 1990; Espurt et al., in prep.). Mesozoic sedimentary cover north of the Milhas Massif is deformed by a combination of north-verging folds and salt tectonics (Rougier et al., 2016). The Milhas Massif is itself Paleozoic basement-cored anticline.

6.4.2 INTERNAL METAMORPHIC ZONE, SOUTHERN NPZ (FIGURE 6.4.3)

The metamorphic units along the section line are made of recrystallized carbonates of Lower Jurassic to Lower Cretaceous in age and undifferentiated marbles and marble breccias. Triassic strata are absent. The northern boundary of the metamorphic zone is interpreted as a regional tectonic contact (Debroas et al., 2012) but poor outcrop conditions make it difficult to characterize with more accuracy. Three main peridotite bodies outcrop in this area : the Moncaup (Clerc et al., 2015), the Tuc de Tesse, and the Tuc de Haurades Massifs (Figure 6.4.3a). A detailed map of the IMZ (Figure 6.4.3a) shows an anticline of non-metamorphic strata lying between two faulted branches of the IMZ (Figure 6.4.3). The Lower Triassic to lower Aptian non-metamorphic series represents the sedimentary cover of the Paleozoic Milhas Massif. The two metamorphic units and their underlying faults connect to the Bouigane Fault to the east toward the Ballongue rift-basin (Figure 6.4.3a).

We interpret the metamorphic outcrops as half klippe of the IMZ tectonic unit that was thrust over the NPZ non-metamorphic unit (Figure 6.4.3c) during early convergence. Both units were subsequently folded together and the northern flank of the Tuc de la Serre anticline was cut by a north-verging reverse fault, which connects eastward to the Bouigane Fault in the Ballongue rift-basin (Figure 6.4.3a). Later erosion results in the half-window geometry observed today. These features clearly demonstrate

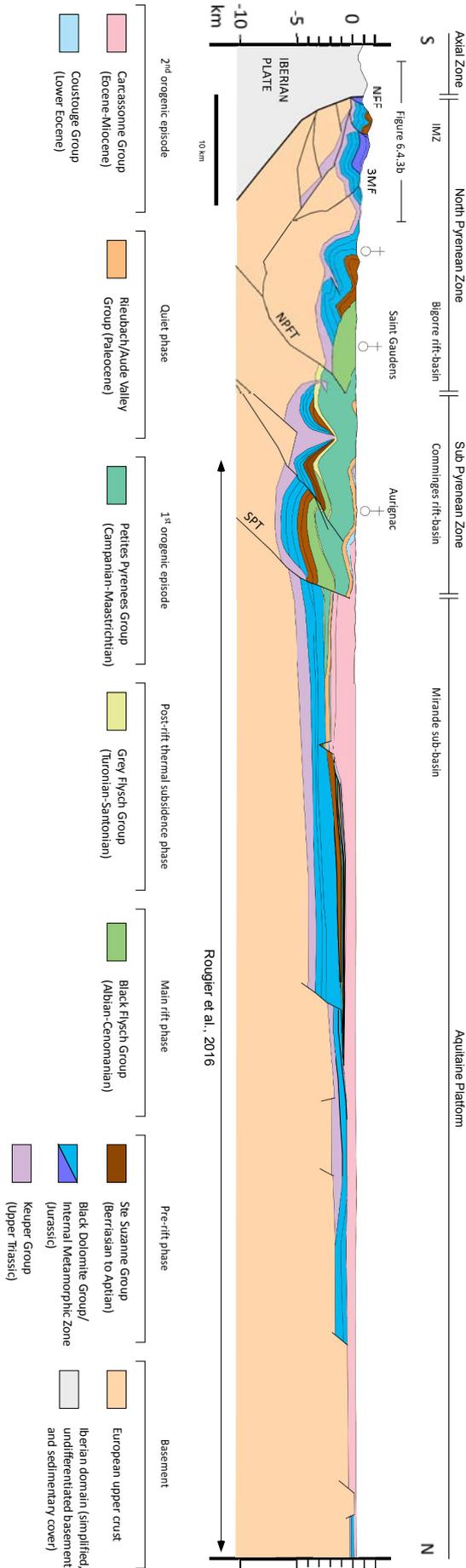


FIGURE 6.4.2 – Geological cross-section in the northern Pyrenees and Aquitaine Basin (implemented from Rougier et al., 2016).

for the first time the allochthonous nature of the IMZ. In order to further characterize the nature of the IMZ basal contact we next describe the Tuc de Haurades area (some 5 km east of the section trace), which lies along the front of the IMZ nappe.

6.4.3 TUC DE HAURADES PERIDOTITE

The Tuc de Haurades lherzolite body is 500 m long and 100 m wide surrounded by marble breccias (Figures 6.4.3 and 6.4.4) along the faulted northern boundary of the IMZ (here named the 3MF; "Chevauchement Frontal Nord" of Marty, 1976). North of this fault southeast-dipping Upper Cenomanian-Turonian unmetamorphosed marl-rich sedimentary breccias include only non-metamorphosed carbonate clasts (Debroas et al 2012). This post-rift series unconformably overlies the unmetamorphosed Jurassic cover (Figure 6.4.4b) to the north.

The lherzolite is made of N50 north dipping layers (1-2 cm thick) of fine-grained matrix cut by perpendicular white serpentine veins. The degree of serpentinisation and alteration of the peridotite increases southward (Figure 6.4.4b). We suggest that the serpentinisation gradient in the peridotite indicates the orientation of the mantle at the time it was exhumed, with the most serpentinised peridotite at the top. The base of the peridotite therefore lies along the 3MF.

Surrounding breccias are made of angular marble clasts often with a strong internal foliation lying in a recrystallized carbonate matrix, with small occurrences of millimeter- to centimeter-scale lherzolite clasts (Figure 6.4.4d). The breccia is very poorly sorted with marble clast size ranging from coarse sand to clasts of 25 cm in diameter. The breccia layer is estimated to be several hundred metres thick (Figure 6.4.4b) and continues to the east and west in the hangingwall of the 3MF for a distance of some 400 m (Figure 6.4.3a). The curved and steeply dipping contact between the peridotite body and the breccia is not exposed and its nature is difficult to ascertain. They are overlain to the south by marbles that display a clear foliation often identifiable as bedding (Figure 6.4.4e and f). Stratigraphic ages assigned to these marbles are Lower to Upper Jurassic, passing southward to Lower Cretaceous marbles and hornfelsed Black Flysch turbidites (Debroas, 1987; Debroas et al. 2012). As one approaches the breccia foliation in the marbles becomes difficult to identify. The marbles contain scapolite crystals throughout that are frequently aligned to form a horizontal to WSW-plunging lineation on the foliation (Figure 6.4.4c). Shear indicators (deformed calcite veins) in the marbles show top-to-south deformation (Figure 6.4.4e) and boudinage structures (Figure 6.4.4f) are in favor of an extensional system. Raman paleotemperatures along the section show maximum temperatures of 470 °C in the breccia, close to the peridotite, and 322 °C in at the top of the Jurassic marble series (Figure 6.4.4b).

We propose that during Aptian-Cenomanian extension the Mesozoic sedimentary cover of the distal continental margin was detached along Keuper evaporites and displaced southward to overlie the exhuming mantle as a raft and get metamorphosed as it emplaced on the exhumed mantle. The WSW-plunging lineations of the scapolite minerals in marbles and top-to-south ductile deformation markers in marble support this latter hypothesis. This mechanism has been proposed in various places of the northern Pyrenean margin (e.g., Lagabrielle et al., 2010; Teixell et al., 2016). As it overlays

FIGURE 6.4.3 – Caption next page.

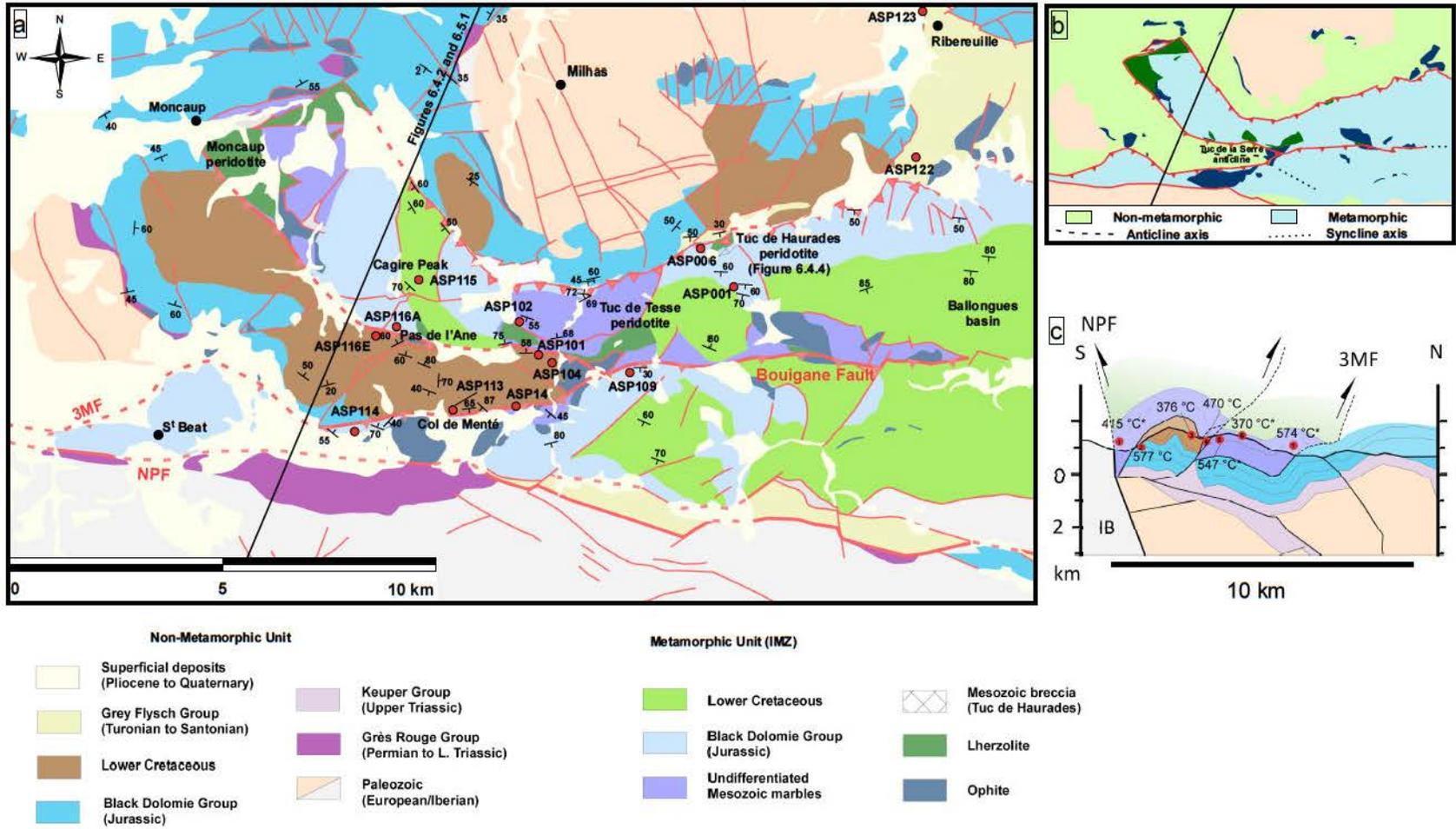


FIGURE 6.4.3 – Previous page. Geological map and geological model for the southern NPZ. (a) Geological map of the southern NPZ, based on fieldwork data and published geological map of Debroas et al. (2012). RSCM temperatures are presented in Table 6.4 and in Appendix 2. (b) Simplified map showing the metamorphic and non-metamorphic units. (c) Geological model for the IMZ. Red dots are RSCM temperatures presented in Table 6.4 and in Appendix 2. Transparent areas are eroded. RSCM samples : 1 : ASP114; 2 : ASP113; 3 : ASP116E; 4 : ASP116A; 5 : ASP104; 6 : ASP115; 7 : ASP102).

exhumed mantle, the cover was affected by HT/LP metamorphism, with temperature decreasing upward as attested by our estimates of paleotemperature. The angular clasts, the recrystallized matrix, disseminated clasts of lherzolite in the breccias, top-to-south extensional markers in the overlying marbles, and the stratigraphic position of the breccia layer between the deformed marble and the lherzolite suggest that the breccia formed along a southward detachment that placed the Mesozoic series in contact with the exhumed mantle. This detachment is inverted during the Pyrenean compression and represents the future 3MF.

In the eastern Pyrenees Clerc and Lagabrielle (2014) propose that the Mesozoic sedimentary cover gets over the exhumed mantle during the traction-assisted décollement (i.e., the crust is extracted during boudinage and the sedimentary cover is immobile relative to mantle). They support this model by a smooth restored topography of the margin at the rifting stage and the absence of raft structures indicating pure gravity sliding of the Mesozoic cover which is ductily deformed instead. However, salt sliding occurs even at low dip angle (Morley and Guerin, 1996; Brun and Fort, 2011), therefore the smooth restored topography of the margin argument should be considered with caution. Our reconstruction proposes a 9 km long IZM along our section, which is consistent with observed rafts above salt that can be tens of kilometers in size (e.g., Duval et al., 1992). Furthermore, our extensional model does not involve crustal boudinage (see below), therefore we are more in agreement with a salt sliding of the Mesozoic cover rather than a traction-assisted décollement. This sliding event must have occurred during earliest rifting as the Jurassic marbles and breccias are stratigraphically covered by Aptian-Cenomanian turbidites of the Black Flysch Group (Debroas, 1987). We can make the hypothesis that the sedimentary cover was detached as the rift opened and glided down into the exhumed mantle area. Ductile deformations (Figure 6.4.4e and f) in the cover may have occurred after the raft individualized as the mantle was progressively exhumed and the Mesozoic cover became heated.

Serpentinised mantle ridges are a common feature of rifted margins (e.g., Sayers et al., 2001; Espurt et al., 2012; Sutra and Manatschal, 2012; Figure 6.1.1). The Tuc de Haurades peridotite body may be an ancient mantle ridge that was decapitated during the Pyrenean inversion of the basal detachment during Early Campanian. In this area, the detachment and the thrust fault would therefore be distinct : the base of the breccias/top peridotite body contact represents the detachment while the base of the peridotite represents the thrust fault (3MF). As the peridotite is not in contact with the syn-rift sedimentary rocks, the ridge grew within the marbles succession and was not at sea-bottom. Another possibility would be that this peridotite body has been incorporated as a tectonic mantle lens into the fault breccia during the Aptian-Cenomanian extension. This requires that this body is surrounded by

breccia also along its northern flank. If the Tuc de Haurades peridotite body were a tectonic lens, we would expect a more general serpentinisation of the peridotite rather than a gradient. In order to be consistent with the serpentinisation gradient we described, the peridotite must have remained in its original orientation while it was incorporated into the breccia. To answer this question, the detailed geometry of the northern flank of the Tuc de Haurades peridotite requires further investigation.

In summary, the north Pyrenean zone shows thick-skinned inversion of rift margin faults combined with thin-skinned deformation of Mesozoic and Cenozoic cover above Keuper evaporites. The IMZ was emplaced during early convergence onto the non-metamorphosed margin along the 3MF and then folded along with its substratum during main collision.

6.5 STRUCTURAL MODEL AND SEQUENTIAL RESTORATION

6.5.1 LARGE-SCALE STRUCTURE

Figures 6.4.2 6.5.1d (for deep structures) show the present-day deep structure of the retro-wedge. Thick-skinned thrusts of the upper crust root to mid-crustal depth and thin-skinned deformation of cover is detached in Keuper evaporites. The NPFT roots below (Iberian) AZ and below the Saint-Gaudens mantle body whose dimensions are defined by Angrand et al. (submitted) using the excess Bouguer anomalies (Figure 6.2.1d). The mantle structure is based on the seismic tomographic profile of Chevrot et al. (2015) (Figure 6.2.1c) that shows the northward subduction of the Iberian lower crust to about 50 km depth. South of the NPFT, deep-rooted crustal structures become south-verging while shallower deformation of the sedimentary cover remains north verging. The NPF is taken as the northern boundary of the Iberian plate.

6.5.2 INVERSION HISTORY OF THE NORTHERN PYRENEES

We sequentially restored the present-day cross section to late Eocene, late Maastrichtian and late Santonian times (Figure 6.5.1) to illustrate the geometry of the European margin during the main collision, early convergence, and earliest orogenesis, respectively. We use Eocene stratigraphic markers to correlate retro-foreland and retro-wedge geometries. Therefore our restoration at the late Eocene stage does not represent the end of the main compressional event, which is poorly dated (mid-Miocene?).

The crustal cross section is a true cross section parallel to the shortening direction. Any strike-slip component is assumed to be negligible. We balanced the cross-section according to thrust tectonic principles (e.g., Dahlstrom, 1969; Boyer and Elliott, 1982; Suppe, 1983; Mitra, 2002) and using Move software (Midland Valley) on the basis of the "flexural slip algorithm", which maintains a constant volume and constant bed length. The cross-section was first fully restored to provide a pre-orogenic geometric model. The precise geometry of the hyper-extended rifted margin is difficult to precisely reconstruct because (a) most of the sediment that was deposited in the central rift (exhumed mantle domain) has been eroded (b) we cannot constrain the width of the exhumed mantle domain and (c) of the complexity of inversion structures. The restored geometries were therefore inspired by present-day

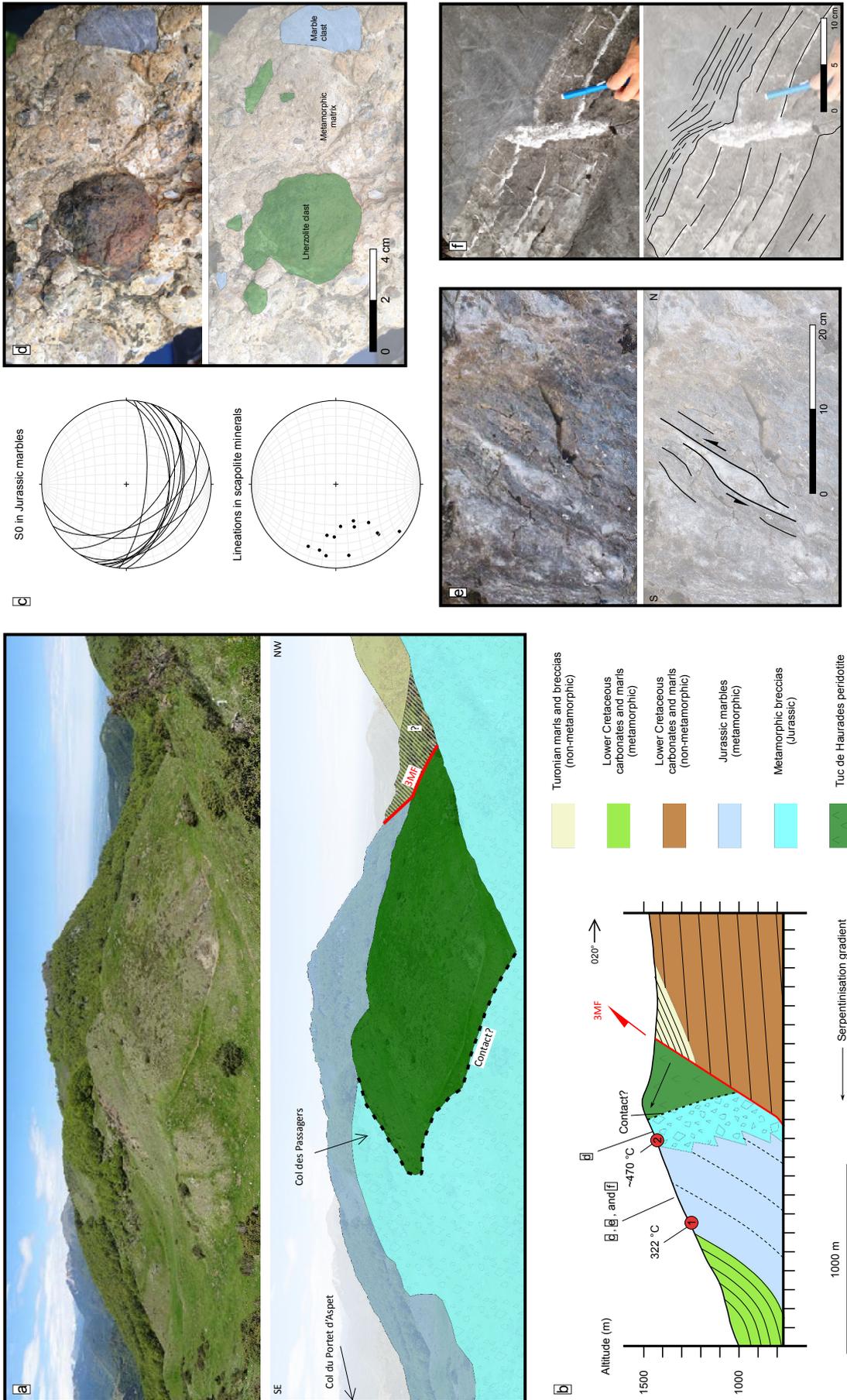


FIGURE 6.4.4 – Tuc de Haurades peridotite area. See location in Figure 6.4.3a. (a) Panorama of the Tuc de Haurades peridotite. (b) Geological model for the Tuc de Haurades peridotite. Red dots are RSCM temperatures presented in Table 6.4 and Appendix 2. RSCM samples: 1 : ASP001 ; 2 : ASP006. (c) Structural data from Jurassic marbles. Top : bedding; Bottom : lineations in scapolites minerals. (d) Metamorphic breccia with clasts of peridotite and marbles. (e) Top-to-south ductile markers (deformed calcite veins) in Jurassic marbles. (f) Boudinage deformation in Jurassic marbles.

passive margin analogs (e.g., Sutra and Manatschal, 2012; Tugend et al., 2014). For eroded areas, we assumed a minimum shortening to reconstruct eroded volumes. A fixed pin-line is located north of the SPT. The Iberian lower crust was restored using a total horizontal shortening across the whole Pyrenean orogen of 150 km (averaged from published estimates, see above). We subtracted this value from the length of the Iberian subducted slab to derive its position at the onset of orogeny. This results in an absence of Iberian lower crust below about 58 km of the northernmost Iberian upper to middle crust at the pre-orogenic stage. This feature has been recognized on previous reconstructions (Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016; Espurt et al., in prep.). The Iberian lower crust was subsequently transported northward relative to Europe during thrust stacking of the upper Iberian crust in the pro-wedge. The absence of lower crust has been observed below distal hyper-extended margins (e.g., Unternehr et al., 2010).

Our restoration model gives a total shortening in the central Pyrenean retro-wedge of about 31.2 km from Late Santonian to present-day (Figure 6.5.1). This does not take into account the closing of the entire exhumed mantle area. This shortening is calculated between the southern edge of the IMZ and the fixed pin-line located north of the SPT.

As this study focuses on the northern retro-wedge, we do not investigate deformation of the Iberian margin south of the NPF. Relevant deformation in the Iberian domain is based on Espurt et al. (in prep.) and thermochronological data (Fitzgerald et al., 1999; Withchurch et al., 2011). Additional thermochronological data along the section would help to characterize the inversion of the European margin with more accuracy. Because of inherent difficulties in constraining the paleotopography of most stages, topography and bathymetry are qualitatively represented. Study the geometry of the Iberian conjugate margin would help to understand the precise geometry of the system.

LATE SANTONIAN : INITIAL TEMPLATE (FIGURE 6.5.1A)

The Late Santonian cross section represents the state of the European rifted margin just before the onset of plate convergence. The margin was about 65 km wide, with a necking domain of about 51 km (from the SPT to the north and the 3MF to the south) and a hyper-extended domain of about 14 km (from the NPFT to the edge of continental crust to the south, where the crust is less than 10 km thick).

Rifting ended in the middle/late Cenomanian (e.g., Olivet, 1994; Sibuet et al., 2004). From Late Cenomanian to Late Santonian, post-rift thermal subsidence is recorded by deposition of the Grey Flysch Group (93.9-84 Ma), which pinches out just north of the SPT and thickens southward (Angrand et al., submitted). The distal part of the necking zone was restored near to the surface as sedimentary rocks of the Grey Flysch Group overly the eastern sedimentary cover of the Milhas Massif (Figure 6.4.3a). The post-rift succession is extrapolated across the whole rifted margin and exhumed mantle domain with a gentle increasing thickness up to about 800 m.

Upper crustal extension in the necking domain was accommodated on two major normal faults, the precursors of the SPT and the NPFT that extend downward to the brittle-ductile transition. These faults controlled Black Flysch rift-basins (Bigorre, Debroas, 1990; Baronnies, Espurt et al., in prep.; Camarade, Baby et al. 1988). Salt tectonics was active within many of these depocentres (Canerot et

6.5 Structural model and sequential restoration

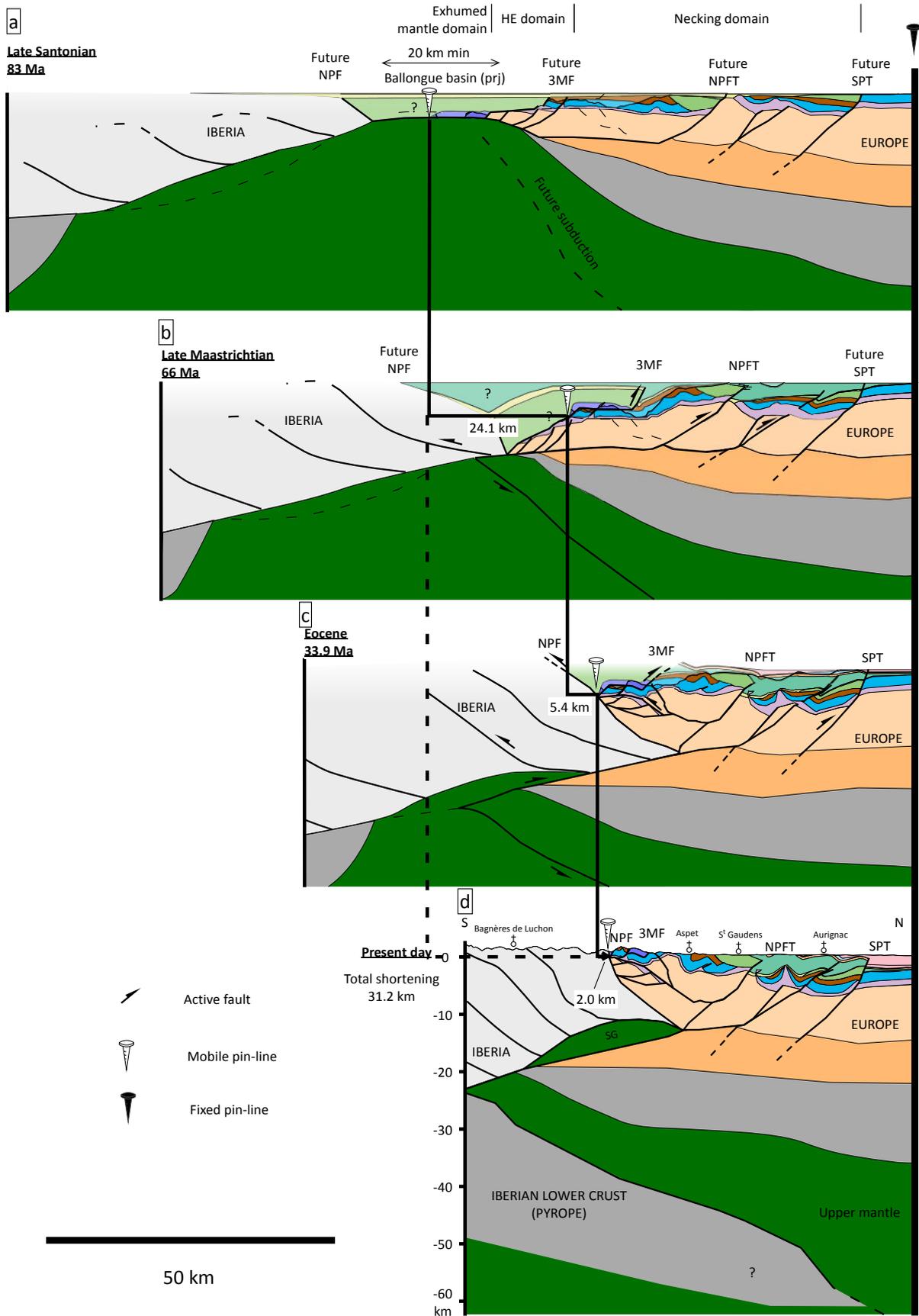


FIGURE 6.5.1 – Caption next page.

FIGURE 6.5.1 – Previous page. Crustal scale cross-section and sequential restoration. See legend in Figure 6.4.2. Horizontal shortening is calculated from the southern edge of the Internal Metamorphic Zone to a fixed pin-line north of the Sub-Pyrenean Thrust. (a) Late Santonian stage. Rift areas are based on definitions of Sutra et al. (2013). (b) Late Maastrichtian stage. (c) Late Eocene stage. (d) Present-day stage.

al., 2005; Rougier et al., 2016). Rougier et al. (2016) propose that the SPT acted as a volcanic conduit for the Cenomanian Recurt magmatic centre in its hangingwall.

The hyper-extended domain is not identifiable at surface today. Its original width is estimated at about 9 km. In the study area peridotite bodies are found at the base of the IMZ, which records a higher metamorphism from bottom to top (Debroas, 1987). This supports the hypothesis that the base of the IMZ was in contact with hot (exhumed) mantle (e.g., Labagrielle et al., 2010; Clerc et al., 2015).

We have no evidence to allow us to detect if the exhumed mantle domain was completely or partially covered by the IMZ. We however assume that the syn-rift Black Flysch Group was deposited across the exhumed mantle domain as proposed further west (Ballongue rift-basin, Debroas, 1987; Mauleon Basin; Masini et al. 2014). We use the minimum value of about 20 km for the exhumed mantle domain to accommodate the preserved IMZ. Mouthereau et al. (2014) propose a width of 50 km for the exhumed mantle domain.

LATE MAASTRICHTIAN : END OF EARLY CONVERGENCE (FIGURE 6.5.1B)

The first convergence phase took place from earliest Campanian to late Maastrichtian. Convergence was accommodated by (1) closure of the exhumed mantle domain accompanied by emplacement of the IMZ and its cover onto the southern edge of the “non-metamorphic” units necking domain along the 3MF, and (2) gentle inversion across the necking domain. Retro-wedge shortening during this phase is estimated at about 24.1 km, distributed mainly along the 3MF and the NPFT. In the necking domain the NPFT was sealed during the Maastrichtian (Rougier et al., 2016).

Close to the 3MF, footwall lithologies record the same range of temperatures as the IMZ in the hangingwall (Figure 6.4.3c). This may be due to either uncertainty in the analyses of paleotemperature (absolute uncertainty of 50 °C) or the non-metamorphic unit having been heated by the overthrusting metamorphic unit. This latter hypothesis could indicate that northward emplacement of the metamorphic unit occurred while it was still hot.

This early orogenic phase was coeval with the first phase of subsidence in the foreland basin, recorded by the Petites Pyrenees Group (Comminges Basin; Rougier et al., 2016). Post-rift thermal subsidence was still active across the stretched margin, contributing significantly to subsidence (Angrand et al., submitted). The Petite Pyrenees Group (84-66 Ma) was sourced from an as yet unidentified high to the east (Plaziat, 1981; Monod et al., 2014), with facies deepening westward. This is consistent with a low relief or submarine orogenic wedge at the early stage of convergence.

END EOCENE : CONTINENTAL COLLISION (FIGURE 6.5.1C)

During about 7 Myr (Danian-Thanetian) a quiet phase in the Aquitaine Basin is characterized by a slowdown in tectonic subsidence and sedimentation rates (Sinclair et al., 2005; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). No major retro-wedge deformation can be assigned to this period. Gentle shortening is however recorded in the pro-wedge (Grool et al., submitted). New numerical modeling of Grool et al. (submitted) suggests that during this period the orogen established its asymmetry at depth and deformation becomes mainly focused into the pro-wedge.

The main collision phase occurred during the Eocene (Figure 6.5.1c) when the Iberian crust, coupled to a fragment of its underlying mantle, was transported northward and thrust into the European retro-wedge. This mantle body later becomes the Saint-Gaudens mantle body. The role of the NPF to the south is poorly constrained. We propose that the European crust is transported southward along with the inverted syn-rift material as a backthrust along the NPF. A southward displacement of the sedimentary cover is also proposed by Teixell et al. (2016) along the Lakora Fault in the western part of the Pyrenees. An estimated 5.4 km of horizontal shortening was accommodated in the retro-wedge. Shortening propagated northward inverting inherited crustal faults in the proximal necking domain (e.g., SPT). Thermochronological data from Fitzgerald et al. (1999) and Withchurch et al. (2011) show a progressive N-S deformation that starts in the northern Pyrenees around 55 Ma and then migrates southward in the AZ around 40-35 Ma. The northern Iberian crust is deformed at that time (Vergès et al., 2002).

In the central Aquitaine Basin, the Eocene began with deposition of marine carbonates (56-47.8 Ma), followed by a thick continental series as the basin became overfilled. Deposition of continental facies continued until at least the Oligocene. These sediments contain clasts of Maastrichtian to Thanetian limestones sourced from the south (Paris, 1971) most likely due to erosion of the uplifting NPZ. The foreland depocenter migrated northward to the Mirande depocentre in the Lutetian.

OLIGOCENE TO PRESENT : END OF THE PYRENEAN COMPRESSION (FIGURE 6.5.1D)

As it encounters the mantle wedge of the European crust, the Iberian lower crust was decoupled from its upper crust and subducted. The main shortening in the Iberian plate occurs at this time by southward propagating thrusting (Fitzgerald et al., 1999; Withchurch et al., 2011; Teixell, 1996). Progressive stacking of AZ crustal imbricates steepens the NPF, uplifting in the NPZ and causing the final folding of the IMZ. In the deep retro-wedge, the Saint-Gaudens mantle body is fully emplaced within a triangle zone, accommodated mainly by backthrusting along the NPF. Horizontal shortening in the retro-wedge is only about 2.0 km during this phase. It is recorded by folding in the SPZ and inversion of the SPT, which is sealed within the Oligo-Miocene series (Rougier et al., 2016). Eroded sediments from the uplifting orogen edifice were deposited as the Upper Carcassonne Group (38-11? Ma).

6.6 DISCUSSION

6.6.1 RECONSTRUCTION OF THE HYPER-EXTENDED EUROPEAN MARGIN

Aptian-Cenomanian extension controlled pre-orogenic geometries along the European margin. Angrand et al. (submitted) show that segmentation of the European crust influenced subsequent foreland basin evolution. We here examine the geometry of the restored rift system by integrating the results of Angrand et al. (submitted) and our cross section model presented above with the work of previous authors to reconstruct the pre-orogenic crustal template (late Santonian; Figure 6.6.1). This restored map revises and updates the model of Tugend et al. (2014, 2015) for the rift between the Pamplona and Toulouse faults (NPZ and Aquitaine Basin) by identifying the geometry and distribution of the domains of the hyper-extended rift (proximal domain, necking domain, hyper-thinned domain, exhumed mantle domain). The plate reconstruction for the late Santonian uses the works of Tugend et al. (2014) and Frasca et al. (in prep.). The Iberia-Europe plate movement vectors are based on Machievelli et al. (submitted).

The proximal domain of the European margin corresponds to the Aquitaine and Medoc Platforms, where little or no crustal stretching is observed (Biteau et al., 2006; Angrand et al., submitted). The Landes High is part of the proximal domain, separating the Parentis and the Arzacq-Adour-Comminges rift-basins. East of the Toulouse Fault, the proximal domain continues further south to include the Carcassonne High. On the Iberian plate the hyper-extended domain is larger. As we focus on the European margin we cannot conclude if the Ebro Block was also segmented. Therefore the continuation of the Toulouse Fault toward the south remains unclear.

In the necking domain, small half and full graben develop on tilted basement blocks. In the east and central north Pyrenees the inverted necking domain is preserved in the NPZ (e.g., Bigorre, Camarade basins). In the central area the necking domain partly underlies the foreland basin where the Arzacq-Adour-Comminges rift-basin is bounded to the east by the Eastern Crustal Lineament (ECL, Angrand et al., submitted). In the central NPZ the E-W faulted depocentres are organized in a dextral "en échelon" pattern (Debroas 1987, 1990). On our section line this domain is represented by the stretched area between the SPT and the NPFT to the south. Toward the west, the Grand-Rieu ridge is a continental block between the necking domain and the hyper-extended domain to the south (Figure 6.6.1; Masini et al., 2014; Teixell et al., 2016).

The present-day NPFT is not a single fault but is made of a series of inverted normal faults. East of the Toulouse Fault-ECL, it represents a series of inverted break-away faults between the proximal and necking domains. To the west it delimits the necking and hyper-extended domains while the breakaway faults lie further north, now inverted to form the SPT.

The hyper-thinned and exhumed mantle domains are characterized by a complex network of triangle- or losenge-shaped rift-basins (e.g., Ballongue Baronnie rift-basins; Debroas, 1987; 1990; Choukroune and Mattauer 1978) frequently associated with HT-LP metamorphism and the exhumation of mantle rocks. However, this conclusion for the exhumed mantle domain is only hypothetical as we cannot constrain its width with accuracy. Along our section line the IMZ tectonic unit is restored

along the 3M Fault to lie above the exhumed mantle domain, which is assigned a minimum width of about 20 km (Figure 6.5.1a). Further north the Bigorre rift-basin lies in the necking domain so we conclude that the hyperthinned domain does not outcrop but must lie at depth in the inverted margin. The Bigorre basin is the eastern lateral equivalent of the Baronnies rift-basin where HT-LP metamorphism and the presence of the Avezac lherzolite body clearly place it in the hyper-thinned domain (Figure 6.3.1b, middle; Debrouas, 1990; Espurt et al., in prep). We propose that there were two exhumed mantle domains : in the western and central Pyrenees the EMD lies further north (Bigorre, Mauléon), while to the east the exhumed mantle domain lies further south. Coming eastward the more northern exhumed mantle domain pinches out, while the southern exhumed mantle domain (on our section line) closes to the west and opens to the east. In the transition zone, to the west of our section line the overlapping exhumed mantle domains are separated by the non-metamorphosed Barousse massif.

It is noteworthy that this transition area coincides with a step in the location of peridotite bodies (Lagabrielle et al., 2010; their Figure 1; Corre et al., 2016). In the eastern Pyrenees they are generally close to the NPF while they outcrop further north, west of this transition zone. Furthermore, the well-known IMZ terminates about 30 km to the west of the study area (Barrère et al., 1984).

In the westernmost part of the Pyrenees (west of Pamplona fault) the Nappe des Marbes (NdM) records HT/LP metamorphism of the Mesozoic sedimentary cover. In between the IMZ and NdM, peridotite bodies are found further north. In view of the thin skinned nature of the IMZ demonstrated in this work, we may wonder if the NdM and IMZ were part of the same allochthonous unit which was subsequently eroded in the west-central part of the Pyrenees? Alternatively, they may represent the cover of two distinct exhumed mantle domains separated by an area where the exhumed mantle domain was shifted to the north (Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2015). The strong segmentation of the rift may agree with the latter hypothesis. Combining these different elements, we propose that the rift system was partitioned with a major transfer zone (represented by the Toulouse Fault; Angrand et al. submitted) in the central Pyrenees (shown on Figure 6.6.1) and another probably across the Pamplona Fault.

Our model for rift margin geometry differs from that presented in Clerc and Lagabrielle (2014), in which the central and eastern Pyrenees are characterized by two mantle uplifts separated by the North Pyrenean Massifs. Similarly, Espurt et al. (in prep.) propose that two areas of crustal thinning are separated by the Paleozoic Barousse Massif.

In our model stretching is mainly accommodated by normal faults in the upper crust and ductile thinning of the lower crust rather than by crustal boudinage. As we focus on only one margin of the rift system, it is difficult to identify the mode of crustal thinning and exhumation of the sub-continental mantle with accuracy. Nevertheless the observed structural style is more in favor of a detachment model than a boudinage model. Based on top-to-south markers in the marbles, we propose that the Mesozoic sedimentary cover slid down on exhumed mantle on a southward detachment (future 3MF). Our model shows that no continental crust lies between the peridotite and the metamorphic sedimentary units. The peridotite is not reworked in sedimentary breccia. We therefore propose that

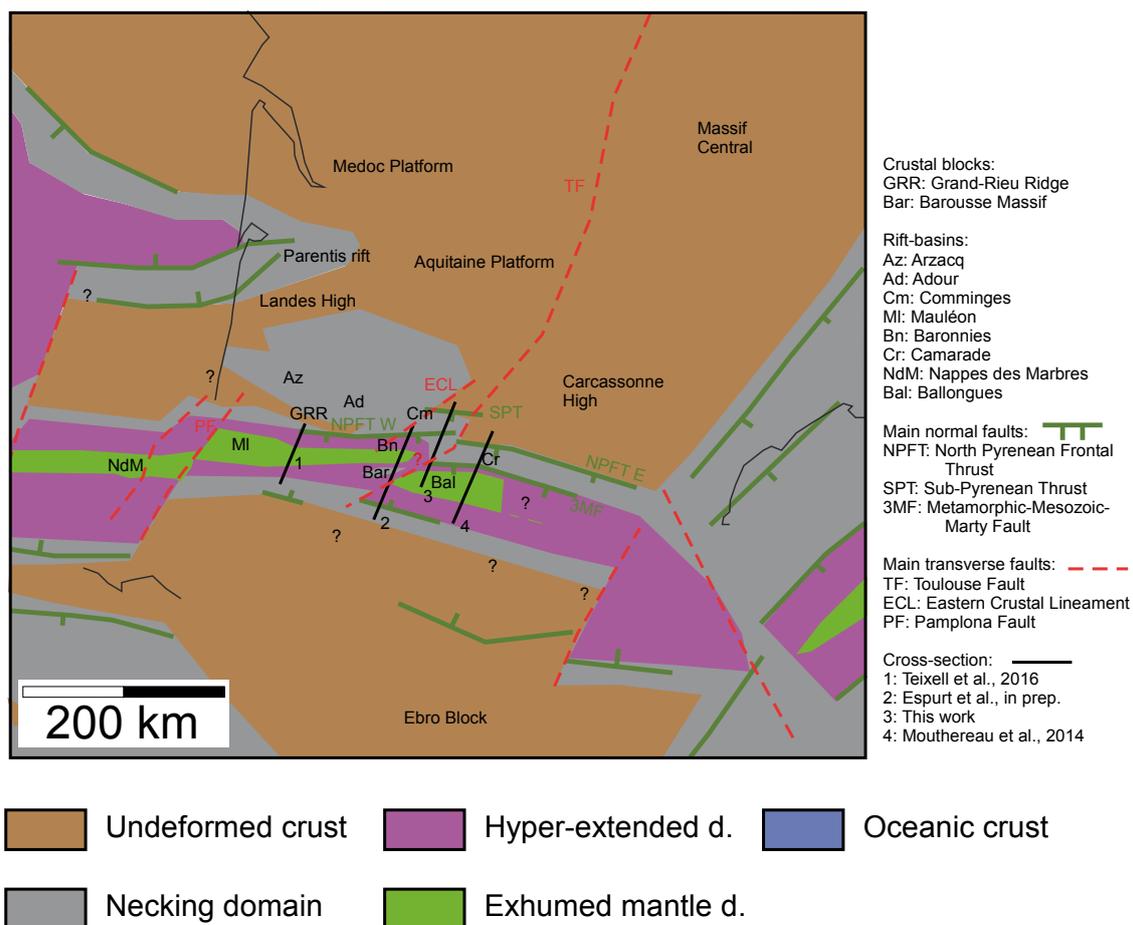


FIGURE 6.6.1 – Reconstruction of the rift margins in Late Santonian times. Modified from Frasca et al. (in prep.). The Iberia-Europe plate movement vectors are based on Machievelli et al. (submitted). Structural areas are from Tugend et al. (2014) and modified with the work of Angrand et al. (submitted) for the European plate. The width of the exhumed mantle domain between Europe and Iberia is a minimum values based on published and un-published restorations (Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016).

the sliding of the Mesozoic cover was synchronous with progressive exhumation of the sub-continental mantle in this area. Thus this sub-continental mantle was never exposed on the sea-bed but remained capped by Mesozoic marbles and younger strata. This is similar to the Moncaup area (Figure 6.4.3) where Clerc et al. (2015) and Lagabrielle et al. (2010) propose that the peridotite remained capped by Mesozoic marbles and slices of continental crust during their ascent to the surface.

Our margin geometry differs from the mode of exhumation presented in Clerc and Lagabrielle (2014) for the central Pyrenees, which proposes that the central and eastern Pyrenees are characterized by two mantle uplifts separated by the North Pyrenean Massifs. Their proposed geometry is supported by Espurt et al. (in prep.), who propose that two areas of crustal thinning are separated by the Paleozoic Barousse Massif and that mantle was exhumed below the Baronnies rift-basin north of this massif, as attested by the lherzolite body in the Baronnies rift-basin.

6.6.2 INVERSION OF THE EUROPEAN RIFTED MARGIN

The inversion of the European rifted margin consists of a first closure of the exhumed mantle domain coupled with early gentle inversion of the hyper-extended and necking domains during Campano-Maastrichtian times, everywhere along the Pyrenees (this study; Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016; Ford et al. 2016) followed by full continental collision during the Eocene associated with thick-skinned thrust accretion of the Iberian shelf basement (e.g., Verges et al., 2002; Teixell et al., 2016).

We have no evidence of remnants of the hyper-extended domain at the surface along our present-day cross-section. We propose that the hyper-extended domain was passively inverted and overthrust by more internally derived allochthonous units. This is similar to the configuration to the west, where Teixell et al. (2016) does not represent the inverted hyper-extended domain at the surface. However it is significantly different compared to the model of Tugend et al. (2014), where the major part of the NPZ is identified as the inverted hyper-thinned domain (their Figure 5). This difference results from the higher resolution data used here to identify the various domains of the hyper-extended rifted margin.

Along the section the NPFT is sealed within the Petites Pyrenees Group (Campanian-Maastrichtian) and is not reactivated during the second deformational phase (Rougier et al., 2016). This observation differs from the NPFT activity in the east and the west of the Pyrenees (Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016; Teixell et al., 2016; Espurt et al., in prep.). The occurrence of a northern normal fault along our section, represented by the SPT that is sealed within the Upper Carcassonne Group (Upper Eocene), may favor the northward propagation of the deformation rather than reactivation the NPFT.

The amount of horizontal shortening excluding emplacement of the IMZ, in the retro-wedge is 21.3 km, including horizontal displacement on the NPFT. This value is in agreement with other shortening values in this part of the Pyrenees, although a little bit lower than estimates made in the east (28-30 km, Mouthereau et al., 2014; 25 km, Ford et al., 2016), and a little bit higher than in the western (10-15 km, Teixell et al., 2016; Labaume, in prep.). These combined values indicate a progressive westward decrease in the amount of total shortening across the orogen. Our new model proposes that the IMZ is a tectonic nappe that has been thrust over the European rifted margin. This would increase shortening estimates for the whole Pyrenees derived from reconstructions that do not consider the IMZ in their model.

The model we propose for the Saint-Gaudens mantle body differs from that for the Labourd anomaly to the west, where Wang et al. (2016) propose a mantle bulge based on seismic tomographic imaging (i.e., the mantle body is still connected to the underlying sub-continental mantle). The Labourd anomaly is bigger in size (Figure 6.2.1d) which also suggests that the dense body is still connected to underlying mantle. We propose that the Labourd and Saint-Gaudens mantle bodies may each represent a different stage in the emplacement process of mantle bodies into the crust with the western Labourd unit recording an earlier stage. While the Labourd mantle body configuration may represent an early phase with limited northward shortening, the Saint-Gaudens mantle body may have been thrust northward into the European margin as the shortening is higher. This implies

that the retro-wedge records a decrease in total shortening from the central to the western Pyrenean orogen, which is supported by our reconstruction. Another feature of these gravity anomalies is that they are local and discontinuous across the orogen. As the rift system was highly segmented it is tempting to link this spatial variation of the mantle bodies across the orogen to spatial variations of the rift structures.

6.6.3 LINKING FORELAND BASIN BEHAVIOR TO PROGRESSIVE INVERSION OF A RIFTED MARGIN

The distinct phases of retro-foreland basin development along our section line (Rougier et al., 2016) can be correlated with the progressive inversion of the hyper-extended European margin. We propose that :

1. The closure of the mantle exhumation domain and early inversion of the hyper-extended domain during Campano-Maastrichtian times were responsible for the initiation of orogenic loading on the southern edge of the European plate that generated the early retro-foreland basin (Figure 6.5.1b),
2. The paucity or absence of deformation and uplift in the northern Pyrenees (field observations, LT thermochronological dating; e.g., Fitzgerald et al., 1999; Withchurch et al., 2011) during Danian-Selandian times correlates well with a period of very slow subsidence in the retro-foreland basin,
3. During the Eocene (beginning of the second phase; Figure 6.5.1c) the hyper-extended and necking zones are backthrust along the NPE. This crustal thickening is associated with initial emplacement of the Saint-Gaudens dense body. This phase initiates the deposition of the 2nd foreland sequence.
4. Deformation in the pro-wedge and final emplacement of the Saint-Gaudens mantle body into the upper crust was responsible for the main deposition of the second phase of foreland until mid-Miocene (final stage of the second phase to present; Figure 6.5.1d). Therefore activity in the pro-wedge is responsible for the subsidence in the retro-foreland basin, as proposed by analogue modelling of Hoth et al. (2008).

A very similar three phase subsidence pattern is recorded in the eastern Aquitaine Basin by Ford et al. (2016). However in the western Aquitaine basin, Teixell et al. (2016) propose that the basin presents a continuous evolution, with a slow shortening rate during Late Cretaceous and Paleocene, acceleration during Thanetian to middle-Eocene and final deceleration from Late Eocene to Early Miocene.

By analyzing crustal structures, flexural behavior of the European plate, foreland succession, and gravity anomalies, Angrand et al. (submitted) has shown that subsidence mechanisms evolved through time and space in the Aquitaine Basin. The central and western flexural basin overlies a rifted lithosphere where the amount of rifting increases westward. Forward modeling shows that total flexure of the central basin can be reproduced by a combination of post-rift thermal subsidence and load-induced (topographic and buried) subsidence.

Using the sequential restoration presented above we can propose a more precise chronology for the contributions of the three main drivers of foreland subsidence in the central Aquitaine basin along our section line.

During the Campano-Maastrichtian phase, the young orogen edifice was sub-marine. Retro-foreland subsidence was triggered by emplacement of the IMZ onto the necking and hyper-thinned domains of the European margin. In addition, post-rift thermal subsidence was active as orogenesis started only 10 Myr after the end of rifting. Our restoration to the late Maastrichtian is constrained by minimum values for Petite Pyrenees Group thickness, in order to minimize later erosion. Assuming that we have not underestimated Petite Pyrenees Group thickness, the amount of deepening due to post-rift thermal subsidence in the NPZ appears to balance uplift in the NPZ due to thrusting. Subsidence at this stage is therefore mainly recorded north of the NPFT.

While the emplacement of the Saint-Gaudens dense body started in the Eocene phase, the main emplacement of this additional load occurred during the Oligo-Miocene phase. As this main collisional phase is associated with the creation of Axial Zone topography, the strong increase in tectonic subsidence in the eastern and central foreland can be attributed to a combination of topographic and buried loads.

In the eastern part of the Aquitaine Basin, foreland subsidence is mainly controlled by topographic load (Angrand et al., submitted). Thus, the temporal evolution of the foreland is directly related to the evolution of the growing orogen to the south. To the west the total foreland basin subsidence can be explained mainly by post-rift thermal subsidence that was active mainly during the first 40 Myr of convergence. This E-W variation in subsidence drivers is at least partly related to the very heterogeneous geometry of the hyper-extended rifted margin : the more intense stretching in the west of the European margin resulted in a more important post-rift thermal subsidence that was, in fact, the main subsidence driver in this area. This conclusion implies that early convergence is not recorded in the western Aquitaine basin either because no Late Cretaceous convergence occurred in the west or that it was accommodated elsewhere.

The origin of the Danian-Thanelian quiet phase in the central and eastern Aquitaine Basin is still poorly understood. It could be related to a slowdown in the convergence rate between Iberian and European plates as proposed in plate reconstructions of Rosenbaum et al. (2002) or Vissers and Meijer, (2012). However, Mouthereau et al. (2014) propose that a slowdown of convergence in the whole Pyrenean orogen could be explained by coeval intraplate shortening within the Iberian plate.

Similar quiet phases during orogenesis have been detected in other foreland basins. Horton and Fuentes (2016) have shown in the Andean system that coupling between the plunging slab and the overriding plate has influenced subsidence in the retro-arc foreland basin (also in DeCelles and Giles, 1996). These authors successfully invoke this mechanism to explain subsidence variations in the Neuquén Basin, where foreland subsidence is associated with shortening and coupled margin settings while limited foreland subsidence can be correlated to a neutral stress regime and no deformation. Although geodynamic settings Andean and Pyrenean orogen differ (i.e., the Andean orogen is associated with active subduction of and oceanic crust), we propose that the deformation and subsidence in the

Pyrenean retro-wedge and foreland basin during deposition of the first foreland sequence would be enhanced by strong coupling across a nascent plate boundary fault (Dielforder et al., submitted). A neutral stress regime during the Paleocene would be associated with slow subsidence in the foreland basin, and finally subsidence accelerates again due to true plate loading at and after peak collision.

Forebulge migration has also been evoked in the central Andes and in the North American Cordilleran foreland as responsible for variations in foreland subsidence through time (e.g., Horton et al., 2001; Fuentes et al., 2011). In this case the temporal evolution of a local point in the basin would be represented by an initial back-bulge deposition, followed by a phase of limited or no subsidence followed by accelerating subsidence as the foredeep migrates outward (Horton et al., 2001). However, shortening is limited on the Pyrenean retro-wedge and the Aquitaine Basin did not migrate much toward the craton. It is however very difficult to measure migration due to the broader thermal subsidence overprint. Furthermore this quiet phase is synchronous across the basin and therefore does not correspond to a migration.

6.7 CONCLUSIONS

The Pyrenean retro-wedge results from the inversion of the European hyper-extended rifted margin. Early Cretaceous rifting strongly influenced the evolution of the retro-wedge and the Aquitaine Basin. Our reconstruction identifies the following characteristics for this retro-foreland system.

1. During the Pyrenean orogenesis, two tectonic phases occurred (Campanian-Maastrichtian and Thanetian-Mid-Miocene), which resulted in two foreland sequences recorded in the central Aquitaine Basin. These phases are separated by a quiet phase (Danian-Selandian) characterized by very low tectonic subsidence in the basin and no major deformation in the retro-wedge. The first phase is associated with the early inversion of extensional structures, the closing of the exhumed mantle domain, and the thrusting of pre- syn-rift material onto the proximal margin. The second phase corresponds to the main continental collision and loading of the plate, including the emplacement of an imbricate of mantle material into the European crust. During this second phase the deformation starts in the retro-wedge during the Eocene and then migrates southward in the pro-wedge toward the Oligocene.
2. The IMZ is an allochthonous unit that first slid onto exhumed mantle to the south from the distal (hyper-extended) European margin during extension and then was transported northward during the early phase of convergence. The IMZ may be allochthonous across the whole Pyrenees. Estimated shortening values from studies that do not take this into account are therefore underestimated.
3. The rift architecture has a strong influence on the deformation style of the retro-wedge. The major normal faults that delimit the rift domain are inverted during the compression.

In conclusion, this case study in the central Pyrenees and Aquitaine Basin demonstrates that the inversion of a hyper-extended margin is controlled by the rift architecture. The subsidence in the retro-foreland basin is also controlled by deformation in the pro-wedge.

ACKNOWLEDGEMENT

We thank Cédric Carpentier (GeoRessources), Michel de Saint-Blanquat (GET), and Antoine De Amorin for their help on the field. Thierry Baudin and Maxime Ducoux are thanked for discussion about the IMZ. We thank Marie-Camille Caumon for supervising RSCM analyses. The BGI is acknowledged for providing gravity data.

TROISIÈME PARTIE

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CHAPITRE 7

CONCLUSIONS

Cette thèse analyse les effets de l'héritage d'un épisode tectonique sur la mise en place et l'évolution d'un bassin d'avant-pays, afin d'apporter des réponses aux questions suivantes : (1) Quel est le comportement flexural d'un rétro-bassin d'avant-pays qui se développe sur une marge hyper-amincie? (2) Comment les différentes sources de subsidence évoluent-elles au cours du temps? (3) Quels sont les mécanismes d'inversion d'une marge hyper-amincie?

Pour répondre à ces problématiques, cette thèse s'est focalisée sur le Bassin Aquitain, qui est le rétro-bassin d'avant-pays pyrénéen qui s'est développé sur la plaque européenne du Campanien au Miocène. Celui-ci s'est initié alors que la lithosphère européenne n'avait pas retrouvé son état d'équilibre après un rift qui a duré de l'Aptien au Cénomanién. La démarche entreprise a été la suivante : une approche multi-échelle a été utilisée afin de caractériser les différents facteurs majeurs pouvant jouer un rôle dans l'évolution du bassin. Ceci a consisté en une combinaison de modélisation 3D, de modélisation flexurale, d'acquisition de données de terrain et de construction et restauration d'une coupe géologique d'échelle crustale ainsi que d'analyses de subsidence d'après des données de forage.

La première étude (Chapitre 4) a porté sur l'analyse de la flexure du Bassin Aquitain, grâce à une modélisation de la flexure et l'identification des différentes charges. Ces résultats montrent que les structures du rift aptien-cénomanién sont préservées dans le rétro-bassin et que cet épisode a fortement influencé l'évolution du Bassin Aquitain, en créant une segmentation crustale qui a pour conséquence une variation est-ouest de l'amincissement de la croûte, qui augmente vers l'ouest. Cet héritage a influencé le comportement du bassin d'avant-pays : (1) en générant une subsidence thermique post-rift partiellement synchrone de la convergence pyrénéenne, (2) en créant des variations latérales de rigidité de la plaque européenne corrélables à des variations d'amincissement crustal. Les modélisations flexurales de la plaque européenne ont montré que (1) dans la partie est du bassin, la charge topographique de l'orogène pyrénéen est la principale source de subsidence, (2) dans le centre du bassin, la géométrie du bassin est reproduite par une combinaison de subsidences flexurales (charge topographique et charge cachée en sub-surface) et de subsidence thermique post-rift, (3) dans la partie ouest, la géométrie du bassin d'avant-pays est principalement contrôlée par la subsidence thermique post-rift.

La deuxième étude (Chapitre 5) présente des résultats préliminaires basés sur une analyse de la subsidence 1D à partir de données de puits et une analyse 3D des unités sédimentaires dans le bassin. Ces premiers résultats ont montré une variation dans le temps et dans l'espace de la subsidence tectonique dans le Bassin Aquitain. La subsidence tectonique enregistre deux épisodes d'approfondissement du bassin au Campanien-Maastrichtien et au Thanétien-Miocène moyen, séparés par une phase de quiescence au Danien-Sélandien. La subsidence tectonique décroît vers l'ouest où ces deux épisodes d'approfondissement sont moins marquées. Le Bassin Aquitain est segmenté par le système Faille de Toulouse/Eastern Crustal Linement qui délimite les dépo-centres est et centre. La subsidence flexurale débute à l'est du bassin, associée à une construction orogénique dès le Campanien-Maastrichtien. Dans la partie ouest, le rôle de la subsidence thermique post-rift a été prépondérant dans l'évolution du bassin : certains puits montrent une signature tectonique principalement thermique mais ne montrent que peu d'évidences de subsidence flexurale durant la première phase. La phase de quiescence est marquée sur l'ensemble de bassin. Dans le secteur est, la reprise de la seconde phase est plus précoce et est associée à de plus forts taux de subsidence que dans les secteurs centre et ouest. Cette étude de subsidence dans la partie est du bassin confirme que la subsidence flexurale est la principale source d'approfondissement du bassin alors qu'elle est principalement thermique à l'ouest.

La relation entre l'évolution de l'orogène et celle du rétro-bassin (Chapitre 6) a pu être étudiée grâce à la construction d'une coupe structurale d'échelle crustale dans la Zone Nord Pyrénéenne centrale et le Bassin Aquitain. Cette coupe a été séquentiellement restaurée à la fin Eocène, fin Maastrichtien et fin Santonien. Cette étude a montré que durant le rifting, la couverture sédimentaire glisse sur le domaine de manteau exhumé et est métamorphisée au contact du manteau. L'inversion de la marge hyper-amincie européenne a réactivé les failles normales majeures qui délimitaient les zones du rift. La compression s'est faite en deux étapes : la première phase de convergence (Campanien-Maastrichtien) est associée à l'inversion précoce des structures extensives, la clôture du domaine de manteau exhumé et le charriage du matériel pré- et syn-rift sur la marge proximale européenne au nord. Cet épisode a généré la première charge orogénique de la plaque européenne, contemporaine de la subsidence thermique post-rift. L'épisode de collision continental majeur (Thanétien-Miocène moyen?) est associé à l'empilement des unités paléozoïques de la Zone Axiale et l'emplacement du corps mantellique de Saint-Gaudens en profondeur. Cet épisode a généré la seconde phase de subsidence tectonique. Ces deux phases de déformation ont généré un raccourcissement horizontal total dans le rétro-prisme de 31.2 km (hors mouvement le long de la Faille Nord Pyrénéenne).

Cette étude montre le rôle fondamental de l'héritage structural et thermique de la lithosphère dans le cas d'un rétro-bassin d'avant-pays qui s'initie seulement 10 Ma après la fin du rifting et pour lequel la subsidence thermique post-rift est encore active. Cette approche doit être maintenant confirmée et développée dans d'autres cas d'études présentant des conditions similaires. Les résultats de cette thèse participent à une meilleure compréhension des systèmes orogéniques et de leurs rétro-bassins d'avant-pays, notamment en établissant un lien entre rigidité flexurale et amincissement crustal, en mettant en évidence les évolutions spatiales et temporelles des différentes sources de subsidence

CHAPITRE 7. CONCLUSIONS

dans un bassin ainsi qu'en identifiant le rôle de l'héritage structural dans l'inversion et la flexure d'une marge hyper-amincie.

CHAPITRE 8

PERSPECTIVES

Les résultats développés durant cette thèse ont mis en évidence de nouvelles problématiques concernant l'orogène pyrénéen. Dans la partie ouest du Bassin Aquitain, la subsidence thermique post-rift est la principale source de subsidence. Une forte segmentation du bassin, héritée de la structure du rift aptien-cénomaniens et de l'épisode de déformation varisque, mise en évidence par une zone de transfert majeure au niveau de la Faille de Toulouse, a affecté l'orogène. L'étude dans la région d'Aspet illustre l'allochtonie de la Zone Interne Métamorphique dans la partie centrale des Pyrénées. Ces observations posent les questions suivantes : (1) L'allochtonie de la Zone Interne Métamorphique se retrouve-t-elle dans l'ensemble de l'orogène? (2) La diminution de la subsidence flexurale dans la partie ouest est-elle liée à la variation dans la quantité de raccourcissement d'est en ouest dans l'orogène et au changement de polarité des structures? (3) Une zone de rift complexe évolue-t-elle préférentiellement en rétro-bassin? (4) La segmentation dans la partie centrale du bassin continue-t-elle dans l'orogène? Pour y répondre, les perspectives suivantes peuvent être envisagées.

La thermicité et la structure de la partie centrale de la Zone Nord Pyrénéenne se révèlent être des outils clés pour comprendre l'histoire de cette zone affectée par un métamorphisme durant l'Aptien-Cénomaniens. Les campagnes de terrain ont permis d'échantillonner de nombreux sites dont les lames minces sont déjà prêtes, sur une étendue allant de la région d'Aspet à la vallée d'Aure à l'ouest ainsi que dans les bassins rifts crétacés inférieurs au sud du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. Faire le lien entre ces deux zones d'études peut s'avérer d'une grande importance scientifique car elles se situent de part et d'autre de la zone de transition entre les deux domaines de manteau exhumé (Chapitre 6, Figure 6.6.1). Les analyses de thermométrie RSCM aideraient à préciser la géométrie de la Zone Interne Métamorphique et la transition des zones métamorphiques dans les bassins rift au sud du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. Les études en Vallée d'Aure font suite à mes travaux de master dans le cadre des projets PYRAMID et RGF encadrés par Stéphane Brusset (GET, Toulouse) et Nicolas Espurt (CEREGE, Aix-en-Provence) et font actuellement l'objet d'un article en cours de préparation par Nicolas Espurt. L'étude thermique, la continuité des structures ainsi que les mécanismes d'inversion de cette zone complexe me paraît une continuité logique en lien avec cette thèse. En vue d'une étude future, l'allochtonie de la Zone Interne Métamorphique devra être analysée latéralement dans l'orogène. D'autres travaux réalisés dans le cadre du projet RGF se focalisent sur la

géométrie de la Zone Interne Métamorphique dans les parties est et ouest de la chaîne pyrénéenne : il serait intéressant de savoir si nous pouvons également décrire cette allochtonie mise en évidence (Chapitre 6) dans d'autres secteurs. Une synthèse régionale regroupant l'ensemble des nouvelles informations recueillies permettrait de préciser le comportement et timing d'inversion de la Zone Interne Métamorphique à l'échelle de la chaîne. Enfin, les données gravimétriques pourraient être utilisées pour étudier avec plus de précision les structures majeures dans le socle du bassin. Nous avons utilisé les données d'anomalies de Bouguer pour préciser la nature et la géométrie des corps denses dans la Zone Nord Pyrénéenne. L'application de différents filtres géophysiques pourrait fournir des indications supplémentaires sur ces structures crustales non-accessibles, ainsi que de permettre de tester la réponse gravimétrique des modèles 3D et 2D construits dans le bassin.

Cette thèse montre que le rétro-bassin d'avant-pays aquitain a été soumis à l'action synchrone de subsidence flexurale et thermique post-rift. Le Bassin Aquitain est en effet un cas particulier d'un bassin d'avant-pays qui s'initie seulement 10 Ma après la fin d'un rifting. Ce résultat soulève la question suivante : comment évolue le régime thermique d'une lithosphère amincie qui retourne à son état d'équilibre (donc soumis à la subsidence thermique post-rift) lorsqu'elle est intégrée dans un système orogénique?

Les études des modèles thermiques des orogènes montrent une évolution de la distribution thermique au cours du temps, associée à l'accumulation de matériel radioactif dans la croûte. Ce point a été brièvement évoqué en Chapitre 4. La modélisation de l'évolution du régime thermique d'une marge soumise à la subsidence thermique progressivement intégrée dans un orogène permettrait de valider l'hypothèse que nous émettons concernant l'action synchrone de la subsidence thermique avec la subsidence flexurale. Pour cela, il serait tout d'abord intéressant de modéliser la diffusion de chaleur dans un orogène et de voir comment se propage la diffusion de chaleur créée par l'épaississement crustal du prisme orogénique dans la marge amincie. Le cas pyrénéen serait un bon cas d'étude car il permettrait d'étudier au cours du temps l'empilement des différentes unités crustales de la Zone Axiale dont la cinématique est contrainte par la thermochronologie et les modèles de restauration structurale proposés (e.g., Chapitre 6). Cette problématique a été discutée avec Laurent Guillou-Frottier (BRGM) et un modèle "pyrénéen" basé sur le Profil ECORS a été élaboré. Il n'y a pas de suite dans l'immédiat et cette étude sera probablement discutée dans de futurs projets scientifiques. De manière plus générale, ces travaux aideraient à améliorer la compréhension de l'évolution des régimes thermiques des orogènes et de leurs bassins associés. En plus de l'aspect principal de recherche fondamentale, ceci ouvre la voie à des intérêts économiques liés aux ressources des bassins d'avant-pays. La comparaison avec Taiwan (Chapitre 4) montre une différence majeure dans le rôle des charges contrôlant la subsidence : alors qu'il s'initie peu de temps après un rifting, le bassin d'avant-pays n'est pas soumis à la subsidence thermique. Nous proposons que la subduction océanique puisse perturber le retour à l'équilibre thermique de la lithosphère après le rifting. En effet, lors d'une subduction océanique, la lithosphère pourrait être perturbée par le plongement du slab froid et les mouvements de convection associés, ainsi la subsidence thermique qui pouvait être active durant la période post-rift/pré-orogénique pourrait s'arrêter. Il serait intéressant de modéliser l'effet thermique

de la subduction d'une croûte sur l'évolution thermique de la lithosphère des pro- et rétro-bassins de l'orogène.

La relation entre l'amincissement crustal et la rigidité de la lithosphère (via le paramètre de l'épaisseur élastique de la lithosphère) est proposée dans notre étude flexurale du bassin (Chapitre 4), cependant cette étude reste qualitative. Bien que la relation entre l'amincissement crustal et la rigidité de la lithosphère soit également influencée par d'autres paramètres, tel que l'âge thermique de la lithosphère, une compilation et comparaison de ces différents paramètres pourrait être envisagée. Il serait intéressant de faire des études similaires dans d'autres systèmes orogéniques, notamment des systèmes où la subsidence flexurale est la principale (ou la seule) source de subsidence dans les bassins afin de pouvoir caractériser la rigidité de la lithosphère précisément.

Enfin, les résultats de cette thèse sont basés sur des modèles simples qui, bien qu'ayant permis de mettre en évidence les résultats présentés précédemment, pourraient être affinés de la manière suivante. Le modèle d'extension utilisé dans les calculs de subsidence thermique post-rift est le modèle standard d'extension uniforme. Cette approche nous a permis d'établir un lien clair entre l'évolution du bassin et la subsidence thermique post-rift. Cependant, l'utilisation d'un modèle thermique plus adapté (amincissement dépendant de la profondeur basée sur le cas d'étude pyrénéen et la géométrie de la marge hyper-amincie proposée) permettrait d'étudier plus précisément le rôle de cette subsidence. Notamment, le modèle d'extension uniforme est basé sur une extension en mode pure shear, alors que l'extension du domaine pyrénéen serait plus proche d'un modèle simple shear avec détachement. Il serait donc intéressant de prendre ce paramètre en compte pour développer un futur modèle de subsidence thermique. De plus, il serait également possible d'améliorer le paramètre d'amincissement crustal en utilisant une géométrie de Moho plus précise. Les travaux dans le cadre du projet PYROPE fournissent de nouvelles données tomographiques concernant la géométrie du Moho qui pourraient être utilisées pour calculer une nouvelle épaisseur crustale et donc un nouveau facteur d'amincissement.

QUATRIÈME PARTIE

BIBLIOGRAPHIE

Airy, G. B. (1855). On the Computation of the Effect of the Attraction of Mountain-Masses, as Disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Stations in Geodetic Surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145(0), 101–104.

Albarède, E., & Michard-Vitrac, A. (1978). Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(3), 327–332. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90157-7](http://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90157-7)

Ali, M. Y., & Watts, A. B. (2009). Subsidence history, gravity anomalies and flexure of the United Arab Emirates (UAE) foreland basin. *GeoArabia*, 14(2), 17–44.

Ali, M. Y., Watts, A. B., & Farid, A. (2014). Gravity anomalies of the United Arab Emirates: Implications for basement structures and infra-Cambrian salt distribution. *GeoArabia*, 19(1), 85–112.

Allen, P. A., & Allen, J. R. (1990). *Basin Analysis—Principles and Applications*, 1990. Forward models of heat flow and inversion of vitrinite reflectance data in investigating Tertiary inversion events.

Allen, P. A., & Allen, J. R. (2005). *Basin analysis: principles and applications* (2nd Ed.). Blackwell Publishing Ltd.

Allen, P. A., & Allen, J. R. (2013). *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment* (3rd Ed.). John Wiley & Sons.

Azambre, B., & Fabriès, J. (1989). Mesozoic evolution of the upper mantle beneath the eastern Pyrenees: evidence from xenoliths in Triassic and Cretaceous alkaline volcanics of the eastern Corbières (France). *Tectonophysics*, 170(3–4), 213–230. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90272-2](http://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90272-2)

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

Barrell, J. (1914). The strength of the Earth's crust. *Journal of Geology*, 22(9), 28–515. <http://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Barrère, P., Bouquet, C., Debroas, E. J., Péllissonier, H., Peybernès, B., Soulé, J. C., ... Ternet, Y. (1984). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Feuille Arreau (1072), BRGM Éditions., BRGM, Orléans.

Beaumont, C. (1981). Foreland Basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, 65, 291–329. <http://doi.org/10.1002/9781444303810>

Beaumont, C., Muñoz, J. A., Hamilton, J., & Fullsack, P. (2000). Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 8121–8145. <http://doi.org/10.1029/1999JB900390>

Bell, R. E., Jackson, C. A.-L., Elliott, G. M., Gawthorpe, R. L., Sharp, I. R., & Michelsen, L. (2014). Insights into the development of major rift-related unconformities from geologically constrained subsidence modelling: Halten Terrace, offshore mid Norway. *Basin Research*, 26(1), 203–224. <http://doi.org/10.1111/bre.12049>

Bell, R. E., Jackson, C. a.-L., Whipp, P. S., & Clements, B. (2014). Strain migration during multiphase extension: Observations from the northern North Sea. *Tectonics*, 33(10), 1936–1963. <http://doi.org/10.1002/2014TC003551>

- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments : a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859–871. <http://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Bilotte, M., Cosson, J., Crochet, B., Peybemès, B., Roche, J., Taillefer, F., ... Villate, J. (1988). Notice explicative de la feuille de Lavelanet à 1/ 50 000 n°1076. Carte Géologique de La France. Orléans : BRGM.
- Bilotte, M., Koess, L., & Debroas, E. (2005). Relations tectonique–sedimentation sur la marge nord-orientale du sillon sous-pyreneen au cours du Santonien superieur (11 fig.). *Bulletin de La Societe Géologique de France*, 176(5), 443–455.
- Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., & Masset, J.-M. (2006). The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience*, 12(3), 247–273. <http://doi.org/10.1144/1354-079305-674>
- Boillot, G. (1986). Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics*, 129, 243–255.
- Bois, C. (1990). Major geodynamic processes studied from the ECORS deep Seismic profiles in France and adjacent areas. *Tectonophysics*, 173, 397–410. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90233-X](http://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90233-X)
- Bois, C., & ECORS Scientific Party. (1990). Major geodynamic processes studied from the ECORS deep Seismic profiles in France and adjacent areas. *Tectonophysics*, 173, 397–410. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90233-X](http://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90233-X)
- Bourrouilh, R., Richert, J.-P., & Zolnai, G. (1995). The north Pyrenean Aquitaine basin, France : evolution and hydrocarbons. *AAPG Bulletin*, 79(6), 831–853.
- Boyer, S. E., & Elliott, D. (1982). Thrust systems. *AAPG Bulletin*, 66(9), 1196–1230.
- Brandon, K. a, Roden-Tice, T. M., & Garver, J. I. (1998). Late Caneozoic exhumation of the cascadia accretionary wedge in the Olympic montains, northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 985–1009.
- BRGM, Elf, Esso, & SNPA. (1974). *Géologie du bassin d'aquitaine* (BRGM Ed).
- Brunet, M.-F. (1984). Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geological Magazine*, 121(5), 421. <http://doi.org/10.1017/S0016756800029952>
- Brunet, M.-F. (1986). The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. *Tectonophysics*, 129(1–4), 343–354.
- Burov, E. B., & Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere : What does it really mean? *Journal of Geophysical Research*, 100(B3), 3905–3927. Retrieved from <http://www.gfd.geophys.ethz.ch/kausb/Teaching/DynLithMantle/papers/94JB02770.pdf>
- Burov, E. B., & Watts, A. B. (2006). The long-term strength of continental lithosphere : “jelly sandwich” or “crème brûlée”? *GSA Today*, 16(1), 4.
- Canérot, J., Hudec, M. R., & Rockenbauch, K. (2005). Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen : Salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG Bulletin*, 89(2), 211–229. <http://doi.org/10.1306/09170404007>
- Capdeville, J.-P. (1998). Notice explicative de la feuille de Aire-sur-l'Adour à 1/50 000 n°0979. BRGM.

Carola, E., Tavani, S., Ferrer, O., Granado, P., Quintà, A., Butillé, M., & Muñoz, J. A. (2013). Along-strike extrusion at the transition between thin- and thick-skinned domains in the Pyrenean Orogen (northern Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 119–140. <http://doi.org/10.1144/SP377.3>

Casas, A., Kearey, P., River, L., & Adam, C. R. (1997). Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 65–78.

Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Pujol, M., ... Ballard, J.-F. (2016). New sedimentological, structural and paleo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 312–321. <http://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.008>

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., & Paul, A. (2015). The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International*, 200(2), 1094–1105. <http://doi.org/10.1093/gji/ggu400>

Chevrot, S., Villaseñor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougoulat, G., ... Wolyniec, D. (2014). 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. <http://doi.org/10.1002/2014JB010953>

Choukroune, P., & ECORS Pyrenees Team. (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1), 23–39.

Choukroune, P., & Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrenees : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 7(5), 689–700. <http://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.689>

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., & Team, E. P. (1990). Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173(1–4), 411–423. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90234-Y](http://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90234-Y)

Christophoul, F., Soula, J. C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G., & Déramond, J. (2003). Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 208(1), 229–252.

Clark, G. (1966). Deformation moduli of rocks. In *Testing Techniques for Rock Mechanics*. ASTM International.

Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., & de Saint Blanquat, M. (2014). Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. *International Journal of Earth Sciences*, 103(1), 141–163. <http://doi.org/10.1007/s00531-013-0927-z>

Clerc, C., & Lagabrielle, Y. (2014). Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*, 33(7), 1340–1359. <http://doi.org/10.1002/2013TC003471>

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J. Y., & De Saint Blanquat, M. (2012). Exhumation of subcontinental mantle rocks: Evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz

peridotite body, French Pyrenees. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 183(5), 443–459

Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., . . . De Saint 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. <http://doi.org/10.5194/se-6-643-2015>

Cochran, J. R. (1981). The Gulf of Aden : structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86(B1), 263–287.

Contreras-Reyes, E., & Osses, A. (2010). Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench : Implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region. *Geophysical Journal International*, 182(1), 97–112. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04629.x>

Curnelle, R. (1983). Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7(1), 69–99

Dahlstrom, C. D. a. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743–757

Daignières, M., De Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E., & Torné, M. (1989). Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS PYRENEES line. *Tectonics*, 8(5), 1051–1058.

Daignières, M., Gallart, J., Banda, E., & Hirn, A. (1982). Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(1), 88–100. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90175-3](http://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90175-3)

Daignières, M., Gallart, J., & Hirn, A. (1981). Etude sismique des Pyrénées. Apport à la géodynamique. *Bulletin Du BRGM*, 2, 83–92.

Daignières, M., Séguret, M., & Specht, M. (1994). The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. In *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France* (pp. 199–208). Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg.

De Cabissole, B. (1990). Apport des données gravimétriques à la connaissance de a chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS. Université de Montpellier.

Debroas, E.-J. (1990). Le Flysch noir albo-cénomanié témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de La Societe Géologique de France*, 8(2), 273–285.

Debroas, E.-J. (1987). Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomanié de la Ballongue. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 8(5), 887–898.

Debroas, E.-J. (2012). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Aspet(1073). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

DeCelles, P. G., Carrapa, B., Horton, B. K., & Gehrels, G. E. (2011). Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina : Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics*, 30(6), n/a-n/a. <http://doi.org/10.1029/2011TC002948>

Decelles, P. G. (2012). Foreland basin systems revisited : variations in response to tectonic settings. In C. Busby & A. Azor (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins : Recent Advances* (First, p. 656). Blackwell

Publishing Ltd.

DeCelles, P. G., & Horton, B. K. (2003). Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(1), 58–77. [http://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0058:ETMTFB>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0058:ETMTFB>2.0.CO;2)

Decelles, P. G., & Giles, K. a. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, 8(2), 105–123.

Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A., & Michard, A. (2016). Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context : The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos*, 256–257, 1–12. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.007>

Delfaud, J., Pailhé, P., & Thomas, G. (n.d.). Notice explicative de la feuille de Morlâas à 1/ 50 000 n°1030. Orléans : BRGM.

Demange, M., & Jamet, P. (1986). L'accident majeur Mazamet–Tantajo (Montagne noire) : décrochement tardi-hercynien et faille inverse pyrénéenne. *Géologie de La France*, 3, 273–280.

Denele, 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. <http://doi.org/10.1144/SP405.5>

Denèle, Y., Olivier, P., & Gleizes, G. (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime : The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, 30(9), 1138–1149. <http://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.05.006>

Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., & Barbey, P. (2009). Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow : Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477(3–4), 244–261. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.033>

Deramond, J., Graham, R. H., Hossack, J. R., Baby, P., & Crouzet, G. (1985). Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de L'univers, Sciences de La Terre*, 301(16), 1213–1216.

Deramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.-J., & Specht, M. (1993). Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps : model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 71(1), 193–219. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09>

Desegaulx, P., & Brunet, M.-F. (1990). Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 8(2), 295–306.

Desegaulx, P., Kooi, H., & Cloetingh, S. (1991). Consequences of foreland basin development on thinned continental lithosphere : Application to the Aquitaine basin (SW France). *Earth and Planetary Science Letters*, 106(1–4), 116–132. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90067-R](http://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90067-R)

Desegaulx, P., Roure, F., & Villein, A. (1990). Structural evolution of the Pyrenees : tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics*, 182(3–4), 211–225. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90164-4](http://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90164-4)

Dickinson, W. R. (1974). Plate tectonics and sedimentation. *Special Publication - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 22, 1–27.

ECORS Pyrenees Team. (1988). The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees.

Nature, 331(11), 508–511.

Ellenberger, F., Freytet, P., Plaziat, J., Bessière, G., Viallard, P., Berger, G. M., & Marchal, J. P. (1987). Notice explicative de la feuille de Capendu à 1/50000. Orléans : BRGM.

Espurt, N. (2007). Influence de la subduction d'une ride asismique sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante : exemple de la ride Nazca et du bassin amazonien. Université de Toulouse.

Fabriès, J., Lorand, J.-P., & Bodinier, J.-L. (1998). Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics*, 292(1–2), 145–167. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00055-9](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00055-9)

Ferrer, O., Jackson, M. P. a., Roca, E., & Rubinat, M. (2012). Evolution of salt structures during extension and inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay). *Geological Society, London, Special Publications*, 363(1), 361–380. <http://doi.org/10.1144/SP363.16>

Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J. A., Ellouz, N., & MARCONI Team. (2008). The deep seismic reflection MARCONI-3 profile : Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Marine and Petroleum Geology*, 25(8), 714–730. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.06.002>

Fitzgerald, P. G., Muñoz, J. A., Coney, P. J., & Baldwin, S. L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen : Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 157–170.

Flemings, P. B., & Jordan, T. E. (1989). A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research*, 94(1), 3851–3866.

Flemings, P. B., & Jordan, T. E. (1990). Stratigraphic modeling of foreland basins : Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18(5), 430. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0430 :SMOFBI>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0430 :SMOFBI>2.3.CO;2)

Ford, M. (2004). Depositional wedge tops : interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins. *Basin Research*, 16(3), 361–375. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00236.x>

Ford, M., Duchene, S., Gasquet, D., & Vanderhaeghe, O. (2006). Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society*, 163(5), 815–826.

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., & Christophoul, F. (2016). Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. *Journal of the Geological Society*, 173(3), 419–437. <http://doi.org/10.1144/jgs2015-129>

Ford, M., & Lickorish, W. H. (2004). Foreland basin evolution around the western Alpine Arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 221(1), 39–63. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.221.01.04>

Fosdick, J. C., Graham, S. A., & Hilley, G. E. (2014). Influence of attenuated lithosphere and sediment loading on flexure of the deep-water Magallanes retroarc foreland basin, Southern Andes. *Tectonics*, 33(12), 2505–2525. <http://doi.org/10.1002/2014TC003684>

Fréchengues, M., & PYEBERNES, B. (1991). Stratigraphie séquentielle du Trias moyen et supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2, Mécanique*,

Physique, Chimie, Sciences de L'univers, Sciences de La Terre, 313(3), 355–360.

Gallagher, K., & Lambeck, K. (1989). Subsidence, sedimentation and sea-level changes in the Eromanga Basin, Australia. *Basin Research*, 2(2), 115–131. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1989.tb00030.x>

Gallart, J., Diaz, J., Necessian, A., Mauffret, A., & Dos Reis, T. (2001). The eastern end of the Pyrenees : Seismic features at the transition to the NW Mediterranean. *Geophysical Research Letters*, 28(11), 2277–2280.

García-Castellanos, D., & Cloetingh, S. (2012). Modeling the interaction between lithospheric and surface processes in foreland basins. In C. Busby & A. Azor (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins : Recent Advances* (pp. 152–181). Blackwell Publishing Ltd.

García-Castellanos, D., Fernández, M., & Torné, M. (2002). Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, 21(3), 9-1-9–17. <http://doi.org/10.1029/2001TC001339>

Gaspar-Escribano, J. M., van Wees, J. D., ter Voorde, M., Cloetingh, S., Roca, E., Cabrera, L., ... Garcia-Castellanos, D. (2001). Three-dimensional flexural modelling of the Ebro Basin (NE Iberia). *Geophysical Journal International*, 145(2), 349–367. <http://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01379.x>

Goguel, J. (1963). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille de Pau (1029). Orléans : BRGM.

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. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.016>

Grandjean, G. (1994). Etude des structures crustales dans une portion de chaîne et leur application aux Pyrénées occidentales. *Bulletin Des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 18(2), 2–30.

Gunnell, Y., Zeyen, H., & Calvet, M. (2008). Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees : Consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(3–4), 302–313. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.031>

Haddad, D., & Watts, A. B. (1999). Subsidence history, gravity anomalies, and flexure of the northeast Australian margin in Papua New Guinea. *Tectonics*, 18(5), 827–842. <http://doi.org/10.1029/1999TC900009>

Heller, P. L., Angevine, C. L., Winslow, N. S., & Paola, C. (1988). Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16, 501–504.

Henry, P., Azambre, B., Montigny, R., Rossy, M., & Stevenson, R. K. (1998). Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new ^{40}Ar – ^{39}Ar and Sm–Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 296(1–2), 103–123. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00139-5](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00139-5)

Horton, B. K., & DeCelles, P. G. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25(10), 895–898. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2)

Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S. G., & Stockli, D. F. (2016). Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening : A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 17–40. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.003>

Hoth, S., Kukowski, N., & Oncken, O. (2008). Distant effects in bivergent orogenic belts — How retro-wedge erosion triggers resource formation in pro-foreland basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1–2), 28–37. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.033>

Hourdebaigt, M.-L. (1988). Stratigraphie et sédimentologie des molasses synorogéniques en Béarn et en Bigorre. Université de Toulouse.

Hubbert, M. K. (1948). A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses. *GEOPHYSICS*, 13(2), 215–225.

Huisman, R., & Beaumont, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473(7345), 74–78. <http://doi.org/10.1038/nature09988>

Ingersoll, R. V. (1988). Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1704–1719.

Jackson, M. P. a, & Talbot, C. J. (1986). External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, 97(3), 305–323. [http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<305:ESSRAD>2.0.CO](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<305:ESSRAD>2.0.CO)

James, V., & Canérot, J. (1999). Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France). *Eclogae Geol. Helv*, 92, 63–72.

Jamieson, R. A., & Beaumont, C. (1988). Orogeny and metamorphism : A model for deformation and pressure-temperature-time paths with applications to the central and southern Appalachians. *Tectonics*, 7(3), 417–445. <http://doi.org/10.1029/TC007i003p00417>

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). <http://doi.org/10.1029/2010GC003218>

Jammes, S., Manatschal, G., & Lavier, L. (2010). Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems : The example of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay and western Pyrenees). *AAPG Bulletin*, 94(7), 957–975. <http://doi.org/10.1306/12090909116>

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., & Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean : Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28(4), 1–24. <http://doi.org/10.1029/2008TC002406>

Jammes, S., Tiberi, C., & Manatschal, G. (2010). 3D architecture of a complex transcurrent rift system : The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. *Tectonophysics*, 489(1–4), 210–226. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.023>

Kalnins, L. M. (2011). Spatial Variations in the Effective Elastic Thickness of the Lithosphere

and their Tectonic Implications A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy. Oxford University.

Karner, G. D., & Watts, A. B. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B12), 10449–10477. <http://doi.org/10.1029/JB088iB12p10449>

Kley, J., Monaldi, C. R., & Salfity, J. A. (1999). Along-strike segmentation of the Andean foreland : causes and consequences. *Tectonophysics*, 301(1–2), 75–94. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)90223-2](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)90223-2)

Kyrkjebo, R., Gabrielsen, R. H., & Faleide, J. I. (2004). Unconformities related to the Jurassic-Cretaceous synrift-post-rift transition of the northern North Sea. *Journal of the Geological Society*, 161(1), 1–17. <http://doi.org/10.1144/0016-764903-051>

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., & Lahfid, A. (2016). Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin : An example from the south Pyrenean thrust belt. *Tectonics*, 35(5), 1280–1313. <http://doi.org/10.1002/2016TC004192>

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. <http://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x>

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), 1–26. <http://doi.org/10.1029/2009TC002588>

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., & Goffé, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, 22(5), 354–360. <http://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>

Larrasoana, J. C., Parés, J. M., Millán, H., del Valle, J., & Pueyo, E. L. (2003). Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion : The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics*, 22(6). <http://doi.org/10.1029/2002TC001446>

Lasseur, E., Ortega, C., Issautier, B., Briais, J., Guillocheau, F., Thinon, I., ... Malet, D. (2017). Upper Cretaceous Paleogene sedimentary record of the Pyrenean Retroforeland (Aquitain Basin). Deformations and sedimentary dynamics. In *International Meeting of Sedimentology 2017*. Toulouse.

Laumonier, B. (2015). The Alpine southeastern Pyrenees (France, Spain); a synthesis. *Revue de Géologie Pyrénéenne*, 2(1), 44 p.

Lenoir, F., Guillocheau, F., Robin, C., Lasseur, E., Serrano, O., & Beccaletto, L. (2014). Seismic study of the Jurassic deformation and sedimentation of the southwestern Paris basin : a low subsiding domain transition to the Aquitaine basin. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 185(3), 191–204. <http://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.3.191>

Lin, A. T., & Watts, A. B. (2002). Origin of the West Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B9), 1–19. <http://doi.org/10.1029/2001JB000669>

Lucas, C. (1985). Le grès rouge du versant nord des Pyrénées : essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du permien et du trias. Université de Toulouse.

Lyon-Caen, H., & Molnar, P. (1985). Gravity anomalies, flexure of the Indian platen and the structure, support and evolution of the Himalayan and Ganga basin. *Tectonics*, 4(6), 513–538.

Lyon-Caen, H., & Molnar, P. (1983). Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 88(B10), 8171–8191.

Maget, P., & Roche, J. (1969). La nappe infra-molassique and la région Midi-Pyrénées.

Martinez-Peña, B., & Casas-Sainz, A. M. (2003). Cretaceous – Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 92(1), 99–113. <http://doi.org/10.1007/s00531-002-0283-x>

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., & Flament, J.-M. (2014). The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin : the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *International Journal of Earth Sciences*, 103(6), 1569–1596. <http://doi.org/10.1007/s00531-014-1023-8>

Mattauer, M., & Henry, J. (1974). Pyrenees. Geological Society, London, Special Publications, 4(1), 3–21. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP2005.004.01.01>

Mauffret, A., Durand De Grossouvre, B., Tadeu Dos Reis, A., Gorini, C., & Nercessian, A. (2001). Structural geometry in the Eastern Pyrenees and Western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, 23(11), 1701–1726. [http://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00025-6](http://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00025-6)

McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25–32. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](http://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7)

Michon, L., & Merle, O. (2001). The formation of the west european Rift : a new model exemplified by the Massif central area. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 172(2), 213–221. <http://doi.org/10.2113/172.2.213>

Mitra, S. (2002). Fold-accommodation faults. *AAPG Bulletin*, 86(4), 671–694.

Molnar, P., & Lyon-Caen, H. (1988). Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geological Society of America Special Paper*, 218, 179–208. <http://doi.org/10.1130/SPE218-p179>

Mouthereau, F., Filleaudeau, P., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., ... 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. <http://doi.org/10.1002/2014TC003663>

Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In *Thrust Tectonics* (pp. 235–246). Dordrecht : Springer Netherlands.

Navarro, S., Bitri, A., Bourguine, B., Martelet, G., Nehlig, P., & Thinon, I. (2006). Unpublished map.

Naylor, M., & Sinclair, H. D. (2008). Pro- vs. retro-foreland basins. *Basin Research*, 20(3), 285–303. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00366.x>

Ngombi Mavoungou, L., Ford, M., & Christophoul, F. (2014). Evolution du rétroprisme Nord-Pyrénéen : études tectonique et stratigraphique le long d'une coupe NNE–SSO (bassin de Comminges

ouest-Mirande). Pau : 24th RST.

Olivet, J. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20(1), 131–195.

Olivier, P., Gleizes, G., & Paquette, J. (2004). Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime : New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). In *Special Paper 380 : Gneiss Domes in Orogeny* (pp. 229–242). Geological Society of America. <http://doi.org/10.1130/0-8137-2380-9.229>

Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., & Munoz Saez, C. (2008). Structure and U Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif) : a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. *Journal of the Geological Society*, 165(1), 141–152. <http://doi.org/10.1144/0016-76492006-185>

Olsen, P. E. (1997). Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana rift system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1), 337–401.

Paris, J. P. (1971). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint Gaudens (1055). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Parker, R. L. (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, 31(4), 447–455.

Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J., & Díaz, J. (2003). Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B4), 1–21. <http://doi.org/10.1029/2001JB001667>

Pedreira, D., Pulgar, J. a., Gallart, J., & Torné, M. (2007). Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 112(B12), B12405. <http://doi.org/10.1029/2007JB005021>

Puigdefàbregas, C., & Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1–4), 173–203. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90251-9](http://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90251-9)

Rahl, J. M., Haines, S. H., & van der Pluijm, B. A. (2011). Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation : Evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1–2), 180–190. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.036>

Reston, T. (2007). Extension discrepancy of North Atlantic nonvolcanic rifted margins : Depth-dependent stretching or unrecognized faulting? *Geology*, 35(4), 367–370. <http://doi.org/10.1130/G23213A.1>

Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O., & Ellouz, N. (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen : Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, 30(2). <http://doi.org/10.1029/2010TC002735>

Roca, E., Sans, M., & Koyi, H. A. (2006). Polyphase deformation of diapiric areas in models and in the eastern Prebetics (Spain). *AAPG Bulletin*, 90(1), 115–136. <http://doi.org/10.1306/07260504096>

Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F., & Bader, A.-G. (2016). Stratigraphic and tectonic stu-

dies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees : Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 224–235. <http://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.005>

Roure, F., & Choukroune, P. (1998). Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology : Crustal architecture and geodynamics evolution of the Pyrenees. *Mémoire de La Société Géologique de France*, 173(1), 34–52.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., ... Deramond, J. (1989). Ecors deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41–50. <http://doi.org/10.1029/TC008i001p00041>

Royden, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12(3), 629–638. <http://doi.org/10.1029/92TC02641>

Royden, L. H., & Karner, G. D. (1984). Flexure of the continental lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins. *Nature*, 309(10), 19–21.

Sclater, J. G., & Christie, P. A. F. (1980). Continental stretching : an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, 85(80), 3711–3739.

Seguret, M., & Daignieres, M. (1986). Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion. *Tectonophysics*, 129(1–4), 303–318. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90258-1](http://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90258-1)

Seranne, M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 15–36. <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.03>

Serrano, O., Delmas, J., Hanot, F., Vially, R., Herbin, J.-P., Houel, P., & Tourlière, B. (2006). Le bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographique structurale et potentiel pétrolier (BRGM Ed).

Serrano, O., Guillocheau, F., & Leroy, E. (2001). Évolution du bassin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (bassin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 332(1), 37–44. [http://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01487-7](http://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01487-7)

Sibuet, J.-C., Srivastava, S. P., & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B8), 1–18. <http://doi.org/10.1029/2003JB002514>

Sinclair, H. D. (2012). Thrust Wedge/Foreland Basin Systems. In *Tectonics of Sedimentary Basins* (pp. 522–537). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. <http://doi.org/10.1002/9781444347166.ch26>

Sinclair, H. D., & Allen, P. A. (1992). Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge : stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research*, 4(3–4), 215–232. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1992.tb00046.x>

Sinclair, H. D., Coakley, B. J., Allen, P. A., & Watts, A. B. (1991). Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion : An example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10(3), 599–620.

Sinclair, H. D., Gibson, M., Naylor, M., & Morris, R. G. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees

revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, 305(5), 369–406.

Sinclair, H. D., & Naylor, M. (2012). Foreland basin subsidence driven by topographic growth versus plate subduction. *Geological Society of America Bulletin*, 124(3–4), 368–379. <http://doi.org/10.1130/B30383.1>

Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.-C., ... Peybernès, B. (1985). Le groupe du flysch noir (Albo-Cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bulletin Des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 9(1), 183–252.

Souquet, P., Peybernès, B., & Bilotte, M. (1977). La Chaîne Alpine des Pyrénées. *Géologie Alpine*, 53(2), 193–216.

Steckler, M. S., & Watts, A. B. (1978). Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(1), 1–13. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90036-5](http://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90036-5)

Stewart, J., & Watts, A. B. (1997). Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B3), 5327–5352. <http://doi.org/10.1029/96JB03664>

Stockmal, G. S., Beaumont, C., & Boutilier, R. (1986). Geodynamic Models of Convergent Margin Tectonics : Transition from Rifted Margin to Overthrust Belt and Consequences for Foreland-Basin Development. *AAPG Bulletin*, 70(2), 181–190. <http://doi.org/10.1306/94885656-1704-11D7-8645000102C1865D>

Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault bend folding. *American Journal of Science*, 283, 684–721.

Sztràkos, K., Gély, J.-P., Blondeau, A., & Moller, C. (1998). L'Eocène du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle. *Géologie de La France*, 4(1), 57–107.

Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1), 49. <http://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>

Tambareau, Y., Crochet, B., Vilatte, J., & Deramond, J. (1995). Evolution tectono-sédimentaire du versant nord des Pyrénées centre-orientales au Paléocène et à l'Eocène inférieur. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 166(4), 375–387.

Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3), 395–406.

Teixell, A., Labaume, P., & Lagabrielle, Y. (2016). The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited : Inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus - Geoscience*, 348(3–4), 257–267. <http://doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.010>

The International Gravimetric Bureau. (2012). The International Gravimetric Bureau. *Journal of Geodesy*. Toulouse : Springer.

Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., & Rivero, A. (1989). Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165(1–4), 105–116. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90039-5](http://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90039-5)

Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N. J., Masini, E., Mohn, G., & Thion, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems : Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33(7), 1239–1276. <http://doi.org/10.1002/2014TC003529>

Tugend, J., Manatschal, G., & Kuszniir, N. J. (2015). Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems : Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, 43(1), 15–18. <http://doi.org/10.1130/G36072.1>

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. (Camb, Ed.) (2nd Editio). Cambridge University Press.

V. Bosch, G., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., & Monié, P. (2016). Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 246–256. <http://doi.org/10.1016/j.crte.2016.01.001>

Vacher, P., & Souriau, A. (2001). A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. *Geophysical Journal International*, 145(2), 460–470. <http://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01393.x>

Vacherat, A., Mouthereau, F, Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., . . . Radal, J. (2016). Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees. *Tectonics*, 35(4), 907–933. <http://doi.org/10.1002/2015TC004016>

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. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.014>

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(January), 43–74. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.004>

Van Sickel, W. A., Kominz, M. A., Miller, K. G., & Browning, J. V. (2004). Late Cretaceous and Cenozoic sea-level estimates : backstripping analysis of borehole data, onshore New Jersey. *Basin Research*, 16(4), 451–465. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00242.x>

Varban, B. L., & Plint, G. A. (2008). Sequence stacking patterns in the Western Canada fore-deep : influence of tectonics, sediment loading and eustasy on deposition of the Upper Cretaceous Kaskapau and Cardium Formations. *Sedimentology*, 55(2), 395–421. <http://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00906.x>

Velasque, P. C., Ducasse, L., Muller, J., & Scholten, R. (1989). The influence of inherited extensional structures on the tectonic evolution of an intracratonic chain : teh example of the Western Pyrenees. *Tectonophysics*, 162, 243–264.

Vendeville, B. C., & Jackson, M. P. (1992)a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9(4), 331–354. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(92\)90047-I](https://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90047-I)

Vendeville, B. C., & Jackson, M. P. (1992)b. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9(4), 354–371. [http://doi.org/10.1016/0264-8172\(92\)90048-J](http://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90048-J)

Vergés, J., Fernández, M., & Martínez, A. (2002). The Pyrenean orogen : pre- , syn- , and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 55–74.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., . . . Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 903–915. [http://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98854-X](http://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98854-X)

Vielzeuf, D., & Kornprobst, J. (1984). Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1), 87–96.

Vissers, R. L. M., & Meijer, P. T. (2012). Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth Science Reviews*, 114(1–2), 61–83. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.05.001>

Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G., . . . Martin, R. (2016). The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves. *Geology*, 44(6), 475–478. <http://doi.org/10.1130/G37812.1>

Waschbusch, P. J., & Royden, L. H. (1992). Episodicity in foredeep basins. *Geology*, 20(10), 915. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0915:EIFB>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0915:EIFB>2.3.CO;2)

Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.

Watts, A. B. (1992). The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. *Basin Research*, 4(3–4), 169–178. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1992.tb00043.x>

Watts, A. B., & Burov, E. B. (2003). Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(1–2), 113–131. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00289-9](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00289-9)

Watts, A. B., Lamb, S. H., Fairhead, J. D., & Dewey, J. F. (1995). Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1–2), 9–21. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00095-T](http://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00095-T)

Weijermars, R., Jackson, M. P. a., & Vendeville, B. (1993). Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217(1–2), 143–174. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90208-2](http://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90208-2)

Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108–125.

Wessel, P., & Smith, W. H. F. (1991). Free software helps map and display data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 72(41), 441–441. <http://doi.org/10.1029/90EO00319>

Whitchurch, A. L., Carter, A., Sinclair, H. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. (2011). Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen : Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science*, 311(5), 442–482. <http://doi.org/10.2475/05.2011.03>

Willett, S. D., Beaumont, C., & Fullsack, P. (1993). Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4), 371–374. <http://doi.org/10.1130/0091-7613>

Willett, S. D., Beaumont, C., & Fullsack, P. (1993). A mechanical model for the tectonics of doubly-vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4), 371–374. <http://doi.org/10.1130/0091-7613>

Willett, S. D., & Brandon, M. T. (2002). On steady states in mountain belts. *Geology*, 30(2), 175. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0175:OSSIMB>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0175:OSSIMB>2.0.CO;2)

Willett, S. D., Chapman, D. S., & Neugebauer, H. J. (1984). Mechanical response of the continental lithosphere to surface loading : effect of thermal regimes. *Annales Geophysicae*, 2(6), 679–688.

Williams, G. D., & Fischer, M. W. (1984). A balanced section across the Pyrenean Orogenic Belt. *Tectonics*, 3(7), 773–780. <http://doi.org/10.1029/TC003i007p00773>

Xie, X., & Heller, P. (2006). Plate tectonics and basin subsidence history. *Geological Society of America Bulletin*, preprint(2008), 1. <http://doi.org/10.1130/B26398.1>

Zoetemeijer, R., Desegaulx, P., Cloetingh, S., Roure, F., & Moretti, I. (1990). Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro Basin. *Journal of Geophysical Research*, 95(B3), 2701. <http://doi.org/10.1029/JB095iB03p02701>

CINQUIÈME PARTIE

ANNEXES

ANNEXE 1

8.1 ANNEXE CHAPITRE 5 : DONNÉES DE PUIITS POUR LES CALCULS DE SUBSIDENCE

8.1 Annexe Chapitre 5 : Données de puits pour les calculs de subsidence

Interval name	Lithology									Depth		Age		Water-depth	Sea-level
	Sandstone	Silt	Shale	Conglomerate	Marl	Limestone	Chalk	Dolomite	Anhydrite	Base	Top	Base	Top	Top	Top
LNS001															
Petites Pyrenees lower	10	0	10	0	40	35	0	0	0	2706	2532	84	72.1	100	43
Petites Pyrenees upper	20	0	15	5	30	30	0	0	0	2532	1922	72.1	66	50	43
Rieubach lower	0	0	30	0	30	40	0	0	0	1922	1865	66	61.6	50	53
Rieubach upper	0	0	10	0	40	40	10	0	0	1865	1698	61.6	56	25	70
Lower Carcassonne	30	10	15	0	10	30	5	0	0	1698	974	56	47.8	25	61
Upper Carcassonne	20	10	20	0	30	20	0	0	0	974	0	47.8	10	25	9
LA115															
Petites Pyrenees	0	0	10	0	10	80	0	0	0	1447	1163	84	66	100	43
Rieubach	0	0	0	0	0	100	0	0	0	1163	1033	66	56	50	70
Coustouge	10	0	10	0	0	80	0	0	0	1033	845	56	47.8	25	61
Lower Carcassonne	10	0	10	0	0	80	0	0	0	845	668	47.8	41.3	25	40
Upper Carcassonne	20	0	10	0	60	10	0	0	0	668	0	41.3	10	10	9
AMOU001															
Petites Pyrenees lower	5	0	10	0	25	55	0	5	0	2002	1775	84	72.1	50	43
Petites Pyrenees upper	0	5	5	0	25	60	5	0	0	1775	1710	72.1	66	50	43
Rieubach lower	5	0	0	0	0	90	5	0	0	1710	1664	66	59.2	25	53
Rieubach upper	0	0	0	0	5	85	5	5	0	1664	1423	59.2	56	25	67
Coustouge	0	0	25	0	30	40	5	0	0	1423	1210	56	47.8	25	61
Lower Carcassonne lower	20	0	0	0	80	0	0	0	0	1210	743	47.8	41.3	50	40
Lower Carcassonne upper	10	0	10	0	20	60	0	0	0	743	357	41.3	38	25	33
Upper Carcassonne	30	0	0	0	70	0	0	0	0	357	0	38	10	10	2
SRG001															
Petites Pyrenees	5	0	0	0	30	50	5	10	0	1135	792	84	66	50	43
Rieubach lower	0	0	0	0	0	20	0	80	0	792	595	66	61.6	25	53
Rieubach upper	10	5	0	0	5	80	0	0	0	595	435	61.6	56	25	67
Coustouge	10	10	10	0	60	10	0	0	0	435	192.5	56	47.8	25	61
Lower Carcassonne	80	0	0	0	0	20	0	0	0	192.5	45	47.8	41.3	10	40
Upper Carcassonne	20	0	0	0	0	75	5	0	0	45	0	41.3	10	10	8
BAY001															
Petites Pyrenees lower	5	5	0	5	40	45	0	0	0	3967	2165	84	69	100	41
Petites Pyrenees upper	10	5	0	0	80	5	0	0	0	2165	1744	69	66	100	43
Rieubach lower	0	5	0	0	15	75	5	0	0	1744	1628	66	59.2	50	60
Rieubach upper	35	0	14	0	30	21	0	0	0	1628	1139	59.2	56	50	69
Coustouge	0	0	0	0	70	30	0	0	0	1139	442	56	53	25	70
Hiatus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	442	442	53	38	0	33
Upper Carcassonne	100	0	0	0	0	0	0	0	0	442	0	38	5	5	2
GND001															
Petites Pyrenees lower	10	0	0	0	0	85	0	0	0	3282	3245	84	80	50	54
Petites Pyrenees int	0	10	0	0	75	15	0	0	0	3245	3112	80	72.1	100	43
Petite Pyrenees upper	0	10	0	0	80	10	0	0	0	3112	2908	72.1	66	100	43
Rieubach lower	0	0	0	0	10	85	5	0	0	2908	2798	66	59.2	50	60
Rieubach int	0	10	10	0	70	10	0	0	0	2798	2692	59.2	57	50	65
Rieubach upper 1	0	0	0	0	0	100	0	0	0	2692	2627	57	56	25	67
Rieubach upper 2	6	7	7	0	70	10	0	0	0	2627	2462	56	55	50	68
Rieubach upper 3	5	0	0	0	0	90	5	0	0	2462	2376	55	54.5	25	69
Rieubach upper 4	15	0	0	0	5	80	0	0	0	2376	2236	54.5	54	50	69
Coustouge lower	10	5	0	0	5	80	0	0	0	2236	2222	54	53.5	25	69
Coustouge int	10	5	0	5	70	10	0	0	0	2222	1756	53.5	53	50	70
Coustouge upper	80	0	0	0	10	10	0	0	0	1756	1675	53	48	10	62
Lower Carcassonne	70	0	0	0	20	10	0	0	0	1675	1539	48	38	0	33
Upper Carcassonne	6.8	3.3	0	1.3	55.5	31.8	1.3	0	0	1539	17	38	5	10	2

GYT001															
Petites Pyrenees lower	10	0	0	0	10	80	0	0	0	3118	2913	84	80	50	54
Petites Pyrenees int	10	0	0	0	40	50	0	0	0	2913	2729	80	72.1	100	43
Petites Pyrenees upper	10	0	0	0	40	50	0	0	0	2729	2528	72.1	66	100	66
Rieubach lower	20	0	0	0	70	10	0	0	0	2528	2401	61.6	59.2	10	60
Rieubach int	20	0	0	0	70	10	0	0	0	2401	2175	59.2	57	25	65
Rieubach upper	0	5	0	0	5	90	0	0	0	2175	2036	57	56	25	67
Coustouge lower	10	2	0	0	43	45	0	0	0	2036	1765	56	55	20	68
Coustouge int	10	0	0	0	0	90	0	0	0	1765	1752	55	54	25	69
Coustouge upper 1	10	0	0	0	70	20	0	0	0	1752	1415	54	53	10	70
Coustouge upper 2	90	0	0	0	5	5	0	0	0	1415	1341	53	41.3	10	40
Lower Carcassonne	90	0	0	0	5	5	0	0	0	1341	1232	41.3	33.9	0	29
Upper Carcassonne	10	0	0	10	70	10	0	0	0	1232	0	33.9	5	0	2
GLN001															
Petites Pyrenees lower	0	10	0	0	10	80	0	0	0	1787	1743	84	72.1	50	43
Petites Pyrenees upper	0	5	0	0	10	80	0	5	0	1743	1510	72.1	66	50	43
Rieubach lower	0	0	0	0	0	70	0	30	0	1510	1288	66	56	10	67
Rieubach int	0	0	0	0	0	100	0	0	0	1288	1244	56	55.5	25	68
Rieubach upper 1	0	0	0	0	0	100	0	0	0	1244	1140	55.5	55	25	68
Rieubach upper 2	5	0	0	0	5	90	0	0	0	1140	1101	55	54	25	69
Coustouge lower	10	0	0	0	80	10	0	0	0	1101	881	54	53	50	66
Coustouge upper	80	0	0	0	10	10	0	0	0	881	817	53	48	25	62
Lower Carcassonne	100	0	0	0	0	0	0	0	0	817	727	48	38	0	33
Upper Carcassonne lower	0	5	0	0	80	15	0	0	0	727	535	38	33.9	25	29
Upper Carcassonne upper	80	0	0	10	0	10	0	0	0	535	0	33.9	23	10	9
GRN001															
Petites Pyrenees lower	0	0	0	0	0	80	0	20	0	1702	1573	84	72.1	50	43
Petites Pyrenees upper	20	0	0	0	0	70	0	10	0	1573	1472	72.1	66	50	43
Rieubach	0	0	0	0	10	50	5	35	0	1472	1370	66	56	5	67
Coustouge lower	0	0	0	0	0	100	0	0	0	1346	1333	56	55	25	68
Coustouge int	20	0	0	0	0	80	0	0	0	1333	1304	55	53	25	70
Coustouge upper	40	0	0	0	50	10	0	0	0	1304	1171	53	48	25	62
Lower Carcassonne	100	0	0	0	0	0	0	0	0	1171	1160	48	41.3	0	40
Landes 1	25	0	0	0	75	0	0	0	0	1160	1001	41.3	39	10	35
Landes 2	50	0	0	0	0	50	0	0	0	1001	971	39	38	25	33
Landes 3	15	0	0	0	70	0	0	5	10	971	522	38	33.9	10	29
Upper Carcassonne 1	20	0	0	10	70	0	0	0	0	522	435	33.9	30	0	21
Upper Carcassonne 2	20	0	0	0	80	0	0	0	0	435	377	30	28.1	0	15
Upper Carcassonne 3	20	0	0	10	70	0	0	0	0	377	0	28.1	5	0	2
MRN001															
Petites Pyrenees lower	0	0	0	0	0	60	0	40	0	1581	1475	84	72.1	25	43
Petites Pyrenees upper	0	0	0	0	0	90	0	10	0	1475	1413	72.1	66	10	43
Rieubach	0	0	0	0	0	0	0	100	0	1413	1316	66	56	10	67
Coustouge 1	0	0	0	0	0	100	0	0	0	1316	1307	56	55	25	68
Coustouge 2	10	0	0	0	10	80	0	0	0	1307	1287	55	54	25	69
Coustouge 3	80	0	0	0	20	0	0	0	0	1287	1228	54	53	25	70
Coustouge 4	80	0	0	0	20	0	0	0	0	1228	1193	53	48	25	62
Lower Carcassonne	80	0	0	0	20	0	0	0	0	1193	1128	48	41.3	10	40
Landes 1	0	0	0	0	80	15	0	0	5	1128	957	41.3	39	10	35
Landes 2	20	0	0	0	10	70	0	0	0	957	935.5	39	38	10	33
Landes 3	10	0	0	0	75	10	0	0	5	935.5	619	38	33.9	10	29
Upper Carcassonne	25	0	0	0	50	25	0	0	0	619	0	33.9	5	0	2

8.1 Annexe Chapitre 5 : Données de puits pour les calculs de subsidence

VMF001															
Petites Pyrenees lower	0	0	0	0	0	90	10	0	0	492.6	456.6	89.8	72.1	25	43
Petites Pyrenees upper	0	0	0	0	0	0	0	0	0	456.6	456.6	72.1	66	0	43
Rieubach	0	0	0	0	80	10	0	10	0	456.6	424.6	66	59.2	10	60
Hiatus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	424.6	424.6	59.2	56	0	67
Coustouge	20	0	0	0	60	20	0	0	0	424.6	416.6	56	47.8	25	61
Lower Carcassonne 1	60	0	0	0	40	0	0	0	0	416.6	384.6	47.8	40	0	37
Lower Carcassonne 2	0	0	0	0	100	0	0	0	0	384.6	356.6	40	38	10	33
Lower Carcassonne 3	15	0	0	0	75	10	0	0	0	356.6	224.6	38	33.9	10	29
Lower Carcassonne 4	20	0	0	0	10	70	0	0	0	224.6	112.6	33.9	28.1	10	15
Lower Carcassonne 5	0	0	0	0	80	20	0	0	0	112.6	81.6	28.1	23	10	3
Landes	0	0	40	0	40	20	0	0	0	81.6	46.6	23	20.4	10	4
Upper Carcassonne	0	0	0	0	100	0	0	0	0	46.6	22.6	20.4	16	0	5
Landes	25	25	0	0	50	0	0	0	0	22.6	0	16	11.6	10	6
LOS001															
Hiatus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	667	667	85.8	72	0	43
Petites Pyrenees upper	0	0	0	0	10	90	0	0	0	667	587.5	72.1	66	25	43
Rieubach	10	0	0	0	20	60	5	5	0	587.5	553.5	66	56	10	67
Coustouge	20	0	0	0	10	70	0	0	0	553.5	514	56	53	0	70
Lower Carcassonne	20	0	0	0	80	0	0	0	0	514	447	53	49	0	64
Upper Carcassonne 1	50	0	0	0	50	0	0	0	0	447	240	49	34	10	29
Landes 1	25	0	0	0	50	25	0	0	0	240	169	34	28.1	0	15
Upper Carcassonne 2	15	0	0	0	85	0	0	0	0	169	72	28.1	23	10	3
Landes 2	40	0	0	0	30	30	0	0	0	72	50	23	20.4	0	4
Upper Carcassonne 3	20	0	0	0	70	10	0	0	0	50	27	20.4	16	0	5
Hiatus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	27	27	16	13.2	10	5
Landes 3	25	0	0	0	75	0	0	0	0	27	0	13.2	0	0	0

ANNEXE 2

8.2 ANNEXE CHAPITRE 6 : ANALYSES DE THERMOMETRIE RSCM

8.2 Annexe Chapitre 6 : Analyses de thermometrie RSCM

Sample	Longitude	Latitude	Location	Lithology	Nb spectra	Analyze	Subsample	Spectra		Sample temperature (°C)				Method					
								Parameter	T (°C)	Min	Max	Mean	SD						
ASP001	0.856792	42.947907	Col du Portet d'Aspet	Marble	5	16_866		0.752	306	306	355	322	19	B					
						16_867		0.729	317										
						16_688		0.727	318										
						16_689		0.642	355										
						16_670		0.738	313										
ASP006A	0.848205	42.956301	Col des Passagers	Metamorphic breccia	10	16_858	Clast	0.477	429	429	504	478	25	B					
						16_859		0.308	504										
						16_860		0.321	498										
						16_861		0.310	503										
						16_862		0.326	496										
						16_863		0.346	487										
						16_864		0.378	473										
						16_865		0.430	450										
						16_871		0.403	462										
						16_872		0.355	483										
ASP006B	0.848205	42.956301	Col des Passagers	Metamorphic breccia	16	16_873	Clast	0.437	447	428	504	470	23	B					
						16_877		0.314	501										
						16_878		0.351	485										
						16_879		0.361	480										
						16_880		0.314	501										
						16_881		0.405	461										
						16_882		0.402	462										
						16_883		0.379	472										
						16_884		0.307	504										
						16_885		0.357	482										
						16_886	Matrix	0.373	475										
						16_887		0.466	433										
						16_888		0.413	457										
						16_874		0.478	428										
						16_875		0.409	459										
						16_876		0.386	469										
ASP006D	0.848205	42.956301	Col des Passagers	Metamorphic breccia	2	16_889	Matrix	0.433	448	331	638	463	6	B					
						16_900		0.452	440										
					3	16_890	Clast	0.011	636						433	636	513	146	B
						16_891		0.468	433										
						16_892		0.382	471										
					4	16_893		0.466	433										B
						16_894		0.006	638										
						16_895		0.437	446										
					3	16_896		0.330	494										B
						16_897		0.637	357										
						16_898		0.345	487										
					4	16_899		0.463	435										B
						16_901		0.434	448										
						16_902		0.401	462										
						16_903		0.422	453										
					16_904		0.698	331											
ASP014	0.790731	42.921666	Col de Menté	Tectonic breccia	4	16_905	Clast	0.287	513	408	562	459	46	B					
						16_906		0.484	425										
						16_907		0.484	426					B					
						16_908		0.506	416										
						3	16_909	Matrix	0.178					562	408	562	476	78	B
							16_910		0.525					408					
							16_911		0.406					460					

ASP101	0.802419	42.933046	Lacus path	Metamorphic limestone	4	16_912 16_913 16_914 16_915	0.464 0.548 0.131 0.234	435 397 583 537	397	583	488	87	B
ASP102	0.795332	42.938768	Col d'Aillos	Metamorphic limestone	4	16_2933 16_2934 16_2935 16_2936	0.170 0.124 0.145 0.165	565 586 577 567	565	586	574	9	B
ASP104	0.805592	42.930815	Lacus path	Metamorphic limestone	3	16_2939 16_2938 16_2937	0.168 0.158 0.308	566 571 504	504	571	547	37	B
ASP109	0.825430	42.929570	Couledoux Forest	Metamorphic dolomite	4	16_2944 16_2945 16_2946 16_2947	0.400 0.202 0.268 0.342	463 551 522 489	463	551	506	39	B
ASP113	0.779051	42.919693	Col de Menté	Highly deformed carbonates	5	16_2952 16_2953 16_2954 16_2955 16_2964	0.115 0.154 0.159 0.127 0.165	590 572 570 584 568	568	590	577	10	B
ASP114	0.757999	42.917919	Col de Menté	Marble	3	16_2957 16_2958 16_2959	0.560 0.597 0.364	392 375 479	375	479	415	56	B
ASP115	0.765946	42.946566	Cagire Peak	Metamorphic carbonates	4	16_2972 16_2973 16_2977 16_2978	0.319 0.353 0.278 0.080	499 484 517 605	484	605	526	54	B
ASP116A	0.754823	42.937818	Pas de l'Ane	Metamorphic carbonates	4	16_2965 16_2966 16_2967 16_2968	0.259 0.418 0.474 0.389	526 455 430 468	430	526	470	40	B
ASP116E	0.754823	42.937818	Pas de l'Ane	Limestone	3	16_2961 16_2962 16_2963	0.145 0.159 0.147	576 570 576	570	576	574	3	B
ASP122	0.910049 ^o	42.978095	Arbas	Silts	4	16_2956 16_2974 16_2975 16_2976	0.192 0.246 0.287 0.184	556 532 513 559	513	559	540	22	B
ASP123	0.907449	43.018645	Ribereuille	Marles	3	16_2948 16_2949 16_2950	0.658 0.650 0.657	353 343 352	343	353	349	5	L

EVOLUTION 3D D'UN RÉTRO-BASSIN D'AVANT-PAYS : LE BASSIN AQUITAIN, FRANCE
RÉSUMÉ

Les bassins d'avant-pays se développent au front des orogènes par flexure de la lithosphère. L'héritage structural et thermique de celle-ci joue un rôle fondamental dans leur évolution et différentes sources peuvent contribuer à la subsidence du bassin. Cette thèse analyse les effets de l'héritage d'un épisode de rift sur un rétro-bassin d'avant-pays qui s'est développé alors que la lithosphère n'avait pas retrouvé son état d'équilibre. Le Bassin Aquitain est le rétro-bassin d'avant-pays pyrénéen qui s'est développé au Campanien-Miocène. L'orogénèse pyrénéenne fait suite à un épisode de rifting Aptien-Cénomaniens durant lequel la croûte a été fortement amincie et le manteau sous-continentale exhumé. Les effets de l'héritage crustal dus au rift sur l'évolution du bassin sont étudiés par une analyse des structures dans la croûte, du comportement flexural de la plaque européenne et de la distribution des sédiments synorogéniques. L'évolution de la subsidence dans le bassin est étudiée par analyse de subsidence 1D d'après des données de forages. Enfin, les mécanismes d'inversion de la marge européenne sont étudiés par restauration d'une coupe structurale à échelle crustale. Cette étude aide à définir le rôle de l'héritage d'un ancien système de rift sur la mise en place et l'évolution d'un bassin d'avant-pays ainsi que le rôle des différentes sources de subsidence et leurs variations spatio-temporelles. Cette étude démontre également les liens étroits entre l'histoire du rétro-bassin d'avant-pays et les mécanismes et phases d'inversion de la marge hyper-amincie.

Mots-clés : Pyrénées, Bassin Aquitain, Bassin d'avant-pays, Flexure, Héritage tectonique, Amincissement crustal

3D EVOLUTION OF A RETRO-FORELAND BASIN : THE AQUITAINE BASIN, FRANCE
ABSTRACT

Foreland basins develop in front of orogens by flexure of the lithosphere. When they initiate over a crust that has been affected by a previous tectonic event, structural and thermal inheritance have a fundamental role in their evolution and different sources may contribute to basin subsidence. The present work analyzes the impact of inheritance from a rifting event on a foreland basin, which develops while thermal reequilibration has not been achieved at the time of loading. The Aquitaine Basin is the Pyrenean retro-foreland basin that developed from Campanian to Miocene. The Pyrenean orogenesis follows an Aptian-Cenomanian rifting during which the continental crust is thinned and sub-continentale mantle exhumed. The orogenesis starts only 10 Myr after the end of rifting. The effects of crustal inheritance due to rifting on the evolution of the basin are studied by analyzing crustal structures, flexural behavior of the European plate, and foreland succession distribution. The subsidence evolution of the basin is studied by the 1D backstripping technique using borehole data. Finally, inversion mechanisms of the European margin are studied by cross-section construction and restoration at crustal scale. This study helps to define the role of rift inheritance on the initiation and the evolution of a retro-foreland basin, as well as the relative role of subsidence sources and their variations in space and time. The present work also shows the strong relationship between the retro-foreland basin's history and both mechanism and the history and mechanisms of inversion of a hyper-extended margin.

Key-words : Pyrenees, Aquitaine Basin, Foreland basins, Flexure, Tectonic inheritance, Crustal thinning