Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique

Pierre-Yves Filleaudeau

▶ **To cite this version:**

Pierre-Yves Filleaudeau. Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2011. Français. NNT : . tel-00642171v1

HAL Id: tel-00642171

https://theses.hal.science/tel-00642171v1

Submitted on 17 Nov 2011 (v1), last revised 13 Mar 2012 (v2)

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.

Université Pierre et Marie Curie - Paris VI
École Doctorale 398 Géosciences et Ressources Naturelles
UFR 918 Terre, Environnement, Biodiversité

Thèse de doctorat

présentée par

Pierre-Yves Filleaudeau

Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé Supérieur au Paléogène :

Apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique

---

Soutenue publiquement le 29 avril 2011 devant le jury composé de :

M. Matthias Bernet	MCF, Université Joseph Fourier, Grenoble	(Rapporteur)
M. Michel de Saint-Blanquat	CR, Université Paul Sabatier, Toulouse	(Examinateur)
M. Christian Gorini	Pr, UPMC, Paris	(Examinateur)
M. Olivier Lacombe	Pr, UPMC, Paris	(Co-directeur)
M. Frédéric Mouthereau	MCF, UPMC, Paris	(Directeur)
M. Jaume Vergés	CSIC, Institut "Jaume Almera", Barcelone	(Rapporteur)

Institut des Sciences de la Terre de Paris CNRS - UMR7193
T45-46, 2è étage, case 129
4 place Jussieu
75 252 Paris cedex 05

Ecole Doctorale 398 Géosciences et Ressources Naturelles
T46-00, 2è étage, case 129
4 place Jussieu
75 252 Paris cedex 05

Résumé

Les zones orogéniques sont le résultats d'interactions entre processus profonds et de surface. Notre capacité à distinguer les différents forçages sur la formation des chaînes de montagnes est fortement dépendante d'une connaissance précise du calendrier de la déformation, de l'exhumation et de la sédimentation, combinées à des contraintes précises sur la géométrie pour quantifier les flux de matières. Les Pyrénées sont en ce sens exemplaires.

Les Pyrénées sont une chaîne de collision intraplaque du système Alpes-Himalaya formée par le raccourcissement de marges continentales préalablement amincies, lors de la convergence entre la plaque Ibérique et la plaque Eurasiatique du Crétacé supérieur au Miocène. Il s'agit d'un prisme orogénique à double vergence déversé vers le Sud. L'évolution géodynamique de la plaque Ibérique a entraîné la fermeture de toutes les connexions océaniques du Bassin de l'Ebre du Priabonien au Miocène, ce qui a permis la préservation exceptionnelle des séries syn-orogéniques. Du fait de son histoire tectono-sédimentaire et sa longue durée de construction, contemporaine des changements climatiques du Cénozoïque, cette chaîne est donc la cible idéale pour l'étude des couplages et rétroactions entre climat et tectonique.

La première partie de ce travail présente une étude des données de puits disponibles dans les bassins d'avant-pays. Ces puits sont utilisés pour discuter l'évolution pré-convergence des bassins flexuraux et le remplissage syn-orogénique. La subsidence du bassin du Trias au Miocène est calculée à partir de ces données, qui servent également à estimer le flux sédimentaire sortant du système orogénique à travers des cartes d'isopaques. Le flux de sédiments augmente à la fin du Crétacé, soit au début de la collision et montre une évolution qui est corrélable aux vitesses de convergence de l'Ibérie vers l'Eurasie au début de la croissance de la chaîne. A partir de l'Eocène supérieur, le flux sédimentaire augmente rapidement alors que la convergence diminue et que la chaîne ne s'élargit pas, ce qui cause le comblement total du Bassin de l'Ebre. Une étude sédimentologique et biostratigraphique a été menée à la limite Lutétien-Bartonien montre que la disparition des plateformes carbonatées est le résultat d'un cocktail fatal refroidissement/flux lors du passage à un régime climatique instable couplé à la tectonique pyrénéenne.

Dans un deuxième temps, des nouvelles contraintes thermochronologiques sont apportées sur les premiers stades de croissance de la chaîne à partir de la double datation (U/Pb et (U-Th)/He) sur zircons détritiques, couplée au comptage de traces de fission sur apatites détritiques a permis de caractériser à la fois le type de source à l'affleurement ainsi que leur refroidissement. Une différence est identifiée entre le versant Nord où les granitoïdes Cadomiens sont dominants et le versant Sud où les granites Varisques sont fortement majoritaires, ce qui est en accord avec les roches qui constituent les bassins versants actuels. En plus de l'exhumation syn-orogénique, des phases plus anciennes sont reconnues au Trias et à l'Albien. Le fait que ces phases soient préservées dans les sédiments anciens montre que l'enfouissement pré-orogénique des séries a été limité à 2-3 km au Mésozoïque et permet de comparer les âges obtenus avec ceux disponibles dans la littérature. L'exhumation au Trias est interprétée comme la

dénudation post-Varisque et l'exhumation albienne correspond au stade post-rift dans les Pyrénées. Des taux d'exhumation de 0,15 à 0,35 km/Ma sont calculés au début de l'orogenèse à partir des différentes populations reconnues dans les échantillons.

La dernière partie de ce travail est une reconstitution de la géométrie des Pyrénées centrales à partir d'une nouvelle coupe crustale équilibrée et restaurée à quatre étapes clés de la croissance orogénique qui tiennent compte des contraintes sur l'exhumation ainsi que de l'amincissement des marges Ibérique et Européenne lors de leur amincissement extrême. La restauration montre un raccourcissement minimal de 103 km à partir d'un état initial où le manteau lithosphérique est exhumé le long d'un détachement crustal. La comparaison du raccourcissement et de la cinématique obtenus avec l'histoire de la convergence de l'Ibérie permet de préciser la largeur du domaine aminci à une quarantaine de kilomètres. Les coupes restaurées sont également utilisées pour estimer des flux de matière au travers du prisme orogénique. Celles-ci mettent en évidence une phase importante d'érosion et de rétrécissement du prisme à l'Oligocène, contemporaine du refroidissement global illustré par de l'établissement des premières calottes polaires, et liée au début du remplissage rapide du bassin de l'Ebre. Cette étude suggère qu'il est possible via des méthodes couplées, adaptées aux orogènes très bien contraints comme les Pyrénées, de discuter des mécanismes de croissance et de forçage contemporains de l'inversion de marges continentales.

Abstract

Orogenic area result directly from the interplay between surface and deep processes. Our ability in discriminating the various forcing parameters controlling the growth of mountain ranges is thus highly dependent on our knowledge of deformation, exhumation and sedimentation timings, combined with precise constraints on the orogen geometry that permit us to quantify accretion and erosion flux. In this regard, the Pyrenees are a very interesting study area.

The Pyrenees are an intraplate collision range of the Alpine-Himalayan system. They are built by the shortening of continental thinned margins during the convergence between Iberia and Eurasia lasting from Late Cretaceous to Early Miocene. The Pyrenees consist in a doubly vergent asymmetric orogenic wedge. From Priabonian to Miocene times, the Ebro foreland basin underwent endorheic conditions due to the closure of all oceanic connexions by the the continuing convergence between Iberia and Eurasia. The result is the exceptional preservation of synorogenic strata. Because of the duration of orogenic growth and its sedimentary evolution that both happen during the Cenozoic climatic cooling, the Pyrenees are the perfect target to investigate coupling and retroactions between climate and tectonics.

The first part of this work is focused on the infilling of peripheral basins based on well-log data. We discuss ante-convergence evolution, structural inheritance and synorogenic infill. We first calculate subsidence from Late Triassic to Miocene and then we derive sedimentary fluxes from isopach maps. The sedimentary flux increases at the beginning of the collision (Late Cretaceous) and can be correlated to the convergence rates between Iberia and Eurasia. After the Middle Eocene, sedimentary flux increases rapidly that cause the complete filling of the basin whereas subsidence has stopped migrating, convergence is slowing and the orogenic wedge is not widening. A detailed biostratigraphic and sedimentologic analysis of Lutetian-Bartonian boundary limestones show that the disappearance of the platforms is due to an environmental stress caused by the combination of regional tectonics and climatic cooling.

In the second part of this work we bring new thermochronological data on the early stages of orogenic growth. This study uses multiple dating methods on single detrital grains (U/Pb and (U-Th)/He on detrital zircons) and Apatite Fission Tracks. The combination of these methods is a powerful tool to identify source-rocks and estimate their cooling histories. The past source-rocks in the retro-wedge to the North are characterized by dominant Cadomian granitoids whereas Variscan granitoids are highly prevailing in the pro-wedge to the South, that is in agreement with current distribution of sources. We identify two Mesozoic exhumation phase before the synorogenic cooling in our samples. The older, with Triassic age, is to relate to the post-Variscan denudation. The second phase is Albian, related to the ante-orogenic extension. Because the samples are non-reset, this demonstrates that Mesozoic burial of sedimentary strata was lower than 2-3 km. We calculate exhumation rates from 0.15 to 0.35 km after the onset of orogenesis based on the different populations recognized in the samples.

Finally we propose a reconstruction of the Central Pyrenees based on a crustal-scale balanced and restored cross-section that takes into account the constraints on exhumation and the extreme thinning of continental margins during extension. The restoration gives a minimum shortening of 103 km from an initial stage with the lithospheric mantle exhumed along a south-verging crustal detachment. The comparison of shortening and kinematic models of Iberia's displacement precise the width of the thinned domain to about forty kilometers. The restored sections also provide the incoming and outcoming fluxes across the orogenic wedge. We highlight an important phase of wedge contraction, combined with important erosional fluxes that completely fill the Ebro foreland basin during Oligocene. This is coeval with Cenozoic global cooling so we suggest that climate is the major forcing control the the Pyrenean wedge at this time. With this study we demonstrate that with the appropriate coupled methods and data from well-constrained orogens like the Pyrenees we can discuss forcing and growth mechanisms on margin inversion.

Table des matières

Introduction - Problématique **11**

1 Généralités sur les systèmes orogéniques, les bassins d'avant-pays et les couplages dans ces zones **15**

1.1 Croissance des chaînes de montagnes et modèles associés 16
1.1.1 Les prismes orogéniques 17
1.1.2 Prismes orogéniques à double vergence 24
1.2 Evolution tectonique et sédimentologique des bassins d'avant-pays 25
1.2.1 Origine des bassins d'avant-pays 26
1.2.2 Subsidence et remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays 30
1.3 Couplages et rétroactions dans les chaînes de montagnes 34
1.3.1 Forçage tectonique sur les variations climatiques 35
1.3.2 Forçage climatique sur la tectonique 37

2 Cadre géologique et géodynamique de l'étude : Les Pyrénées **41**

2.1 Généralités et structure actuelle des Pyrénées 42
2.1.1 Généralités 42
2.1.2 Structure profonde de la chaîne 44
2.2 Contexte géodynamique et cinématique des plaques 49
2.2.1 Structuration hercynienne 49
2.2.2 Evolution Mésozoïque pré-convergence 50
2.2.3 Convergence et collision du Crétacé supérieur au Néogène 56
2.2.4 Evolution post-orogénique 60
2.3 Les domaines pyrénéens 61
2.3.1 Bassin d'Aquitaine 63
2.3.2 Zone Nord-Pyrénéenne 64
2.3.3 Zone Axiale et nappes de socle 65
2.3.4 La Zone Sud-Pyrénéenne 69
2.3.5 Bassin de l'Ebre 73
2.4 Evolution sédimentologique et paléogéographique des bassins pyrénéens 74
2.4.1 Remplissage ante-orogénique des bassins pyrénéens 75
2.4.2 Remplissage syn-orogénique des bassins pyrénéens 78
2.5 Contexte climatique au Paléogène 90
2.5.1 Evolution climatique au Paléogène 90
2.5.2 Causes de l'évolution climatique du Paléogène 91
2.6 Synthèse chronostratigraphique 93

3 Subsidence et remplissage ante- à post-orogénique des chaînes plissées et des bassins d'avant-pays 97
3.1 Reconstruction de la géométrie des bassins flexuraux d'avant-pays . . . 98
3.1.1 Synthèse des données de puits . . . 98
3.1.2 Evolution Mésozoïque du Bassin de l'Ebre et du remplissage syn-orogénique . . . 107
3.1.3 Subsidence des bassins d'avant-pays pyrénéens du Trias au Miocène . . . 112
3.1.4 Cartes isopaques . . . 126
3.2 Exemple de la reconstitution de la dynamique du bassin à une étape-clé : évolution sédimentologique et biostratigraphique au cours du Lutétien et du Bartonien des Sierras Exteriores . . . 131
3.2.1 Objectifs de ce travail et zone d'étude . . . 131
3.2.2 Ce qu'il faut savoir sur les foraminifères benthiques . . . 137
3.2.3 Modèle de faciès . . . 140
3.2.4 Interprétations et conclusions de ce travail : disparition des carbonates et paléogéographie . . . 143
3.3 Bilan sur les flux sédimentaires venant des Pyrénées et le remplissage des bassins périphériques . . . 146

4 Contraintes sur la croissance du relief et l'origine des sédiments dans les bassins d'avant-pays pyrénéens au Paléogène : thermochronologie détritique multi-méthode 147
4.1 Généralités sur les méthodes de datations radiométriques . . . 148
4.1.1 La fission nucléaire . . . 148
4.1.2 Loi de désintégration radioactive . . . 148
4.1.3 Température de fermeture . . . 149
4.1.4 Annulation et recuit total . . . 151
4.2 Age de cristallisation des sources : méthode U/Pb sur zircons . . . 153
4.2.1 Principes . . . 153
4.2.2 Préparation des zircons et mesures des concentrations isotopiques . . . 154
4.3 Ages d'exhumation sur zircons : méthode (U-Th)/He . . . 155
4.3.1 Principe . . . 155
4.3.2 Méthode . . . 158
4.3.3 Résultats . . . 159
4.4 Ages d'exhumation à basse température : traces de fission sur apatites . . . 159
4.4.1 Principes . . . 159
4.4.2 Statistiques . . . 163
4.5 Séquence d'exhumation dans les Pyrénées . . . 165
4.5.1 Ages d'exhumation dans les Massifs Nord-Pyrénéens . . . 166
4.5.2 Ages d'exhumation dans l'unité de Gavarnie/Nogueres . . . 167
4.5.3 Ages d'exhumation dans l'unité d'Orri . . . 167
4.5.4 Ages d'exhumation dans la Zone des têtes plongeantes de Nogueres . . . 171
4.5.5 Ages d'exhumation dans les conglomérats tardi-orogéniques de la Zone Sud-Pyrénéenne 172
4.5.6 Taux d'exhumation . . . 173
4.5.7 En résumé . . . 174

4.6 Nouvelles données thermochronologiques dans les séries détritiques paléogènes des Pyrénées : contraintes sur les stades précoces de la croissance de la chaîne et les sources sédimentaires des bassins d'avant-pays . . . 175
4.6.1 Echantillons étudiés . . . 175
4.6.2 Apports de la double datation U/Pb et (U-Th)/He sur l'histoire de la Zone Sud-Pyrénéenne : âge des zircons des formations sédimentaires de l'Eocène du bassin d'Ainsa et du Paléocène du bassin de Tremp . . . 178
4.6.3 Triple datation sur des échantillons détritiques de l'avant-pays nord-pyrénéen : Morphologie du rétro-prisme au cours du Paléogène . . . 241
4.7 Intégration des données thermochronologiques sur les deux versants du prisme pyrénéen . 251

5 Reconstruction de la géométrie des Pyrénées du Crétacé supérieur à l'actuel 255
5.1 Précédentes estimations des quantités de raccourcissement finies dans les Pyrénées . . . 256
5.2 Une nouvelle coupe à l'échelle des Pyrénées . . . 263
5.2.1 Croûte inférieure et Moho . . . 263
5.2.2 Géométrie du versant Nord . . . 265
5.2.3 Géométrie de la Zone Axiale . . . 266
5.2.4 Géométries dans la Zone Sud-Pyrénéenne et dans le bassin de l'Ebre . . . 268
5.2.5 Mise en cohérence des différentes portions de coupe . . . 273
5.3 Restauration de la nouvelle coupe crustale proposée . . . 275
5.3.1 Restauration à l'Oligocène inférieur ($\sim 34\ Ma$) . . . 276
5.3.2 Restauration à l'Eocène moyen ($\sim 47\ Ma$) . . . 276
5.3.3 Restauration au Paléocène ($\sim 63\ Ma$) . . . 279
5.3.4 Etat initial : Cénomanien ($\sim 99\ Ma$) . . . 279
5.4 Implications sur la cinématique de la plaque Ibérique du Jurassique au Miocène et sur l'inversion de la marge ibérique dans les premiers stades de la convergence Ibérie/Europe 285
5.5 Champ de vitesse et bilan de matière sortant du prisme . . . 290
5.5.1 Méthode . . . 290
5.5.2 Champ de vitesse de la coupe ECORS (Beaumont *et al.*, 2000) . . . 291
5.5.3 Champ de vitesse dérivé de la nouvelle interprétation des Pyrénées . . . 292
5.5.4 Flux de matière au travers du prisme orogénique . . . 296
5.6 Bilan : apports de cette nouvelle coupe et de son interprétation sur la connaissance des Pyrénées . . . 300

Conclusions et perpsectives 303

Références bibliographiques 309

Annexes : I

A Synthèse des échantillons collectés au cours des différentes missions de terrain I

B Préparation des échantillons utilisés pour les études thermochronométriques XI
B.1 Séparation des Minéraux lourds . . . XI
B.2 Préparation des apatites en laboratoire . . . XIII

B.2.1 Montage des échantillons avant l'irradiation XIII
B.2.2 Irradiation XIII
B.2.3 Préparation des échantillons pour le comptage XIV

C Mesures U/Pb **XV**

D Mesures He **XIX**

E Comptage des traces de fission sur apatites **XXI**
E.1 Echantillon BAR1 XXI
E.2 Echantillon ESC1 XXIII
E.3 Echantillon MAU1 XXV

Introduction - Problématique

Les interactions entre le climat et la tectonique à l'échelle globale ont depuis de nombreuses années été l'enjeu d'un vif débat, notamment sur les périodes très récentes comme le Miocène et le Pliocène (e.g. Molnar and England, 1990 ; Raymo et Ruddiman, 1992 ; Willett *et al.*, 2006). Les processus de convergence des plaques par advection de matière contribuent à la formation de reliefs orogéniques par compensation isostatique de l'épaississement crustal (e.g. Willett, 1999) ou via des processus plus profonds issus des mouvements mantelliques (Gurnis, 2001). Les changements climatiques alternant entre des périodes plus ou moins chaudes et des périodes glaciaires peuvent contrôlent la vitesse à laquelle la redistribution des masses s'opère en surface par érosion, transport et sédimentation et contrôle par conséquent aussi la forme des reliefs. Les changements climatiques auront donc une influence importante sur l'évolution des chaînes de montagnes. Ces interactions entre tectonique/érosion et climat peuvent être particulièrement bien étudiées dans le cas des zones orogéniques en contexte convergent.

Les questions concernant les interactions entre tectonique et climat global reposent en partie sur l'observation d'une accumulation de plus en plus importante de sédiments provenant de la destruction des zones orogéniques dans les bassins au cours du Mio-Pliocène (e.g. Peizhen *et al.*, 2001) bien que cette dernière observation ait été remise en question récemment d'après les données d'altération des continents (Willenbring et von Blanckenburg, 2010). Un examen des taux d'érosion actuels montre que les taux les plus élevés correspondent aux orogènes actifs (Summerfield et Hulton, 1994). Bien que cela suggère un fort contrôle par la tectonique via l'augmentation des pentes, une augmentation synchrone et globale de l'activité tectonique étant peu probable il y a moins de 5 Ma (Molnar, 2001), les changements climatiques peuvent plus raisonnablement être invoqués comme un facteur de contrôle majeur sur l'augmentation des flux sédimentaires. Toutefois, les modalités de ce contrôle sont toujours discutée. En effet l'augmentation de l'érosion peut être le résultat de l'augmentation des précipitations et de l'altération en climat humide comme celà a été proposé pour l'Himalaya (Garzanti *et al.*, 2005 ; Clift, 2006 ; Garzanti *et al.*, 2007) et les alpes (Willett *et al.*, 2006). Un climat froid caractérisé par des fluctuations rapides glaciaires-interglaciaires peut également être invoqué dans l'augmentation de taux d'érosion globaux (Peizhen *et al.*, 2001).

L'impact des couplages entre la tectonique et le climat (via l'érosion) sur la croissance des reliefs orogéniques a été discutée sur la base de modélisation numérique des prismes couplée à des modèles d'érosion des surfaces (Braun et Sambridge, 1997 ; Willett, 1999 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Codilean *et al.*, 2006) ou également sur la base de la résolution analytique de la dynamique des systèmes fluviatiles 2D couplée à des modèles cinématiques simplifiés (Whipple, 2001 ; Whipple et Meade, 2004, 2006). La calibration de ces modèles se fait par une estimation des taux d'érosion via l'utilisation de différents thermochronomètres basse température comme les traces de fission ou la diffusion de l'Helium sur apatites ou zircons.

L'épaississement de la lithosphère, consécutif à la convergence produit une surcharge tectonique qui entraîne une une déflection de la plaque inférieure. Ces bassins compressifs situés à l'avant du front recueillent les produits d'érosion de la chaîne (Price, 1973 ; Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981) dont l'étude peut permettre de contraindre la dénudation des zones sources orogéniques. Le soutien isostatique de l'orogène est fonction de la rigidité de la plaque inférieure (Watts, 2001) et de la longueur d'onde des masses (orogène et bassin sédimentaire) mises en jeu. Ainsi une redistribution des masses dans l'orogène suite à un forçage climatique aura pour conséquence un réajustement des conditions d'équilibre dynamique dans le prisme orogénique conduisant à la focalisation de l'activité tectonique vers l'intérieur du prisme (Willett *et al.*, 2006 ; Whipple, 2009). L'épaisseur élastique de la marge continentale sur laquelle se construit le prisme orogénique varie également au cours de l'évolution de la chaîne en raison de l'incorporation de partie moins amincie et donc plus résistante de la marge. Il est donc important de connaître le plus précisément possible l'épaisseur élastique équivalente de la lithosphère et éventuellement estimer son évolution dans le temps, par exemple à partir de données de puits (contexte de marge passive, Watts et Ryan, 1976) ou de données gravimétriques (marge passive, Watts, 2001 ; Andes, Watts *et al.*, 1995 ; Himalaya Jordan et Watts, 2005).

La croissance des prismes orogéniques et leur destruction, la déformation élastique de la lithosphère et l'évolution des bassins sédimentaires d'avant-pays sont généralement traitées de manière indépendante dans les études citées précédemment. L'objectif de ce travail est donc de caractériser de manière détaillée la croissance d'une chaîne de montagnes (séquence de chevauchement au front et dans les zones internes, dénudation et flux d'érosion) associée au raccourcissement de la lithosphère continentale et de comparer cette évolution aux forçages externes tels que le climat et les variations du niveau de base.

Pour répondre à ces questions, il s'agit d'étudier une chaîne dont :

- la période de croissance est suffisamment longue (typiquement plusieurs dizaines de millions d'années) et pertinente pour être comparée avec des événements climatiques décrits dans la littérature ;
- les archives sédimentaires dans les bassins flexuraux adjacents, soulignant l'érosion des zones en surrection, sont bien préservées ou accessibles via des données de puits et sur lesquelles les contraintes temporelles sont de bonne qualité ;
- le calendrier dans les zones internes, mais surtout dans les zones frontales est bien connu.

Le choix de la zone d'étude s'est donc porté sur les Pyrénées car cette chaîne de collision intracontinentale réunit les conditions nécessaires pour atteindre les objectifs fixés au début de ce travail. De plus, la géographie, le climat et la politique font des Pyrénées une zone aisément accessible.

Tout d'abord, la formation de la chaîne des Pyrénées s'effectue sur une période relativement longue, du Crétacé supérieur ($\sim 83Ma$) au Miocène ($\sim 16Ma$). Les vitesses de raccourcissement sont bien connues pour cette période, avec une phase au Paléogène où les vitesses sont importantes ($6mm/a$; Vergés *et al.*, 1995). La durée de mise en place des Pyrénées est donc suffisamment longue pour discuter de l'influence du climat sur l'évolution de la chaîne, surtout que le Cénozoïque, et le Paléogène en particulier, est une période de changements climatiques majeurs (Miller *et al.*, 1991 ; Zachos *et al.*, 2001, 2008 ; Huyghe, 2010). De plus, l'enregistrement sédimentaire syn-orogénique est exceptionnellement bien conservé sur le versant Sud-pyrénéen car le bassin flexural de l'Ebre connaît une période d'endoréisme du Priabonien (36 Ma, Costa *et al.*, 2010) au Miocène (avant ou après la crise de salinité messinienne selon les auteurs ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2003 ; Babault *et al.*, 2006 ; Urgeles *et al.*, 2010) du fait de la convergence de la plaque ibérique par rapport à l'Eurasie fixe qui ferme la connexion avec l'Atlantique. Cette préservation des dépôts syn- à post-orogéniques permet également d'apporter des contraintes précises sur le calendrier

tectonique de la déformation dans les chaînes plissées et l'avant-pays (étude des strates de croissance : Millan *et al.*, 1994 ; Poblet *et al.*, 1998 ; Vergés *et al.*, 2002b ; magnétostratigraphie : Burbank *et al.*, 1992 ; Galbrun *et al.*, 1993 ; Lopez-Blanco *et al.*, 2000 ; Beamud *et al.*, 2003, 2011 ; biostratigraphie Luterbacher, 1998 ; Barbera *et al.*, 2001 ; Sztrakos et Castelltort, 2001 ; Serra-Kiel *et al.*, 2003b,a ; Cascella et Dinarès-Turell, 2009 ; Huyghe, 2010). De plus, la séquence de déformation/exhumation dans les zones internes est bien connue par les nombreuses études thermochronologiques basse et moyenne température *in situ* Yelland, 1990 ; Morris *et al.*, 1998 ; Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Maurel *et al.*, 2002 ; Denèle, 2007 ; Jolivet *et al.*, 2007 ; Maurel *et al.*, 2008 ; Metcalf *et al.*, 2009) et surtout facilement corrélée aux zones externes.

Suite à cette problématique très générale, des questions plus spécifiques à la zone d'étude se sont posées. En effet, même si les Pyrénées sont une chaîne bien connue, des points restent encore à éclaircir.

Un premier point concerne l'apport de la thermochronologie *in situ*. En effet, l'évolution naturelle d'un système orogénique, par le relief créé et son érosion, conduit à perdre le signal des premières phases d'exuhmation dans les zones internes qui sont complètement érodées (Garver et Brandon, 1994 ; DeCelles *et al.*, 1998)).

Pour remédier à cela, de nombreuses études ont démontré que la thermochronologie détritique, en particulier les traces de fission sur apatites et la double datation U/Pb et (U-Th)/He sur zircons, dans l'avant-pays se montre un outil puissant pour révéler l'histoire à long terme de la croûte continentale de l'amincissement à la convergence, surtout si le lien temporel entre la déformation et la sédimentation est bien établi (Campbell *et al.*, 2005 ; Reiners *et al.*, 2005 ; Bernet *et al.*, 2006 ; Carrapa *et al.*, 2009 ; Horton *et al.*, 2010) ce qui est le cas dans les Pyrénées. Un des objectifs de cette étude est donc d'apporter les premiers âges d'exhumation sur grains détritiques qui permettent d'étudier la position et surtout la nature des roches à l'érosion dans les zones sources pendant les premiers stades de croissance de la chaîne.

La seconde question concerne les vitesses et les taux de raccourcissement. En effet, les estimations basées sur des coupes crustales équilibrées et restaurées varient du simple au double suivant les zones et les auteurs. La tendance générale montre une décroissance de ces valeurs d'Est en Ouest de 125 km (Vergés *et al.*, 1995, 2002a) à 80 km à l'Ouest (Teixell, 1998). Toutefois des estimations allant de 100 à 165 km (Roure *et al.*, 1989 ; Choukroune *et al.*, 1990 ; Muñoz, 1992 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Martinez-Peña et Casas-Sainz, 2003) sont proposées dans la zone centrale sans que les valeurs extrêmes soient supportées par des observations géologiques ou géophysiques (Souriau *et al.*, 2008 ; Mouthereau, 2009). Il est donc important de préciser les valeurs de raccourcissement intermédiaire et fini dans la zone centrale sud-pyrénéenne.

Finalement, ces estimations de la quantité de raccourcissement amènent d'autres interrogations sur la géométrie initiale des marges avant le raccourcissement mais également sur la position de l'Ibérie à la fin du Crétacé et encore sur la construction du relief dans les premiers stades de croissance de la chaîne. Dans les reconstitutions plus anciennes (Roure *et al.*, 1989 ; Muñoz, 1992 ; Beaumont *et al.*, 2000), le domaine pyrénéen est peu aminci au Crétacé et ne permet pas d'expliquer la présence de manteau lithosphérique dans les bassins sédimentaires (Lherzolites). Cependant, des études récentes proposent un nouveau modèle de la cinématique de l'Ibérie qui se traduit par un amincissement extrême du domaine pyrénéen le long d'un détachement lithosphérique avant le raccourcissement (Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.*, 2010) dont nous essayons de tenir compte dans nos reconstructions.

L'originalité de ce travail est donc, après avoir présenté une synthèse bibliographique sur les systèmes orogéniques et les bassins associés (Chapitre 1) et le cadre géologique des Pyrénées (Chapitre 2), de combiner la reconstruction de l'évolution des bassins flexuraux à partir de données de puits et d'une étude de terrain (Chapitre 3), l'identification des zones sources grâce à la thermochronologie sur grains détritiques (traces de fission sur apatites, diffusion de l'Helium et âge de cristallisation des zircons) et l'estimation des taux d'exhumation au début de la croissance orogénique (Chapitre 4) et finalement le champ de déplacement à l'intérieur du prisme déduit de coupes équilibrées et restaurées (Chapitre 5).

Chapitre 1

Généralités sur les systèmes orogéniques, les bassins d'avant-pays et les couplages dans ces zones

Dans cette partie sont développées les bases théoriques nécessaires à la compréhension de cette étude sur la croissance des chaînes de montagnes et l'évolution des bassins sédimentaires adjacents appelés avant-pays. La croissance et l'évolution des zones orogéniques étant l'expression des interactions entre des processus de surface et des processus profonds, les différents couplages et rétroactions entre la tectonique et le climat dont on retrouve l'enregistrement dans les bassins d'avant-pays sont ensuite développés.

1.1 Croissance des chaînes de montagnes et modèles associés

Plusieurs processus sont à l'origine de la formation du relief sur Terre mais le plus "efficace" et aussi le plus spectaculaire est l'épaississement crustal consécutif à la convergence des plaques. Le relief formé dans ces conditions sera ainsi l'expression des interactions entre des processus profonds (impliquant la croûte ou le manteau) et des processus de surface (Willett, 1999 ; Figure 1.1).

L'érosion qui résulte de la formation des reliefs est alors piégée dans les régions subsidentes au front de la chaîne (front défini au sens de Lacombe et Mouthereau, 1999) en réponse à la surcharge orogénique et gouvernée par les propriétés physiques de la lithosphère (Price, 1973 ; Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981 ; Flemings et Jordan, 1990).

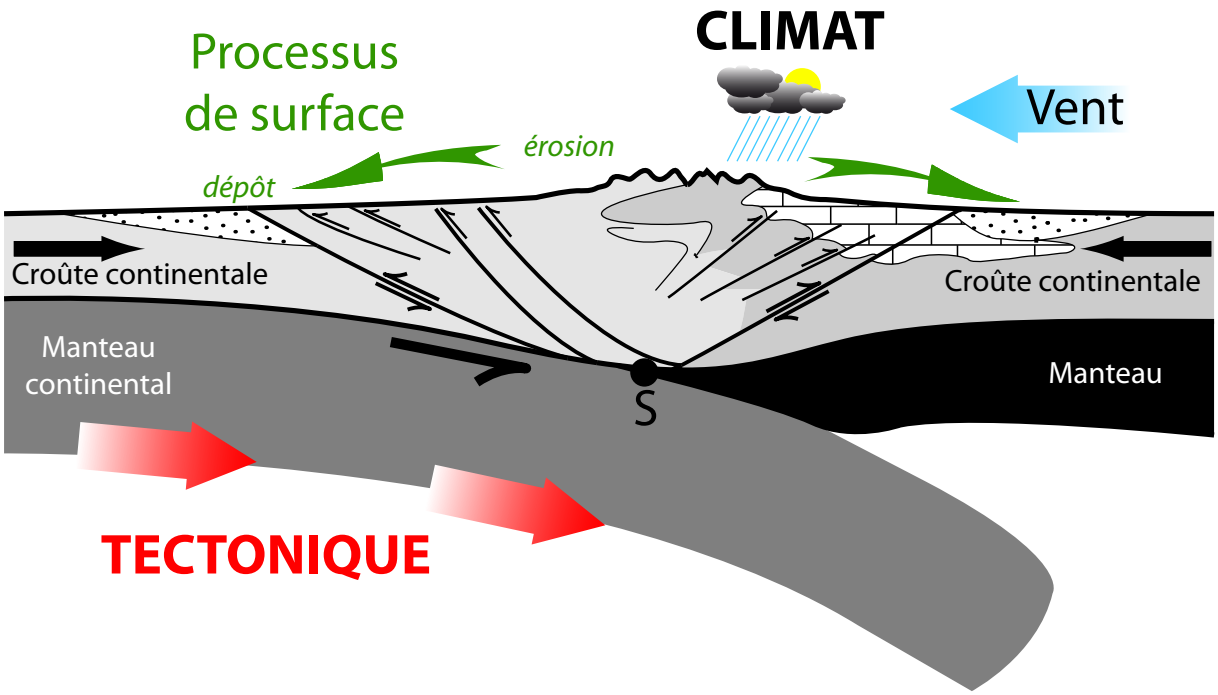


FIGURE 1.1: *Représentation schématique d'un orogène et des paramètres extérieurs qui influencent son évolution (d'après Willett, 1999).*

1.1.1 Les prismes orogéniques

Au niveau des frontières de plaques convergentes, les structures tectoniques chevauchantes à vergences opposées à la direction de convergence qui vont former un relief significatif sont appelées prisme d'accrétion dans les zones de subduction et prisme orogénique dans les zones de collision (Figure 1.2). Ce type de structures se retrouve actuellement sur Terre dans deux structures topographiques majeures au premier ordre : le système de cordillères américaines orienté N-S (des Rocheuses aux Andes) et les chaînes téthysiennes orienté E-W (des Pyrénées à l'Himalaya).

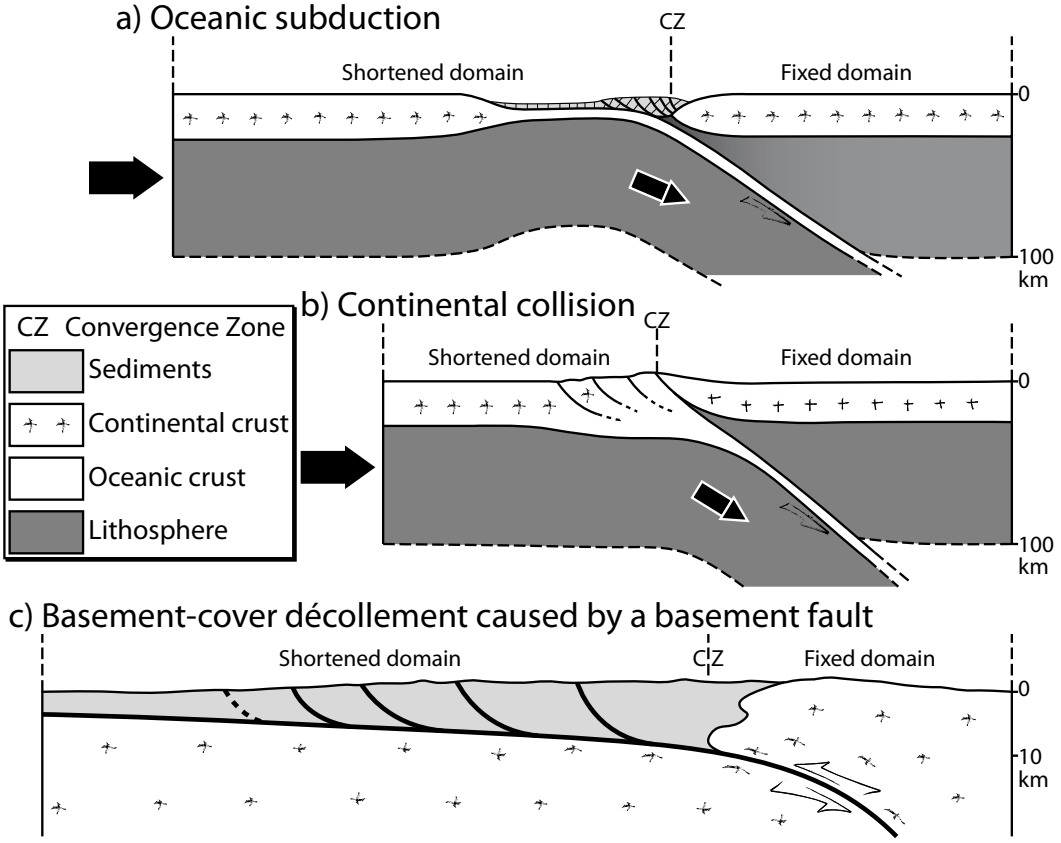


FIGURE 1.2: *Différents domaines tectoniques responsables d'un raccourcissement dissymétrique : a) subduction océanique causant la formation d'un prisme d'accrétion, b) collision continentale aboutissant à la formation d'un orogène et c) décollement socle-couverture causé par une faille de socle (modifié d'après Malavieille, 1984).*

Les nombreuses études menées sur les chaînes de montagnes pour comprendre leur structure et leur formation ont abouti à l'établissement de différentes théories pour expliquer la croissance et l'évolution du relief. Parmi celles-ci, nous nous intéresseront plus particulièrement à la théorie du prisme critique développée dans les années 80, basée sur des calculs analytiques, de la modélisation analogique et des données de terrain à Taiwan ou dans les Rocheuses (Chapple, 1978 ; Davis *et al.*, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984).

Cette théorie permet, de part sa relative simplicité, d'obtenir des solutions numériques simples pour la croissance et l'évolution des prismes orogéniques. Cela permet donc d'implémenter des lois d'érosion

sur le prisme et de transport de sédiments, la température et la pression à l'intérieur du prisme, un couplage avec la flexure de la lithosphère supportant la charge.

Modèle du prisme critique de Coulomb

Les propriétés géométriques et mécaniques des prismes orogéniques, qui correspondent à une analogie simple avec un tas de neige ou de sable poussé par un bulldozer (Davis *et al.*, 1983 ; Figure 1.3), sont généralement similaires et peuvent être résumées en trois points (Chapple, 1978) comme on peut le remarquer sur la Figure 1.4 :

1. Les déformations compressives sont concentrées dans les parties supérieures de la croûte au niveau d'un décollement basal incliné vers l'intérieur de la chaîne. Les parties situées sous le décollement subissent une déformation limitée ;
2. Au-dessus du niveau de découplage basal localisé dans la couverture sédimentaire ou à l'interface socle-couverture et qui correspond à un niveau stratigraphique composé de roches de faible résistance mécanique (argiles ou évaporites), un régime compressif uniforme domine et une importante quantité de raccourcissement est accommodée ;
3. Le matériel sédimentaire prend une géométrie triangulaire en forme de coin ou de prisme ouvert vers l'intérieur de la chaîne et s'effilant vers l'avant-pays non déformé, soulignant ainsi le gradient de raccourcissement décroissant de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne..

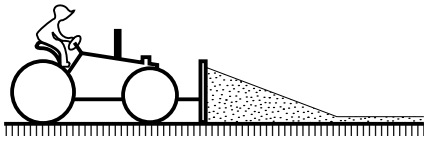


FIGURE 1.3: *Analogie simple expliquant la croissance d'un prisme (d'après Davis* et al.*, 1983). Le bulldozer pousse un tas de sable ou de neige qui se déforme au-dessus d'un décollement basal.*

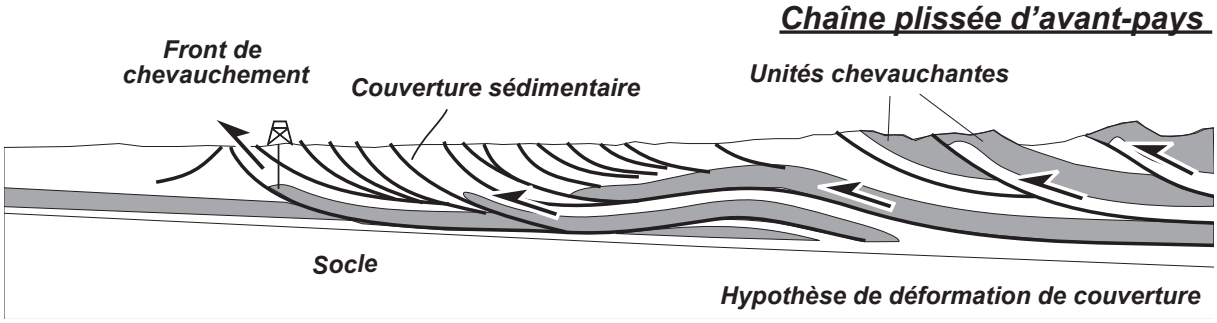


FIGURE 1.4: *Vue schématique d'un orogène montrant des déformations compressives concentrées dans la partie supérieure de la croûte au-dessus d'un niveau de décollement basal penté vers le coeur de la chaîne. La couverture sédimentaire déformée à une forme de biseau s'ouvrant vers le coeur de la chaîne et s'effilant vers l'avant-pays déformé (modifié d'après Bally* et al.*, 1966 ; Davis* et al.*, 1983).*

Aux travaux de Chapple (1978) et Davis *et al.* (1983) se sont ajoutées les études de Dahlen (1984) et Dahlen *et al.* (1984) qui ont introduit la notion de prisme critique. Selon cette théorie, l'épaississement crustal qui a lieu lors de la croissance d'un prisme chevauchant est le résultat de l'accrétion frontale par propagation du front de déformation (Figure 1.5a) et/ou de l'épaississement interne par sous-placage (Figure 1.5b), ce qui maintient en permanence une pente critique dans le prisme orogénique. On parle donc d'accrétion frontale lorsque les unités de la plaque inférieure sont accrétées au-dessus du niveau de décollement principal, ce qui provoque une migration de la déformation vers l'avant du système et l'élargissement du prisme. Le sous-placage a lieu quand des unités sont accrétées sous le niveau de décollement principal initial, la partie supérieure du prisme étant passivement transportée et soulevée sans déformation interne. Dans d'autres termes, le domaine situé entre le décollement actif et la base du prisme définit un domaine d'imbrication de type duplex.

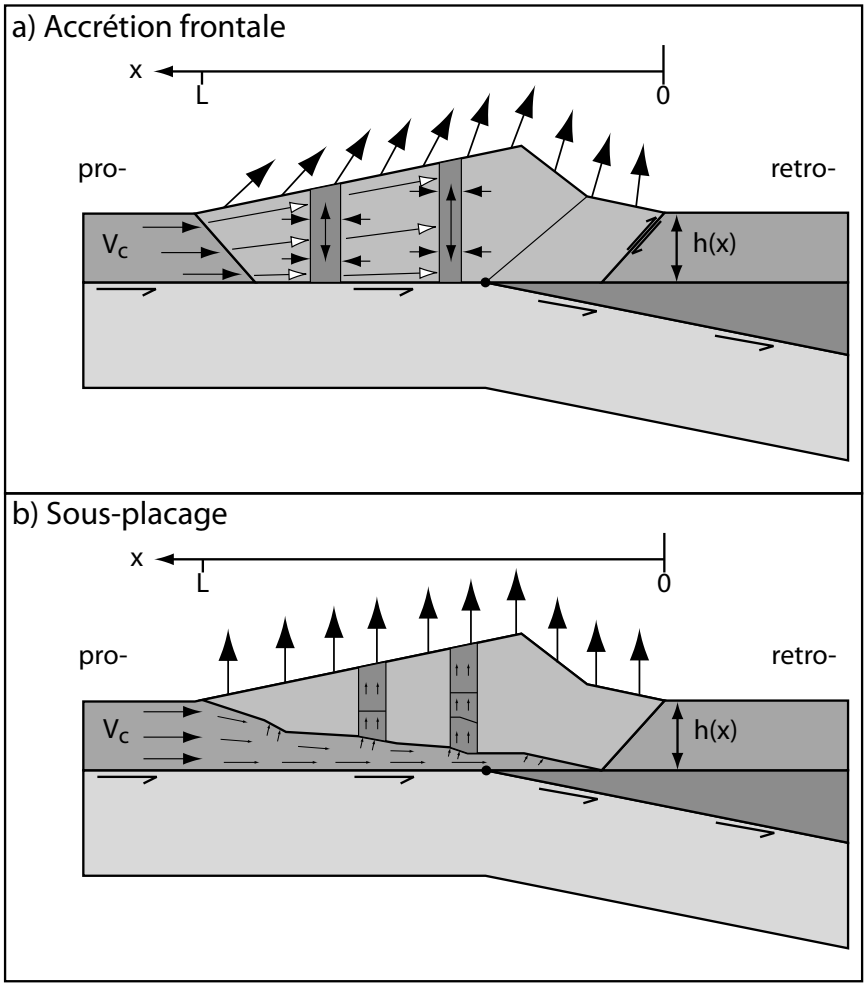


FIGURE 1.5: *Termes extrêmes de croissance des prismes orogéniques a) par ajout de matière au front de l'orogène et b) par sous-placage (modifié d'après Willett* et al.*, 2001). Les flèches noires montrent le mouvement des particules à travers le prisme orogénique. Dans le cas d'une croissance par accrétion frontale, il existe une forte composante horizontale tandis que dans le cas d'une croissance par sous-placage, cette composante horizontale n'existe pas. Cela va avoir une incidence importante sur le temps de résidence des particules dans le prisme et sur les taux d'exhumation.*

Mécanique d'un prisme non-cohésif sans érosion

Le modèle de prisme critique (Davis *et al.*, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984) décrit de manière analytique simple la géométrie et la mécanique des prismes d'accrétion et des chaînes d'avant-pays plissées. La déformation fragile de la croûte supérieure peut, en première approximation, être considérée comme de type coulombien et par conséquent la déformation des sédiments qui constituent le prisme est indépendante de la température et du temps et uniquement dépendante de la pression lithostatique.

Dans le milieu isotrope et cassant constitué par le prisme (ou le sable dans les modèles analogiques), la condition de fracturation suit une fonction linéaire correspondant au critère empirique de Mohr-Coulomb qui s'écrit :

$$\tau = C_0 + \mu\sigma_n$$

et qui relie la contrainte cisaillante τ à la contrainte normale σ_n via la cohésion C_0 (qui représente la résistance au cisaillement lorsque σ_n est nulle) et le coefficient de friction interne μ. μ est défini comme étant dépendant de la friction interne ϕ suivant la relation $\mu = \tan\phi$ avec μ généralement compris entre 0,6 et 0,85.

En présence de fluides, la contrainte normale de l'expression de la loi de rupture précédente devient une contrainte effective σ_n^* telle que $\sigma_n^*{=}\sigma_n - P_f$ dans laquelle P_f est la pression de fluide définie par Hubbert et Rubey (1959). L'équation de la rupture s'écrit alors :

$$\tau = C_0 + \mu\sigma_n^*$$

La base du prisme, caractérisée par un décollement basal qui constitue une discontinuité préexistante, est un milieu anisotrope. En conséquence, la condition de fracturation pour que le glissement se produise le long du décollement suit une fonction linéaire du même type. Cependant, les valeurs de cohésion C_b et du coefficient de frottement μ_b (avec $\mu_b{<}\mu$) sont des valeurs propres à cet état mais tout de même conformes aux mesures expérimentales de friction pour la plupart des roches (Byerlee, 1978).

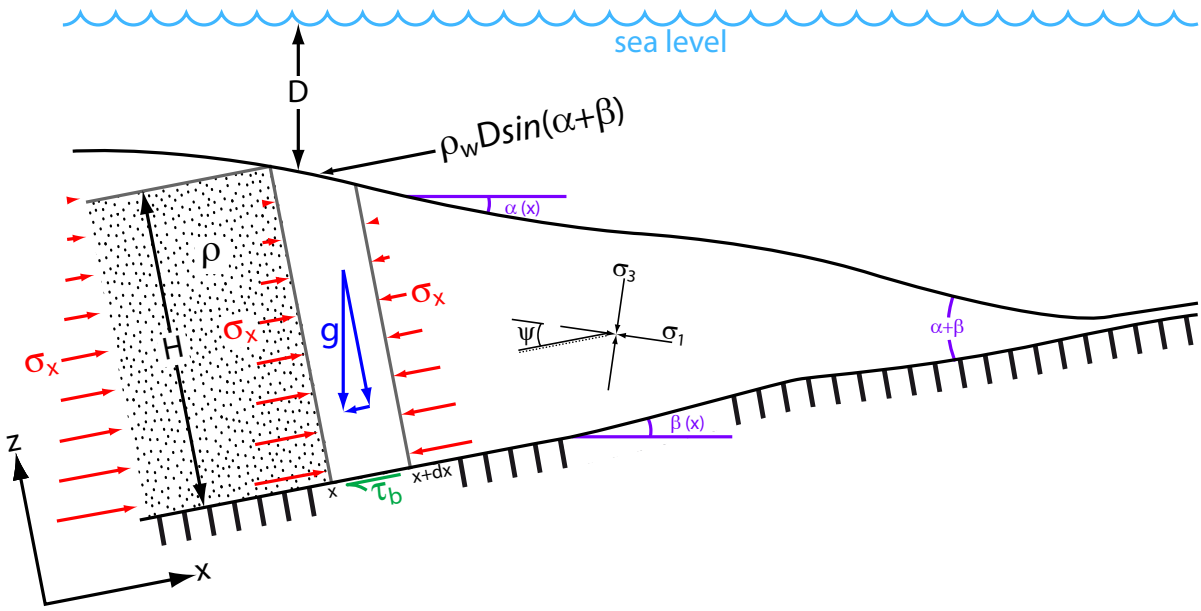


FIGURE 1.6: *Coupe schématique d'un prisme sous l'action d'une compression et bilan des forces dans un repère cartésien* $(x; z)$ *(modifié d'après Davis* et al.*, 1983).*

Les conditions d'équilibre dans le prisme sont résolues dans un système de coordonnées cartésiennes avec x parallèle à la base du prisme et z orthogonal à x (Figure 1.6). α est la pente topographique régionale et β la pente du décollement basal. Ces deux angles sont considérés comme suffisamment petits pour faire l'approximation des petits angles $\sin\alpha \sim \alpha$ et $\sin\beta \sim \beta$. L'équilibre des forces sur une colonne de largeur dx suivant l'axe des x lorsque d$x \to 0$ s'écrit alors :

$$\rho g H\beta + \rho_w g D(\alpha+\beta) + \tau_b + \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}x}\int_0^H \sigma_x \mathrm{d}z = 0$$

avec $\rho g H\beta$ le poids de la colonne lithostatique, $\rho_w g D(\alpha+\beta)$ le poids de la colonne d'eau, c'est-à-dire la pression de confinement, τ_b la résistance au glissement, c'est-à-dire la friction basale et $\frac{d}{\mathrm{d}x}\int_0^H \sigma_x \mathrm{d}z$ la somme de la poussée des forces agissant sur les deux côtés de la colonne (en x et $x+\mathrm{d}x$).

A partir de ce bilan de force, il devient possible d'évaluer la géométrie du prisme critique en calculant la valeur du biseau critique $\alpha+\beta$ qui dépend uniquement de paramètres physiques caractérisant le matériau et le niveau de décollement basal. Les paramètres en question sont le coefficient de friction (μ ou μ_b) et les paramètres de pression de fluide (λ et λ_b). Le paramètre de pression de fluide, introduit par Hubbert et Rubey (1959), est représenté par un nombre sans dimension et prend la forme :

$$\lambda = \frac{P_f}{\sigma_z}$$

avec σ_z la charge lithostatique perpendiculaire à la surface du prisme et P_f la pression de fluide. $\lambda = 0$ signifie qu'il n'y a pas de fluides alors que $\lambda = 1$ signifie que l'intégralité de la charge du prisme est exercé par la pression de fluides.

Dans le cas d'un prisme d'accrétion immergé, il est nécessaire de prendre en compte la charge hydrostatique exercée par la tranche d'eau recouvrant le prisme et d'en corriger λ qui prend ainsi la forme :

$$\lambda = \frac{P_f - \rho_{eau} g D}{\sigma_z - \rho_{eau} g D}$$

où ρ_{eau} est la densité de l'eau, g l'accélération de la pesanteur et D l'épaisseur de la tranche d'eau.

Pour un prisme d'accrétion non-cohésif, la valeur critique de l'ouverture du biseau $\alpha+\beta$ est alors entièrement définie analytiquement à partir des coefficients de friction (μ et μ_b), des densités (ρ et ρ_{eau}) et des paramètres de pression de fluide (λ et λ_b) supposés constants à l'intérieur du prisme :

$$\alpha+\beta = \frac{(1-\lambda_b)\cdot\mu_b + (1-\rho_{eau}/\rho)\cdot\beta}{(1-\rho_{eau}/\rho) + (1-\lambda)\cdot K}$$

avec K une grandeur sans dimension définie par Davis *et al.* (1983) :

$$K = \frac{2}{H}\int_0^H \frac{\mathrm{d}z}{\frac{1}{\sin\phi\cdot\cos 2\Psi_z} - 1}$$

dans laquelle H est l'épaisseur locale du prisme et Ψ_z l'angle entre la contrainte principale σ_1 et l'axe des x à la profondeur z.

Dans l'hypothèse d'un prisme non cohésif sub-aérien (λ=λ_b=0), l'expression du biseau critique se simplifie et s'écrit alors :

$$\alpha+\beta = \frac{\mu_b+\beta}{1+K}$$

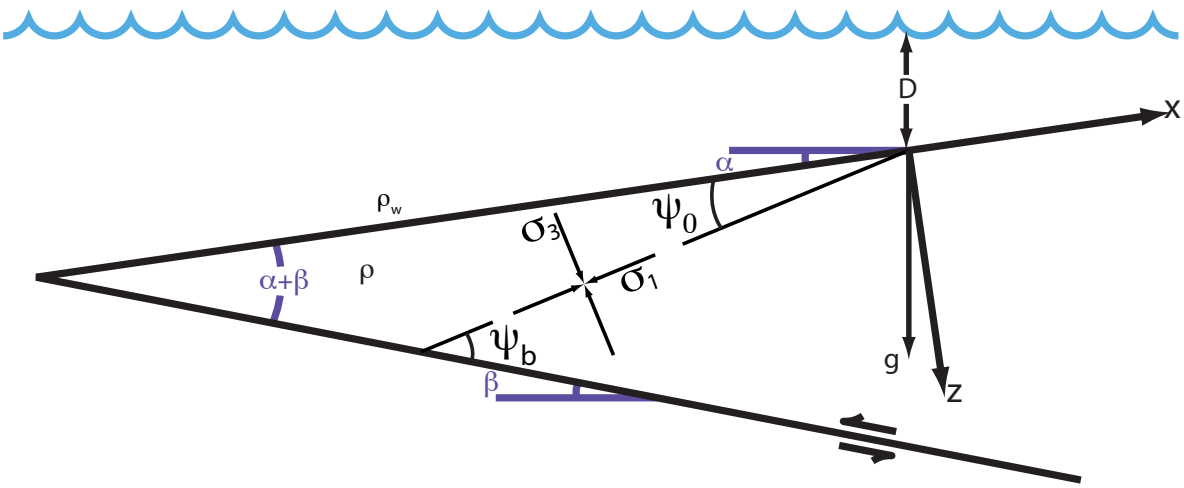


FIGURE 1.7: *Schéma d'un prisme critique sous-marin montrant le angles α, β, Ψ_b et Ψ_0 dans un repère cartésien $(x; z)$ (modifié d'après Dahlen, 1984).*

Si on considère le prisme comme uniforme alors l'orientation de σ_1 est constante à l'intérieur du prisme. On peut alors noter Ψ_b et Ψ_0 les angles entre la contrainte principale σ_1 et respectivement la base et la topographie du prisme et Ψ_b=Ψ_0=cte (Figure 1.7). Cette simplification permet d'obtenir une solution exacte pour l'expression du biseau critique de la forme :

$$\alpha + \beta = \Psi_b - \Psi_0$$

où

$$\Psi_0 = \frac{1}{2}\arcsin\left(\frac{\sin\alpha^*}{\sin\phi}\right) - \frac{1}{2}\alpha^*$$

et

$$\Psi_b = \frac{1}{2}\arcsin\left(\frac{\sin\phi_b^*}{\sin\phi}\right) - \frac{1}{2}\phi_b^*$$

α^* et ϕ_b^* sont définis par Dahlen (1984) tels que :

$$\alpha^* = \arctan\left(\left(\frac{1-\rho_{eau}/\rho}{1-\lambda}\right)\tan\alpha\right)$$

$$\phi_b^* = \arctan\left(\left(\frac{1-\lambda_b}{1-\lambda}\right)\mu_b\right)$$

Pour un prisme dont le décollement basal est visqueux comme par exemple s'il est assuré par des évaporites, les équations doivent être adaptées car le critère de Mohr-Coulomb ne s'applique pas. Ainsi, un terme de résistance au cisaillement est introduit dans l'équation de Davis *et al.* (1983) par Davis et Engelder (1985) :

$$\alpha + \beta = \frac{(\tau_b/\rho g h) + \beta}{(1 + (1-\lambda)\cdot K}$$

En effet, à la différence de la théorie de Mohr-Coulomb, la résistance au cisaillement τ_b d'un couche visqueuse présente une valeur limite qui est indépendante de la pression. De plus, la résistance mécanique τ_b diminue avec la profondeur en relation avec l'augmentation de la température.

Domaines de stabilité

En résolvant ces systèmes d'équations, il est possible de définir la pente d'équilibre du prisme et donc son domaine de stabilité. Ces domaines de stabilité sont définis à partir de certaines hypothèses permettant de résoudre de façon exacte le régime de contraintes. Les simplifications qui peuvent être apportées sont :

- une cohésion négligeable $C_0 = 0$;
- un prisme homogène : la pente de surface α, la lithologie ρ, la pression de fluide λ, l'angle de friction μ et le régime de contraintes (orientation de σ_1) sont constants ;
- un niveau de décollement également homogène : la pente β, la pression de fluide λ_b et l'angle de friction μ_b sont constants. En fixant ρ, λ et λ_b, ϕ et ϕ_b et en se déplaçant dans l'espace des valeurs α et β, il est possible de calculer les angles Ψ_b et Ψ_0 et par conséquent de caractériser le régime tectonique du prisme (Dahlen, 1984 ; Lallemand *et al.*, 1994).

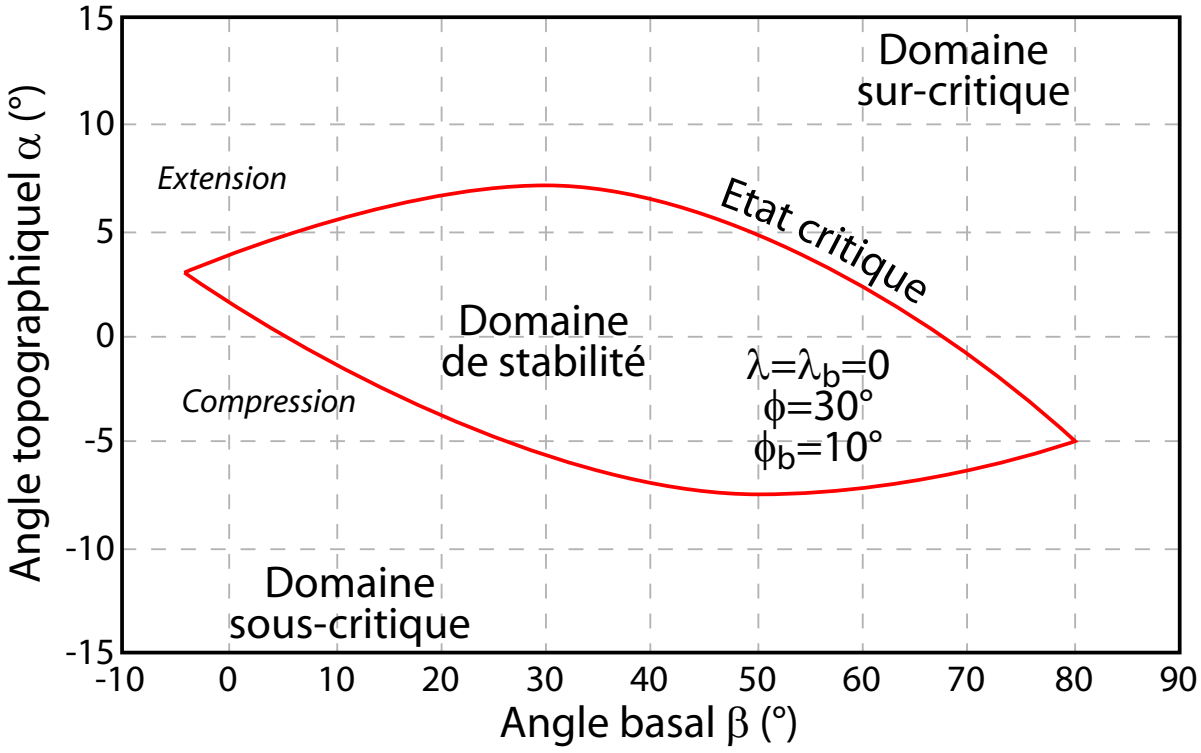


FIGURE 1.8: *Domaine de stabilité d'un prisme de sable sec (in Graveleau, 2008 modifié d'après Dahlen, 1984).*

La théorie du prisme critique montre qu'un état d'équilibre pour lequel il existe une relation entre la pente de la surface topographique (α) et la pente du décollement basal (β) est atteint au cours de la croissance. Cependant, cette théorie suppose que le matériau du prisme est partout dans un régime proche de la rupture. Ainsi, pour décrire la géométrie du prisme, on définit $\alpha + \beta$ comme l'angle d'ouverture (ou *taper*). Dans le cas où les conditions d'accrétion sont stationnaires (accrétion continue au front et aucune perte de matière), le prisme est dit critique. Il conserve une ouverture constante et croît de façon auto-similaire au cours du temps, *i.e.* l'aire de la section augmente linéairement au cours du temps. Il s'agit de l'enveloppe de la lentille de la Figure 1.8. A l'intérieur de cette lentille, le prisme ne se déforme pas et glisse sans déformation interne sur le niveau de décollement basal. Il est alors qualifié

de stable. A l'extérieur du domaine de stabilité, l'état hors équilibre est défini par des domaines sur-critiques et sous-critiques, correspondant respectivement à des régimes cinématiques en extension et en compression. En effet, les variations du flux entrant (par accrétion frontale ou sous-placage) ou sortant (érosion) impliquent une réaction du prisme afin de conserver une valeur de pente topographique critique α. Par exemple, l'accrétion d'unités au front du prisme a pour effet de réduire l'angle d'ouverture, ce qui fait passer le prisme dans le domaine sous-critique, ce qui nécessite un épaississement interne pour maintenir une ouverture constante. Des processus tels que le chevauchement hors-séquence ou la création de duplex sont alors impliqués dans les zones internes pour retrouver un état critique. Lorsque la pente topographique α est trop importante (prisme sur-critique), il est nécessaire de réduire l'angle d'ouverture pour retrouver un état critique. Les moyens d'y arriver sont une extension ou un glissement massif de matière, ainsi que l'érosion puis le transport de sédiments en dehors du système.

1.1.2 Prismes orogéniques à double vergence

Dans le cas de la formation d'une chaîne de montagnes par analogie avec le bulldozer poussant un tas de sable ou de neige (Figure 1.3), la partie arrière de l'orogène n'est pas prise en compte et est modélisée par un butoir rigide (*i.e.* le bulldozer). Dans la nature cependant, cette limite n'est pas rigide et on assiste dans cette zone à la formation d'un autre prisme orogénique. La structure qui est obtenue est un prisme orogénique à double vergence, dont les deux flancs sont disposés dos à dos.

Ces prismes à double vergence ont été modélisés aussi bien analogiquement depuis Malavieille (1984) que numériquement depuis Willett *et al.* (1993) et montrent que leur formation est déterminée par la subduction d'une plaque lithosphérique sous une autre avec un point de singularité entre elles (*i.e.* un saut de vitesse). De plus, comme le montrent humoristiquement Willett *et al.* (1993), le butoir "bulldozer" n'est pas requis dans les conditions aux limites. Selon ces auteurs, chaque côté du prisme va être contrôlé par des facteurs différents, ce qui le conduit à distinguer un versant **pro** et un versant **retro** au prisme. Le pro-wedge est le côté situé sur la plaque inférieure tandis que le retro-wedge est le prisme qui se construit sur la plaque supérieure (Figure 1.9).

Dans ce modèle, le prisme à double vergence se développe en trois étapes :

- dans un premier temps, les zones de cisaillement restent enracinées sur le point de singularité. La partie centrale se soulève en bloc et est aussi translatée vers la droite (Figure 1.9 a) ;
- la déformation se propage ensuite entre la singularité et le front de déformation à l'opposé de la direction de subduction. La zone de cisaillement plate forme la base du pro-prisme caractérisé par un angle d'ouverture faible car le prisme peut se propager dans son foreland non déformé, tandis que le retro-prisme est lui caractérisé par une ouverture plus importante en raison de la rampe ou décollement fortement incliné et fixé par les conditions aux limites (Figure 1.9 b) ;
- dans la dernière étape, le retro-prisme se détache de sa base et continue de se propager dans la plaque non déformée ce qui a tendance à diminuer l'angle d'ouverture (Figure 1.9 c).

Par conséquent, la structure asymétrique des prismes orogéniques à double vergence, ainsi que leur évolution différentielle dans le temps, est un facteur de contrôle important sur l'érosion du relief mais aussi sur la formation des bassins adjacents qui se développent en réponse à la surchargé causée par la croissance de l'orogène. Nous verrons dans ce travail que la définition qui est faite ici du rétro-prisme ne s'applique pas à certains exemples naturels dans lesquels la géométrie du prisme à double-vergence résulte plus de conditions initiales géométriques héritées de l'évolution pré-orogénique que des conditions cinématiques.

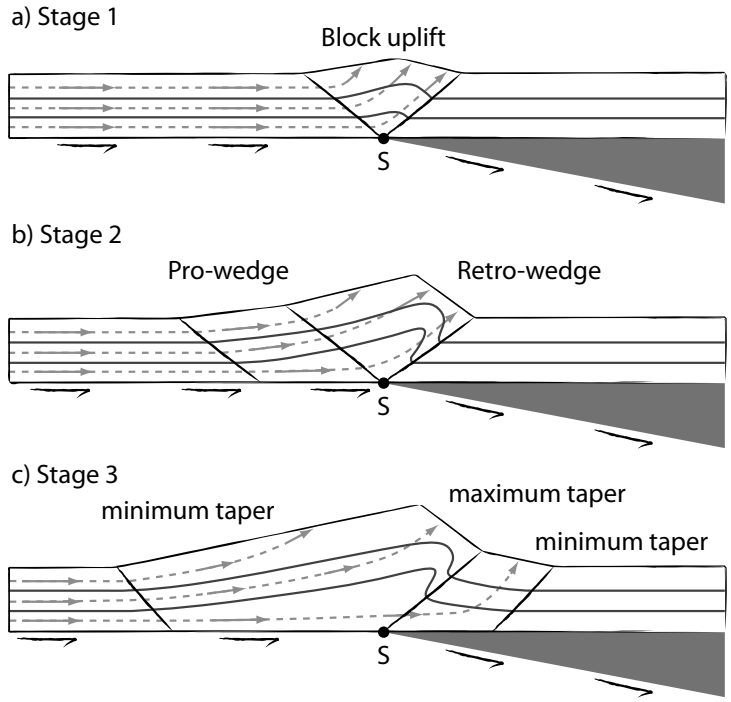


FIGURE 1.9: *Etapes du développement d'un prisme orogénique à double vergence : a) soulèvement en bloc de la région centrale, b) création du flanc rétro- et pro- du prisme et c) migration de la déformation vers l'extérieur (modifié d'après Willett* et al.*, 1993). S est le point de singularité qui localise la déformation. Les lignes pleines grises sont des marqueurs passifs montrant la déformation des blocs. Les tiretés gris clair sont des lignes de flux instantanées et la taille des flèches est proportionnelle à la vitesse.*

1.2 Evolution tectonique et sédimentologique des bassins d'avant-pays

Comme tous les bassins sédimentaires, les bassins d'avant-pays vont enregistrer au premier ordre les interactions entre les processus de surface et les processus profonds. Les sédiments qui vont ainsi s'accumuler et être préservés pourront provenir de la production locale (carbonates ou évaporites) ou provenir de l'érosion du domaine continental (apports de sédiments détritiques). L'influence du climat ou de la tectonique sur les enregistrements sédimentaires se fait par trois phénomènes variables dans le temps et l'espace (Robin *et al.*, 1998 ; Homewood *et al.*, 1999) :

- les mouvements verticaux (subsidence ou surrection) des zones sources et du bassin lui-même. Intuitivement, ces mouvements verticaux sont reliés à la tectonique mais ils peuvent toutefois être fortement influencés par les variations climatiques ;
- le niveau marin relatif, dépendant des variations du niveau marin local (plutôt influencé par la tectonique) et global appelé également eustatisme (plutôt influencé par le climat) ;
- le flux sédimentaire. il s'agit de la production locale biogène (fortement dépendante du climat) et d'apports de produits d'érosion du domaine continental par les rivières (flux détritique).

Les sédiments contiennent donc les informations sur leur source, le climat au moment du dépôt et le milieu de dépôt qu'il est nécessaire de distinguer pour pouvoir les discuter mais qui sont fondamentales pour la compréhension de la croissance d'une chaîne de montagnes(Figure 1.10).

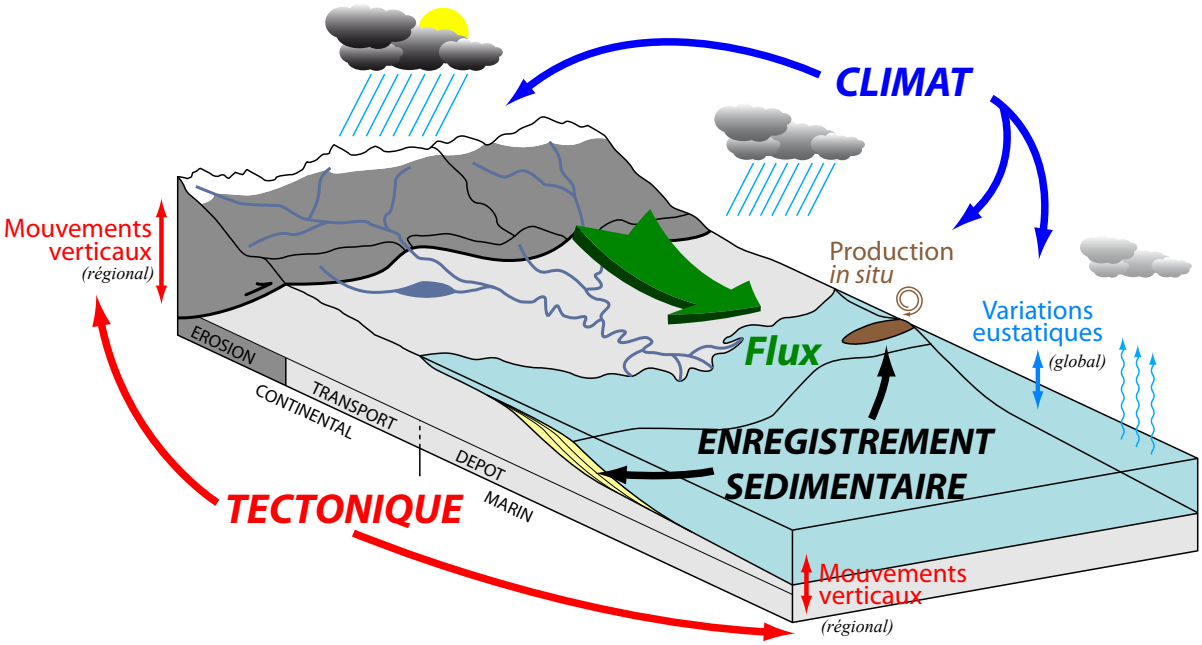


FIGURE 1.10: *Facteurs de contrôles extérieurs influençant l'enregistrement sédimentaire dans un bassin. Le climat influence au premier ordre les variations absolues du niveau marin (glacioeustatisme) et donc la position dans le profil de dépôt, la production sédimentaire* in-situ *et l'érosion dans les zones source. La tectonique est un facteur de contrôle majeur sur la surrection des zones sources et la subsidence du bassin. L'enregistrement sédimentaire est le résultat des interactions entre les différents paramètres de contrôle au travers du flux entrant dans le bassin.*

1.2.1 Origine des bassins d'avant-pays

L'influence régionale de la tectonique sur les bassins sédimentaires est au premier ordre un mouvement vertical vers le bas appelé **subsidence** qui permet une préservation des sédiments. La subsidence peut être de plusieurs types :

- **tectonique** quand le mécanisme principal est le jeu de failles (systèmes de rifts) ;
- **thermique** quand le mécanisme majeur est la rééquilibration thermique de la lithosphère (marges passives et bassins intracratoniques) ;
- **flexurale** quand le mécanisme majeur est la flexure de la lithosphère, causée par une charge (bassins d'avant-pays).

Flexure de la lithosphère

Lorsqu'elle est soumise à une charge, la lithosphère se déforme et peut réagir de différentes manières. Si on considère un modèle d'isostasie locale (Airy), la compensation se fait au niveau de la charge et ne permet pas la formation de bassins sédimentaires. Au contraire, si on considère un modèle d'isostasie régionale avec une lithosphère élastique, la charge appliquée entraîne une flexure de la lithosphère qui s'atténue lorsqu'on s'éloigne de la charge (Figure 1.11).

Cette déformation élastique de la lithosphère a particulièrement été mise en évidence au niveau des volcans intraplaques (Hawaii, Walcott, 1970 ; Iles Canaries, Watts *et al.*, 1997). De plus elle a également fait l'objet de nombreuses études à partir de données de puits ou gravimétriques, aussi bien au niveau

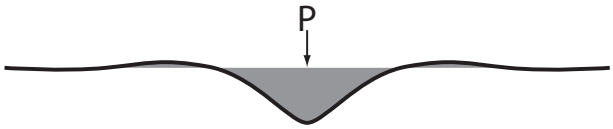


FIGURE 1.11: *Flexure d'une lithosphère élastique déformée par une charge ponctuelle P (d'après Walcott, 1970).*

des marges passives (Watts et Ryan, 1976 ; Watts, 2001) que dans les zones orogéniques (Andes, Watts *et al.*, 1995 ; Himalaya, Jordan et Watts, 2005 ; Alpes, Andeweg et Cloetingh, 1998 ; Pyrénées, Zeyen et Fernandez, 1994 ; Millan *et al.*, 1995 ; Gaspar-Escribano *et al.*, 2001) ou encore les régions soumises à un rebond isostatique post-glaciaire (NE des Etats-Unis, Pelletier, 2004 ; Alpes, Champagnac *et al.*, 2007, 2009).

Dans un repère cartésien, avec x croissant quand on s'éloigne de la charge, la flexure 1D s'écrit avec une équation différentielle du 4e ordre :

$$D \cdot \frac{\partial^4}{\partial^4 x} w(x) + T(x) \cdot \frac{\partial^2}{\partial^2 x} w(x) + k \cdot w(x) = P(x)$$

avec $w(x)$ la déflexion, c'est-à-dire l'amplitude de la flexure, $T(x)$ les contraintes horizontales, k le paramètre d'équilibre isostatique entre les sédiments et l'asthénosphère $k{=}g(\rho_m - \rho_s)$, $P(x)$ la charge topographique, ponctuelle ou distribuée et D la rigidité (en $N.m$)

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12(1-\nu^2)}$$

où E et ν sont les paramètres élastiques, respectivement module d'Young et coefficient de Poisson et T_e l'épaisseur élastique équivalente en km. L'épaisseur élastique équivalente de la lithosphère est l'épaisseur que cette lithosphère aurait si elle était parfaitement élastique. Cependant, si la lithosphère est soumise à des contraintes flexurales, elle se déforme suivant sa rhéologie plastique ou visqueuse.

La déflexion causée par la charge aura pour effet de localiser les bassins flexuraux au niveau du front de la chaîne (Price, 1973 ; Beaumont, 1981). La résolution numérique de l'équation différentielle montre que la flexure est très dépendante de l'épaisseur élastique de la lithosphère lorsqu'on lui applique une charge constante (Figure 1.12). Pour une épaisseur élastique importante (rigidité importante), la déflexion $w(x)$ sera faible, c'est-à-dire que la base du bassin sera peu profonde mais la longueur d'onde de la flexure sera importante. A l'inverse, pour une épaisseur élastique faible de la lithosphère, la déflexion sera importante mais s'atténuera très rapidement. Le bassin sera donc profond et étroit. Par conséquent, la géométrie actuelle des bassins d'avant-pays permet d'estimer une épaisseur élastique équivalente de la lithosphère.

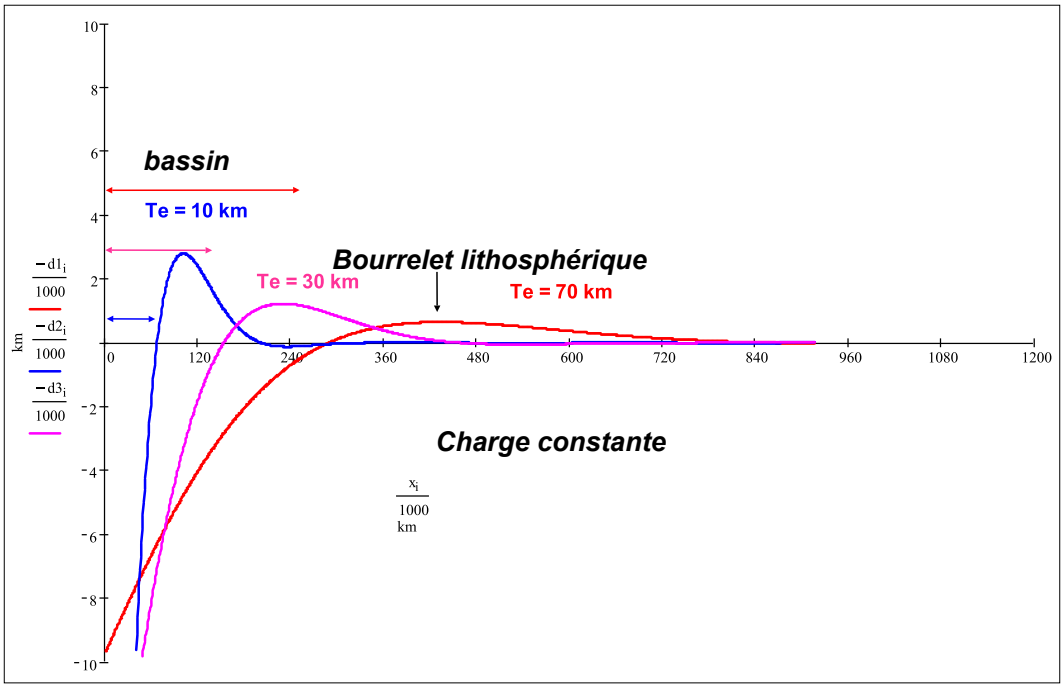


FIGURE 1.12: *Effet de la variation de l'épaisseur élastique sur la forme du bassin d'avant-pays dans le cas de l'application d'une charge ponctuelle.*

Organisation spatiale des bassins d'avant-pays

Les bassins d'avant-pays sont formés par la flexure de la lithosphère en réponse à la charge exercée par l'orogène et contrôlés par les paramètres physiques de la lithosphère, ce qui leur donne en coupe une forme asymétrique de biseau ouvert vers l'orogène et discordant sur la croûte non déformée au niveau de la marge distale. Vus en carte, ces bassins présentent généralement un relief faible lorsqu'ils sont émergés (Siwaliks, Andes, Po, Ebre et Aquitaine, etc) ou alors sont encore marins (Golfe Persique, Papouasie, Caraïbes). Les bassins d'avant-pays sont classiquement divisés en plusieurs domaines qui vont avoir des évolutions temporelles différentes (Ricci Lucchi, 1986 ; DeCelles et Giles, 1996 ; Figure 1.13) :

- le **wedge-top** est la partie du bassin d'avant-pays incorporé à la chaîne dans laquelle des dépôts sédimentaires ont toujours lieu. Ceux-ci sont transportés passivement sur le dos des chevauchements d'où l'appellation de bassin en *piggy-back* ;
- le **foredeep** est la zone la plus subsidente située au niveau du front ;
- le **forebulge** est la zone de la marge distale qui se soulève plus ou moins en réponse à la flexure de la lithosphère ;
- le **backbulge** est une zone plus ou moins subsidente à cause de l'amortissement de la flexure en arrière du forebulge.

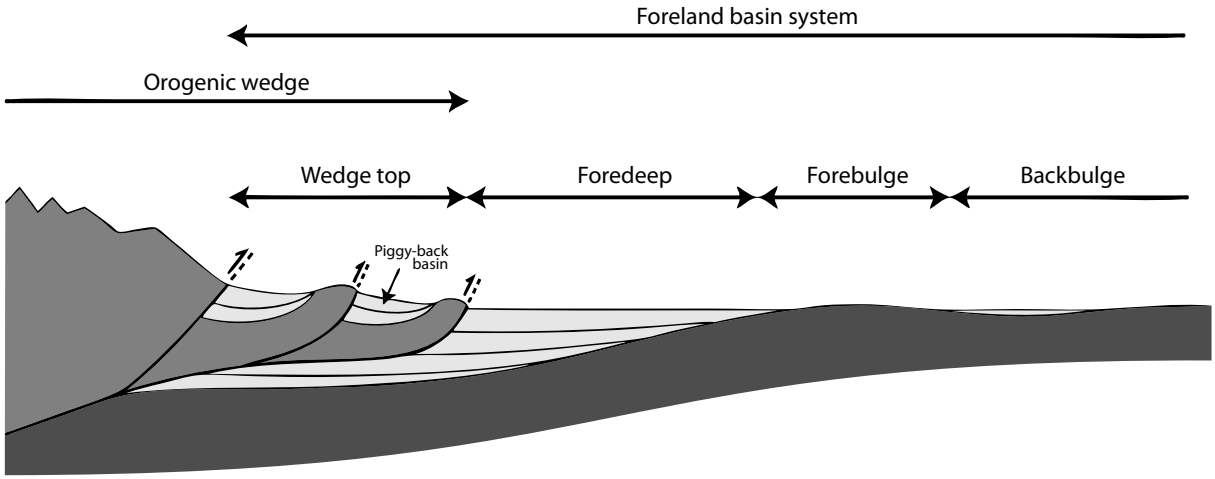


FIGURE 1.13: *Organisation théorique d'un bassin d'avant-pays le long d'une coupe et différents domaines tectono-sédimentaires rencontrés (d'après Ricci Lucchi, 1986 ; DeCelles et Giles, 1996).*

Si on considère un orogène en train de croître et de s'élargir, plusieurs phénomènes vont avoir des conséquences sur la flexure de la lithosphère. Le front se déplace vers l'extérieur de la chaîne (migration en séquence), de même que la charge exercée sur la lithosphère augmente par ajout de matière à l'intérieur du prisme. Par conséquent la zone de flexure (foredeep) et le forebulge se déplacent au cours du temps vers l'extérieur du système (Figure 1.14). Le forebulge, initialement zone en surrection bordant le bassin d'avant-pays, va devenir une zone subsidente. La propagation de la déformation et l'arrivée en surface de rampes chevauchantes a pour effet d'individualiser et d'incorporer des bassins du wedge-top dans le prisme. Ceux-ci sont alors transportés passivement sur les chevauchements (bassin en piggy back).

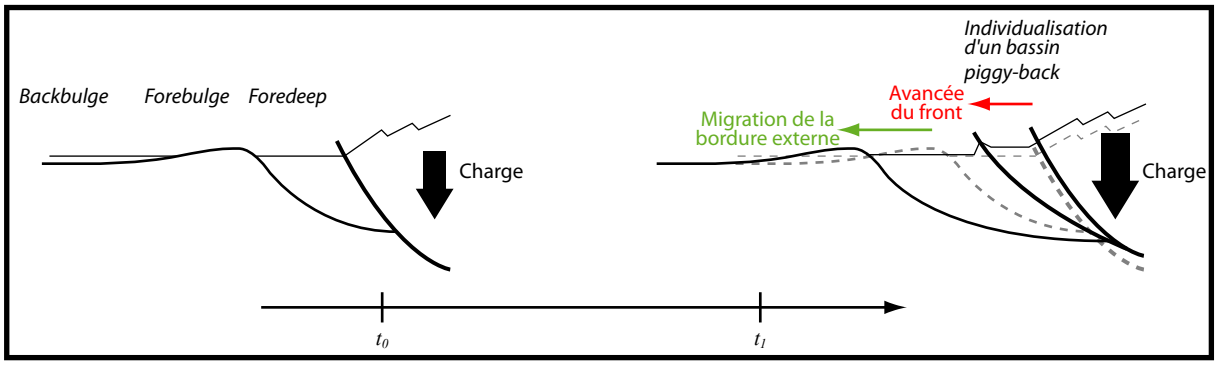


FIGURE 1.14: *Migration de la flexure au cours de l'évolution de l'orogène et effet sur les géométries sédimentaires (modifié d'après Crampton et Allen, 1995).*

1.2.2 Subsidence et remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays

De même que les prismes orogéniques ont été décrits en terme de pro- ou retro- versant, les bassins flexuraux d'avant-pays suivent cette classification (Johnson et Beaumont, 1995). En effet, si la construction et l'évolution du prisme est dirigée par la vergence de la subduction, il en sera de même pour les bassins d'avant-pays, directement influencés par la charge orogénique. Le remplissage des bassins d'avant-pays se fait par un transfert de matière depuis les zones de relief de la zone orogénique et également dans une moindre mesure depuis le forebulge qui se soulève en réponse à la flexure sur la marge distale (Figure 1.15 a). Les différences d'architecture stratigraphique observées entre le pro- et le retro-foreland sont ainsi attribuées à des différences des taux de subsidence (Naylor et Sinclair, 2008) contrôlés par la rhéologie de la lithospthère et la charge du prisme.

Comme nous l'avons vu précédemment, les bassins d'avant-pays on une forme de biseau ouvert vers la zone orogénique (Figure 1.13). Le type d'architecture sédimentaire qui domine est l'*onlap* sur la marge distale et le foredeep est marqué par l'aggradation des séries sédimentaires. La migration des onlaps sur le forebulge (Figure 1.15 b) et leur rotation passive (Figure 1.17) est causée par l'augmentation de la charge exercée par l'orogène en train de croître qui cause une subsidence accrue de l'avant-pays (Figure 1.14) et qui est supposée augmenter au cours du temps (Miall, 1995 ; DeCelles et Giles, 1996 ; Allen et Allen, 2005). Par conséquent, la migration des onlaps est moins marquée du côté retro-, celui-ci étant uniquement contrôlé par la subsidence de la lithosphère non subductée. Ainsi, la subsidence sera importante dans les premières phases de construction du prisme pour ensuite ralentir et devenir quasiment nulle pendant la période d'équilibre (Figure 1.15 c). Au contraire, le pro-foreland montre une migration des onlaps plus rapide et prononcée du fait de la migration de la déformation (Figure 1.15 b). Cela a pour effet de causer une subsidence importante mais uniquement pendant la phase d'équilibre du prisme (Figure 1.15 c). La valeur de 50 m/Ma semble constituer un seuil (Naylor et Sinclair, 2008) pour caractériser la subsidence des pro-forelands (où elle sera supérieure) par rapport aux retro-forelands (où elle sera inférieure).

La géométrie en biseau des bassins d'avant-pays a une conséquence fondamentale sur la répartition des faciès sédimentaires et des lithologies à l'intérieur de ces bassins. Pendant les premiers stades de la croissance de l'orogène, le flux sédimentaire entrant dans le bassin n'est pas suffisamment important pour combler celui-ci d'où la persistance d'un domaine marin dans le foredeep et une flexure peu marquée (Sinclair, 1997). On parle alors de sous-remplissage (*underfilled*). Plusieurs zones peuvent ainsi être distinguées dans les premières étapes de fonctionnement de l'avant-pays et former la trilogie caractéristique des dépôts d'avant-pays sous-alimentés (Burchette et Wright, 1992 ; Sinclair, 1997 ; Figure 1.16) :

- La zone proche du wedge-top connaît une sédimentation silicoclastique alimentée par l'érosion des reliefs du prisme orogénique. Les sédiments détritiques sont distribués dans le domaine marin du bassin d'avant-pays soit directement au travers de fan-deltas (Golfe Persique, Baltzer et Purser, 1990), soit en transitant par des réseaux fluviatiles jusqu'à un domaine deltaïque (Gange, Inde, Gupta, 1997 ; Fly River, Papouasie Nouvelle Guinée, Walsh et Ridd, 2009).
- La marge distale, peu pentée du fait de la flexure de la lithosphère et également peu subsidente, voit s'établir des plateformes carbonatées sur le forebulge (Burchette et Wright, 1992 ; Dorobek, 1995). Ces plateformes, ayant généralement une géométrie de rampe, progradent vers le centre du bassin (Gilham et Bristow, 1998). Cependant en réponse à la migration de la flexure les premières plateformes établies sont enfouies sous des sédiments ou ennoyées et une nouvelle plateforme se développe au niveau de la ligne de côte (Dorobek, 1995).

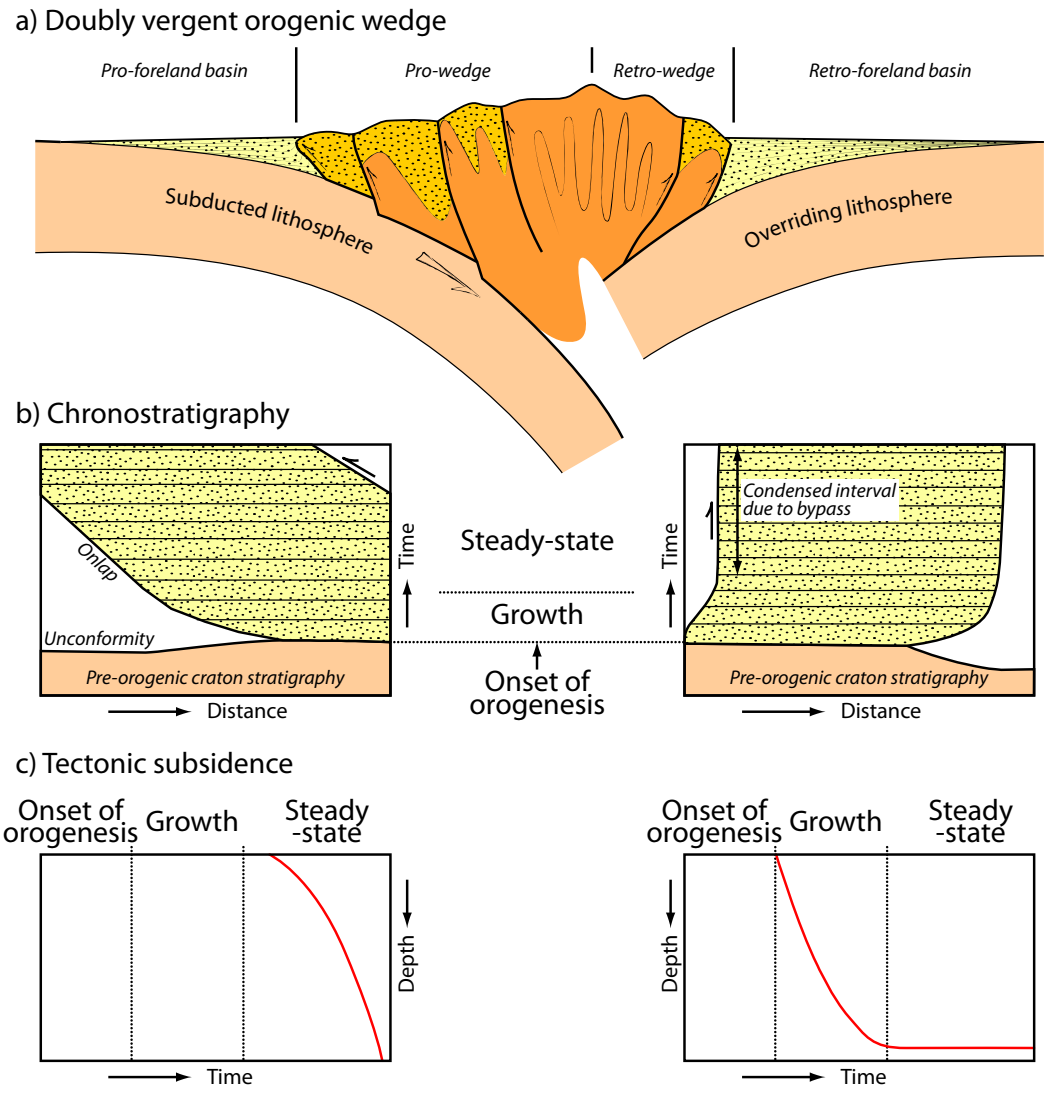


FIGURE 1.15: *Synthèse des caractéristiques des pro- et retro-bassins d'avant-pays. a) Représentation schématique d'une zone de collision où un prisme orogénique à double vergence s'est établi sur une lithosphère (couleur saumon) défléchie à cause de la charge. Ce prisme est composé d'unités de croûte (en orange) et de couverture incorporée au prisme (jaune foncé à points). Les bassins d'avant-pays sont représentés par le figuré jaune clair à points. Le remplissage est caractérisé par une géométrie en onlap migrant vers la marge distale, surtout marquée pour le pro-foreland. b) Schémas chronostratigraphiques du remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays pro- et retro-. Dans les deux cas le remplissage se fait en discordance sur la croûte continentale de leur plaques respectives. La quantité de dépôts préservés dans les bassins d'avant-pays dépend de la quantité de matière acrétée dans le prisme. c) Evolution de la subsidence tectonique des deux bassins d'avant-pays au cours de la formation de l'orogène. Le pro-avant-pays enregistre une subsidence tectonique relativement courte pendant la croissance de l'orogène tandis que dans le même temps le retro-avant-pays enregistre une histoire complète. Cette subsidence est au début constante pendant la croissance, puis une subsidence quasiment nulle pendant l'état d'équilibre. Le retro-foreland préserve alors des séries sédimentaires condensées dominées par le transit des sédiments (modifié d'après Naylor et Sinclair, 2008).*

– La zone de foredeep connait une sédimentation mixte où se mélangent les sédiments carbonatés venant de la plateforme et les sédiments détritiques provenant du relief en train de croître. Du fait de la subsidence importante, cette zone subit parfois un affamement et donc une condensation des séries sédimentaires. Mutti *et al.* (2009) décrivent cette zone comme étant celle où ont lieu d'importantes déstabilisations à cause de la tectonique régionale qui provoquent des écoulements turbiditiques majeurs ainsi que des écroulements massifs d'unités carbonatées (Barnolas et Teixell, 1994).

Lors de l'évolution du système orogénique, l'élargissement du prisme qui a pour effet d'augmenter la charge sera donc un facteur d'accélération de la subsidence par une flexure plus importante (Lafont, 1994 ; Sinclair, 1997 ; Figure 1.16). Par conséquent, l'accélération de la subsidence est un facteur invoqué pour expliquer une des caractéristiques majeures du remplissage sédimentaires des bassins d'avant-pays, à savoir la disparition des carbonates sur la marge distale et leur remplacement par une sédimentation détritique distale avec une tendance au premier ordre à la transgression.

Toutefois, il ne faut pas oublier que les producteurs carbonatés, responsables de la formation des plateformes, sont sensibles aux conditions écologiques (luminosité, turbidité, profondeur ; Beavington-Penney et Racey, 2004) et par conséquent aux variations eustatiques. C'est ainsi que lors d'une accélération de la subsidence, les plateformes suivent la ligne de côte afin de rester toujours dans un domaine où

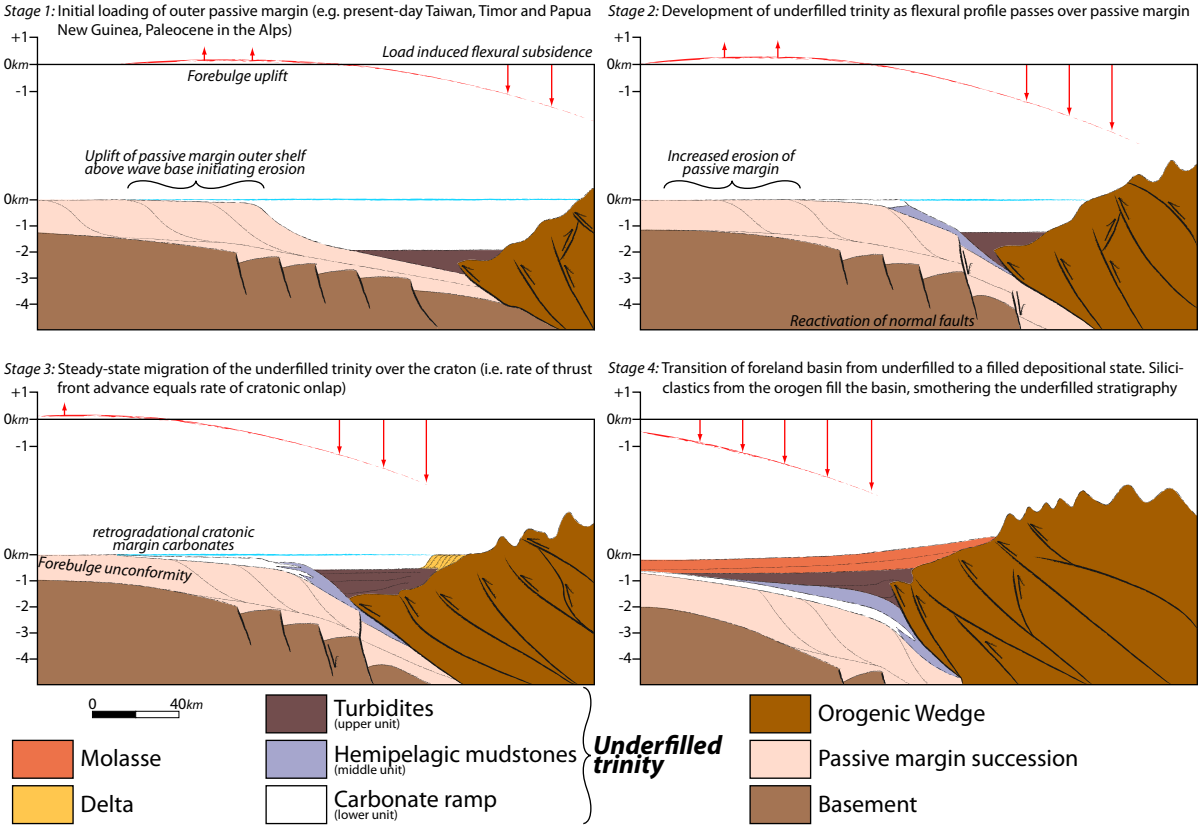


FIGURE 1.16: *Evolution idéale d'un bassin d'avant-pays et profils de flexure associés en quatre étapes montrant la transition d'un stade sous-rempli avec le dépôt de la trilogie Flysh-Calcaires hémipélagiques-Plateforme carbonatée à un stade sur-rempli où le bassin est comblé par des molasses (modifié d'après Sinclair, 1997).*

les conditions de vies sont favorables (Burchette et Wright, 1992 ; Dorobek, 1995). En revanche, des changements écologiques majeurs pourront avoir un effet néfaste sur la pérennité des plateformes. Tout d'abord on pourra assister à un changement de producteurs ou à une réduction de leur nombre. Finalement les plateformes carbonatées peuvent totalement disparaître pour laisser la place à des plateformes siliceuses (Berthier, 2010 ; Huyghe, 2010).

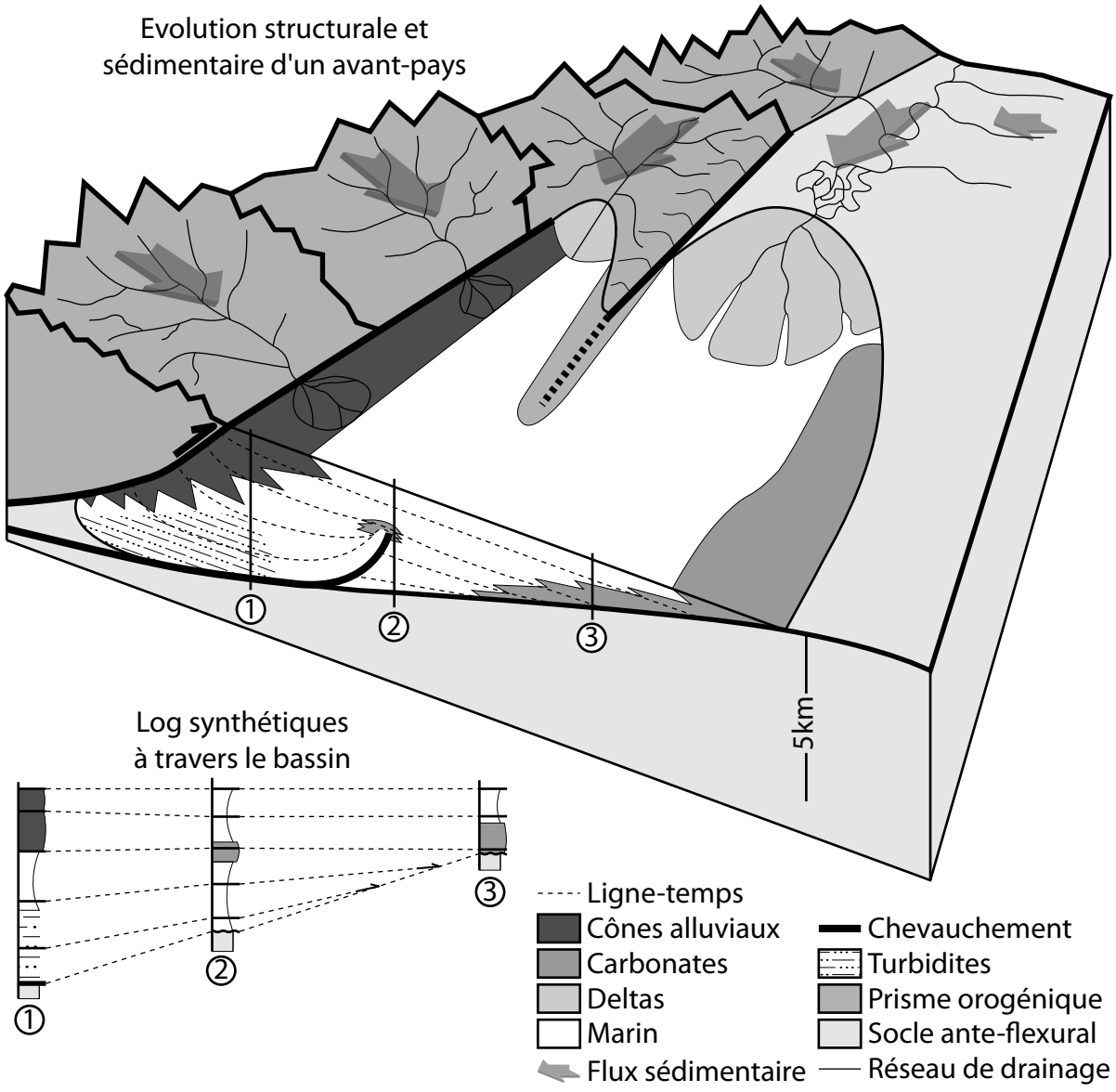


FIGURE 1.17: *Bloc-diagramme synthétique de l'évolution tectonique, de la provenance des flux et du remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays au cours de la croissance de l'orogène (T. Nalpas, comm. pers.). Les réseaux de drainage présentent des drains transverses qui descendent directement du relief. Certains de ces drains se rejoignent dans un drain axial parallèle à la chaîne. Les variations de lithologies dans l'espace et au cours du temps sont également présentées sur trois logs synthétiques à différentes positions dans le bassin.*

Par la suite, la croissance du prisme entraîne une augmentation importante des apports détritiques que la flexure ne peut plus compenser même si elle est encore impportante, ce qui a pour effet de combler entièrement le bassin d'avant-pays (régression majeure). On parle alors de stade sur-rempli (*overfilled*). Pendant ce stade, la sédimentation est majoritairement détritique (cônes alluviaux, plaine alluviale et dépôts fluviatiles), avec quelques dépôts évaporitiques et carbonatés lacustres, dans le bassin.

1.3 Couplages et rétroactions dans les chaînes de montagnes

Parce que la surface de la Terre est à la fois modelée par l'expression de processus profonds d'origine tectonique affectant la croûte terrestre ou le manteau et l'expression des processus de surface comme la circulation des fluides dans l'atmosphère et l'hydrosphère ou l'érosion (e.g. fluviale, glaciaire), les interactions entre le Climat à l'échelle globale et la Tectonique lors de la construction du relief ont depuis de nombreuses années été l'enjeu d'un vif débat (Figure 1.1).

Actuellement, le débat se concentre sur l'interprétation de l'augmentation des taux d'érosion (mécanique) observés au cours des derniers 4-5Ma dans les chaînes de montagnes et/ou leur périphérie qui semble, si celle-ci est avéré (Molnar et England, 1990), être corrélée à l'augmentation du relief et de l'exhumation de certaines chaînes, à la baisse des températures dans les océans (Raymo et Ruddiman, 1992), mais aussi aux premières grandes glaciations et à la fluctuation plus importante du climat. D'où la question fondamentale qui est posée : qui du climat ou de la tectonique est responsable de ces changements de formes du relief terrestre ?

Au premier ordre, la convergence des plaques tectoniques, au niveau des zones de collision, est accommodée par du raccourcissement plus ou moins distribué. Ce raccourcissement induit l'épaississement de la lithosphère et par équilibre isostatique la formation d'un prisme orogénique où un relief important peut se former (Figure 1.1) comme nous l'avons vu précédemment.

Cependant, la topographie créée à la surface de la Terre par la Tectonique est, de part les reliefs et les pentes créés, soumise à l'érosion. Les processus d'érosion qui détruisent le relief sont également fortement influencés par le climat et ses changements régionaux ou globaux qui ont eu lieu tout au long de l'histoire de la Terre et ont pu être précisément mis en évidence, notamment pour la période Quaternaire ou pour le Cénozoïque (voir la synthèse de Peizhen *et al.*, 2001 ; Alpes, Kuhlemann, 2000 ; Kuhlemann *et al.*, 2002 ; Willett, 2010 ; Figure 1.18).

La création de relief résulte de l'équilibre isostatique entre la charge orogénique et la lithosphère continentale qui supporte ce relief, via une déflexion de celle-ci (Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981). L'apparition de zones subsidentes juste à proximité des zones de relief va permettre l'accumulation des produits d'érosion de la chaîne, leur préservation suivie de leur recyclage dans le prisme orogénique par accrétion d'unités. Les systèmes orogéniques sont par conséquent des sites privilégiés permettant d'étudier les couplages et les rétroactions existant entre les processus profonds qui affectent le manteau et/ou la croûte terrestre et les processus de surface comme les dynamiques d'érosion, de transport et de sédimentation (Figure 1.1).

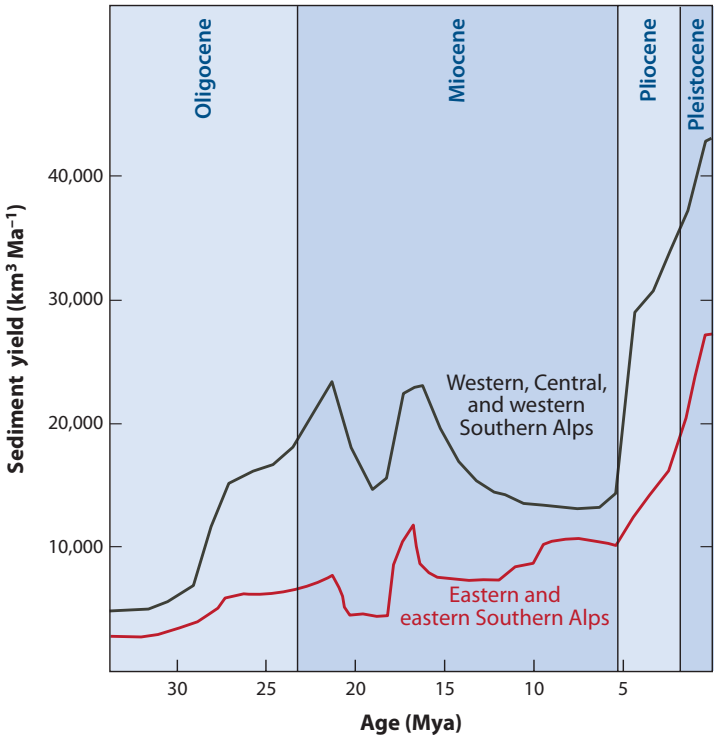


FIGURE 1.18: *Taux de production de sédiments dans les Alpes à partir des données de Kuhlemann (2000) (in Willett, 2010). Les zones sources sont définies pour séparer le Sud des Alpes en une région à l'Est et une à l'Ouest avec une limite située approximativement à 10°E à la différence de Kuhlemann* et al. *(2002). A noter l'augmentation de la production de sédiments qui commence à ∼5 Ma et qui augmente jusqu'à l'actuel.*

1.3.1 Forçage tectonique sur les variations climatiques

La formation de nombreuses chaînes de montagnes au cours du Cénozoïque, contemporaines d'un refroidissement important du climat global, couplée à l'observation d'une augmentation des apports détritiques dans les bassins a été la base d'une "école" avançant l'hypothèse que "le refroidissement global durant le Cénozoïque, qui a conduit la croissance de grandes calottes polaires continentales dans les deux hémisphères, peut avoir été causé par le soulèvement du Plateau du Tibet et les rétroactions positives initiées par cet événement" (Raymo et Ruddiman, 1992).

Il est en effet montré que l'existence d'un relief suffisant, mais pas forcément important, a un effet local sur le climat à cause de l'apparition d'une couverture neigeuse ou glaciaire qui renvoie le rayonnement solaire. Le relief existant peut aussi avoir un effet régional voire global lorsque la chaîne de montagnes agit comme une véritable barrière pour les circulations atmosphériques. L'ascension forcée des courants atmosphériques chargés d'humidité favorise la condensation et les précipitations, créant un phénomène appelé "pluie orographique" (Koons, 1990 ; Willett, 1999 ; Montgomery *et al.*, 2001 ; Roe, 2005 ; Smith, 2006 ; Garzanti *et al.*, 2007 ; Graveleau, 2008 ; Figure 1.19 a) marquée par une forte asymétrie des quantités de précipitations entre les flancs de l'orogène, le versant de la chaîne exposé au vent recevant plus de précipitations captées par les rivières que le versant sous le vent. Ce versant est en effet beaucoup plus sec du fait de l'effet de foehn (air sec qui se réchauffe rapidement en glissant le long du versant). Ce

phénomène a par exemple été montré dans des chaînes comme l'Himalaya (Figure 1.19 b), les Andes, les Alpes du Sud de Nouvelle-Zélande ou encore pour ce qui nous intéresse dans les Pyrénées (voir Graveleau, 2008 pour des références détaillées ; Figure 1.19 c). L'effet est toutefois un peu différent dans les Pyrénées puisque l'effet orographique est inversé. Les vents humides qui arrivent du Sud s'assèchent en traversant le plateau ibérique. Arrivés à hauteur des Pyrénées Sud (équivalent de la Sierra Nevada sur la Figure 1.19 a) les pluies orographiques ont lieu mais sont toutefois moins abondantes que celles sur le flanc Nord. En effet, la création d'une dépression par l'effet de foehn bien connu dans la région de Tarbes a pour conséquence de capter les masses d'air humide du Golfe de Gascogne et les précipiter sur le Sud du Bassin d'Aquitaine et le flanc Nord des Pyrénées (http ://fr.wikipedia.org/wiki/Climat_des_Pyrénées).

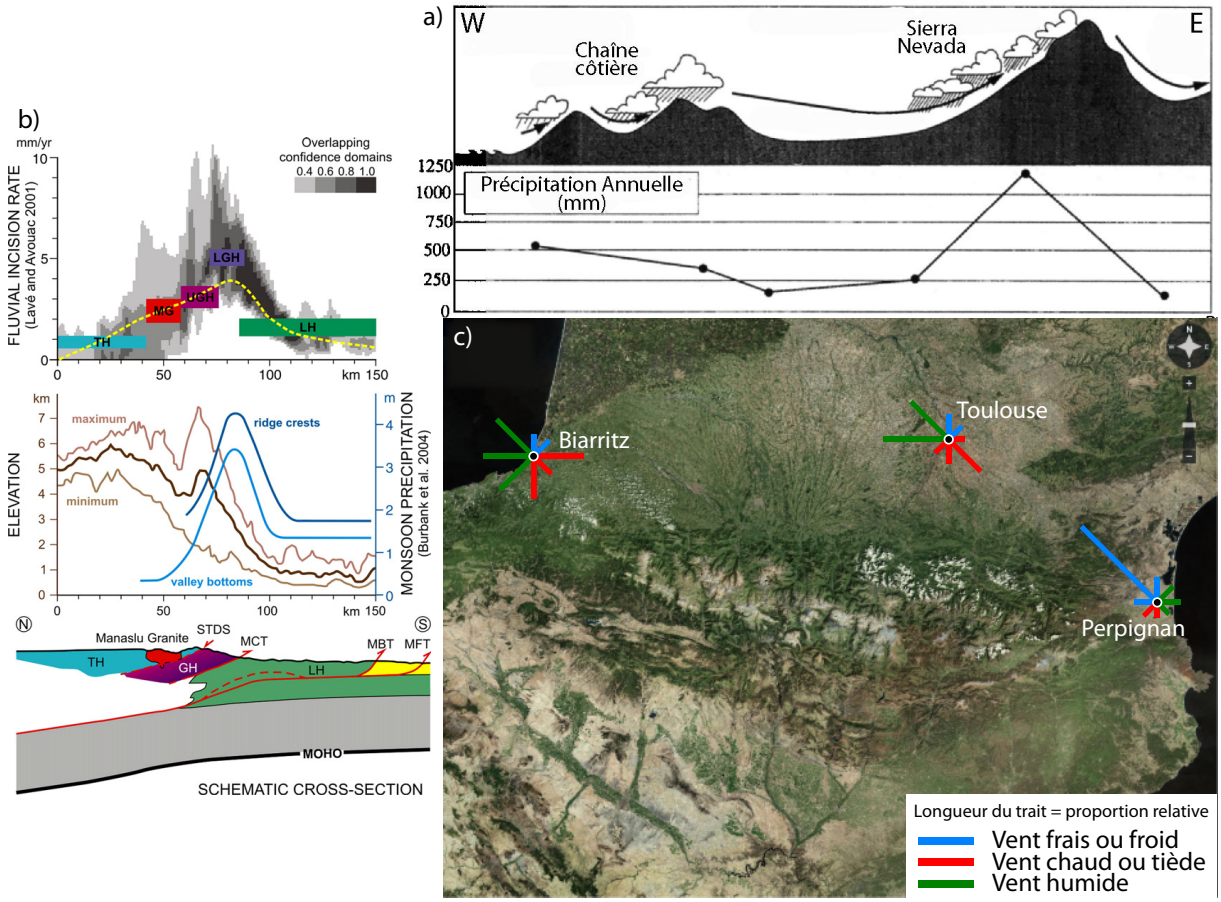


FIGURE 1.19: *a) Schéma illustrant l'effet orographique causé par une barrière topographique dans la Sierra Nevada (Barros et Lettenmaier, 1994 in Graveleau, 2008. b) Corrélation entre les taux d'incision fluviale (Lavé et Avouac, 2001), le relief himalayen et les hauteurs de précipitations (Burbank* et al.*, 2003) et la géologie en coupe dans le bassin versant considéré (Garzanti* et al.*, 2007). c) Photo satellite des Pyrénées (http ://www.flashearth.com/), direction et fréquence annuelle moyenne des vents (http ://www.alertes-meteo.com/cartes/carte-vent-france.php)*

De plus, les perturbations locales des circulations atmosphériques ont également une influence significative sur le climat régional. Ainsi, la croissance du plateau du Tibet et de l'Himalaya est invoquée comme étant la cause de la mise en place du régime de moussons en Asie du Sud-Est, mais est également à l'origine de l'aridification de chaînes plus éloignées comme le Tien Shan ou l'Altaï et comme agissant

à l'échelle de l'hémisphère (Ruddiman *et al.*, 1989 ; Kutzbach *et al.*, 1989 ; Ruddiman et Kutzbach, 1989 ; Ruddiman, 1997).

Certains auteurs proposent également que, suite au passage à un régime globalement compressif à la fin du Mésozoïque, le relief créé par la croissance des orogènes tertiaires entraîne une augmentation de l'érosion continentale à l'échelle globale, marquée par l'augmentation des apports détritiques dans le domaine océanique (Peizhen *et al.*, 2001 ; Figure 1.18), et aussi par une consommation de CO_2 lors de l'altération des minéraux silicatés suivant une réaction simple (Berner *et al.*, 1983 ; Gislason *et al.*, 2009) :

$$CaSiO_3 + CO_2 \longleftrightarrow CaCO_3 + SiO_2$$

$$Metamorphisme \longleftrightarrow Erosion$$

comme ici pour la wollastonite. Le CO_2 ainsi consommé par l'altération des roches induit une diminution de la pCO_2 atmosphérique qui n'est plus complètement équilibrée par le rejet dans l'atmosphère de CO_2 par l'activité volcanique et en conséquence une diminution de l'effet de serre qui conduit à la mise en place d'un climat plus froid (Raymo et Ruddiman, 1992).

1.3.2 Forçage climatique sur la tectonique

Depuis les travaux des années 80 sur la mécanique des chaînes plissées, la connaissance du rôle de l'érosion dans l'évolution d'une chaîne de montagnes a beaucoup évolué.

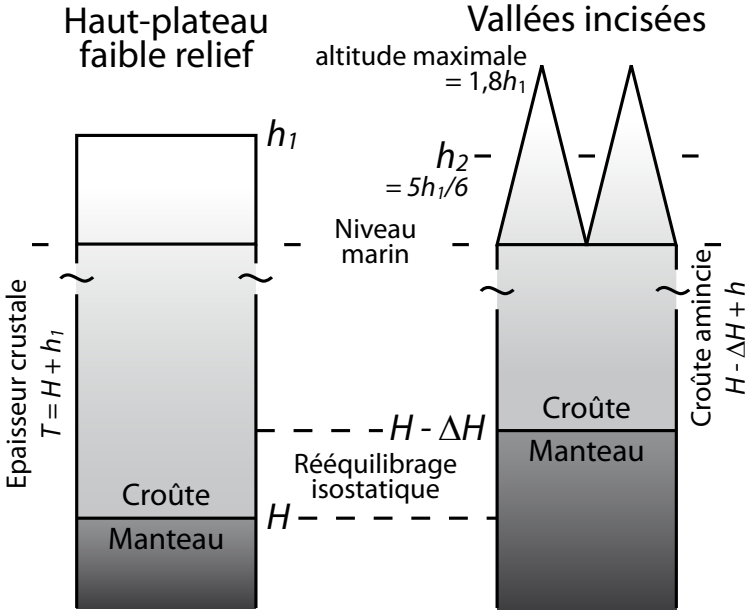


FIGURE 1.20: *Principe du rebond isostatique qui, en réponse à l'érosion induite par un changement climatique, crée un relief important (modifié d'après Molnar et England, 1990). On se place ici dans l'hypothèse d'une isostasie locale.*

Il a été proposé depuis de nombreuses années une théorie alternative au forçage tectonique, stipulant que le climat, par l'intermédiaire de l'érosion, était un agent particulièrement efficace pour l'établissement d'un relief important sans impliquer d'épaississement crustal depuis le Cénozoïque (Molnar et England,

1990). Selon ces auteurs, les changements climatiques observés lors des derniers millions d'années seraient la cause d'une érosion importante ce qui cause le soulèvement récent des chaînes de montagnes (Figure 1.20). En effet, la matière enlevée par l'érosion (incision des rivières ou érosion glaciaire) de la zone de relief entraîne un déficit de masse qui est compensé par un soulèvement général causé par un rééquilibrage isostatique. Dans ce cas, l'altitude moyenne de la chaîne de montagnes diminue : elle passe d'une altitude h_1 à une altitude $h_2 = 5/6h_1$ tandis que l'altitude maximale augmente pour atteindre $1,8h_1$. La base de la croûte continentale, au départ à une profondeur H, remonte pour atteindre la profondeur H - ΔH. Cette hypothèse a permis à Champagnac *et al.* (2007) de montrer que le soulèvement des Alpes par rebond isostatique était maximum au centre de la chaîne, sans toutefois obtenir les taux de soulèvement actuels (Willett, 2010). On peut noter que dans les orogènes actifs pour lesquels un profil d'équilibre des rivières peut être estimé, un forçage climatique réduit au contraire le relief local entre vallées et interfluves (Whipple *et al.*, 1999).

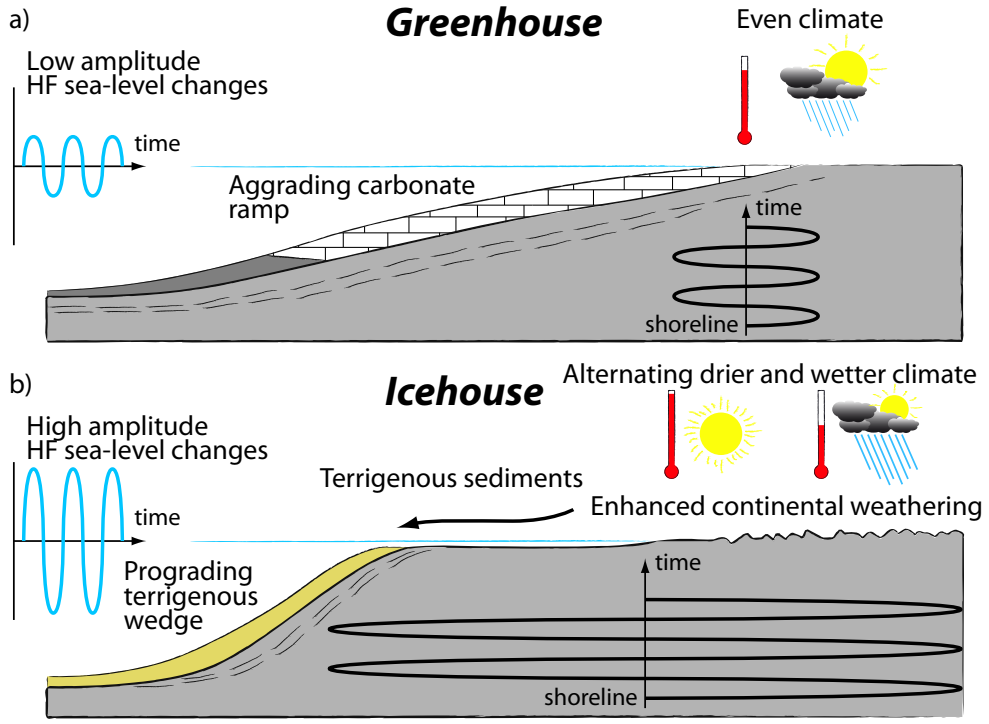


FIGURE 1.21: *Schémas comparant les effets a) de variations faible amplitude haute fréquence du niveau marin relatif en période* greenhouse *avec b) des variations haute amplitude haute fréquence du niveau marin relatif en période* icehouse *(Séranne, 1999).*

De plus, le passage à un régime climatique plus froid a des conséquences sur l'amplitude des variations du niveau marin global (Séranne, 1999). En effet, il est montré qu'en régime *greenhouse*, les variations du niveau marin global à haute fréquence sont de faible amplitude (0,1 à 10 m) car il n'y a pas de stockage possible de l'eau des océans, les calottes polaires n'étant pas présentes à la surface de la Terre. Par conséquent, les marges continentales connaissent préférentiellement une sédimentation de type carbonaté.

Comme les variations eustatiques sont de faible amplitude, le littoral migre peu et les séquences sédimentaires s'empilent (Figure 1.21 a). En période *icehouse*, les variations eustatiques sont de plus grande amplitude qu'en période *greenhouse* (Miller *et al.*, 1991) car elles sont contrôlées par la croissance et

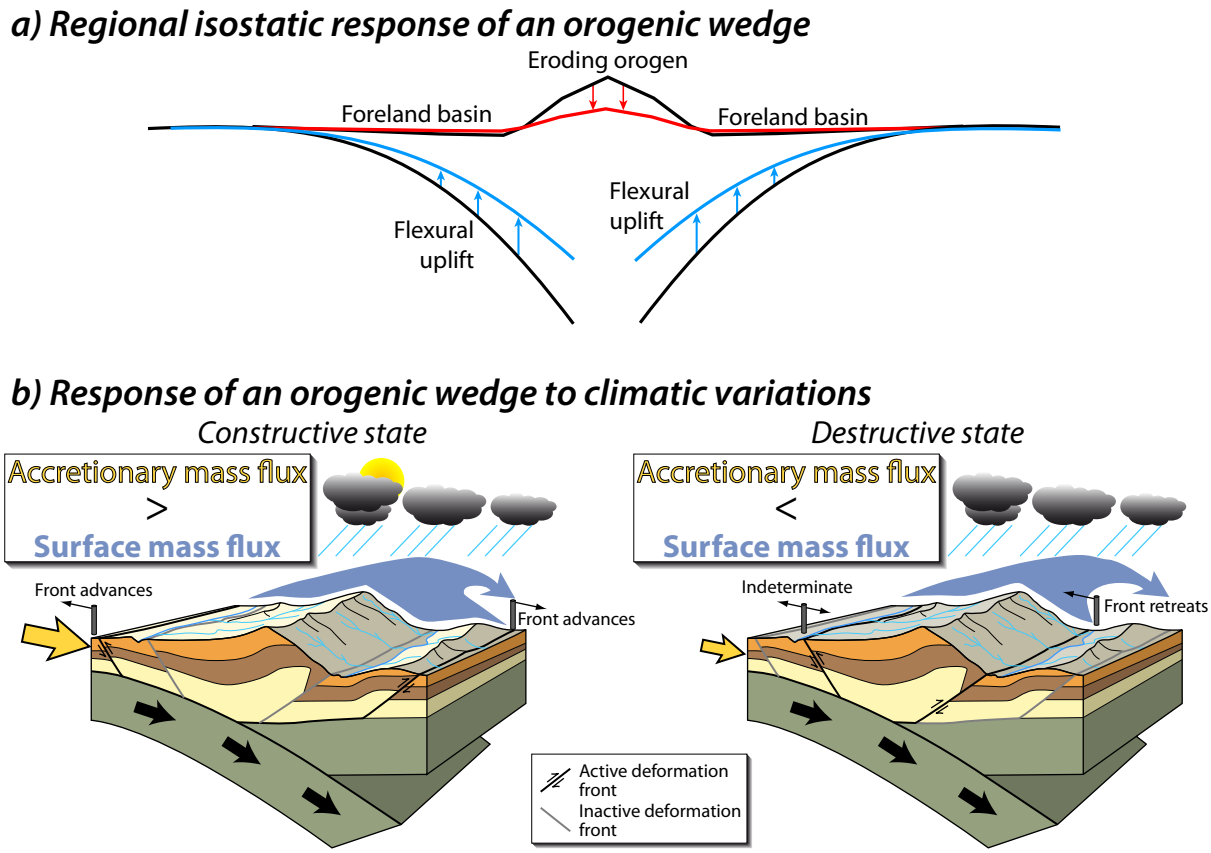


FIGURE 1.22: *a) Réponse isostatique régionale d'un orogène supporté par la flexure de la lithosphère qui forme les bassins d'avant-pays (modifié d'après Willett, 2010). La diminution de la charge par érosion entraîne un soulèvement et une érosion des bassins adjacents. b) Phases de construction et de destruction d'un système orogénique basées sur les quantités relatives de flux d'accrétion (entrant) contrôlé par la convergence et de flux d'érosion sortant (modifié d'après Willett* et al.*, 2006 ; Willett, 2010). Il est important de remarquer le sens de la propagation de la déformation par rapport aux bassins d'avant-pays. Lorsque le prisme à double vergence est en phase de construction, les fronts de déformation des deux versants migrent vers l'extérieur du système, causant l'élargissement du prisme. Pendant une phase destructive du prisme, causée par une érosion accrue, le front de déformation sur le retro-wedge a tendance à reculer, provoquant la réactivation hors-séquence de chevauchements. La position du front sur le pro-wedge, est plus incertaine car elle dépend aussi fortement de la quantité de matière accrétée au prisme.*

la destruction des calottes polaires. Les variations fréquentes du niveau marin avec une forte amplitude (Figure 1.21 b) causées par les instabilités climatiques entraînent des migrations fréquentes du littoral sur une grande distance. De plus, dans le domaine continental, l'érosion est amplifiée par les conditions climatiques donc le flux sédimentaire détritique entrant dans le bassin augmente. Les variations eustatiques en régime *icehouse* ont également une influence sur les rivières car l'amplitude des variations les obligent continuellement à inciser où déposer afin d'atteindre leur profil d'équilibre. Si cela a une influence sur le flux sédimentaire d'une marge passive (Séranne, 1999), dans un contexte de croissance de relief, les variations eustatiques vont également avoir un très fort impact sur la stabilité des réseaux de drainage et les flux détritiques (Peizhen *et al.*, 2001 ; Garzanti *et al.*, 2005 ; Castelltort et Simpson, 2006).

Le modèle proposé par Molnar et England (1990) n'est toutefois valable que dans un cas d'isostasie locale alors qu'à l'échelle d'un orogène on se placera préférentiellement dans un cas d'isostasie flexurale régionale (Figure 1.22 a). Dans ce cas, la diminution de la charge orogénique supportée par une lithosphère élastique entraîne un rebond isostatique de grande longueur d'onde, surtout ressenti dans la zone de foredeep (Willett, 2010). Ce mécanisme est invoqué par Willett (2010) pour expliquer l'histoire du bassin d'avant-pays Nord Alpin depuis l'Oligocène, avec un soulèvement majeur après le Miocène confirmé par les études de subsidence (Genser *et al.*, 2007), de réfléctance de la vitrinite (Mazurek *et al.*, 2006) et d'exhumation dans le bassin (Cederbom *et al.*, 2004, 2008) ou dans la chaîne (Vernon *et al.*, 2008).

Chapitre 2

Cadre géologique et géodynamique de l'étude : Les Pyrénées

Ce chapitre est consacrée à une description détaillée de la chaîne des Pyrénées. Dans un premier temps, la géographie et le relief de la chaîne sont abordées. La suite du chapitre est consacrée à la structure en profondeur de cette zone, étudiée par différents outils géophysiques. Ensuite est présentée une revue des modèles géodynamiques aboutissant à la formation de la chaîne suite à l'extension Mésozoïque et la convergence de l'Ibérie vers l'Eurasie. L'évolution tectonique et sédimentologique des unités impliquées dans l'orogène est détaillée zone par zone. Finalement, l'évolution de la chaîne pyrénéenne est comparée à l'évolution climatique du Paléogène.

2.1 Généralités et structure actuelle des Pyrénées

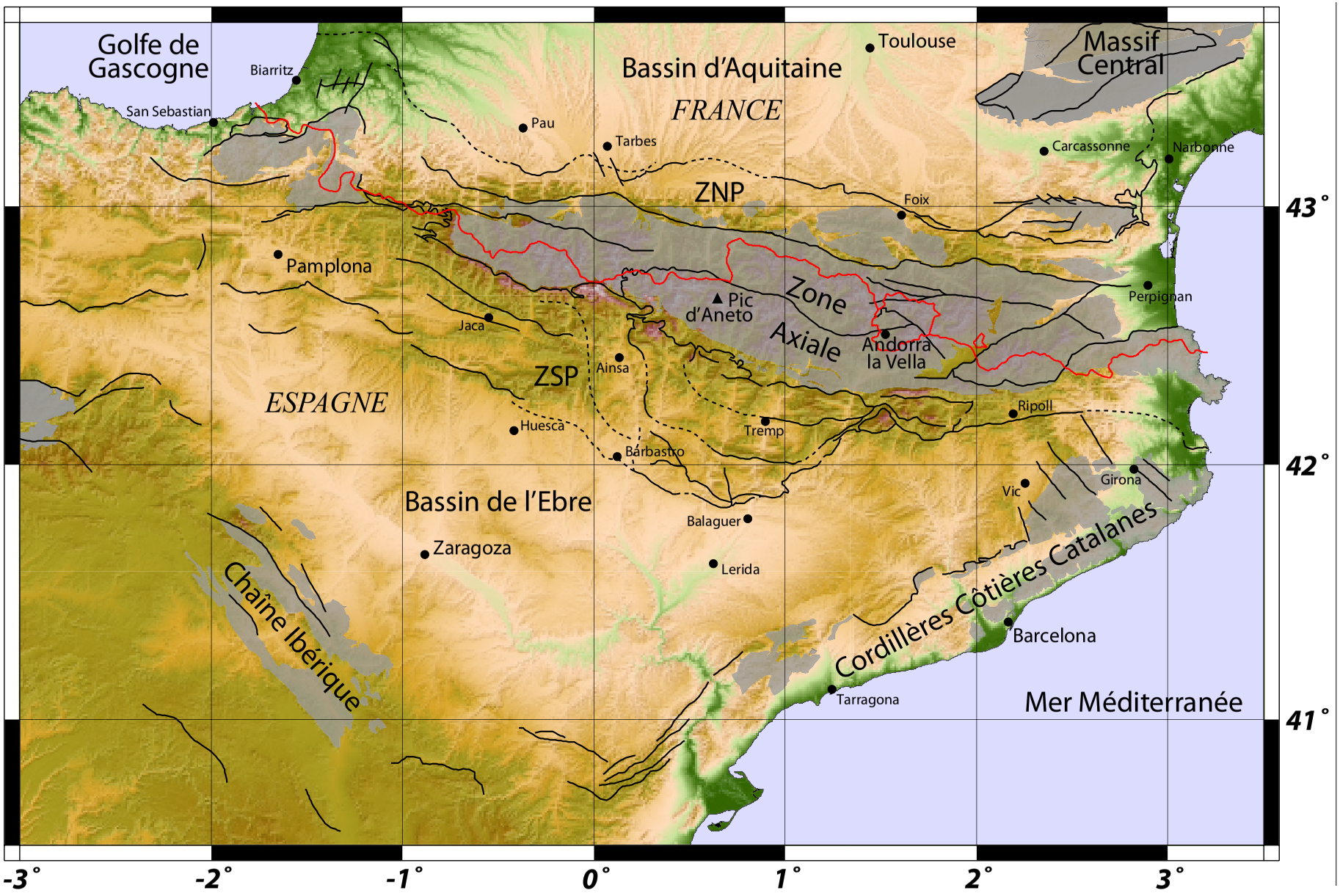
2.1.1 Généralités

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes du Sud-Ouest de l'Europe d'orientation générale WNW-ESE. Elles s'étendent à l'Ouest depuis la Galice et la Cordillère Cantabrique jusqu'en Provence à l'Est, soit une distance d'environ 1000 km. Au sens strict du terme, les Pyrénées sont une chaîne de 430 km de longueur entre le Golfe de Gascogne (Océan Atlantique) et le Golfe du Lion (Mer Méditerranée) pour une largeur de 150 km au maximum (Figure 2.1). Elles culminent à 3404 m d'altitude au Pic d'Aneto avec des reliefs relativements importants (> 2 km) caractéristiques des montagnes jeunes (Figure 2.2). De ce fait cette chaîne constitue une frontière géographique naturelle entre la France au Nord et l'Espagne au Sud (Palassou, 1784).

Les Pyrénées sont une chaîne formée par la convergence entre la microplaque ibérique et la plaque eurasiatique du Crétacé supérieur au Miocène (Muñoz, 1992) et constituent la partie la plus occidentale des chaînes alpines et himalayennes (Vergés *et al.*, 2002a). Le mouvement de la plaque ibérique est à relier, pour une grande part, aux mouvements de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie (Dercourt *et al.*, 1986 ; Le Pichon *et al.*, 1988 ; Lacombe et Jolivet, 2005). Ainsi, les Pyrénées sont le résultat de deux étapes principales qui ont affecté la bordure Nord de l'Ibérie et le Sud de l'Eurasie :

1. une phase d'extension commencée au Mésozoïque et liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord et d'une de ses branches, le Golfe de Gascogne au Crétacé Inférieur (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Choukroune *et al.*, 1973 ; Boillot et Capdevila, 1977 ; Srivastava *et al.*, 1990 ; Jammes *et al.*, 2009) ;
2. La remontée de l'Afrique suite à l'ouverture de l'Atlantique Sud à partir du Crétacé inférieur (Heilbron *et al.*, 2000 ; Aslanian *et al.*, 2009 ; Moulin *et al.*, 2010).

FIGURE 2.1: *(Page suivante) Modèle Numérique de Terrain des Pyrénées créé à partir des données SRTM de résolution de 90x90 m et dessiné avec GMT. Les zones grisées montrent les zones d'affleurement du socle Paléozoïque. Les traits noirs représentent les failles majeures. Les unités et structures géologiques ont été digitalisées à partir des Carte Géologique d'Espagne et Carte Géologique de France au millionième.*


Golfe de Gascogne
Biarritz
San Sebastian
Bassin d'Aquitaine
FRANCE
Toulouse
Massif Central
Pau
Tarbes
Carcassonne
Narbonne
ZNP
Foix
Pamplona
Zone Axiale
Pic d'Aneto
Perpignan
Jaca
Andorra la Vella
Ainsa
ZSP
ESPAGNE
Ripoll
Huesca
Tremp
Barbastro
Girona
Vic
Bassin de l'Ebre
Balaguer
Zaragoza
Lerida
Chaîne Ibérique
Cordillères Côtières Catalanes
Barcelona
Tarragona
Mer Méditerranée
43°
42°
41°
-3°
-2°
-1°
0°
1°
2°
3°

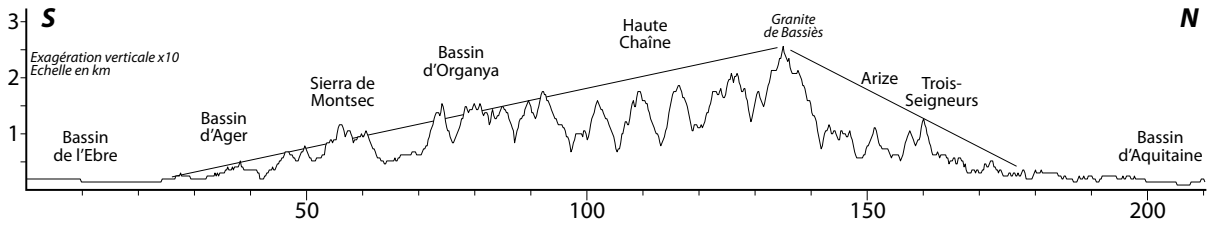


FIGURE 2.2: *Coupe topographique des Pyrénées à partir des données SRTM (Position de la coupe sur la Figure 2.1). A noter l'asymétrie de la chaîne avec une pente régionale plus faible sur le versant Sud que sur le versant Nord et le relief important causé par l'incision des rivières (exagération verticale ×10).*

2.1.2 Structure profonde de la chaîne

La croissance de la chaîne des Pyrénées à partir du Crétacé supérieur a abouti à la formation d'une chaîne intracontinentale entre la plaque ibérique et la plaque eurasiatique. L'héritage structural ante-alpin a fortement influencé la structuration actuelle de la chaîne en reprenant des structures plus anciennes qui lui donnent sa forme actuelle. Cependant, jusqu'aux début des années 80, la structure profonde de la chaîne pyrénéenne était mal connue et proposée uniquement à partir de données de surface (Figure 2.3).

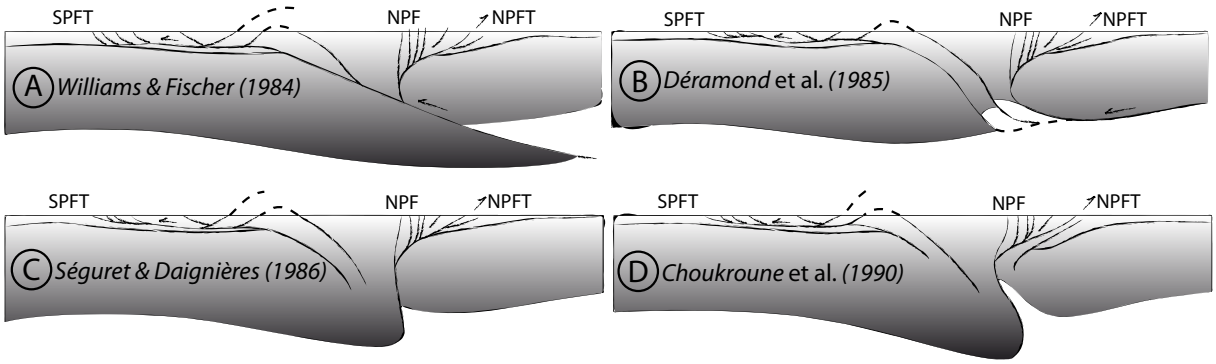


FIGURE 2.3: *Modèles anciens proposés pour la structure profonde des Pyrénées à partir de données de subsurface. a) Williams et Fischer (1984) ; b) Déramond* et al. *(1985) ; c) Séguret et Daignières (1986) ; d) Choukroune* et al. *(1990) (modifié d'après Choukroune, 1992). Les coupes a et b représentent la partie Ouest de la chaîne.*

Depuis les premières études de sismique réfraction (Daignières *et al.*, 1982), puis la campagne de sismique réflexion ECORS dans les années 80 (Team ECORS Pyrenees, 1988 ; Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Roure *et al.*, 1989 ; Figure 2.4) et les précisions apportées ensuite par Muñoz (1992) et enfin Beaumont *et al.* (2000), le modèle communément admis pour la structure profonde de la chaîne dans sa partie centrale (Figure 2.5) est caractérisé par :

- un prisme de croûte supérieure en forme d'éventail, déversé vers le Sud ;
- une subduction au moins partielle de la croûte inférieure ibérique sous la lithosphère eurasiatique et dont la quantité reste discutée.

L'accrétion d'unités de couverture dans la zone frontale sud-pyrénéenne et d'unités de socle cristallin dans les zones internes (similaire à du sous-placage si on considère l'existence d'un décollement superficiel) semblent contrôler la croissance du pro-prisme.

La profondeur du Moho est donnée dans le Zone Axiale et la Zone Nord-Pyrénéenne par sismique (Daignières *et al.*, 1982). Sous la Zone Axiale épaissie lors de la convergence, le Moho est identifié à plus de 50 km. Un saut dans la profondeur du Moho se produit à l'aplomb de la Faille Nord-Pyrénéenne, sa profondeur passant de 50 à $\sim$ 30 km. Ce saut dans la profondeur du Moho, couplé aux observations surface, a conduit à interpréter la Faille Nord-Pyrénéenne comme la limite de plaque.

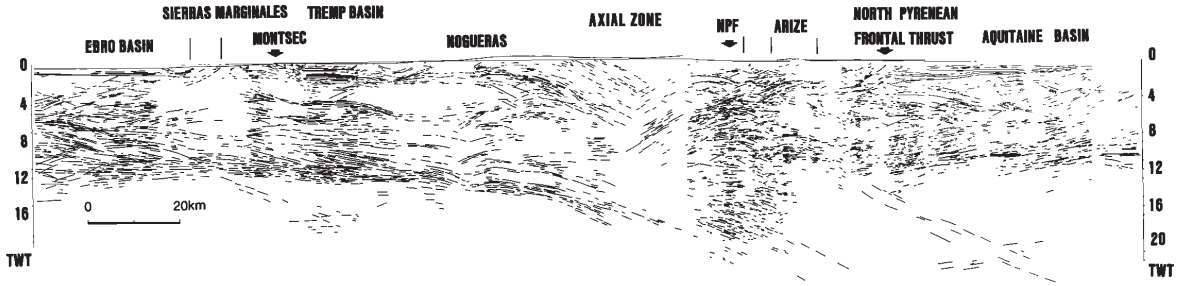


FIGURE 2.4: *Line-drawing de la ligne sismique ECORS Pyrénées extrait des données non migrées apportant des contraintes sur la structure profonde de la chaîne des Pyrénées (Roure* et al.*, 1989 ; Choukroune* et al.*, 1990).*

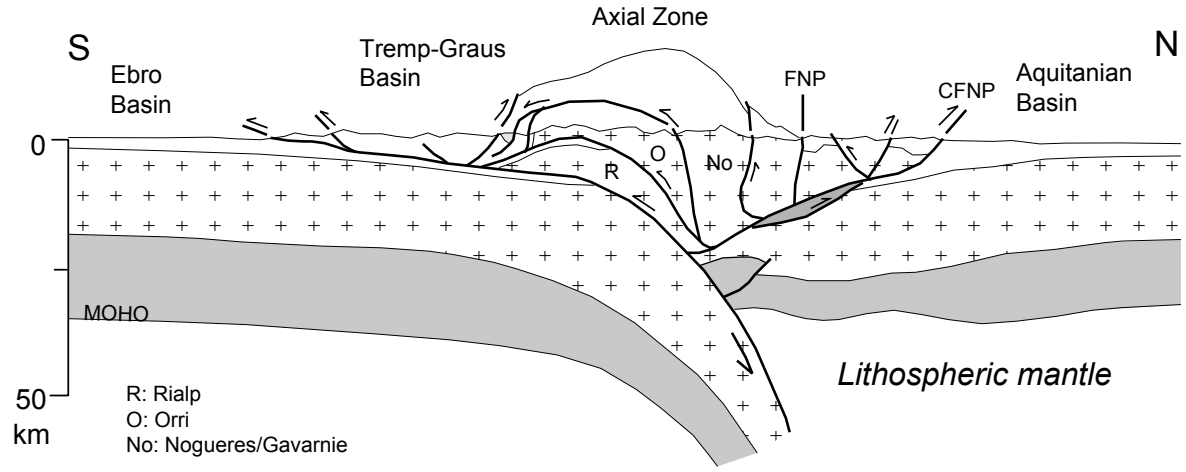


FIGURE 2.5: *Modèle proposé pour la structure profonde des Pyrénées, à partir du profil de sismique réflexion ECORS (modifié d'après Muñoz, 1992). Les unités de Nogueres, Orri et Rialp forment la Zone Axiale et ont une structure antiforme. Le bassin de Tremp-Graus se met en place par migration du front dans la plaque ibérique et le bassin de l'Ebre correspond au versant pro- de l'orogène. Le bassin d'Aquitaine est le retro-avant-pays.*

Par la suite, l'amélioration des outils géophysiques, en plus de la sismique, a permis l'obtention d'images de la structure profonde des Pyrénées. On peut citer par exemple l'utilisation de méthodes magnétotelluriques (Pous *et al.*, 1997), gravimétriques (Torné *et al.*, 1989 ; Zeyen et Fernandez, 1994 ; Casas *et al.*, 1997 ; Martinez *et al.*, 1997 ; Vacher et Souriau, 2001), de mesure du flux de chaleur (Bassin d'Aquitaine et Nord des Pyrénées ; Lucazeau et Vasseur, 1989) ou du gradient thermique (Bassin de l'Ebre et Sud des Pyrénées ; Banda *et al.*, 1991) et enfin des études tomographiques (Barruol et

Souriau, 1995 ; Souriau et Granet, 1995 ; Martinez *et al.*, 1997 ; Barruol *et al.*, 1998 ; Vacher et Souriau, 2001 ; Sibuet *et al.*, 2004 ; Souriau *et al.*, 2008).

L'étude du champ de gravité dans les Pyrénées (Torné *et al.*, 1989 ; Zeyen et Fernandez, 1994 ; Casas *et al.*, 1997 ; Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, 1998 ; Figure 2.6) a permis de mettre en évidence une forte anomalie négative ($\sim 120\ mGal$), signe d'un déficit de masse sous la Zone Axiale. Cette anomalie est interprétée comme la racine crustale formée pas le plongement de la plaque Ibérique. Dans les deux bassins d'avant-pays, les anomalies sont également négatives mais les amplitudes varient. A la différence du Bassin d'Aquitaine où l'anomalie augmente plus rapidement à proximité du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, l'anomalie gravimétrique sous le Bassin de l'Ebre augmente plus lentement, ce qui suggère une différence d'épaisseur entre la croûte ibérique et européenne. Une anomalie très peu négative est également mise en évidence sous la Zone Nord-Pyrénéenne, ce qui pourrait indiquer l'existence de lambeaux de croûte inférieure ou de manteau lithosphérique.

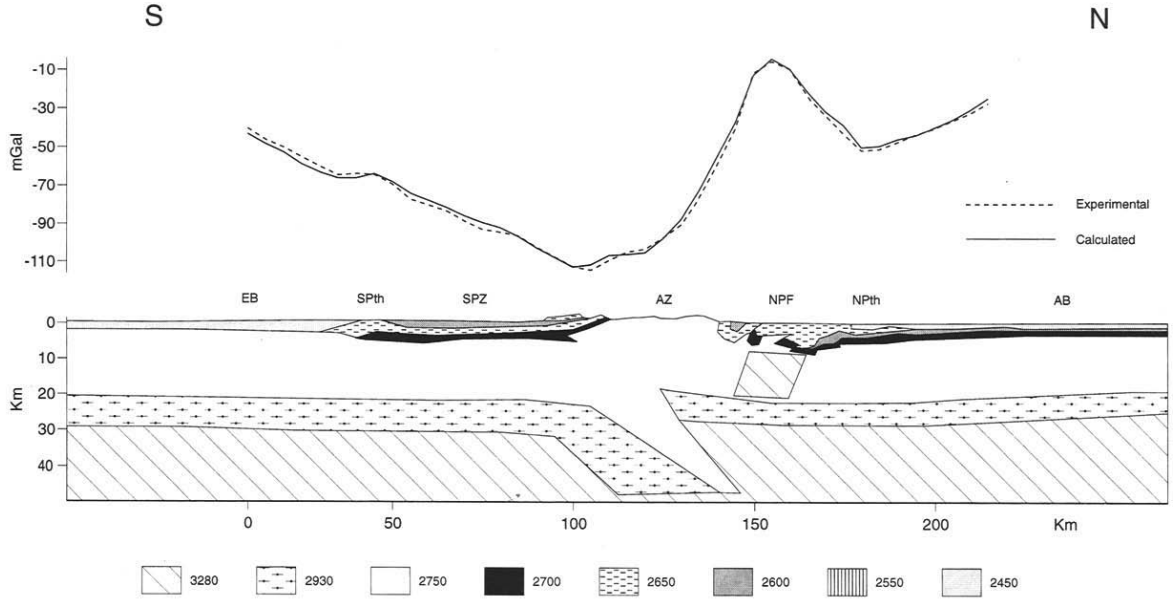


FIGURE 2.6: *Interprétation d'un profil gravimétrique situé le long du profil ECORS (Casas* et al.*, 1997). Les densités sont données en kg/m^3. AB = Aquitaine Basin ; AZ = Axial Zone ; EB = Ebro Basin ; NPF = North Pyrenean Fault zone ; NPth = North Pyrenean frontal thrust ; SPth = South Pyrenean frontal thrust ; SPZ = South Pyrenean Zone.*

Le couplage de l'étude du champ de gravité terrestre avec les études sismiques (réfraction : Daignières *et al.*, 1982 ; tomographie : Souriau et Granet, 1995) suggère que la quantité de lithosphère ibérique qui plonge sous l'Eurasie varie latéralement. A l'Est et au centre de la chaîne, la plaque ibérique est supposée plonger jusqu'à une centaine de kilomètres de profondeur (70 *km* pour la gravimétrie et 100 *km* pour la tomographie) alors que dans la partie Ouest, aucune subduction n'est observée par la tomographie (Figure 2.7 a). Ceci implique que, dans cette région, la totalité de la convergence a été accommodée dans les failles de la croûte européenne.

Les études de gravimétrie couplée à la pétrologie métamorphique de Vacher et Souriau (2001) ont également permis de préciser l'épaisseur des lithosphères continentales impliquées dans l'orogenèse pyrénéenne après les premiers travaux de Daignières *et al.* (1982). Ainsi, ces auteurs confirment que le

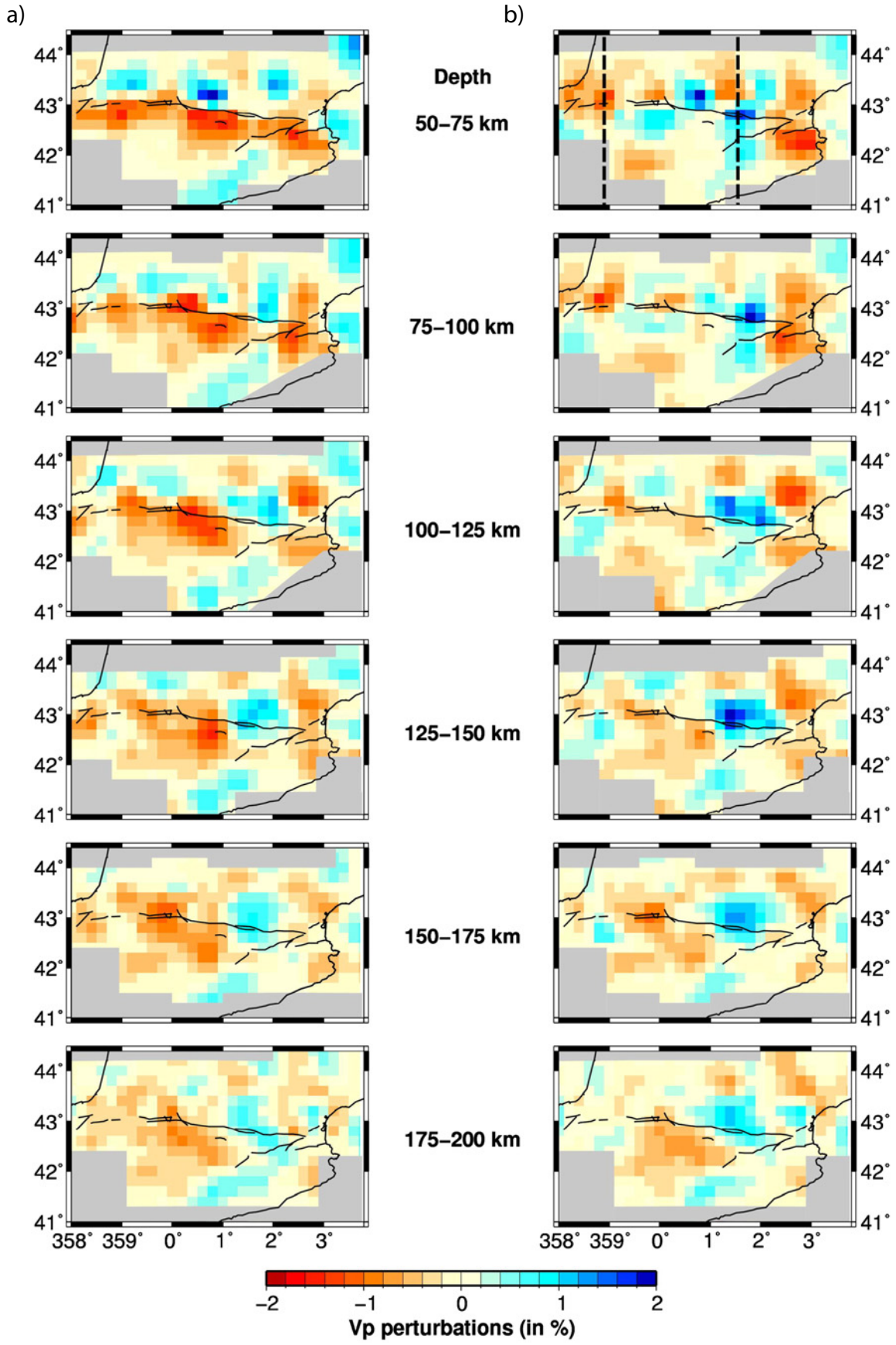

a)
b)
Depth
50–75 km
75–100 km
100–125 km
125–150 km
150–175 km
175–200 km
44°
43°
42°
41°
358° 359° 0° 1° 2° 3°
−2 −1 0 1 2
Vp perturbations (in %)

FIGURE 2.7: *(Page précédente) Perturbations de vitesses des ondes P, exprimées en pourcentage, pour différentes profondeurs du domaine lithosphérique, obtenues à partir des temps de propagation d'évènements télésismiques d'après Souriau et Granet (1995) en a) et Souriau* et al. *(2008) en b). Les hautes vitesses sont en bleu, les vitesses lentes en rouge. Les lignes noires épaisses représentent les failles majeures. La ligne noire fine correspond à la frontière franco-espagnole. Ces deux modèles diffèrent par le traitement des événements sismiques. En a), l'anomalie de vitesse négative allongée située au Sud de la FNP, visible dans les domaines plus profonds, suggère une subduction quasi verticale de matériel de croûte inférieure. Dans le modèle le plus récent (b), cette anomalie n'est plus visible et par conséquent la présence d'une relique de subduction n'est plus évidente.*

croûte a une épaisseur de 30 km sous le bassin aquitain, 50 km sous la chaîne et $\sim$35 km sous le bassin de l'Ebre (Figure 2.8). Plus récemment, Souriau *et al.* (2008) ont apporté des nouvelles précisions sur les précédentes interprétations des données gravimétriques et tomographiques, grâce à une correction crustale fondée sur des données de sismique réflexion et réfraction avant leur inversion (Figure 2.7 b). Ces derniers résultats de tomographie ne montrent plus de subduction de croûte inférieure et n'indiquent pas non plus la présence d'un slab océanique. L'absence de slab en tomographie va donc à l'encontre des hypothèses proposant l'existence d'un large domaine océanique avant la convergence (Srivastava *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004) et ne confirme pas non plus la subduction importante de lithosphère continentale qui fournissait l'équilibre de masse nécessaire à Beaumont *et al.* (2000) pour compenser et équilibrer la dénudation des zones internes estimée d'après les coupes et justifier une quantité de raccourcissement importante.

2.2 Contexte géodynamique et cinématique des plaques

2.2.1 Structuration hercynienne

L'objectif de cette étude est la compréhension de la croissance de la chaîne pyrénéenne. La structuration acquise lors de l'orogenèse Hercynienne est donc importante pour cette étude mais ne constitue pas un point majeur. Par conséquent, l'évolution Paléozoïque des Pyrénées est abordée ici de manière sommaire.

L'orogenèse Varisque est le résultat de la collision entre deux grandes masses continentales, le bloc de Laurussia au Nord et de Gondwana au Sud, résultant de la fermeture d'un segment océanique au Silurien-Dévonien inférieur. D'une manière très générale, la période pré-orogénique a été caractérisée par le dépôt d'épaisses séries détritiques du Cambrien à l'Ordovicien. A partir de l'Ordovicien jusqu'au début du Carbonifère, les dépôts sont principalement carbonatés puis au Carbonifère moyen, ce domaine est caractérisé par des flyschs pré-orogéniques. Les témoins de l'océanisation se retrouvent aujourd'hui sous forme de sutures ophiolitiques qui soulignent les parties les plus internes de l'orogène (Figure 2.9). La subduction et la collision s'accompagnent de déformations, d'un métamorphisme et de la mise en place de corps magmatiques de plus en plus tardifs en allant vers la partie externe de la chaîne.

La position de l'ensemble varisque pyrénéen reste floue, surtout en ce qui concerne sa position relative par rapport à d'autres massifs varisques comme le Massif Central ou les massifs varisques ibériques. Il semble que les Pyrénées étaient situées dans la bordure sud de la zone interne de l'orogène hercynien

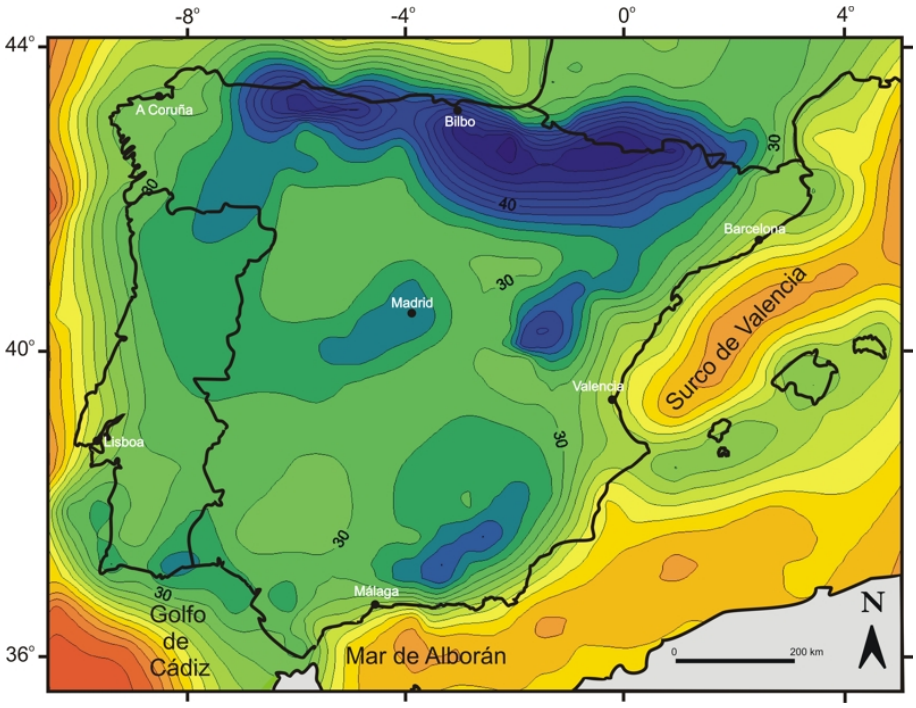


FIGURE 2.8: *Carte de la profondeur du Moho sous l'Ibérie et les Pyrénées (in Vera, 2004). La majorité de l'Ibérie présente une croûte normale à légèrement épaissie (couleur verte). Sous les Pyrénées, les Bétiques et la Cordillère Ibérique, la croûte est fortement épaissie (couleur bleue) et peut atteindre une épaisseur de 50 km. Les marges (Atlantique, Méditerranée et Bassin de Valence) sont fortement amincies, comme indiqué par les couleurs jaunes à rouges.*

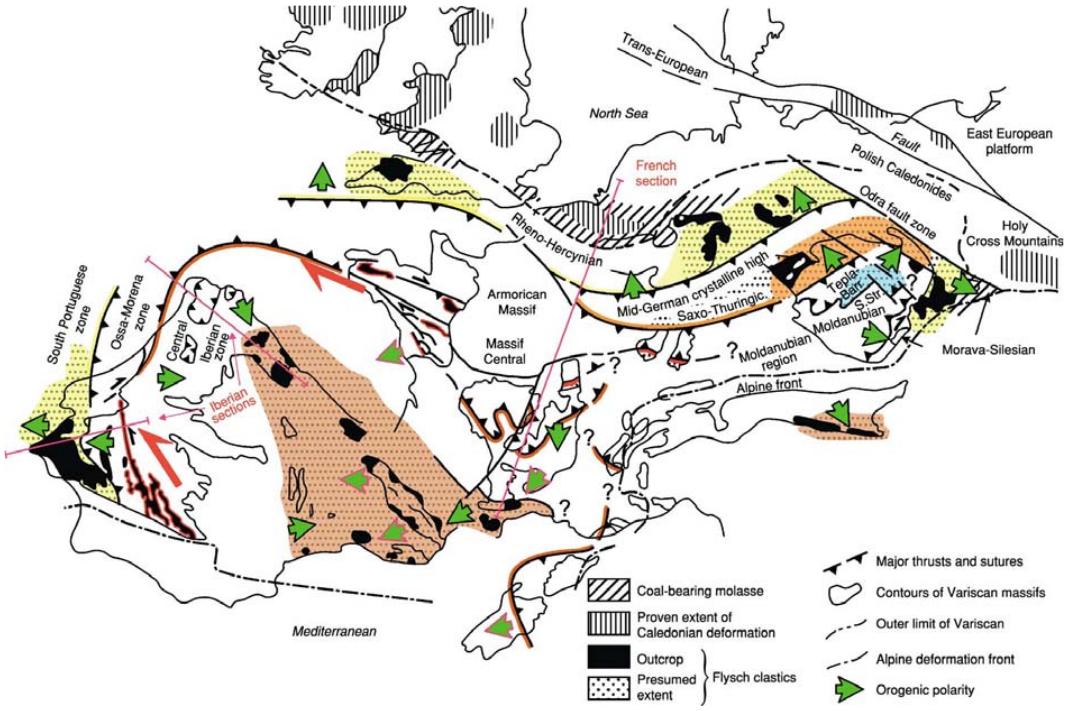


FIGURE 2.9: *Subdivisions paléogéographiques et tectoniques du socle Hercynien en Europe (Franke, 2000).*

et soumise à un régime transpressif (Laumonier *et al.*, 2010). L'épaississement de la fin du Carbonifère entraîne une forte déformation et un métamorphisme de type Barrovien dans les Pyrénées et également la mise en place de nombreux plutons granitiques qui intrudent les séries Paléozoïques prises dans l'orogène (Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, 1998 ; Laumonier *et al.*, 2010).

A partir du Stéphanien apparaissent des dépôts post-orogéniques continentaux qui sont parfois associés à du volcanisme (voir Paragraphe 2.3.3). Au cours du Permien le volcanisme se poursuit et des molasses continentales provenant de l'érosion de la chaîne Hercynienne se déposent dans des bassins extensifs. La chaîne Hercynienne subit alors un effondrement gravitaire et une pénéplanation marquée par l'épandage de dépôts identiques sur des grandes distances à l'échelle de l'Europe.

La pénéplanation et le rifting Permien s'accompagnent en plus d'un magmatisme important à l'échelle de l'Europe (Lago *et al.*, 2004). Dans les Pyrénées il s'agit au départ d'un volcanisme acide calco-alcalin, par exemple au Pays Basque, au Pic du Midi d'Ossau ou dans la Sierra del Cadi au Permien inférieur et jusqu'au Permien moyen et qui devient transitionnel ou alcalin au Permien supérieur comme par exemple dans le massif de la Rhune (Innocent *et al.*, 1994).

2.2.2 Evolution Mésozoïque pré-convergence

Pour discuter l'évolution de la zone pyrénéenne pendant la formation de la chaîne, il est important de comprendre où et quand s'est produit le rifting pyrénéen mais surtout quelle était son importance. En effet, pendant la majeure partie du Mésozoïque, le mécanisme qui gouverne l'évolution de l'Ibérie et de la région pyrénéenne, ainsi que la formation des structures tectoniques, est l'extension (Casas-Sainz et Faccenna, 2001). La géométrie initiale, et donc les vitesses qu'elle impose, sont en effet des paramètres cruciaux pour notre étude.

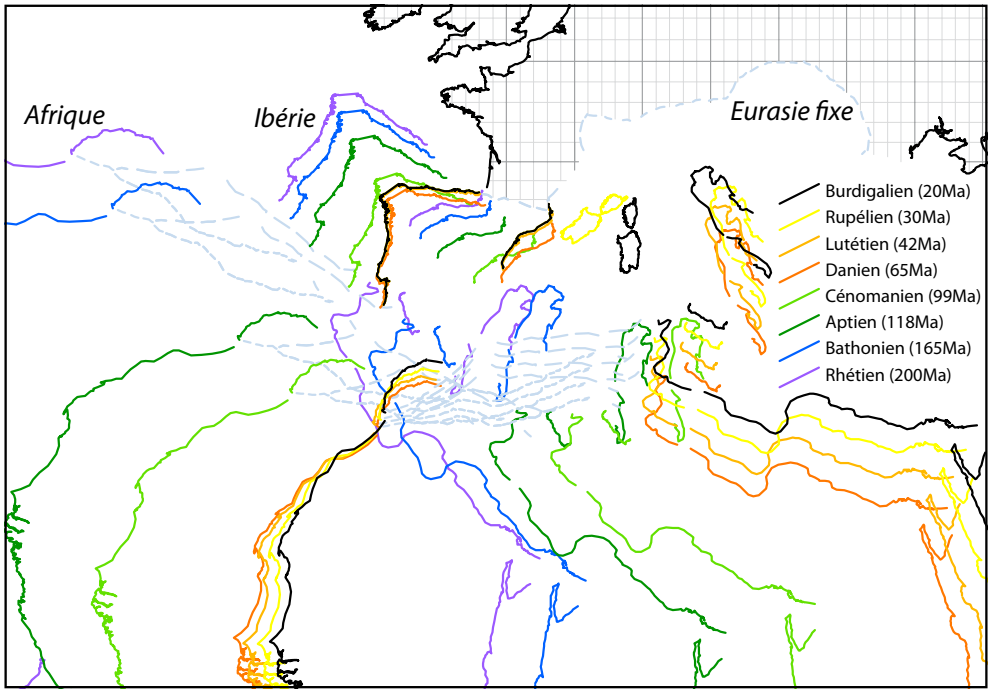


FIGURE 2.10: *Reconstitution du mouvement de l'Ibérie et de l'Afrique par rapport à l'Eurasie fixe en utilisant les pôles de rotation donnés par Olivet (1996) du Trias supérieur au Miocène. Les traits de côte dont la position est restaurée sont actuels.*

Pendant toute cette période, le mouvement de la microplaque ibérique est fortement corrélé à celui de l'Afrique si on considère l'Eurasie comme fixe (Figure 2.10). Toutefois, la plaque ibérique constitue une plaque indépendante du fait du mouvement décrochant sur la Zone de Fracture Azores-Gibraltar entre l'Afrique et l'Ibérie (Vergés *et al.*, 2002a). Au Nord, la limite de plaque crétacée est supposer se localiser sur une structure hercynienne héritée qui forme actuellement la Faille Nord-Pyrénéenne et qui connaît un fort mouvement décrochant et extensif au Mésozoïque (Srivastava *et al.*, 1990 ; Olivet, 1996).

Premiers épisodes d'ouverture

La dislocation de la Pangée et l'ouverture de l'Atlantique Central à partir du Trias moyen s'accompagnent 25 Ma plus tard, c'est-à-dire à 200±4 Ma, de la mise en place d'un province magmatique gigantesque (Olsen, 1997) : la Province Magmatique Centre Atlantique ou CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) dont l'étendue est montrée sur la Figure 2.11. L'influence de la CAMP est reconnue du Brésil au Sud (Marzoli *et al.*, 1999) jusqu'au Massif Armoricain au Nord (Caroff *et al.*, 1995). Dans les Pyrénées, le volcanisme tholéitique associé à la CAMP est appelé localement *ophitique* (Béziat *et al.*, 1991 ; Morata *et al.*, 1997 ; Rossi *et al.*, 2003 ; Canérot *et al.*, 2004).

Au Jurassique supérieur et du Barrémien à l'Albien (Crétacé inférieur), deux périodes de rifting qui amincissent la lithosphère et contrôlent la formation de la plupart des bassins extensifs pyrénéens sont également reconnues (Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Ziegler, 1990 ; Sibuet *et al.*, 2004). La première phase de rifting Mésozoïque correspond dans un premier temps à une influence Téthysienne en position marginale (Choukroune, 1992 ; Dercourt *et al.*, 2000) puis à la propagation de l'ouverture de l'Atlantique vers le Nord (Schettino et Turco, 2009). Ces phases de rifting ont pour effet de séparer l'Ibérie de l'Eurasie en connectant l'Océan Atlantique à l'Ouest avec la Tethys à l'Est.

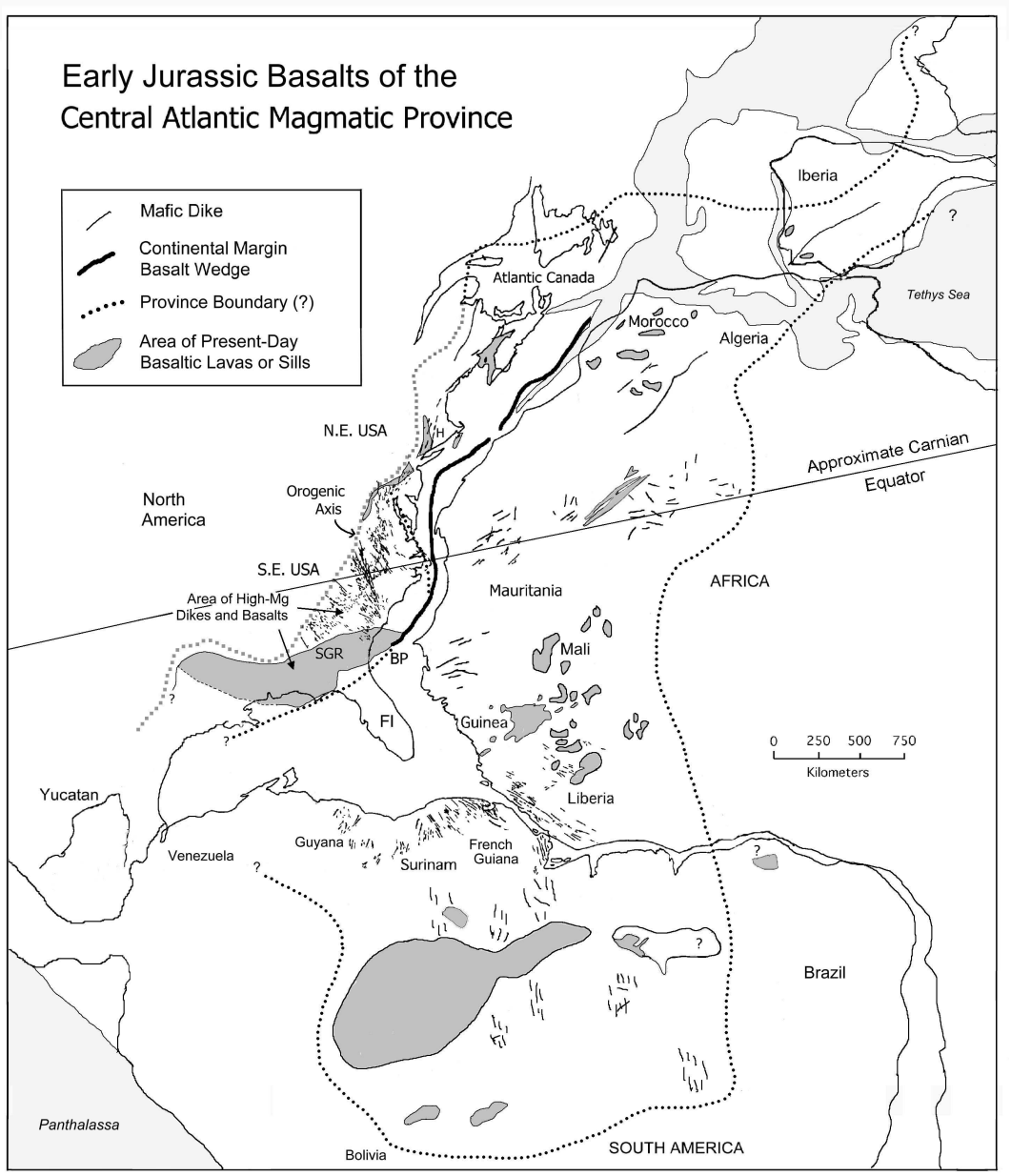


FIGURE 2.11: *Distribution des basaltes du Jurassique inférieur de la Province Magmatique Centre Atlantique (McHone, 2002, et références incluses). BP : Blake Plateau ; Fl : Florida ; SGR : South Georgia Rift.*

Evolution crétacée

La reconstitution cinématique du mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie à partir du Jurassique supérieur a été, et est toujours, l'objet de nombreuses publications dont les interprétations font l'objet d'un débat vigoureux. Il est communément admis qu'un décrochement sénestre de 300 à 500 km doit jouer le long du domaine pyrénéen entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Srivastava *et al.*, 1990 ; Olivet, 1996 ; Jammes, 2009). De plus, l'ouverture du Golfe de Gascogne et le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie fixe sont décrits comme se produisant entre l'anomalie $M0$ (118 Ma ; base de l'Aptien) qui correspond à la création de croûte océanique dans le Golfe de Gascogne (Srivastava

et al., 1990 ; Roest et Srivastava, 1991 ; Olivet, 1996 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004) et l'anomalie 34 (83 Ma ; base du Campanien).

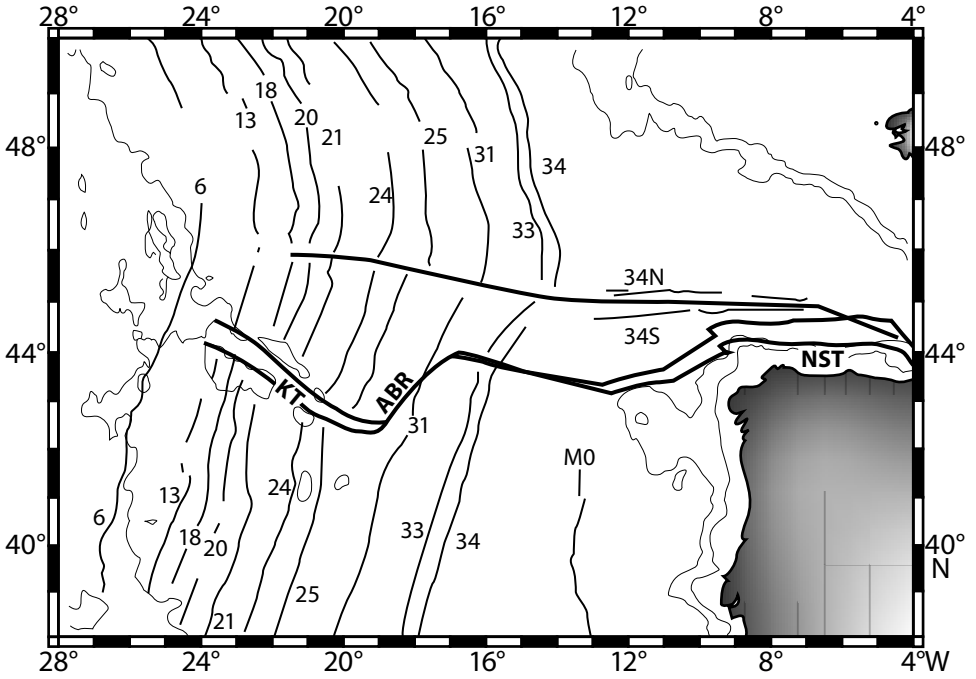


FIGURE 2.12: *Positions des anomalies magnétiques identifiées sur le plancher océanique dans l'Atlantique Nord. KT : King's Trough ; ABR : Azores-Biscay Rise ; NST : North Spanish Trough (modifié d'après Roest et Srivastava, 1991).*

Les difficultés principales dans la reconstitution du mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie fixe proviennent du fait que la dérive de l'Ibérie a eu lieu pendant la plus longue période de polarité magnétique normale de l'histoire de la Terre (*C*34 *Cretaceous Normal Polarity Super Chron* ou *Cretaceous Quiet Zone* ; Gradstein *et al.*, 2004), ce qui induit de nombreuses incertitudes sur l'interprétation des anomalies magnétiques, la répartition des données, le choix des isochrones (Jammes, 2009 ; Figure 2.12). De plus, il est nécessaire de prendre en compte la plaque Amérique du Nord dans les calculs, tout en tenant compte de la complexité de la cinématique de l'Atlantique Nord et de la position éloignée de l'Ibérie par rapport à la zone d'accrétion (Fidalgo-Gonzalez, 2001).

Pour expliquer le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie, différents modèles ont été proposés. En effet, une rotation antihoraire de l'Ibérie de 35° est observée au cours de l'Albien-Aptien. La vitesse estimée pour cette rotation est de 2,7 à 5,1°/Ma suivant la durée choisie pour l'Aptien (Gong *et al.*, 2008). Les principales différences entre les modèles portent notamment sur la position du pôle de rotation IB/EUR et sa migration depuis le Crétacé, fondée sur l'étude des anomalies magnétiques (position de l'anomalie $M0$) et la géométrie des zones de fractures. La reconstruction de la position de la plaque ibérique à l'anomalie $M0$ génère deux modes principaux d'ouverture du Golfe de Gascogne représentés sur la figure 2.13 :

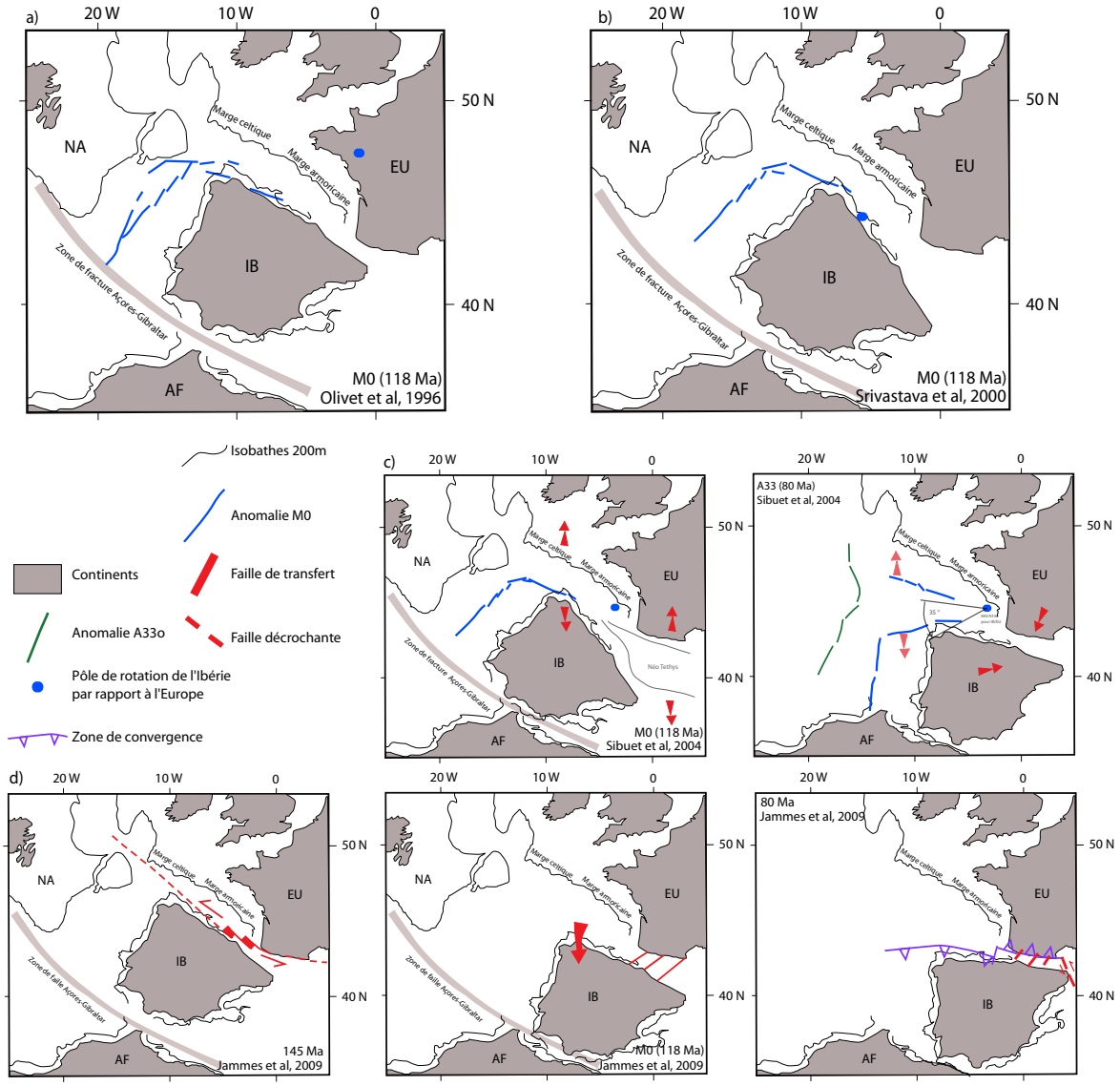


FIGURE 2.13: *Reconstitution au Crétacé inférieur (anomalie M0 ∼118 Ma) du Sud de l'Atlantique Nord montrant la position de l'Afrique (AF), de l'Ibérie (IB) et de son pôle de rotation par rapport à l'Eurasie (EU) considérée comme fixe suivant a) un grand mouvement décrochant senestre le long de la Faille Nord-Pyrénéenne (Olivet, 1996) et b) une ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne (Srivastava* et al., *2000). Reconstitution paléocinématique du mouvement de l'Ibérie au cours du Mésozoïque selon c) Sibuet* et al. *(2004) entre les anomalies 118 et 80 Ma et d) Jammes* et al. *(2009) entre 145 et 80 Ma. Figure d'après Charmoy (2010).*

– **Modèle de décrochement sénestre (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Choukroune *et al.*, 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001) :**
Ce modèle conduit à interpréter les bassins crétacés comme étant de type *pull-apart* distribués en échelon le long d'un décrochement sénestre qui pourrait être la Faille Nord Pyrénéenne (Le Pichon *et al.*, 1971) ou une "Zone Transformante Nord-Pyrénéenne" (Choukroune et Mattauer, 1978).
La reconstitution effectuée par Olivet (1996) reprend l'idée d'une faille transformante majeure qui accommode le mouvement entre la plaque ibérique et l'Eurasie au Crétacé inférieur. Cet auteur utilise le fait qu'une période magnétiquement calme entre le Barrémien (anomalie J) et le Campanien (anomalie $A33$) diminue fortement le nombre de contraintes sur la position et le mouvement de l'Ibérie à cette époque. Olivet (1996) utilise ainsi l'anomalie J dans l'Océan Atlantique pour reconstituer le mouvement de l'Ibérie, ce qui l'amène à identifier une phase d'extension ante-Barrémienne entre l'Europe et l'Amérique du Nord en se fondant principalement sur des observations géologiques, Olivet (1996) propose donc une histoire où la phase de rifting est polyphasée :
  – un premier mouvement à caractère distensif du Barrémien à l'Albien moyen avec une extension Nord-Ouest Sud-Est d'environ 100 km accommodée dans le domaine pyrénéen ;
  – une seconde phase à caractère décrochant de l'Albien moyen au Coniacien durant laquelle l'Ibérie se déplace le long de la faille transformante Nord-Pyrénéenne avec un pôle de rotation sur la plaque européenne, quelque part dans le Nord-Ouest de la France (Figure 2.13 a).

– **Ouverture en ciseaux (Srivastava *et al.*, 1990 ; Roest et Srivastava, 1991 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004) :**
Ce modèle qui se base sur un recollement parfait des anomalies magnétiques entre l'Ibérie et Terre-Neuve, de même que dans le Golfe de Gascogne induit une rotation de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie fixe entre l'anomalie $M0$ et $A33_0$ autour d'un pôle situé dans le domaine pyrénéen ou dans le prolongement de celui-ci. De plus, Sibuet *et al.* (2004) ont repris les modèles précédents et argumentent en faveur du modèle de Srivastava *et al.* (2000) qu'ils considèrent plus solide car il colle mieux avec l'anomalie magnétique M0 (118 Ma) identifiée en bordure de la marge Ibérique (Figure 2.13 b). Cependant ils proposent un nouveau pôle de rotation qui se situe dans l'Est du Golfe de Gascogne à la latitude de Bordeaux en s'appuyant sur l'anomalie magnétique $M0$ et sur les données des trajectoires du point triple du Golfe de Gascogne. Ce pôle de rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe implique du raccourcissement dans le bassin d'Organya à partir de l'Albien (Roest et Srivastava, 1991 ; Olivet, 1996) alors que les observations structurales et sédimentologiques montrent une extension générale dans les Pyrénées (Dinarès-Turell et Garcia-Senz, 2000 ; Garcia-Senz, 2002 ; Gong *et al.*, 2009). Sibuet *et al.* (2004) interprètent ce paradoxe comme une extension arrière-arc dans un contexte général de subduction. Ils se basent pour cela sur une nouvelle interprétation du profil ECORS sur lequel ils mettent en évidence deux panneaux plongeants de subduction : celui de l'Ibérie et un plus ancien, celui de la Néo-Téthys, avec un pendage nord, qui serait responsable de la compression générale et de l'extension arrière arc, interprétant en cela la chaîne pyrénéenne actuelle comme un ancien bassin arrière-arc inversé.

Plus récemment un nouveau modèle qui permet de rendre compte des données géologiques et géophysiques, et d'expliquer la présence des corps mantelliques dans les bassins situés dans le prolongement du Golfe de Gascogne a été proposé par Jammes *et al.* (2009) et illustré dans la Figure 2.13 c. Dans ce

modèle, les auteurs prennent en compte la déformation *pré break-up* observée entre l'Ibérie et l'Espagne (Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009) et utilisent préférentiellement les observations géologiques venant des marges ibérique et de Terre-Neuve plutôt que la restauration des anomalies magnétiques M du Golfe de Gascogne. Dans cette reconstruction, le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie est accommodé sur une limite de plaque large et diffuse le long de laquelle des bassins transtensif orientés E-W se développent. A l'Aptien, un changement cinématique majeur se produit (Gong *et al.*, 2008) , ce qui entraîne la rotation de l'Ibérie. L'extension se localise, ce qui crée une forte segmentation SW-NE du domaine, et se superpose aux structures transtensives précédemment formées. On peut citer notamment d'Est en Ouest la faille de Toulouse (Souquet et Mediavilla, 1976), la faille de Pampelune et la faille d'Hendaye (Larrasoaña *et al.*, 2003). Il en résulte un amincissement crustal majeur et localement l'exhumation de corps mantelliques sous-continentaux (Lagabrielle et Bodinier, 2008) le long de détachements lithosphériques, contemporain de la création d'un plancher océanique dans l'actuel Golfe de Gascogne (Jammes *et al.*, 2009).

Au final, la phase d'extension du Crétacé a contribué à amincir les croûtes européennes et ibériques parfois de manière extrême ce qui amène le manteau lithosphérique à l'affleurement à la base du domaine marin (Thinon, 1999 ; Tucholke *et al.*, 2007 ; Jammes *et al.*, 2009) et causé un épisode de métamorphisme (Albarède et Michard-Vitrac, 1978). Par exemple, les conditions P-T subies dans le Bassin de Cameros (Ouest de la Cordillère Ibérique) sont de l'ordre de 2 $kbar$ et 350 à 400°C à 100 Ma (Mata *et al.*, 2001). Dans les Pyrénées, le pic métamorphique Albien à Cénomanien (98-87 Ma) atteint des conditions de température sont de l'ordre de 500 à 600°C pour une pression maximale de 3 à 4 $kbar$ (Goldberg et Leyreloup, 1990). La distribution de zones amincies ou des zones de transition où le manteau lithosphérique est exhumé est présentée dans la Figure 2.14. Cette répartition et la surface concernée par l'amincissement est un facteur de contrôle majeur sur la localisation ou la distribution de la déformation lors de la convergence.

2.2.3 Convergence et collision du Crétacé supérieur au Néogène

L'ouverture du Golfe de Gascogne se poursuit jusqu'à la fin de l'anomalie magnétique $C34$ (Santonien-Base du Campanien) et son arrêt coïncide avec le début de l'inversion et de l'uplift des bassins pyrénéens (Sibuet *et al.*, 2004 ; Figure 2.15). Cet arrêt est lié à la remontée de l'Afrique vers le Nord (Figure 2.10), qui entraîne avec elle la plaque ibérique, et initie la collision pyrénéenne et la subduction partielle de la lithosphère ibérique vers le Nord (Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Roure *et al.*, 1989 ; Muñoz, 1992 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Vergés *et al.*, 2002a) à partir de 84 Ma. Les structures Est-Ouest extensives qui segmentent les marges exercent un contrôle majeur sur la géométrie et l'évolution de la chaîne, aboutissant à la compartimentation Nord-Sud observée actuellement (Séguret, 1972 ; Vergés *et al.*, 1995) et décrite dans le paragraphe 2.3. De même des structures plus anciennes, comme les failles bordières des bassins extensifs permiens, sont inversées et semblent contrôler la mise en place de grands chevauchements de socle (Saura et Teixell, 2006). Les premiers bassins flexuraux et leur remplissage turbiditique se développent à cette époque alors que les premières unités chevauchantes se mettent en place sur la plaque ibérique et les bassins de la Zone Nord-Pyrénéenne s'inversent. Au même moment, les mouvements verticaux des massifs cristallins du coeur de la chaîne s'initient (Beaumont *et al.*, 2000 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009), comme le montrent aussi âges d'exhumation sur grains détritiques de cette étude.

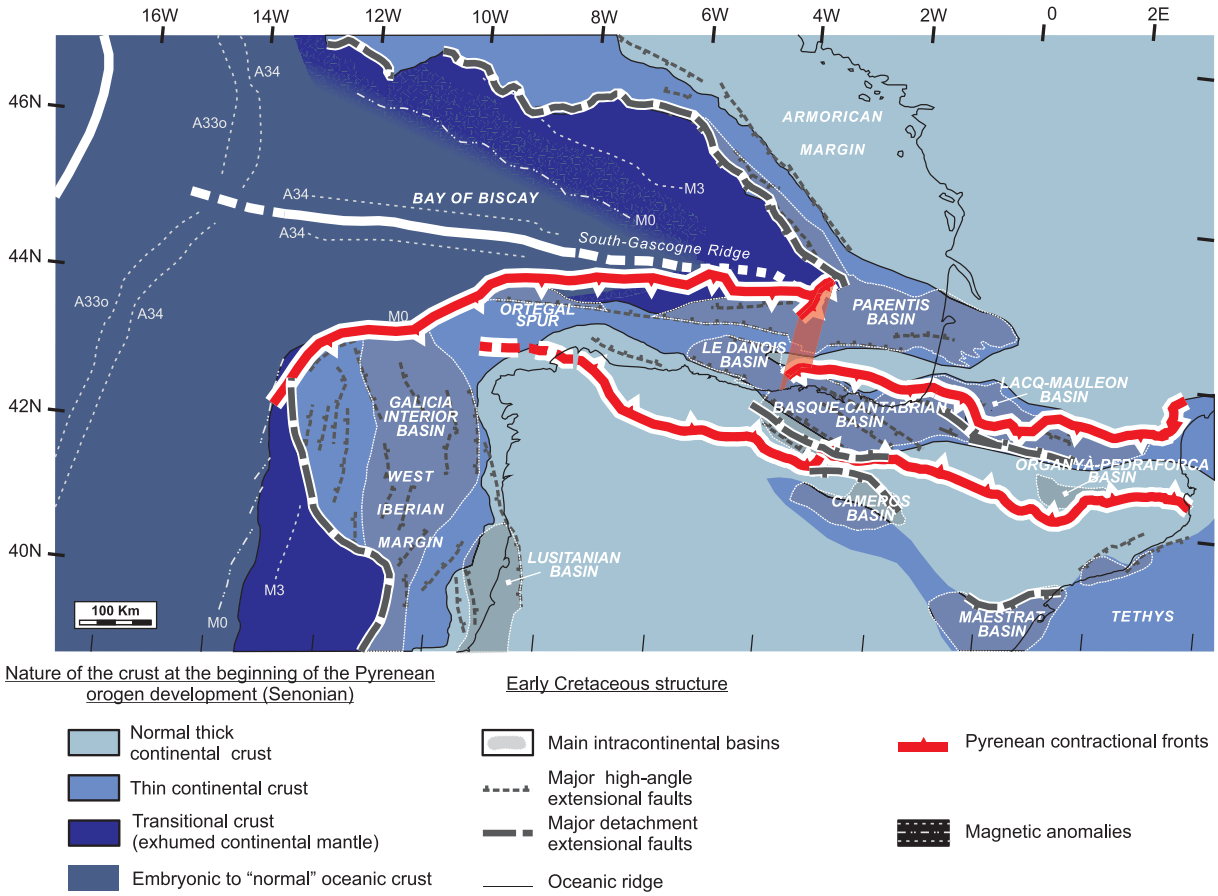


FIGURE 2.14: *Carte du Golfe de Gascogne, des Pyrénées et des zones adjacentes illustrant les relations entre les structures compressives pyrénéennes et le système extensif développé entre l'Ibérie et l'Eurasie au Crétacé inférieur (Roca* et al.*, 2011). La position des anomalies magnétiques est donnée par Sibuet* et al. *(2004). Les limites entre le domaine océanique, transitionnel et continental dans l'Atlantique et le Golfe de Gascogne sont basées sur les travaux de Thinon (1999), Tucholke* et al. *(2007) et Jammes* et al. *(2009).*

Les différentes reconstruction de la position de la plaque ibérique après la phase d'extension ont une conséquence majeure sur la quantité de raccourcissement par subduction qui doit être accommodée au début de la convergence. En effet, suivant les modèles énoncés dans le paragraphe 2.2.2, la taille du domaine océanique ouvert entre l'Europe et l'Ibérie peut varier du simple au quadruple (Olivet, 1996 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004). Si les reconstructions de Fidalgo-Gonzalez (2001) et Rosenbaum *et al.* (2002) sont relativement en accord pour la position de l'Ibérie pendant le Cénozoïque, elles varient fortement pour l'Albien et le Crétacé supérieur. Les récentes avancées dans l'imagerie tomographique (Souriau *et al.*, 2008) ne montrent pas de subduction et ainsi, les reconstructions de Srivastava *et al.* (2000) ou Rosenbaum *et al.* (2002) semblent peu réalistes d'un point de vue géologique contrairement au modèle proposé par Olivet (1996) et plus récemment Fidalgo-Gonzalez (2001).

A la fin du Crétacé et jusqu'au Paléocène, la remontée de l'Afrique vers l'Eurasie ralentit (Roest et Srivastava, 1991 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Lacombe et Jolivet, 2005). L'âge et la durée de ce ralentissement diffèrent un peu suivant les modèles cinématiques (Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et*

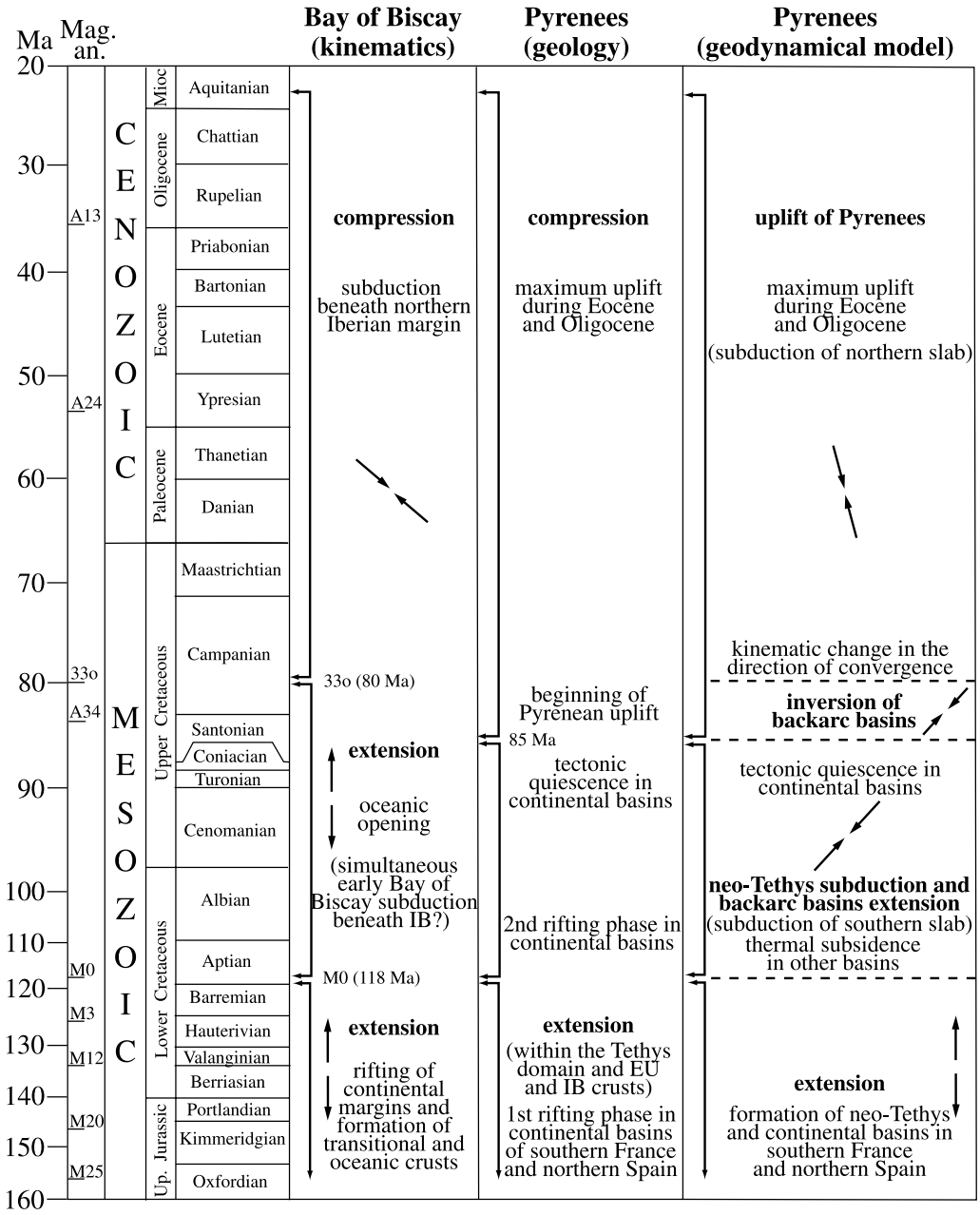


FIGURE 2.15: *Synthèse des principaux événements cinématiques, géologiques et géodynamiques dans le Golfe de Gascogne et dans les Pyrénées (Sibuet* et al.*, 2004).*

al., 2002) mais coïncide avec le remplissage des bassins sédimentaires adjacents aux Pyrénées par une accumulation de quasiment 600 m de sédiments alluviaux (Faciès Garumnien ou Formation de Tremp, aussi appelé Rognacien-Vitrollien sur le versant français) qui scellent les déformations du Crétacé supérieur (Garrido-Megias et Rios, 1972 ; Camara et Klimowitz, 1985 ; Ardèvol *et al.*, 2000 ; Garcia-Senz, 2002). Suivant certaines estimations de la vitesse de convergence très faible de 0,5 mm/a avant 55 Ma (Figure 2.16 ; Vergés *et al.*, 1995), le Garumnien se dépose pendant une période tectoniquement calme et l'érosion des zones déjà soulevées est invoquée pour expliquer les épaisseurs de sédiments observées (Beaumont *et al.*, 2000).

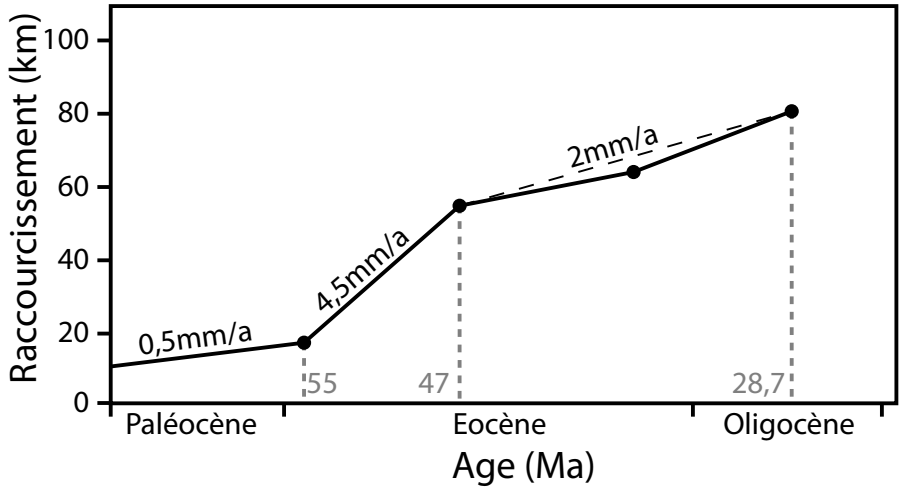


FIGURE 2.16: *Evolution de la vitesse de raccourcissement dans l'Est des Pyrénées au cours du Paléogène (modifié d'après Vergés* et al.*, 1995).*

De 55 à 47 Ma, soit de l'Yprésien au Lutétien inférieur, le taux de convergence augmente à nouveau jusqu'à des valeurs de 4,5 mm/a (Figure 2.16 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001) et le front de déformation, contrôlé par les évaporites du Trias, se propage vers Sud, individualisant des bassins *piggy back* qui sont transportés sur le dos des unités chevauchantes. Cette géométrie est particulièrement bien illustrée dans le bassin de Tremp où les séries sédimentaires de l'Eocène inférieur viennent buter sur la rampe de Montsec (Figure 2.25). Sur le versant Nord, l'inversion des bassins se poursuit et le front (e.g. Lacombe et Mouthereau, 1999) se localise au niveau du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, faisant de la Zone Nord-Pyrénéenne une chaîne plissée (Déramond *et al.*, 1993).

En ajoutant aux valeurs données par Vergés *et al.* (1995) un taux de 1 mm/a estimé pour le Nord des Pyrénées, un taux proche de 6 mm/a est obtenu pour les périodes les plus rapides de convergence entre le Nord-Est de l'Ibérie (Bassin de l'Ebre) et l'Europe. L'âge de la vitesse maximale de convergence à l'Eocène inférieur correspond au paroxysme de la collision. A cette période, le flanc Nord se met en place mais cet âge est également cohérent avec l'âge du maximum de déformation dans la chaîne plissée au Sud et avec les âges thermochronométriques observés dans le coeur de la chaîne. Des âges similaires pour les périodes de raccourcissement majeures sont donnés par Rocher *et al.* (2000) dans le Sud du bassin d'Aquitaine, à l'Ouest de la chaîne.

Dans le bassin de Jaca (centre-ouest) Teixell (1996) propose pour une période à peu près équivalente un taux de 1 km/Ma entre le Santonien moyen et l'Eocène moyen, 1,3-1,4 km/Ma entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur et finalement 1,1 km/Ma entre l ?Oligocène inférieur (mi-Rupelien) et le début du Miocène.

L'élévation topographique croissante dans la Zone Axiale à l'Eocène moyen (Beaumont *et al.*, 2000) est confirmée par la charge sédimentaire importante transportée dans les réseaux fluviatiles. Cependant, malgré le flux sédimentaire croissant, le bassin sud pyrénéen est toujours sous-alimenté (e.g. Sinclair, 1997), la sédimentation restant principalement marine dans l'avant-pays (Puigdefabregas et Souquet, 1986) alors que le versant Nord, pourtant plus ouvert sur le domaine océanique, connait une sédimentation détritique proximale (Poudingues de Palassou) caractéristique d'un stade sur-alimenté (e.g. Sinclair,

1997). Cette différence peut s'expliquer notamment par la subsidence différente entre le flanc retro- et le flanc pro- de l'orogène.

A partir de l'Eocène moyen, les taux de raccourcissement sont variables autour de 2 mm/a. Cette dernière phase de convergence, caractérisée par une déformation intense à l'Ouest (Formation de la chaîne des Cantabrides, Alvarez-Marron *et al.*, 1997) et le soulèvement des chaînons basques (Puigdefabregas *et al.*, 1992), entraîne la fermeture de la connexion avec l'Océan Atlantique. Le bassin de l'Ebre passe alors dans un régime endoréique pendant le Priabonien (36,2 Ma ; Vera, 2004 ; Costa *et al.*, 2010) et par conséquent connaît uniquement une sédimentation de type continental : fluviatile, lacustre et évaporitique, ce qui a permis la préservation exceptionnelle des séries de l'avant-pays. Dans la Zone Axiale, l'exhumation d'unités de socle se poursuit aidée en cela par le mouvement le long du chevauchement de Gavarnie, indiquant que le relief est toujours en train de croître (Jolivet *et al.*, 2007). L'augmentation de la quantité de matière érodée dans le prisme et la fermeture des connexions marines impliquent un comblement total du bassin de l'Ebre qui devient alors suralimenté. La propagation du front à l'intérieur du bassin de l'Ebre se poursuit jusqu'à l'Oligocène supérieur mais des déformation hors-séquence se produisent dans la chaîne jusqu'au Miocène (chevauchement de Bielsa ; Jolivet *et al.*, 2007).

2.2.4 Evolution post-orogénique

A partir de la fin de l'Eocène, l'Ibérie évolue conjointement avec l'Eurasie (Srivastava *et al.*, 1990) mais ce n'est qu'à la limite Oligocène-Miocène qu'un transfert de l'activité tectonique s'effectue vers la Cordillère Bétique au Sud (Vergés *et al.*, 2002a), entraînant une réorganisation géodynamique importante. L'ouverture du bassin de Valence au Miocène (Figure 2.10 ; Rosenbaum et Lister, 2005) et le soulèvement de la Cordillère Côtière Catalane qui y est rattaché (Juez-Larré et Andriessen, 2006) s'accompagnent de la mise en place d'un réseau de failles normales affectant la partie orientale du bassin de l'Ebre. Dans l'Est des Pyrénées, une phase extensive se produit également durant le Miocène supérieur, formant par exemple le bassin de Cerdagne (Cabrera *et al.*, 1988).

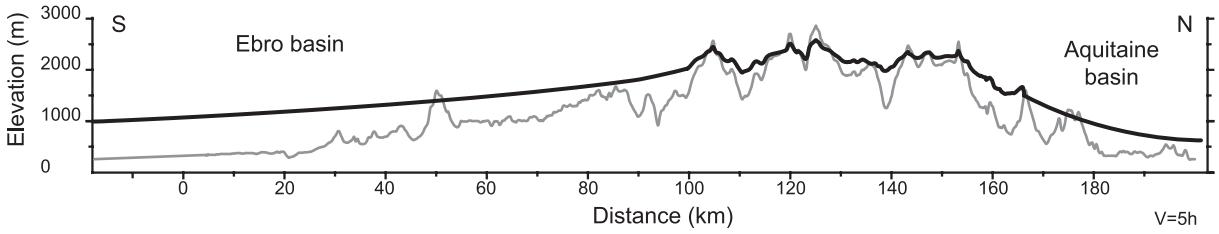


FIGURE 2.17: *Reconstruction idéalisée de la paléotopographie des Pyrénées (trait noir) avant la rejuvénation post-Miocène (Babault* et al.*, 2005). La topographie actuelle est repréentée en gris avec une exagération verticale de 5.*

De plus, l'existence de surfaces d'aplanissement culminant à plus de 2000 m d'altitude dans la Haute Chaîne a été proposé (Babault, 2004 et références incluses). L'origine de ces surfaces est très débattue car elle a de fortes implications sur l'histoire tardive des Pyrénées. Par exemple certains auteurs expliquent ces surfaces d'aplanissement par une érosion causée par l'élévation du niveau de base consécutif au passage à un régime endoréique du Bassin de l'Ebre (Babault *et al.*, 2005, 2008). En effet, si le Bassin de l'Ebre est complètement déconnecté du domaine océanique, celui-ci sera complètement comblé par des dépôts syn-

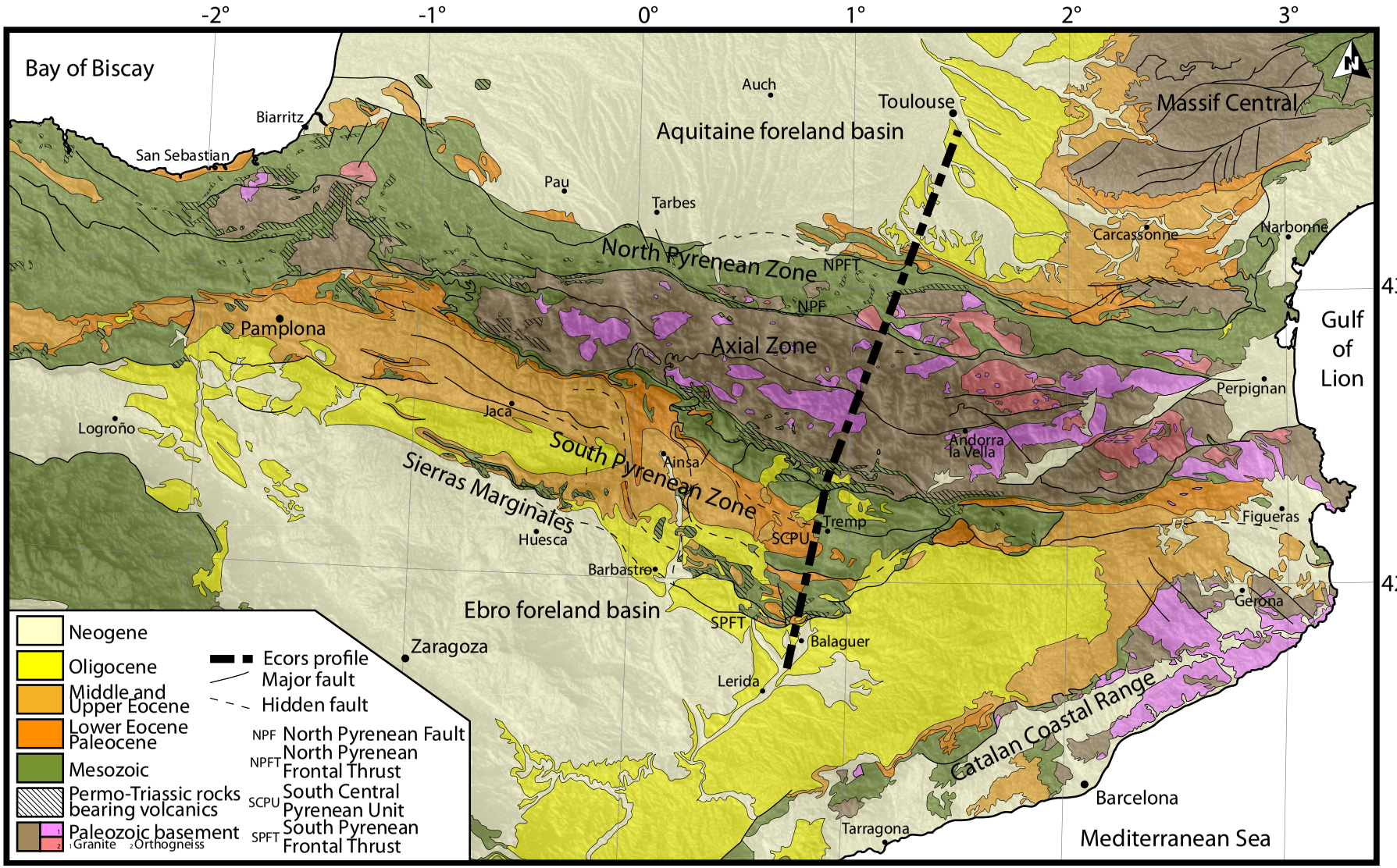
à post-orogéniques conglomératiques qui vont rétrograder sur le relief et entièrement le draper (Figure 2.17). A l'opposé, d'autres auteurs expliquent ces surfaces par un uplift tardif durant le Miocène de plus de 2 km (Gibson *et al.*, 2007). Toutefois, l'âge de la fin de l'endoréisme du bassin l'Ebre, avant ou après la crise de salinité Messinienne, est toujours discuté (Babault *et al.*, 2006 ; Urgeles *et al.*, 2010), de telle sorte qu'il manque des contraintes sur le niveau de base du versant Sud-pyrénéen. De plus, l'origine tectonique du soulèvement Miocène est peu probable car aucune phase de déformation majeure n'est identifiée à cette époque (Babault, 2004). Une origine thermique causée par un amincissement lithosphérique et supportée par l'existence de volcanisme très récent est également invoquée pour expliquer la formation de la surface d'aplanissement à l'Est de la chaîne (Gunnell *et al.*, 2009).

2.3 Les domaines pyrénéens

La chaîne pyrénéenne est une chaîne alpine qui se forme par la convergence entre la plaque ibérique et l'Eurasie du Crétacé supérieur au Miocène (Muñoz, 1992 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Vergés *et al.*, 2002a). Elle constitue l'extrémité Ouest du système orogénique Alpes/Himalaya résultant de la fermeture de la Neo-Tethys. La collision a abouti à la formation d'un prisme orogénique à double vergence dont le coeur est composé d'unités de socle cristallin principalement d'âge Varisque. Cette Haute Chaîne est flanquée de deux chaînes plissées qui chevauchent des bassins d'avant-pays. L'orientation générale des structures majeures est $N110$ et en utilisant des critères stratigraphiques et structuraux, Séguret (1972) s'en sert pour distinguer plusieurs zones tectonosédimentaires qui sont couramment reprises et citées dans la littérature (Figure 2.18). Ainsi du Nord au Sud on trouve :

- Le Bassin d'Aquitaine. C'est le bassin d'avant-pays sur la plaque chevauchante ;
- La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) qui est la chaîne plissée située sur le versant retro ;
- La Zone Interne Métamorphique. C'est une bande étroite au Sud de la Zone Nord-Pyrénéenne qui a connu un métamorphisme important de haute température au Crétacé ;
- La Zone Axiale. C'est le coeur de la chaîne constitué d'un empilement d'unités de socle ;
- La Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP). C'est la chaîne plissée qui migre vers le Sud sur le flanc pro ;
- Le Bassin de l'Ebre qui est l'avant-pays développé sur la plaque plongeante.

FIGURE 2.18: *(Page suivante) Carte géologique simplifiée des Pyrénées (d'après la Carte Géologique d'Espagne au millionième et la Carte Géologique de France au millionième).*


-2°
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
Bay of Biscay
Biarritz
San Sebastian
Auch
Toulouse
Massif Central
Aquitaine foreland basin
Pau
Tarbes
North Pyrenean Zone
NPFT
NPF
Carcassonne
Narbonne
Pamplona
Axial Zone
Gulf of Lion
Perpignan
Jaca
Logroño
South Pyrenean Zone
Sierras Marginales
Ainsa
Andorra la Vella
Tremp
SCPU
Figueras
Huesca
Barbastro
Ebro foreland basin
SPFT
Gerona
Zaragoza
Balaguer
Lerida
Catalan Coastal Range
Barcelona
Tarragona
Mediterranean Sea
N
Neogene
Oligocene
Middle and Upper Eocene
Lower Eocene Paleocene
Mesozoic
Permo-Triassic rocks bearing volcanics
Paleozoic basement
1 Granite 2 Orthogneiss
Ecors profile
Major fault
Hidden fault
NPF North Pyrenean Fault
NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
SCPU South Central Pyrenean Unit
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust

2.3.1 Bassin d'Aquitaine

Le bassin d'Aquitaine (Figure 2.19) est le bassin d'avant-pays actuel au Nord de l'orogène (*retro foreland* suivant la définition de Willett *et al.*, 1993), bordé dans sa partie méridionale par le Chvauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Figure 2.18). Il se forme par la flexure de la plaque eurasiatique, en réponse à la surcharge tectonique liée à l'épaississement de la partie Nord du prisme pyrénéen (Brunet, 1986 ; Desegaulx *et al.*, 1991 ; Rocher *et al.*, 2000). Sa structuration au cours de la collision a été fortement influencée par la réactivation de structures hercyniennes lors de la compression alpine (Villien et Matheron, 1989) et les mouvements diapiriques dans l'Ouest (Bourrouilh *et al.*, 1995 ; Biteau *et al.*, 2006).

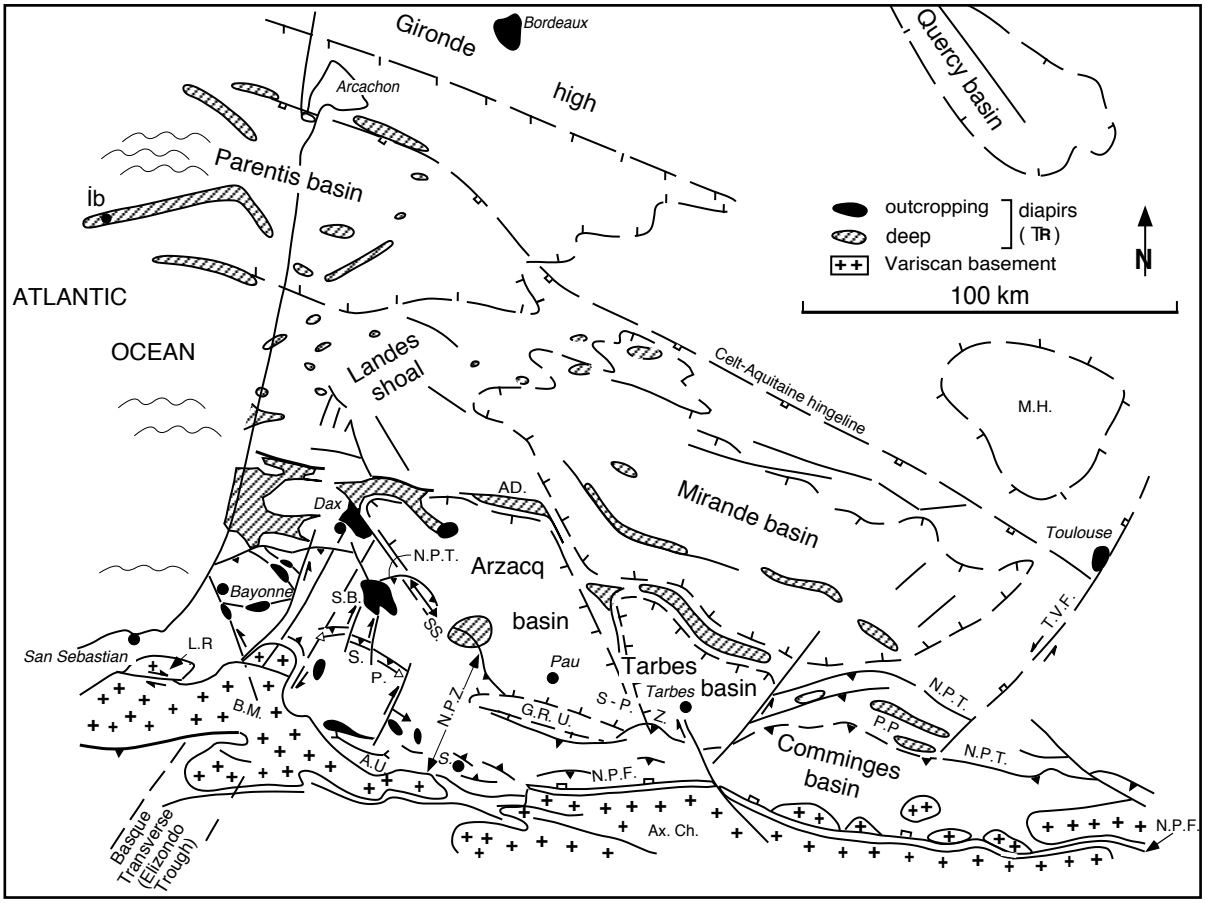


FIGURE 2.19: *Carte détaillée des éléments structuraux du bassin d'Aquitaine (modifié d'après Bourrouilh* et al.*, 1995). AD = diapir d'Audignon, AU = Soulèvement des Arbailles, AxCh = (Haute) Chaîne Axiale, BM = massifs Basques, Dax = diapir de Dax, GRU = soulèvement de Grand Rieu, Ib = Structure d'Ibis et puits offshore, LR = Massif de la Rhune, MH = Haut de Montauban, NPF, Faille Nord-Pyrénéenne, NPT = Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, NPZ = Zone Nord-Pyrénéenne, S = Sarrance, SB = diapir de Salies de Béarn, SP = structure de Saint-Palais, S-PZ = Zone Sous-Pyrénéenne, SS = structure de Sainte Suzanne, TVF = Faille de Villefranche Toulouse.*

Le Sud du bassin d'Aquitaine est appelée Zone Sous-Pyrénéenne et montre la présence de structures compressives dans lesquelles l'Eocène est affecté (Vergés *et al.*, 1995 ; Biteau *et al.*, 2006), telles que les

plis de Lavelanet ou du Mas d'Azil. La Zone Sous-Pyrénéenne est séparée de la Zone Nord-Pyrénéenne par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen.

2.3.2 Zone Nord-Pyrénéenne

La Zone Nord-Pyrénéenne comprend les terrains situés entre la Faille Nord-Pyrénéenne au Sud et le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen au Nord. Elle est composée de formations sédimentaires mésozoïques et d'écailles de socle (Fischer, 1984 ; Déramond *et al.*, 1993 ; Vergés *et al.*, 1995) et des sédiments syn-tectoniques les plus anciens du sud du bassin d'Aquitaine qui sont incorporés dans le prisme. Les écailles de socle principalement observées à l'Est sont appelées Massifs Nord-Pyrénéens et cette appellation regroupe les massifs des Trois-Seigneurs, de l'Arize, de Saint-Barthélémy et de l'Agly. La flexure entraînée par l'orogène pyrénéen a dans cette zone causé une subsidence du Crétacé supérieur à l'Eocène (Roure *et al.*, 1989).

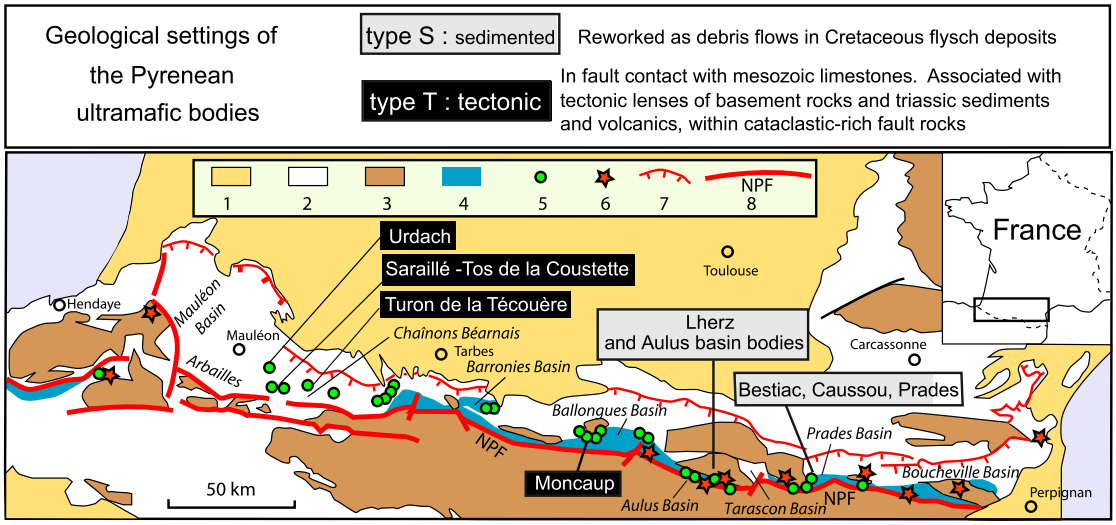


FIGURE 2.20: *Carte des affleurements de corps mantelliques (Lherzolites) et de croûte inférieure de la Zone Nord-Pyrénéenne (Lagabrielle* et al.*, 2010).*

Au contact Nord de la Faille Nord-Pyrénéenne, les terrains mésozoïques peuvent être localement très métamorphisés pour former la Zone Interne Métamorphique (Mattauer, 1968 ; Choukroune, 1970, 1974) et peuvent également contenir de nombreux corps ultramafiques mantelliques pouvant atteindre des tailles plurikilométriques appelés Lherzolites (Figure 2.20) et dont la mise en place a été, et est toujours, très discutée. Ce débat s'oriente sur la question de la mise en place tectonique ou sédimentaire des lherzolites pyrénéennes. En effet, s'agit-il du transport de roches déjà exhumées (Choukroune *et al.*, 1973) ou d'intrusions de corps mantelliques dans les sédiments (Minnigh *et al.*, 1980 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984) ? Pour une bibliographie plus complète, on pourra se référer à Lagabrielle et Bodinier (2008) et Lagabrielle *et al.* (2010). Des unités de croûte inférieure granulitique sont également présentes le long de la Faille Nord-Pyrénéenne (Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle *et al.*, 2010) et constituent la partie inférieure de la croûte hercynienne (~300 Ma). Le métamorphisme Haute Température-Basse Pression, daté du Crétacé inférieur (110 à 85 Ma ; Goldberg et Maluski, 1988), est interprété comme dû à l'amincissement crustal et la circulation de fluides contemporains du mouvement senestre de l'Ibérie

par rapport à l'Eurasie dans la frontière entre les plaques (Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Dauteuil et Ricou, 1989).

2.3.3 Zone Axiale et nappes de socle

La Zone Axiale constitue le coeur de l'orogène et montre à l'affleurement jusqu'à 10 km d'orthogneisses protérozoïques et de sédiments paléozoïques affectés par une phase de métamorphisme de basse à haute température qui a eu lieu pendant l'orogène Hercynien (Vissers, 1992 ; Laumonier *et al.*, 2010). Les sédiments déformés pendant la structuration de la chaîne Hercynienne sont également intrudés par des granitoïdes issus de la fusion crustale pendant le Carbonifère terminal jusqu'au Permien (Figure 2.21 ; e.g. Zwart, 1986 ; Denèle, 2007). Dans la Zone Axiale, la déformation alpine se superpose rarement à la déformation hercynienne.

La couverture post-Hercynienne est composée de presque 2,5 km de sédiments continentaux et de roches volcaniques dont les âges sont compris entre le Carbonifère supérieur et le Lias inférieur et qui recouvrent en discordance le Paléozoïque déformé (Zwart, 1986 ; Vissers, 1992 ; Innocent *et al.*, 1994 ; Bourrouilh *et al.*, 1995 ; Rossi *et al.*, 2003 ; Canérot *et al.*, 2004 ; Lago *et al.*, 2004 et références incluses).

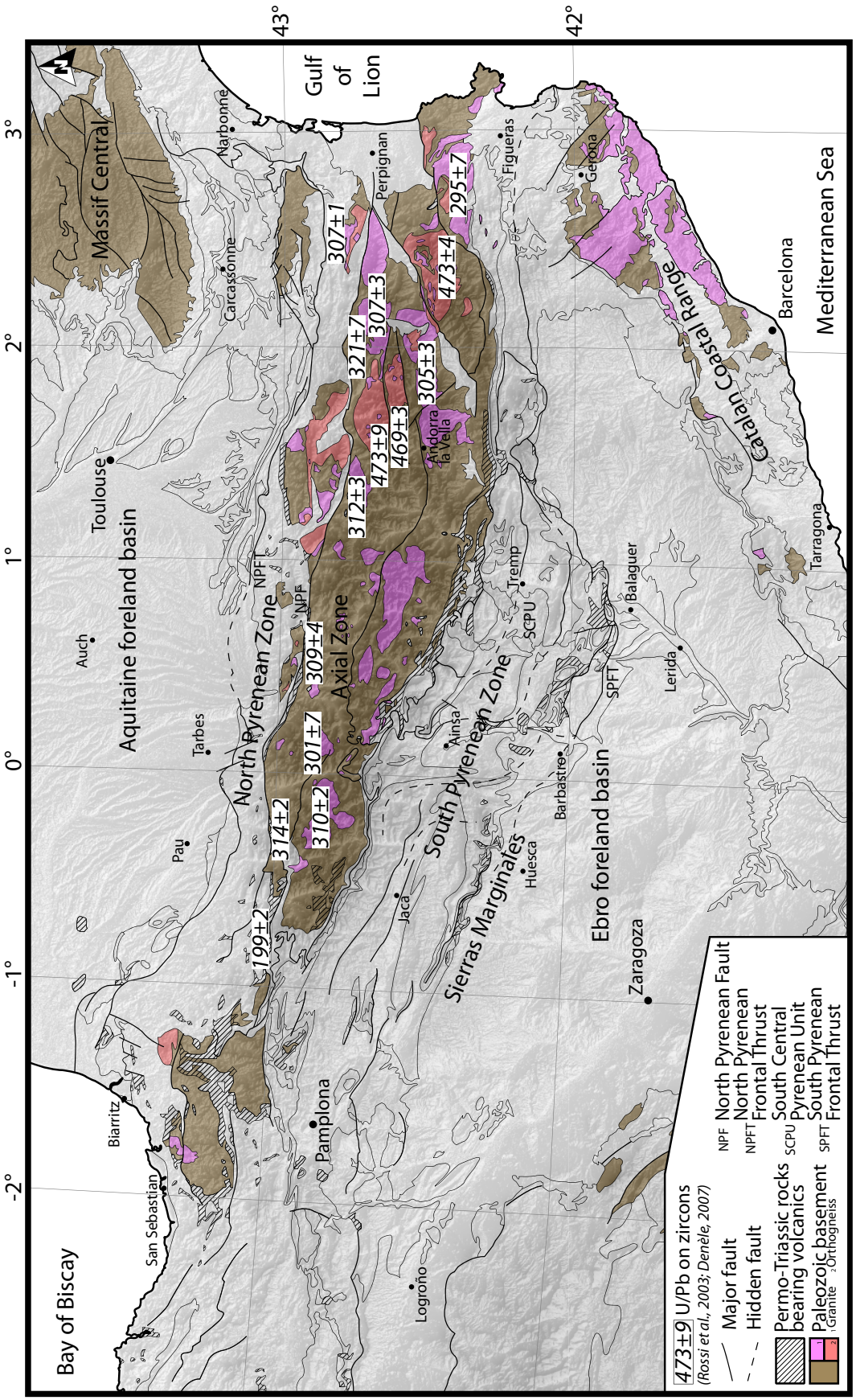
Unités tectoniques impliquées dans l'orogène

La structure actuelle de la Zone Axiale consiste en un empilement de nappes, aussi appelé *antiformal stack*, formé par ajout d'écailles en duplex durant l'Eocène, alors que la convergence entre les plaques ibériques et eurasiatiques décroît progressivement (Vergés *et al.*, 1995), et déversé vers le Sud (Figure 2.5). Le plongement de 11° vers l'Ouest des axes de plis observés dans la Zone Axiale entraîne la disparition de celle-ci sous la couverture mésozoïque à l'Ouest d'une ligne Pau-Jaca.

Sur la carte de la Figure 2.22, six unités de socle sont représentées parmi lesquelles on trouve notamment une unité, figurée en gris, dite indifférenciée qui correspond au socle dont nous ne tenons pas compte dans la discussion ou qui n'appartient pas au domaine pyrénéen (par exemple le Massif Central ou les Cordillères Côtières Catalanes) et une unité, figurée en vert foncé, qui correspond aux Massifs Nord Pyrénéens présents dans le Zone Nord-Pyrénéenne. Les quatre unités tectoniques visibles en surface dans la Zone Axiale sont, de la plus ancienne à la plus récente :

- Lakhora ou Lacourt, qui fonctionne du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen. Cette unité est reconnue principalement dans la partie Ouest de la chaîne (Teixell, 1998) ;
- Nogueres ou Gavarnie. Les auteurs (Muñoz, 1992 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Teixell, 1998 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Vergés *et al.*, 2002a) la présentent avec une taille et une forme sensiblement différente selon les coupes. Cette unité s'est mise en place entre le Crétacé supérieur (Campanien) et l'Yprésien ;

FIGURE 2.21: *(Page suivante) Carte des âges U/Pb des massifs métamorphiques et magmatiques pyrénéens (modifié d'après Denèle, 2007 et références incluses pour les âges des plutons). Les âges pour les formations volcaniques triasiques du Pays Basque sont tirés de Rossi* et al. *(2003).*



Bay of Biscay
Gulf of Lion
Mediterranean Sea
Massif Central
Aquitaine foreland basin
North Pyrenean Zone
Axial Zone
South Pyrenean Zone
Sierras Marginales
Ebro foreland basin
Catalan Coastal Range
Toulouse
Auch
Tarbes
Pau
Biarritz
San Sebastian
Pamplona
Logroño
Jaca
Huesca
Zaragoza
Barbastro
Ainsa
Tremp
Balaguer
Lerida
Tarragona
Barcelona
Gerona
Figueras
Perpignan
Narbonne
Carcassonne
Andorra la Vella
NPFT
NPF
SCPU
SPFT
199±2
314±2
310±2
301±7
309±4
312±3
473±9
469±3
321±7
307±3
305±3
307±1
473±4
295±7
473±9 U/Pb on zircons
(Rossi et al., 2003; Denèle, 2007)
Major fault
Hidden fault
Permo-Triassic rocks bearing volcanics
Paleozoic basement
1 Granite
2 Orthogneiss
NPF North Pyrenean Fault
NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
SCPU South Central Pyrenean Unit
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust

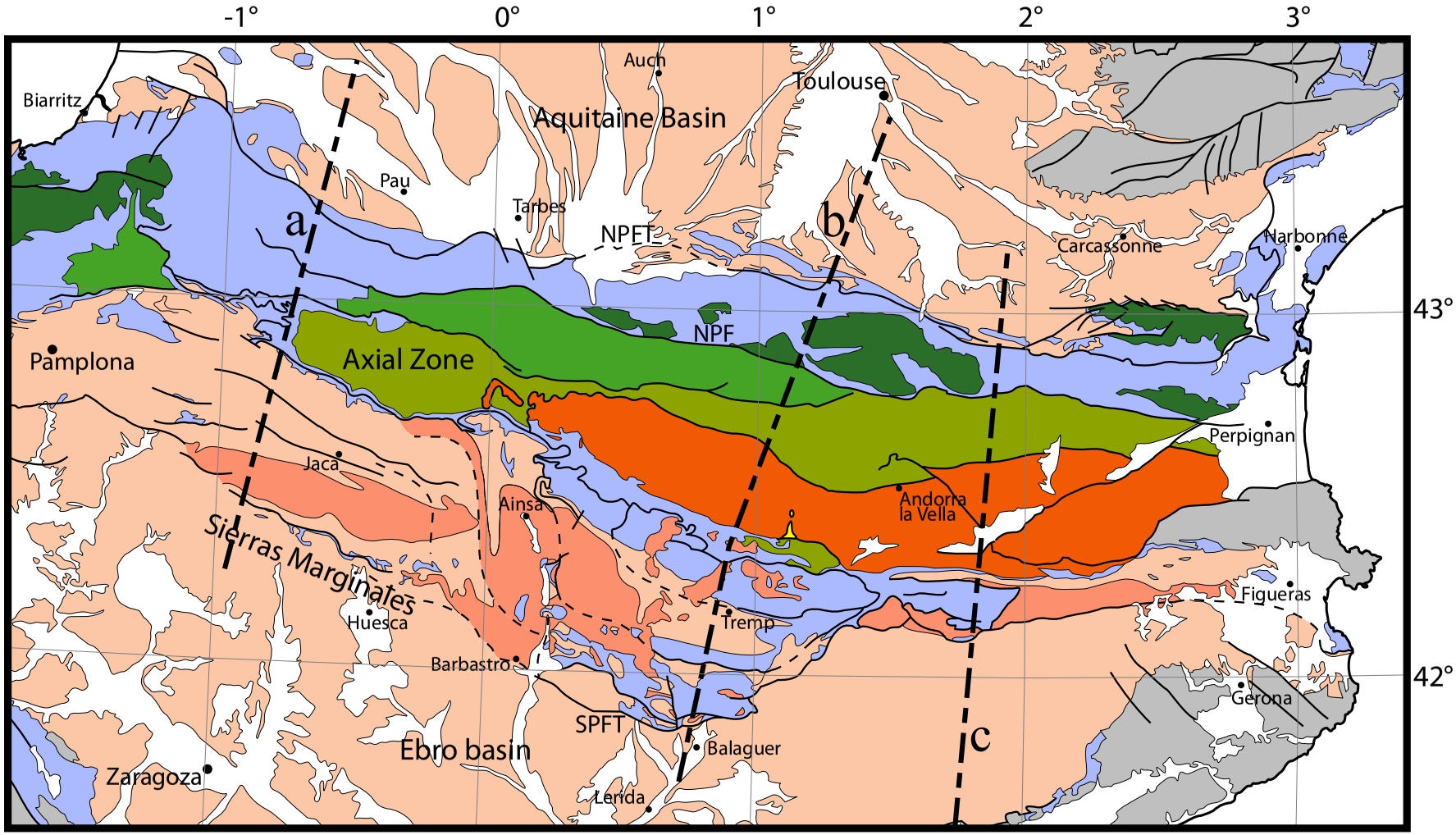

-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
Biarritz
Auch
Toulouse
Aquitaine Basin
Pau
Tarbes
NPFT
a
b
Carcassonne
Narbonne
NPF
Pamplona
Axial Zone
Perpignan
Jaca
Ainsa
Andorra
la Vella
Sierras Marginales
Figueras
Huesca
Tremp
Barbastro
Gerona
SPFT
Ebro basin
Balaguer
c
Zaragoza
Lérida
Quaternary
Foreland deposits
Piggy-back deposits
Pre-orogenic deposits
Rialp Unit
Orri Unit
Gavarnie Unit
Lakhora Unit
North Pyrenean Massifs
Undifferenciated crust
NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
NPF North Pyrenean Fault
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust
Balanced sections (a Teixell, 1998; b Beaumont et al., 2000; c Vergés et al., 1995; 2002)

FIGURE 2.22: *(Page précédente) Carte des unités tectoniques composées de socle Paléozoïque de la Zone Axiale et des sédiments ante-, syn- et post-orogéniques des bassins pyrénéens.*

Ces deux unités sont parfois confondues, notamment dans les reconstitutions de Muñoz (1992) et Beaumont *et al.* (2000).

- Orri (parfois séparée en Millares et Bielsa) qui se met en place entre le Lutétien et le Priabonien avec cependant la présence de structures hors-séquence (e.g. chevauchement de Bielsa ; Jolivet *et al.*, 2007) ;
- Rialp, visible uniquement en fenêtre entre Tremp et Andorre, d'âge Oligocène.

Une zone particulière, appartenant à l'Unité de Nogueres est définie au Sud de la Zone Axiale, entre l'Unité d'Orri et la Zone Sud-Pyrénéenne. Cette zone est parfois appelée *têtes plongeantes* dans la littérature. Il s'agit de séries Paléozoïques plissées emballées dans le Trias et avec une polarité inverse (Figure 2.23) qui ont été séparées du reste de l'Unité de Nogueres par l'exhumation rapide de l'Unité d'Orri à l'Eocène supérieur - Oligocène.

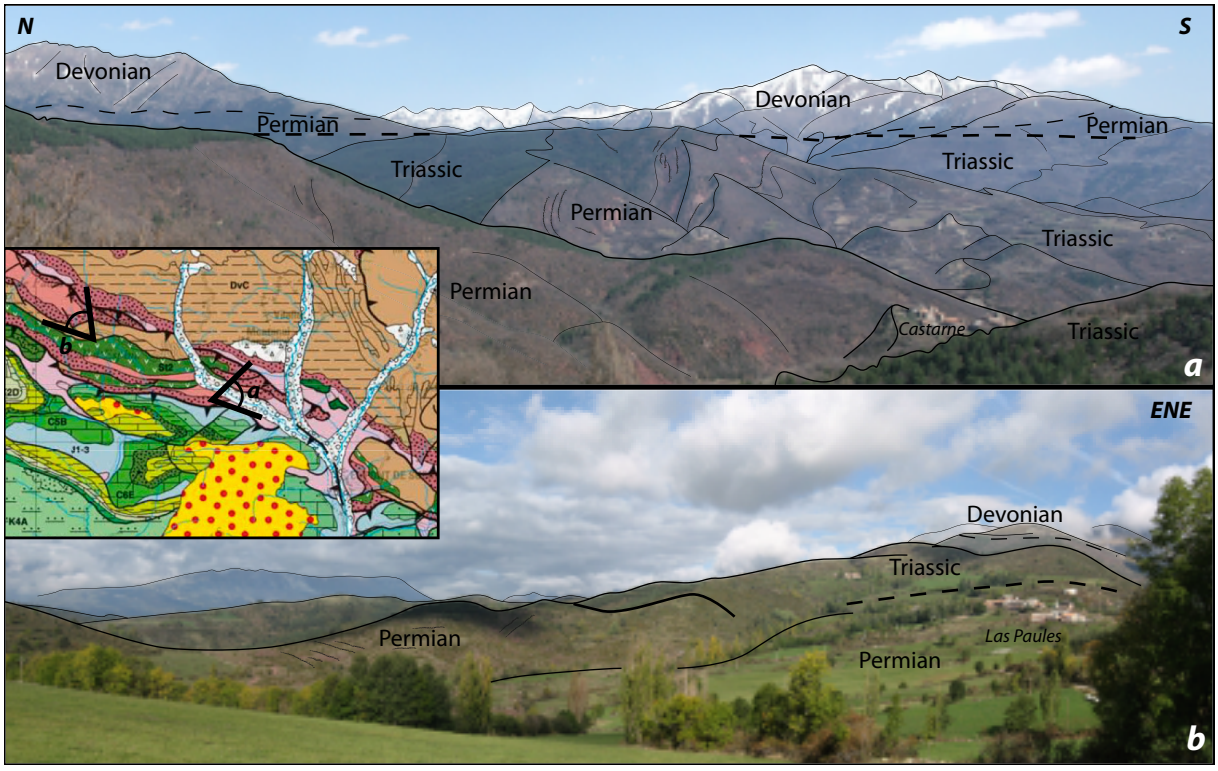


FIGURE 2.23: *Panoramas photographiques (Photos F. Mouthereau) de la région de a) Pont de Suert, pris depuis la localité de Bibiles et b) de Las Paules localisés sur l'extrait de la Carte Géologique de Catalogne. Ces photos montrent des plis synclinaux à coeur de Permien (en réalité des plis anticlinaux renversés) emballés dans des formations triasiques évaporitiques, carbonatées et basaltiques.*

Une dernière unité de socle est reconnue mais n'est pas visible sur le carte. Il s'agit de l'unité de Guarga sous le bassin de Jaca qui fonctionne de l'Oligocène au Miocène. Elle peut néanmoins se rapprocher de l'unité de Rialp par les âges de mise en place. L'âge du mouvement sur les chevauchements qui délimitent les unités dans la Zone Axiale est assez aisément corrélé à la propagation des fronts de chevauchement dans la plaque ibérique pendant la formation de la chaîne (Figure 5.10).

Si on retrouve des granitoïdes Varisques partout dans la Zone Axiale mais quand même préférentiellement dans l'unité d'Orri, il n'en est pas de même pour les orthogneisses et les séries volcaniques Carbonifères (Figure 2.21. En effet, les dômes gneissiques sont présents uniquement dans le Nord de la Zone Axiale à proximité de la Faille Nord-Pyrénéenne (Unité de Nogueres/Gavarnie) et également dans les Massifs Nord Pyrénéens. Certains dômes sont observés au Nord des Massifs Basques et également complètement à l'Est de la Zone Axiale, à l'Est des bassins extensifs Néogènes. A l'opposé, les affleurements principaux de roches volcaniques tardi-Hercyniennes (Figure 2.18) sont situés dans le Sud du Pays Basque (Massif de la Rhune et de Cinco Villas), à l'Ouest de la Zone Axiale (Aragon-Béarn), dans la terminaison Ouest de la Zone Axiale (Pic du Midi d'Ossau et Anayet), entre la Zone Sud-Pyrénéenne et la Zone Axiale (Zone de Nogueres et Sierra del Cadi). Les unités magmatiques observées au Nord proviennent donc de niveaux crustaux plus profonds que ceux du Sud.

2.3.4 La Zone Sud-Pyrénéenne

La Zone Sud-Pyrénéenne a été divisée en deux domaines distincts par Séguret (1972). Cet auteur décrit à l'Ouest un bassin unique dans le synclinorium de Guarga, couramment appelé bassin de Jaca. En revanche, à l'Est, ce qu'il appelle l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne (UCSP) est composé d'un empilement de nappes qui se construit par la migration du front de la chaîne vers le Sud (Figures 5.10, 2.24 et 2.25) du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur et qui est contemporain de la formation de l'*antiformal stack* dans la Zone Axiale.

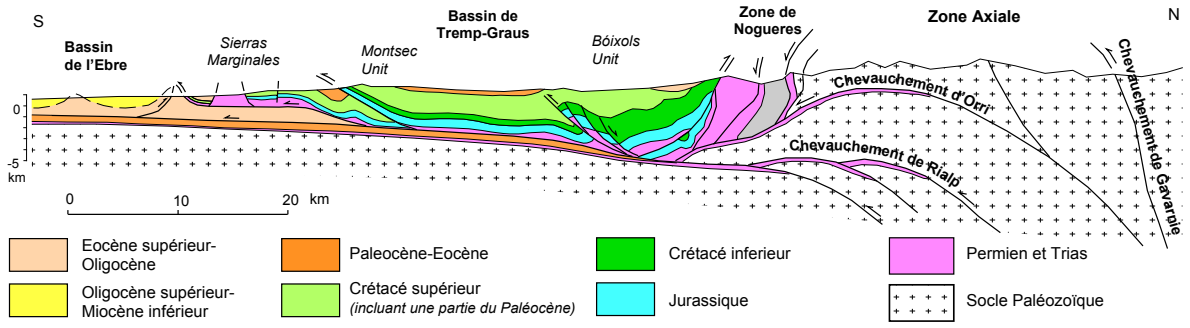


FIGURE 2.24: *Coupes de la Zone Sud-Pyrénéenne le long du profil ECORS (modifié d'après Muñoz, 1992). Noter la présence du bassin en piggy-back de Tremp-Graus et le remplissage Oligocène important du bassin de l'Ebre qu'on retrouve jusque sur l'unité de Boixols.*

Dans cette coupe dessinée parallèlement au profil ECORS (Figure 2.24), toute la déformation est localisée au-dessus du Trias qui constitue un niveau de décollement basal. L'implication dans la déformation de la partie superficielle de la croûte correspond à un style de déformation *thin-skin*. La mise en place des nappes dans l'UCSP s'accompagne de la formation de plis anticlinaux parallèles à la chaîne au niveau des chevauchements frontaux, mais également perpendiculaires à l'axe de la chaîne qui marquent les rampes latérales ou obliques (Figures 2.18, 2.25 et 2.26).

La première nappe qui se met en place à partir du Santonien est la nappe de Boixols, inversant le bassin Crétacé d'Organya (Ardèvol *et al.*, 2000 ; Garcia-Senz, 2002), comme le montrent les nombreux profils sismiques de cette région et les éventails sédimentaires existants (Figure 2.27). Le chevauchement

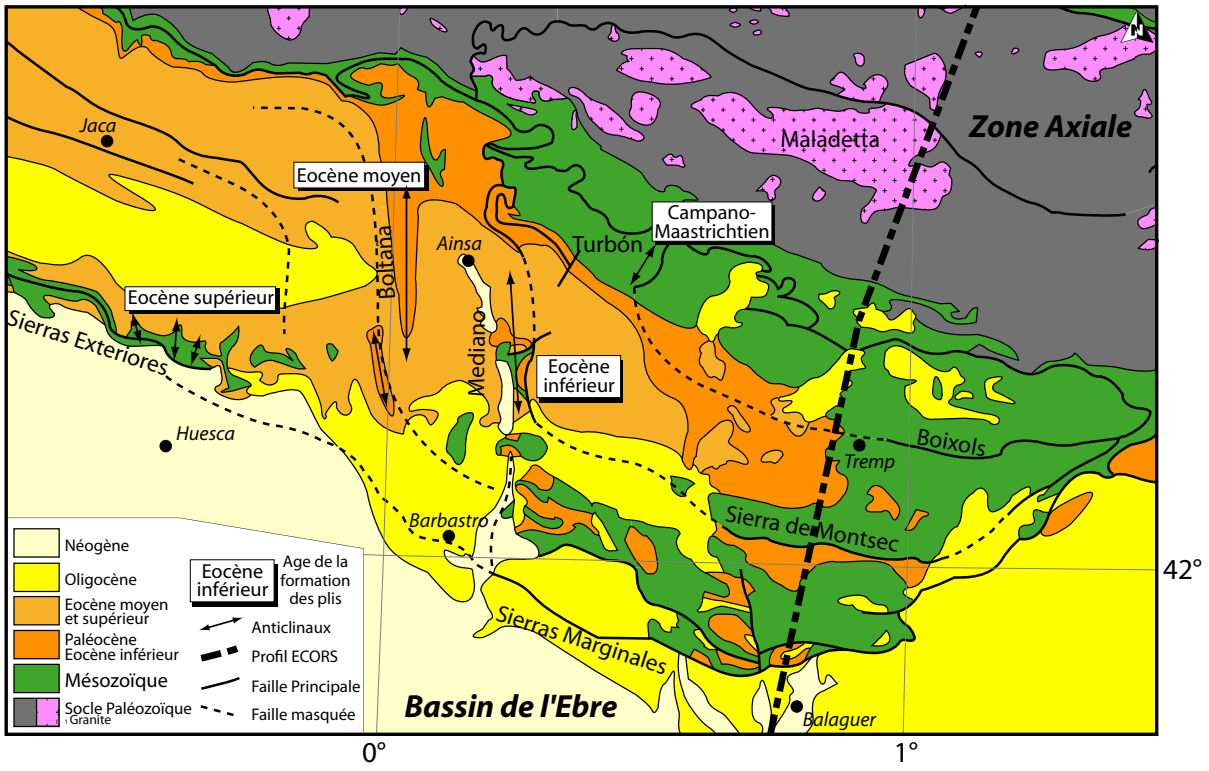


FIGURE 2.25: *Carte de la Zone Sud-Pyrénéenne et âge principal des déformations pour chaque rampe (modifié d'après Filleaudeau, 2007).*

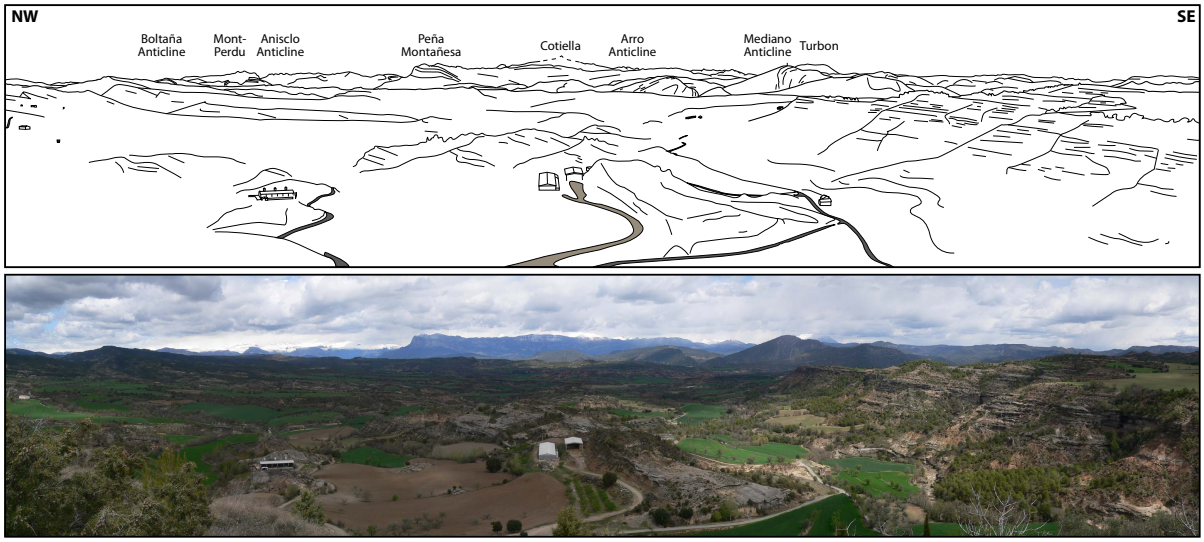


FIGURE 2.26: *Panorama photographique pris depuis la localité d'Olson, dans le Sud du Bassin d'Ainsa, montrant les anticlinaux formés sur les rampes latérales de l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne : Turbon, Mediano et Boltaña du plus ancien au plus récent.*

frontal de Boixols est associé au développement de l'anticlinal de San Corneli et la prolongation à l'Ouest de cette unité est marquée par l'anticlinal du Turbon, confirmée par l'abondante sismique pétrolière.

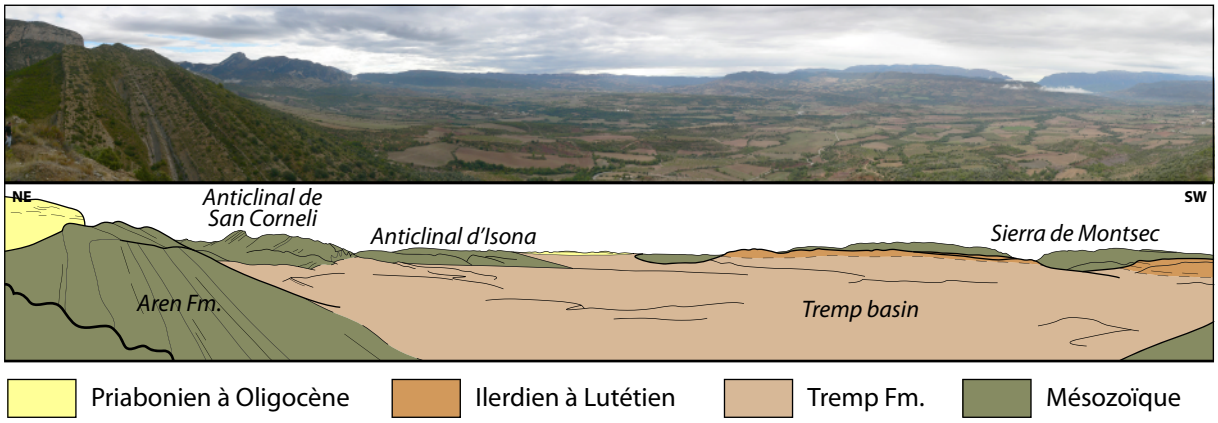


FIGURE 2.27: *Panorama du bassin de Tremp depuis le château d'Orcau (Catalogne) montrant le remplissage fini-Crétacé et Cénozoïque de ce bassin. Noter la discordance progressive dans les dépôts paléocènes qui vient sceller le chevauchement de Boixols sous l'anticlinal de San Cornelli. La limite Sud du bassin est formée par la Sierra de Montsec, mise en place au Cuisien lors de la migration du front de déformation vers le Sud.*

La rampe de Montsec qui se forme à partir de l'Ilerdien jusqu'au Cuisien (Farrell *et al.*, 1987) individualise le bassin *piggy back* de Tremp-Graus. La terminaison Ouest de cette nappe est formée par l'anticlinal de Mediano, comme le suggèrent les relations géométriques et les âges de déformation, et dont les mécanismes de formation sont encore discutés (pli de propagation Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Poblet *et al.*, 1998 ou diapirisme Holl et Anastasio, 1993). Au niveau des Sierras Marginales, l'âge de déformation est plus difficilement contraint du fait qu'il est difficile de faire la part entre les mouvements d'origine tectonique et l'halocinèse des évaporites triasiques. Cependant, une rampe frontale peut latéralement être connectée à l'anticlinal de Boltaña qui se forme pendant le Lutétien (Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Dreyer *et al.*, 1999 ; Anastasio et Holl, 2001 ; Soto et Casas, 2001 ; Filleaudeau, 2007). La dernière phase de déformation au front de l'UCSP, c'est-à-dire à l'Est de Mediano, a lieu pendant l'Oligocène et vient faire chevaucher le bassin d'Ager sur le bassin de l'Ebre (Meigs *et al.*, 1996 ; Meigs, 1997 ; Meigs et Burbank, 1997 ; Vergés *et al.*, 2002a).

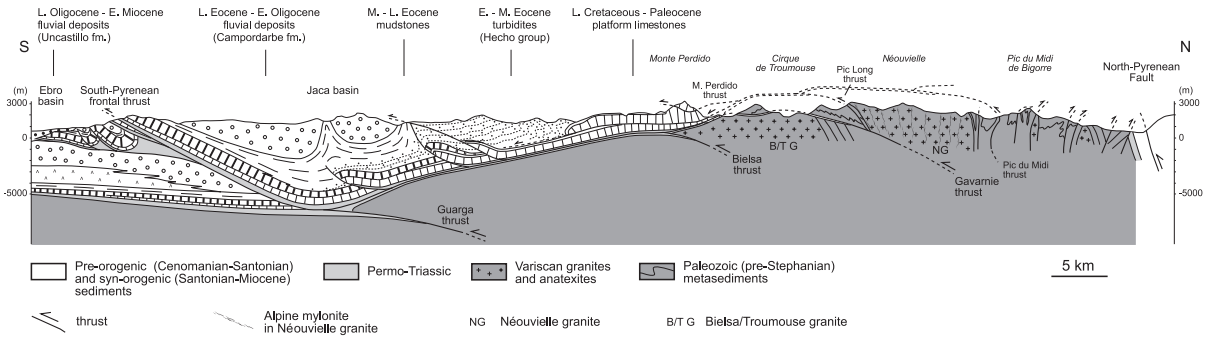


FIGURE 2.28: *Coupe de la Zone Axiale et du bassin de Jaca (Jolivet* et al.*, 2007 et références incluses). Cette géométrie implique que le déplacement fini principal a été accommodé sur le chevauchement de Guarga.*

La chaîne plissée à l'Ouest de l'anticlinal de Boltaña est formée du Nord au Sud par le bassin de Jaca situé dans le synclinal de Guarga et par la zone de reliefs composés de séries Méso-Cénozoïque appelée *Sierras Exteriores* qui chevauche les séries Paléogènes à Néogènes non déformées du bassin de l'Ebre (Figures 2.25, 2.28 et 2.29 ; Millan, 1996 ; Jolivet *et al.*, 2007). Le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen, émergent au niveau des Sierras Marginales, est un chevauchement qui cause également le basculement des séries oligocènes, en relation avec le chevauchement de socle de Guarga au Miocène (Figure 2.28). Cette coupe, basée sur les coupes de Teixell (1998) et Millan-Garrido *et al.* (2006) dans le bassin de Jaca, montre une forte implication du socle dans la déformation, due à l'enracinement sur une distance relativement courte des chevauchements de couverture dans le socle sous-jacent (style *thick-skin*). On peut citer par exemple le chevauchement de Guarga ou le chevauchement hors-séquence de Bielsa (Jolivet *et al.*, 2007).

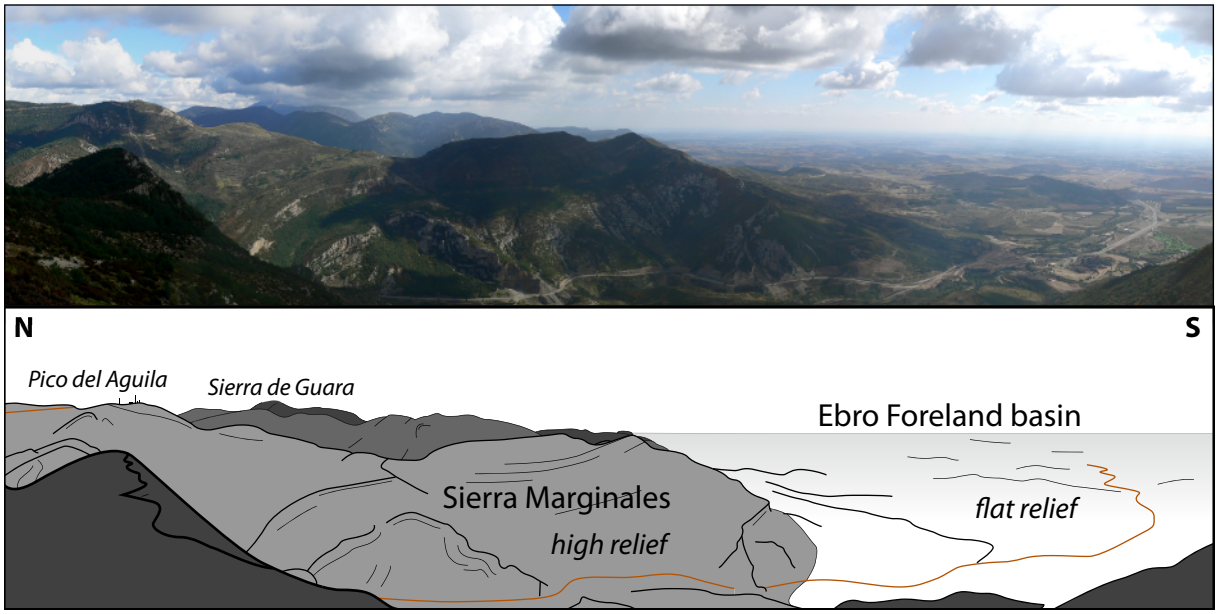


FIGURE 2.29: *Panorama des Sierras Marginales (zone de relief grisée) pris depuis la Sierra de Gratal chevauchant le Bassin de l'Ebre, représenté en dégradé, non déformé et présentant un faible relief, avec toutefois une altitude relativement importante (∼500 m à Huesca).*

Les Sierras Exteriores sont également caractérisées par une série d'anticlinaux d'axe environ Nord-Sud (Figure 2.30). L'étude des strates de croissance très bien datées par biostratigraphie et magnétostratigraphie associées à la croissance de ces plis montre clairement un âge de plissement Bartonien (Millan *et al.*, 1994 ; Poblet et Hardy, 1995 ; Pueyo *et al.*, 2002 ; Castelltort *et al.*, 2003). Les études paléomagnétiques menées sur le versant sud-pyrénéen ont montré que ces plis avaient subi des rotations dans le sens horaire de l'ordre de 20° (Dinarès *et al.*, 1992 ; Pueyo *et al.*, 2002, 2003 ; Oliva-Urcia et Pueyo, 2007). Des précisions sur la séquence de déformation du Priabonien au Miocène ont été apportées par Huyghe *et al.* (2009) à partir de la synthèse des données paléomagnétiques et de la reconstruction du champ de déformation fini à partir de coupes restaurées.

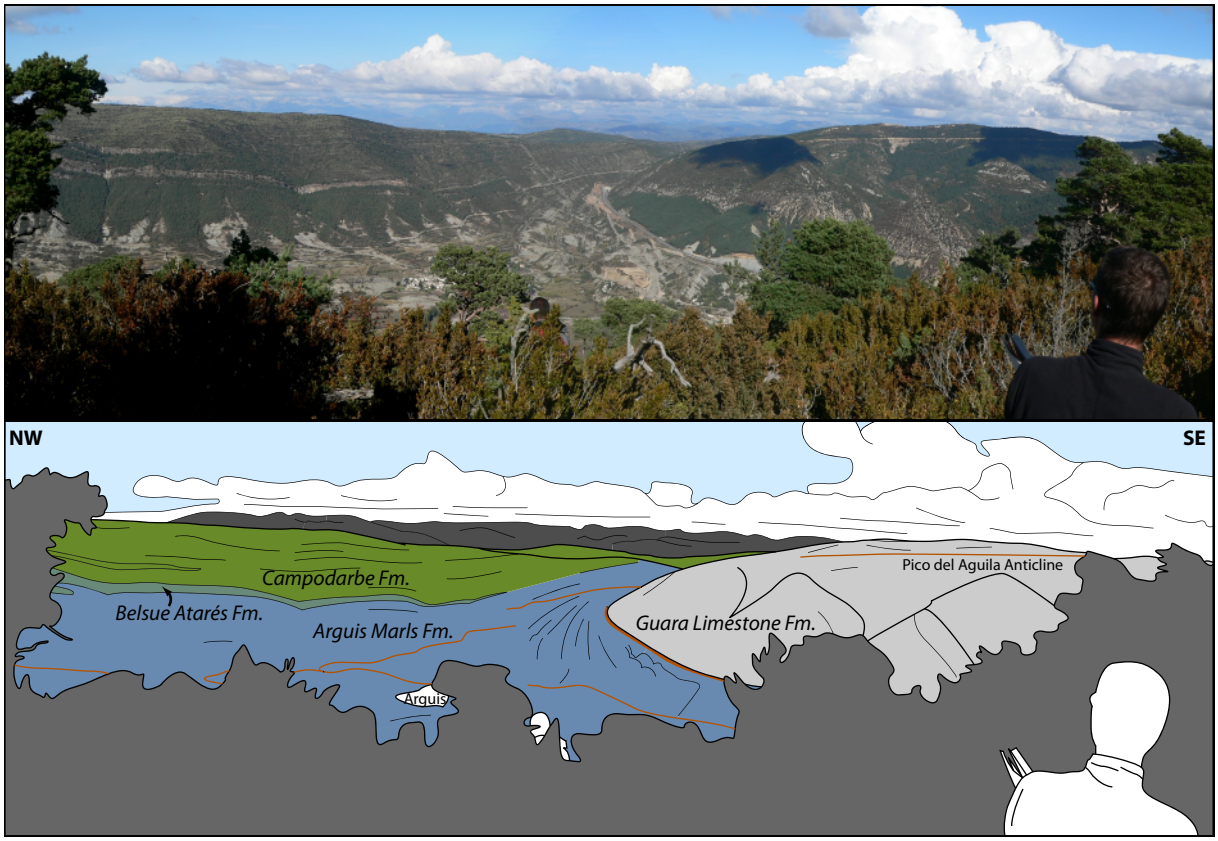


FIGURE 2.30: *Panorama du synclinal d'Arguis illustrant la géométrie syn-pli des dépôts deltaïques bartoniens (Formation des Marnes d'Arguis).*

2.3.5 Bassin de l'Ebre

Le bassin de l'Ebre correspond au bassin d'avant-pays actuel sur le versant sud-pyrénéen. C'est un bassin de forme trianguaire limité au Nord par le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen, au Sud-Ouest par la Cordillère Ibérique et au Sud-Est par la Cordillère Côtière Catalane (Figure 2.31 a). Le remplissage du bassin est en forme de prisme ouvert vers le Nord du à la flexure de la lithosphère causée par la charge exercée par les Pyrénées (Figure 2.31 b). Les séries sédimentaires montrent une tendance en *onlap* vers le Sud alors qu'au niveau du front Sud-Pyrénéen, la base du Tertiaire se situe à plus de 3000 m sous le niveau de la mer.

Les limites structurales de ce bassin sont datées de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, c'est-à-dire quand les chevauchements sud-pyrénéens et ibériques ont atteint leur position actuelle et que la cordillère côtière catalane était complètement soulevée.

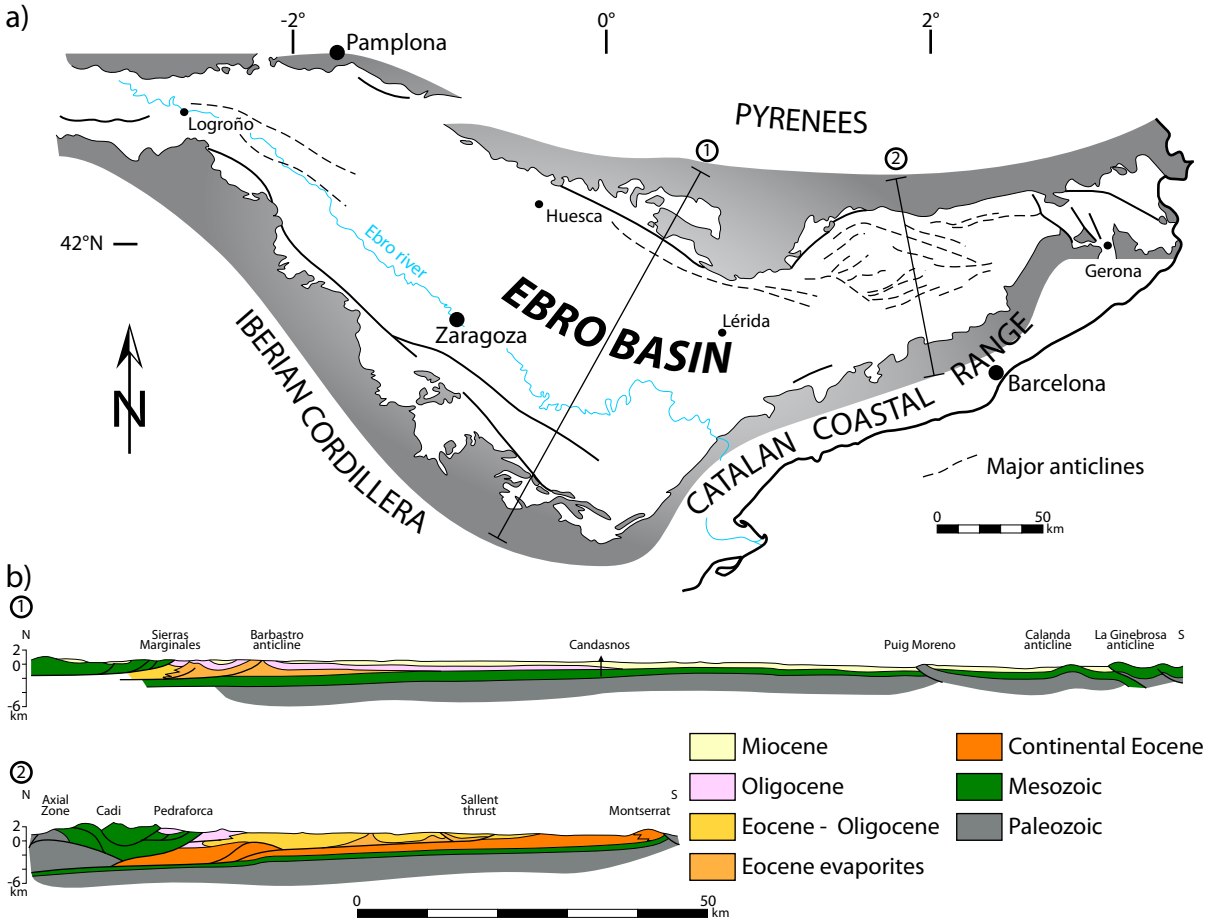


FIGURE 2.31: *a) Carte structurale simplifiée du bassin de l'Ebre montrant sa position entre les Pyrénées, la Chaîne Ibérique et la Cordillère Côtière Catalane et de deux coupes traversant le bassin (modifié d'après Geologia de España, 2004). Les traits noirs pleins sont les chevauchements visibles dans le bassin de l'Ebre. Les tiretés représentent les axes des anticlinaux (Vergés, 1993). b) Coupes géologiques simplifiées à travers le bassin de l'Ebre montrant un approfondissement vers le Nord et une tendance à l'onlap vers le Sud. Noter la déformation compressive accommodée par les évaporites éocènes (modifié d'après Geologia de España, 2004).*

2.4 Evolution sédimentologique et paléogéographique des bassins pyrénéens

La sédimentation Méso-Cénozoïque des bassins pyrénéens est bien connue, en particulier grâce à l'étude de nombreuses coupes très complètes qui permettent de l'observer, surtout sur le versant Sud. On peut notamment citer les coupes de la région d'Arguis (Millan *et al.*, 1994 ; Castelltort *et al.*, 2003), d'Ainsa (Dreyer *et al.*, 1999) ou de Roda (Tosquella, 1988 ; Lopez-Blanco *et al.*, 2003). Les nombreux puits d'exploration (Synthèse de Lanaja, 1987) permettent également de donner des informations sur l'évolution du remplissage, surtout dans les bassins d'Aquitaine et de l'Ebre. Ces données ont permis de mettre en évidence plusieurs séquences-types du remplissage du bassin (Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Biteau *et al.*, 2006).

2.4.1 Remplissage ante-orogénique des bassins pyrénéens

Versant Nord-pyrénéen

La subsidence du bassin d'Aquitaine et de la Zone Nord-Pyrénéenne s'initie au Permien tandis que sur le versant Sud, les dépôts de cet âge sont rares et présents uniquement dans la Zone Axiale et les Massifs Basques. Il s'agit des dépôts tardi-Hercyniens intrudés par des formations volcaniques (Vissers, 1992) pouvant atteindre jusqu'à deux kilomètres d'épaisseur.

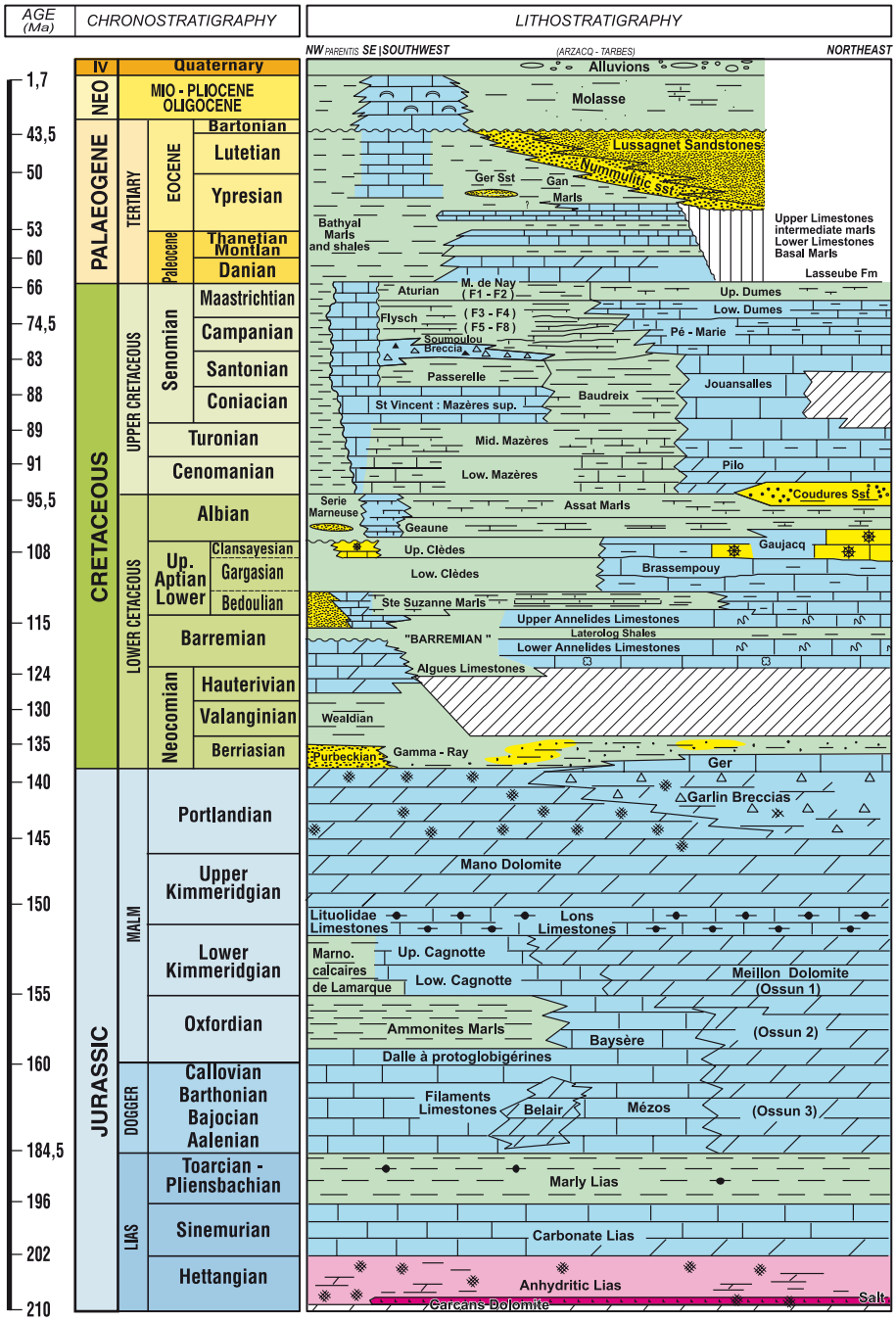


FIGURE 2.32: *Lithostratigraphie du Bassin d'Aquitaine, du Jurassique inférieur à l'actuel (Biteau* et al.*, 2006).*

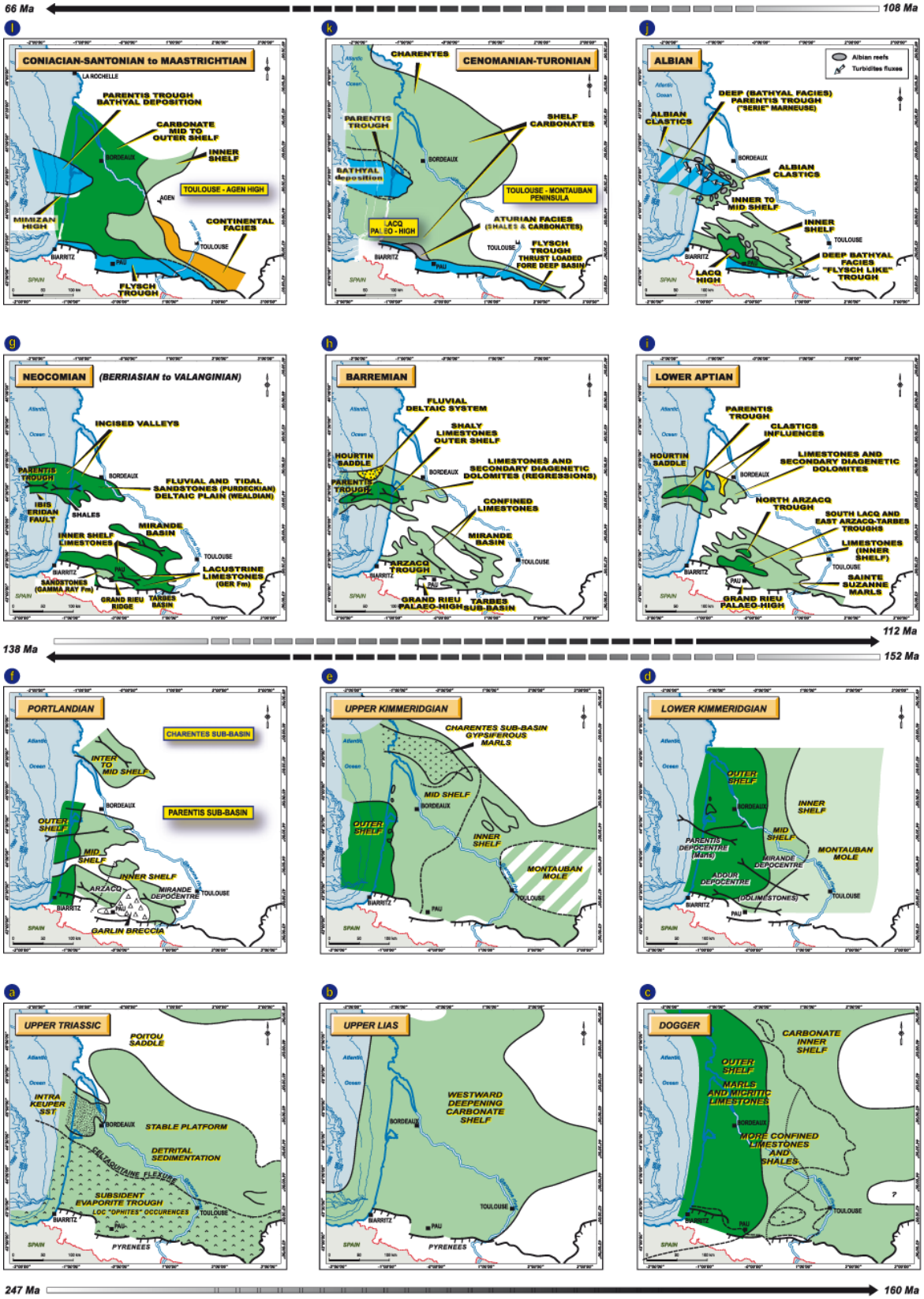


FIGURE 2.33: *Cartes paléogéographiques du bassin d'Aquitaine pour le Mésozoïque (modifié d'après Biteau et al., 2006).*

Sur le versant Nord-Pyrénéen, la sédimentation est détritique au Nord et évaporitique au Sud avec la présence d'ophites intrudées sous formes de sills dans les séries sédimentaires (Vissers, 1992 ; Rossi *et al.*, 2003) jusqu'au Trias supérieur (Figure 2.33 a). A partir du Lias, le remplissage ante-orogénique du bassin d'Aquitaine est principalement carbonaté avec une plateforme s'approfondissant vers l'Ouest et passant à des marnes dans le domaine Atlantique jusqu'au Portlandien (Canérot, 1989 ; Figures 2.32 et 2.33 b à l). Le Lias terminal et le Dogger connaissent une extension WNW-ESE. Pendant le Jurassique supérieur (Portlandien), une régression majeure aboutit à l'émergence de certaines zones et à l'individualisation de plusieurs sous-bassins.

Du Berriasien à l'Aptien (Crétacé inférieur), la géométrie acquise au Jurassique supérieur avec plusieurs sous bassins se maintient, toujours avec une sédimentation carbonatée parfois influencée par des dépôts détritiques (Figure 2.33 g à i). La phase de rifting albienne se manifeste par des bassins fortement subsidents (Parentis et Arzacq) remplis par des dépôts turbiditiques (Figure 2.33 j et k). Ces bassins à flyschs persistent jusqu'à la fin du Crétacé supérieur avec un remplissage syn-orogénique.

Versant Sud-pyrénéen

Que ce soit dans le bassin de l'Ebre ou la Zone Sud-Pyrénéenne, les séries Mésozoïques commencent par le Trias. Dans le bassin de l'Ebre, elles sont souvent incomplètes, le Cénozoïque pouvant reposer en discordance directement sur le socle Paléozoïque, le Trias, le Jurassique au centre du bassin ou le Crétacé sous les unités chevauchantes pyrénéennes (Lanaja, 1987). Cette géométrie est une conséquence de l'héritage structural Hercynien et de l'évolution Mésozoïque du bassin de l'Ebre qui indique une forte érosion au cours du Crétacé.

Au contraire du bassin de l'Ebre, les séries sédimentaires du Mésozoïque sont quasiment complètes dans la Zone Sud-Pyrénéenne et permettent de relativement bien contraindre l'évolution de cette zone avant la convergence alpine. Au Crétacé inférieur, des bassins extensifs se mettent en place dans l'actuelle Zone Sud-Pyrénéenne, en relation avec le mouvement divergent de l'Ibérie/Afrique par rapport à l'Eurasie. Ces bassins extensifs sont marqués par des séries sédimentaires plus épaisses au Nord (jusqu'à 5000 m ; Dinarès-Turell et Garcia-Senz, 2000), et par des failles normales qui seront inversées lors de la compression. Le bassin le plus important est le bassin d'Organya, limité au Sud par l'actuel chevauchement de Boixols, interprété comme un faille normale inversée (Bond et McClay, 1995 ; Garcia-Senz, 2002). Dans ce bassin, la sédimentation carbonatée du Crétacé inférieur synchrone du rifting se dépose en discordance sur les calcaires dolomitiques Jurassiques. Un hiatus important soulignant un période d'érosion comme l'indique les sables préservés du Turbon marque la fin de l'Albien puis la sédimentation carbonatée reprend au Cénomanien.

2.4.2 Remplissage syn-orogénique des bassins pyrénéens

Le Bassin d'Aquitaine et la Zone Nord-Pyrénéenne

Sur le versant Nord, le remplissage syn-orogénique (Figure 2.34) du bassin débute par des séries turbiditiques d'âge Crétacé supérieur (Déramond *et al.*, 1993 ; Biteau *et al.*, 2006 ; Figure 2.33 l).

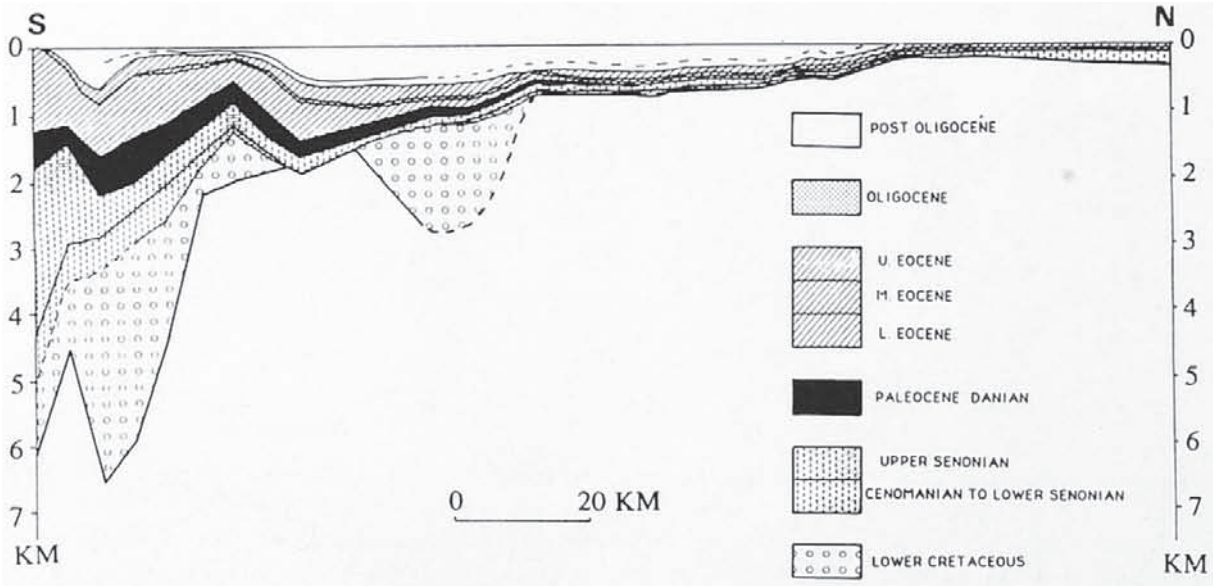


FIGURE 2.34: *Coupe stratigraphique du bassin d'Arzacq montrant les variations d'épaisseurs des différentes formations sédimentaires (Desegaulx* et al.*, 1991).*

Au-dessus des formations continentales du Paléocène qui se retrouvent également sur le versant Sud des Pyrénées (Plaziat, 1981 ; Figure 2.35), une plateforme carbonatée se développe. Cette plateforme carbonatée d'âge Ilerdienne est la dernière qui se développe sur le versant "rétro" de l'orogène, ce qui contraste fortement avec le bassin de l'Ebre au Sud. En effet, les environnements sédimentaires dans le bassin d'Aquitaine apparaissent toujours plus proximaux que dans le bassin de l'Ebre (Figure 2.36). L'origine de cette différence est discutée mais les variations de subsidence et de flux sédimentaires entre le Sud et le Nord pourraient l'expliquer (Brunet, 1986 ; Desegaulx *et al.*, 1991). La plateforme de l'Ilerdienne est ensuite surmontée par plus de 4700 m de sédiments alluviaux et fluviatiles, couramment appelés "*Poudingues de Palassou*". Les Poudingues de Palassou sont datés du Cuisien au Bartonien (Buis et Cugny, 1978), même si l'âge des formations sommitales est débattu (Fischer, 1984) et sont surmontés par une formation molassique dont les derniers dépôts datent du Mio-Pliocène (cône alluvial de Lannemezan).

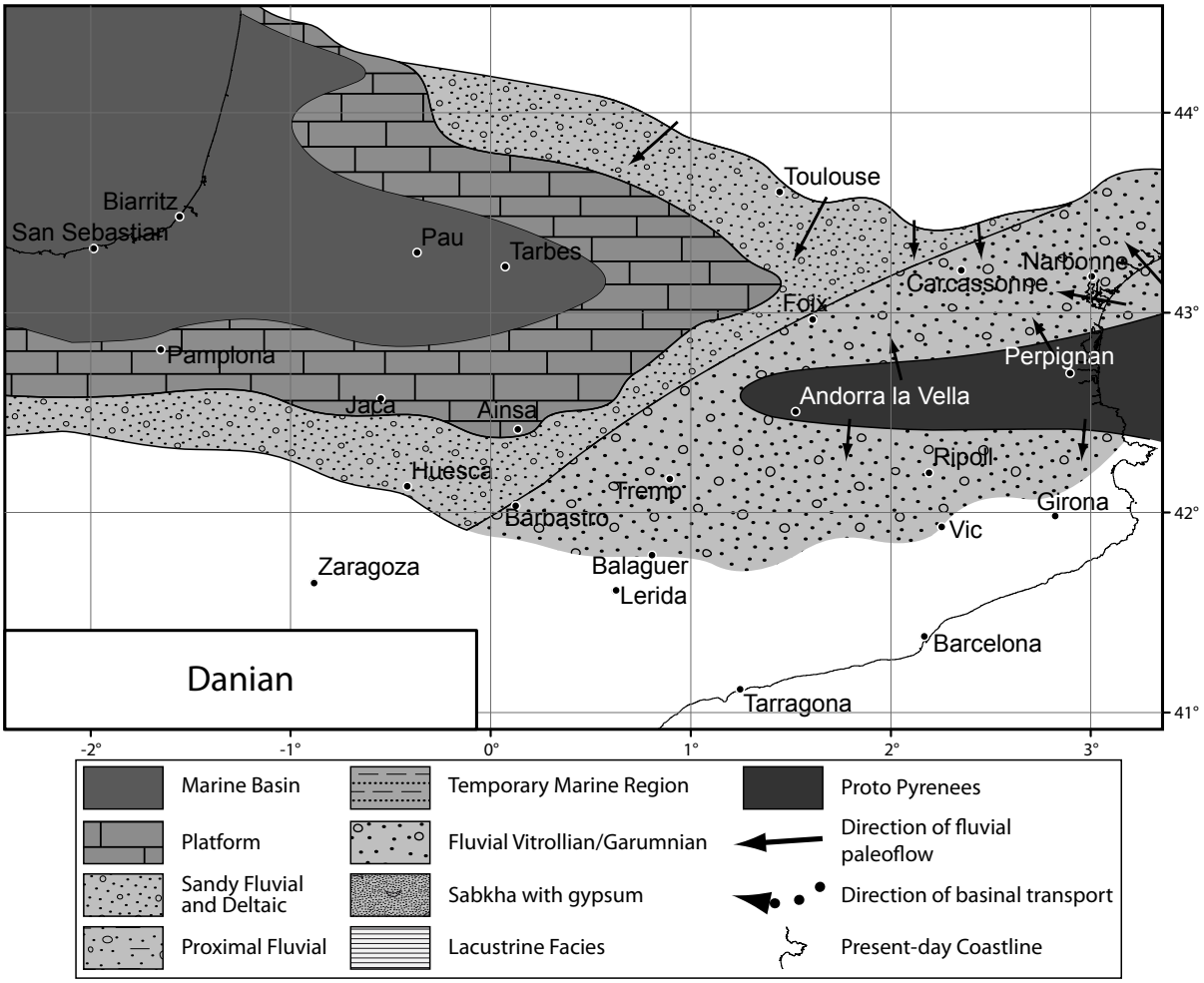


FIGURE 2.35: *Cartes des environnements de dépôts au Danien (modifié d'après Plaziat, 1981 ; Vera, 2004), au Cuisien et au Lutétien supérieur (modifié d'après Plaziat, 1981 ; Nijman, 1998 ; Dreyer* et al.*, 1999 ; Vera, 2004).*

La Zone Sud-Pyrénéenne

La sédimentation qui se met en place à la fin du Crétacé, c'est-à-dire au début de la convergence, est d'abord de type marin (Formation turbiditique de Vallcarga puis Formation des Grès d'Arén plus proximale) puis de type continental (Formation de Tremp également appelée *Garumnien* en Espagne ; Figure 2.35). Ces formations sont principalement visibles dans le bassin de Tremp (Figure 2.27). Le Garumnien est un faciès diachrone à l'échelle des Pyrénées dont les âges de dépôt se répartissent entre la fin du crétacé supérieur (73 Ma) et le début de l'Ilerdien (54 Ma). Cette fomation est souvent interprété comme comblant les bassins pendant une période de calme tectonique relatif après les premières phases de déformation (Plaziat, 1981 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Muñoz, 1992 ; Vera, 2004 ; Pujalte *et al.*, 2009). Cependant, la persistance d'un système alluvial entre l'inversion du bassin d'Organya et la mise en place de la rampe de Montsec (soit plus de 20 Ma plus tard), de même que l'accumulation de plus de 600 m d'épaisseur nécessite un apport sédimentaire important dont les sources sont encore mal connues. Certaines de ces questions seront discutées par la suite, grâce à l'utilisation de la double datation U/Pb et (U-Th)/He sur monograins de zircons.

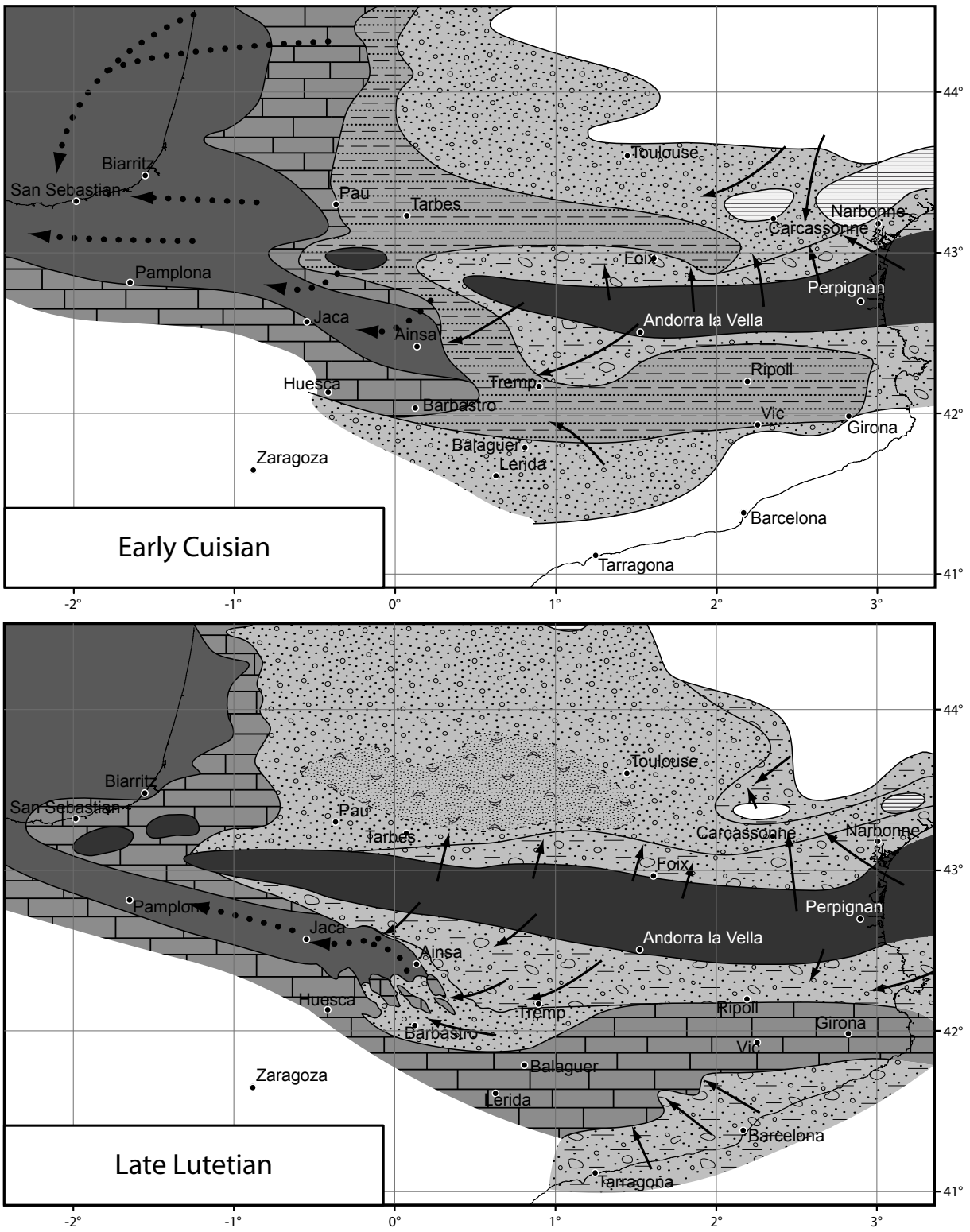


FIGURE 2.36: *Cartes des environnements de dépôts au Cuisien et au Lutétien supérieur (modifié d'après Plaziat, 1981 ; Nijman, 1998 ; Dreyer* et al.*, 1999 ; Vera, 2004). Voir la Figure 2.35 pour la légende.*

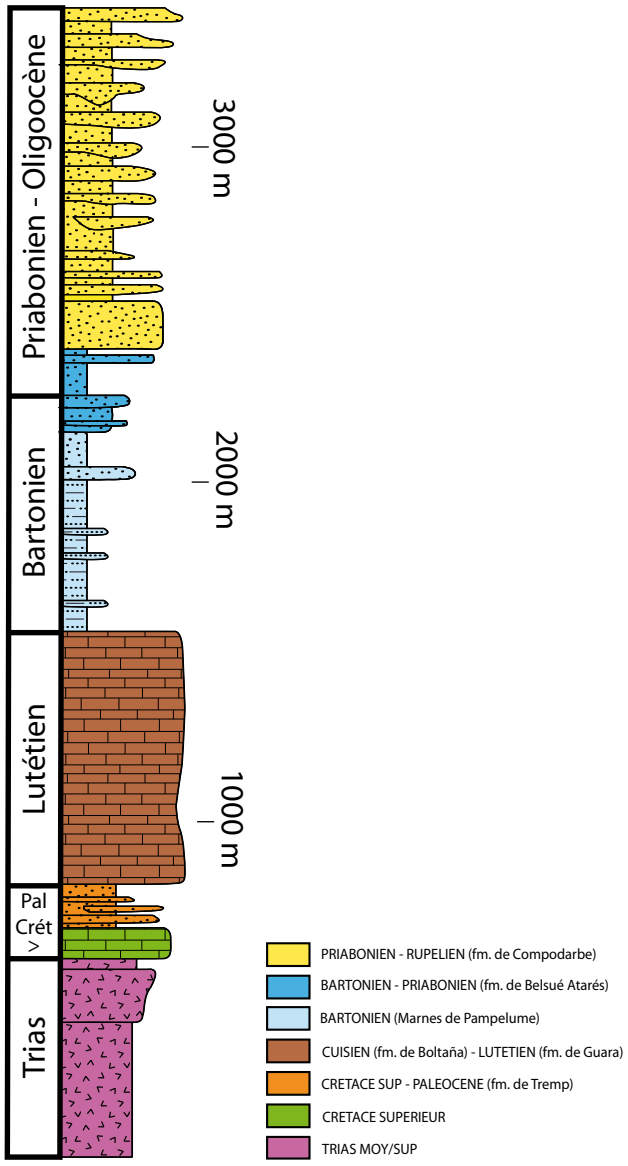


FIGURE 2.37: *Log synthétique des Sierras Exteriores (modifié par B. Berthier d'après Millan, 1996 ; Castelltort* et al.*, 2003 ; Huyghe, 2010).*

Dans la partie Ouest de la chaîne, la coupe d'Arguis située dans les *Sierras Exteriores* montre à l'affleurement la couverture sédimentaire (Figure 2.37) et synthétise bien la tendance générale du remplissage de l'avant-pays sud-pyrénéen au dessus des évaporites du Trias directement surmontées par des carbonates de plateforme du Crétacé supérieur de la marge ibérique. Les dépôts syn-orogéniques cénozoïques débutent par les dépôts continentaux du faciès Garumnien (Millan *et al.*, 1994 ; Castelltort *et al.*, 2003 ; Huyghe, 2010) passant au sommet à des carbonates de plateforme (Formation des Calcaires de Guara), puis des marnes (Formation de Arguis-Pampelune) et enfin des dépôts deltaïques (Formation de Belsue-Atares) au Bartonien et fluviatiles (Formation de Campodarbe, Priabonien) jusqu'à des conglomérats massifs (Oligocène supérieur-Miocène inférieur). Cette coupe illustre bien la tendance générale

du remplissage d'un bassin d'avant-pays avec d'abord un approfondissement puis la continentalisation du bassin d'avant-pays (Sinclair, 1997).

Dans le détail de la Zone Sud-Pyrénéenne, le Garumnien laisse place à des dépôts marins pendant l'Ilerdien. L'installation généralisée de plateformes carbonatées est à relier à la transgression de la fin du Paléocène (Formation des Calcaires à Alvéolines bien visibles dans la coupe de Campo ou dans l'anticlinal de Mediano ; Figure 2.38). Dès la fin de l'Eocène inférieur (Yprésien), la sédimentation redevient continentale dans l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne, connaissant seulement quelques incursions marines en fonction des variations eustatiques (Figure 2.36 ; Plaziat, 1981 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Lopez-Blanco *et al.*, 2003), ce qui implique que le bassin de l'Ebre était toujours connecté à l'Océan Atlantique à cette époque (Fernandez *et al.*, 2004).

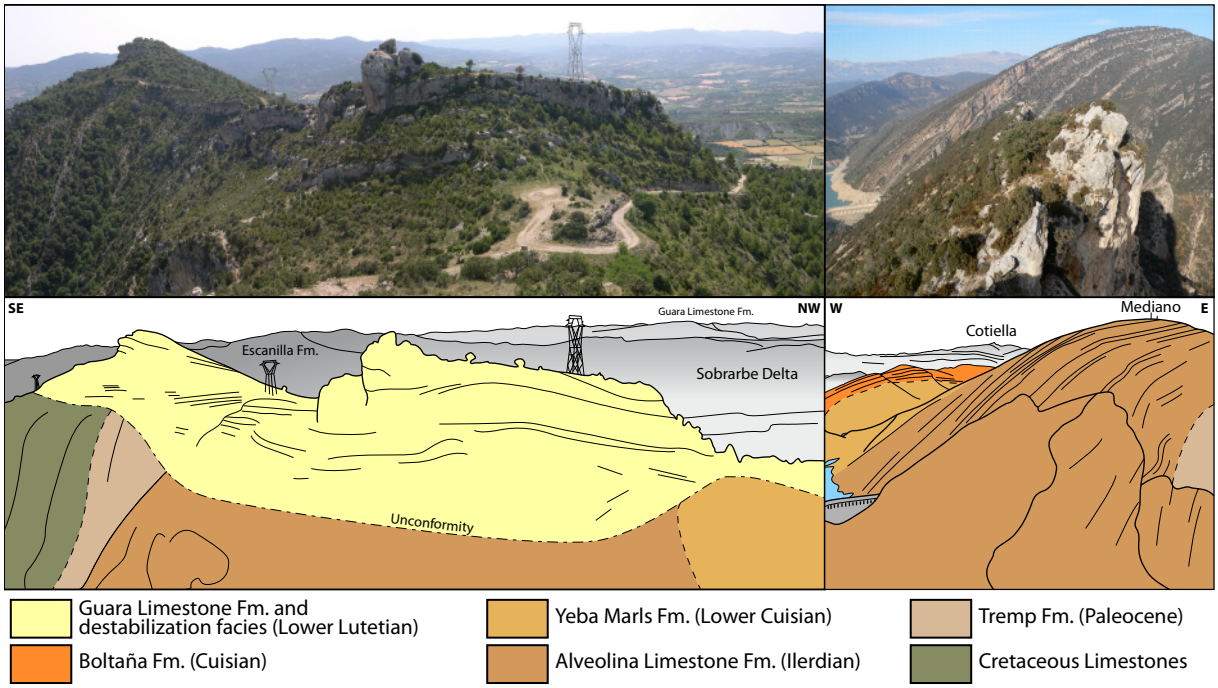


FIGURE 2.38: *Photographies interprétées a) de la plateforme carbonatée lutétienne reposant en discordance au sommet de l'anticlinal de Mediano (Photographie J. Serra-Kiel) et b) de l'anticlinal dont le relief majeur est constitué par la Formation des Calcaires à Alvéolines.*

La transition entre le domaine proximal à l'Est et le domaine distal à l'Ouest se fait au niveau du bassin d'Ainsa interprété comme une rampe turbiditique (Mutti, 1977 ; Remacha et Fernandez, 2003 ; Melick *et al.*, 2004 ; Pickering et Corregidor, 2005 ; Figure 2.39). Ce bassin est situé entre les bassins de Tremp-Graus qui connaissent une sédimentation continentale à marine proximale (Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Dreyer *et al.*, 1999 ; Soto et Casas, 2001) et le bassin de Jaca qui constitue un sillon turbiditique ouvert sur l'Atlantique (Puigdefabregas *et al.*, 1992 ; Lafont, 1994 ; Payros *et al.*, 2006 ; Scheibner *et al.*, 2007).

Le bassin d'Ainsa forme un grand synclinal d'axe Nord-Sud (synclinal de Buil) coincé entre les anticlinaux de Mediano et Boltaña. La formation des anticlinaux N-S, en réponse au mouvement sur les rampes latérales, conséquence de la migration de la déformation vers l'Ouest à l'Eocène, entraîne des modifications paléogéographiques. Par conséquent, le transport des sédiments est influencé par la

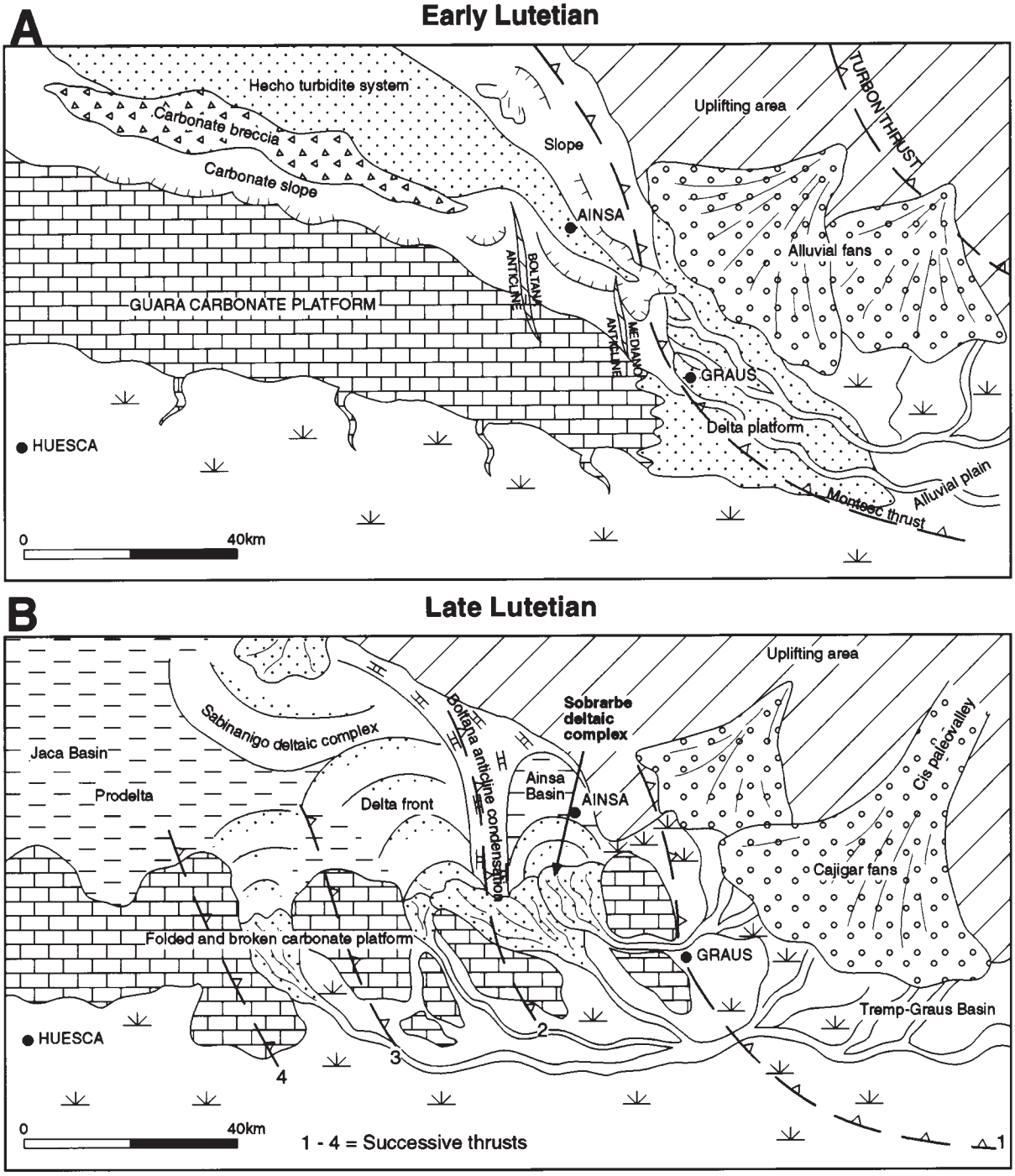


FIGURE 2.39: *Reconstitution paléogéographique du Bassin d'Ainsa et des Sierras Marginales de la base du Lutétien jusqu'au Bartonien inférieur (Dreyer* et al.*, 1999).*

croissance des systèmes anticlinaux perpendiculaires au profil de dépôt et à la direction principale des flux sédimentaires (Puigdefabregas *et al.*, 1992). On voit ainsi le delta du Sobrarbe prograder vers le Nord dans le bassin d'Ainsa pendant le Lutétien alors qu'il draine des reliefs situés plus au Nord-Est (Figures 2.36 et 2.39). La partie Nord du bassin de Jaca connaît au cours de l'Eocène une sédimentation de type turbiditique (Formation de Hecho et mégabrêches carbonatées ; Mutti, 1977 ; Labaume *et al.*, 1987 ; Barnolas et Teixell, 1994 ; Payros Agirre, 1997 ; Pickering et Corregidor, 2005) dont la profondeur de dépôt et l'épaisseur sont encore très discutées. Ainsi de nombreuses publications on repris les profondeurs de plus de 1000 m proposées par Mutti (1977). Plus récemment, Pickering et Corregidor (2005), Heard et Pickering (2008) et Pickering et Bayliss (2009) ont proposé des profondeurs de dépôt de 400 à 800 m en se basant sur le contenu en foraminifères des turbidites. En se basant sur un calcul de la pente de la rampe carbonatée, Huyghe (2010) a lui proposé des profondeurs de dépôt comprises entre 200 et 400 m.

Plateformes carbonatées de la marge distale

Du Cuisien au Lutétien supérieur, une plateforme carbonatée se développe sur la marge Sud du bassin d'avant-pays (Formation des calcaires de Guara ; Figures 2.38 et 2.39) mais sa taille varie beaucoup en fonction des variations eustatiques avant de disparaître au profit de formations deltaïques détritiques, d'abord dans le bassin de Tremp-Graus (Formation des Sables de Roda au Cuisien, Lopez-Blanco *et al.*, 2003 ; Formation de Campanue au Lutétien inférieur), puis dans le bassin d'Ainsa (Formation du Sobrarbe au Lutétien supérieur, Dreyer *et al.*, 1999 ; Filleaudeau, 2007 ; Berthier, 2010) et enfin dans le bassin de Jaca (Formation de Belsue-Atarés au Bartonien (Castelltort *et al.*, 2003 ; Huyghe, 2010 ; Berthier, 2010).

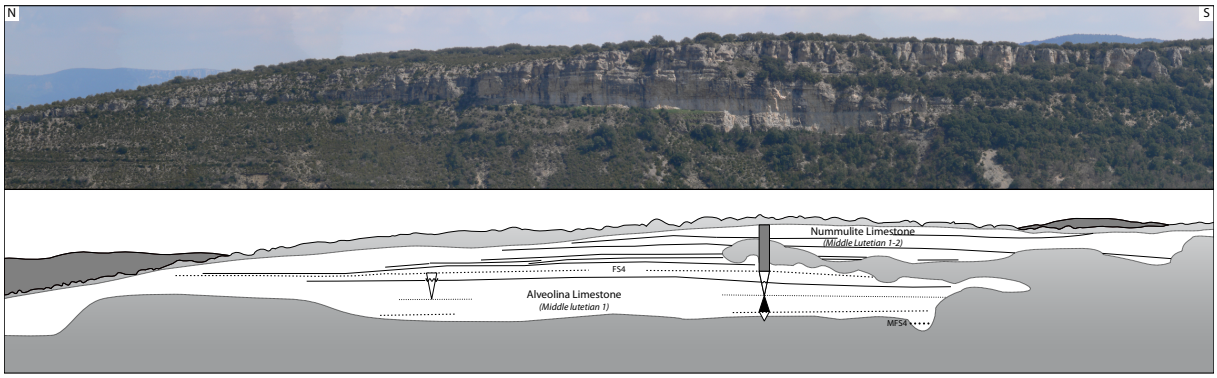


FIGURE 2.40: *Panorama photographique pris depuis la localité de Santa Maria de la Nuez (Aragon) et son interprétation montrant la transition entre la plateforme carbonatée de Guara au Sud et les alternances marno-calcaires du Bassin d'Ainsa au Nord par l'amincissement des bancs carbonatés vers le Nord et l'augmentation de la quantité d'argiles. La base de la falaise montre des séquences transgression/régression et le sommet montre une aggradation des carbonates alors que les dépôts contemporains plus au Nord sont des marnes montrant un approfondissement dans lesquelles sont intercalés des écoulements de débris carbonatés.*

L'évolution des séries, avec remplacement des plateformes carbonatées par des formations détritiques, a été interprétée par certains auteurs comme la réponse à l'intensification de l'érosion due au soulèvement de la chaîne couplé à une accélération de la subsidence (Vergés et Burbank, 1996 ; Nijman, 1998 ; Vergés *et al.*, 1998 ; Dreyer *et al.*, 1999 ; Vergés *et al.*, 2002a ; Beamud *et al.*, 2003), ce qui peut être observé au

Sud de l'anticlinal de Boltaña (Filleaudeau, 2007 ; Figure 2.40). Cependant, l'origine de cette transition est toujours matière à débat. Des nouvelles données présentées dans la partie 3.2 apportent un nouvel éclairage sur cette transition dans les Sierras Exteriores. En effet, s'il semble clair que la disparition des plateformes au Lutétien inférieur ou moyen est causée par la migration de la flexure qui provoque leur ennoiement par une subsidence accrue, il apparaît que l'augmentation du flux détritique dans le bassin sud Pyrénéen à la limite Lutétien - Bartonien modifie la chimie de l'eau et donc l'écologie des plateformes (e.g. Beavington-Penney et Racey, 2004). Les études menées dans le cadre du Master 2 de Benoit Berthier (2010) et la thèse de Damien Huyghe (2010) sur la partie Ouest de la plateforme de Guara tendent donc à montrer que cette transition d'une plateforme carbonatée vers une plateforme siliciclastique (Millan, 1996 ; Figure 2.30) est causée par un contrôle tectonique de l'érosion dans le prisme et dans une moindre mesure le début du refroidissement climatique majeur du Cénozoïque, prémisse des glaciations à venir.

Evolution tardi-orogénique et remplissage du Bassin de l'Ebre

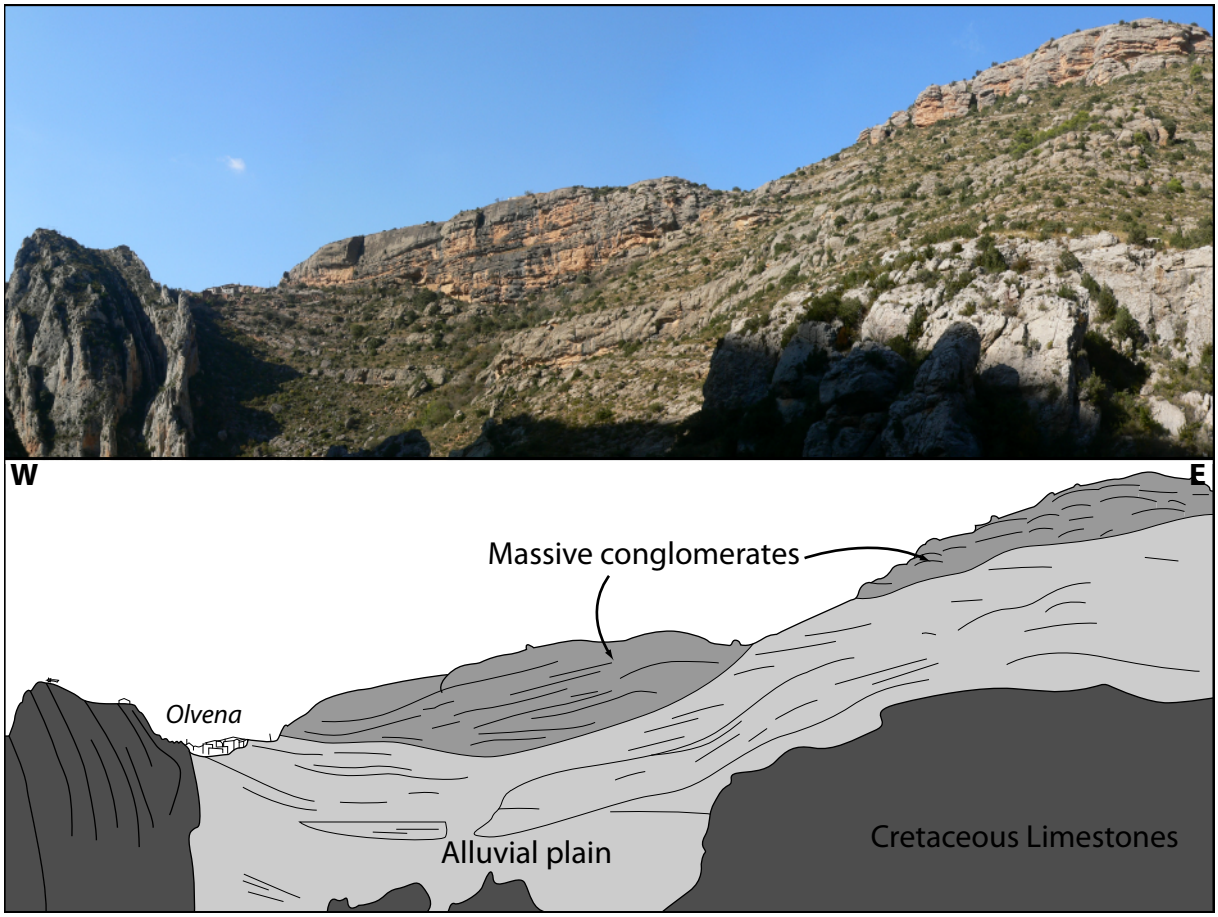


FIGURE 2.41: *Panorama du remplissage conglomératique Oligocène d'un paléorelief formé dans des calcaires crétacés à proximité de la localité d'Olvena (Aragon).*

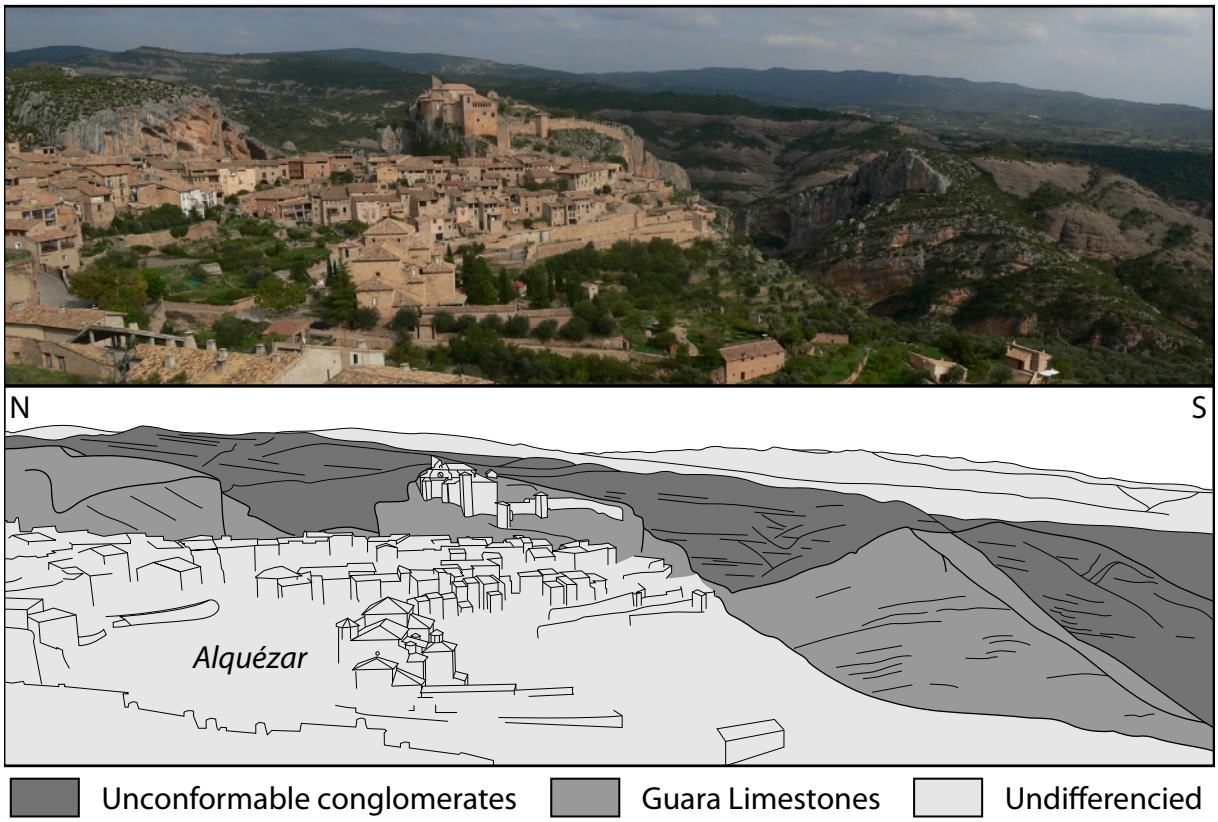


FIGURE 2.42: *Panorama du remplissage conglomératique Oligo-Miocène d'un paléorelief formé dans des calcaires éocènes à Alquézar (Aragon).*

Au cours de l'Eocène supérieur, les sédiments qui alimentent les bassins proviennent toujours de l'érosion de la Haute Chaîne, dont le relief est déjà bien formé (Beaumont *et al.*, 2000), et qui ont comblé progressivement les bassins de Tremp-Graus et d'Ainsa par une accumulation de sédiments détritiques (Figure 2.36). En amont, la sédimentation est fluviatile et alluviale, et aussi conglomératique dans des vallées incisées formées antérieurement (Saura et Teixell, 2000 ; Vincent, 2001 ; Babault *et al.*, 2005 ; Barso Romeu et Ramos, 2007), comme on peut l'observer au Nord de Tremp (Conglomérats de la Pobla de Segur), à l'Est de Roda (Conglomérats de la Sis), au Sud de Graus (Figure 2.41) ou au front sud (Figure 2.42).

Unités	**Etage**	**Age de la base**
T1	Bartonien	$40,4Ma$
T2	Priabonien	$37,2Ma$
T3	Rupélien	$33,9Ma$
T4	Chattien	$28,4Ma$
T5-T8	Miocène	$23,03Ma$

TABLE 2.1: *Correspondance entre les âges des unités tectonosédimentaires du bassin de l'Ebre (Alonso-Zarza* et al.*, 2002 ; Vera, 2004) et la Charte Stratigraphique Internationale (Gradstein* et al.*, 2004).*

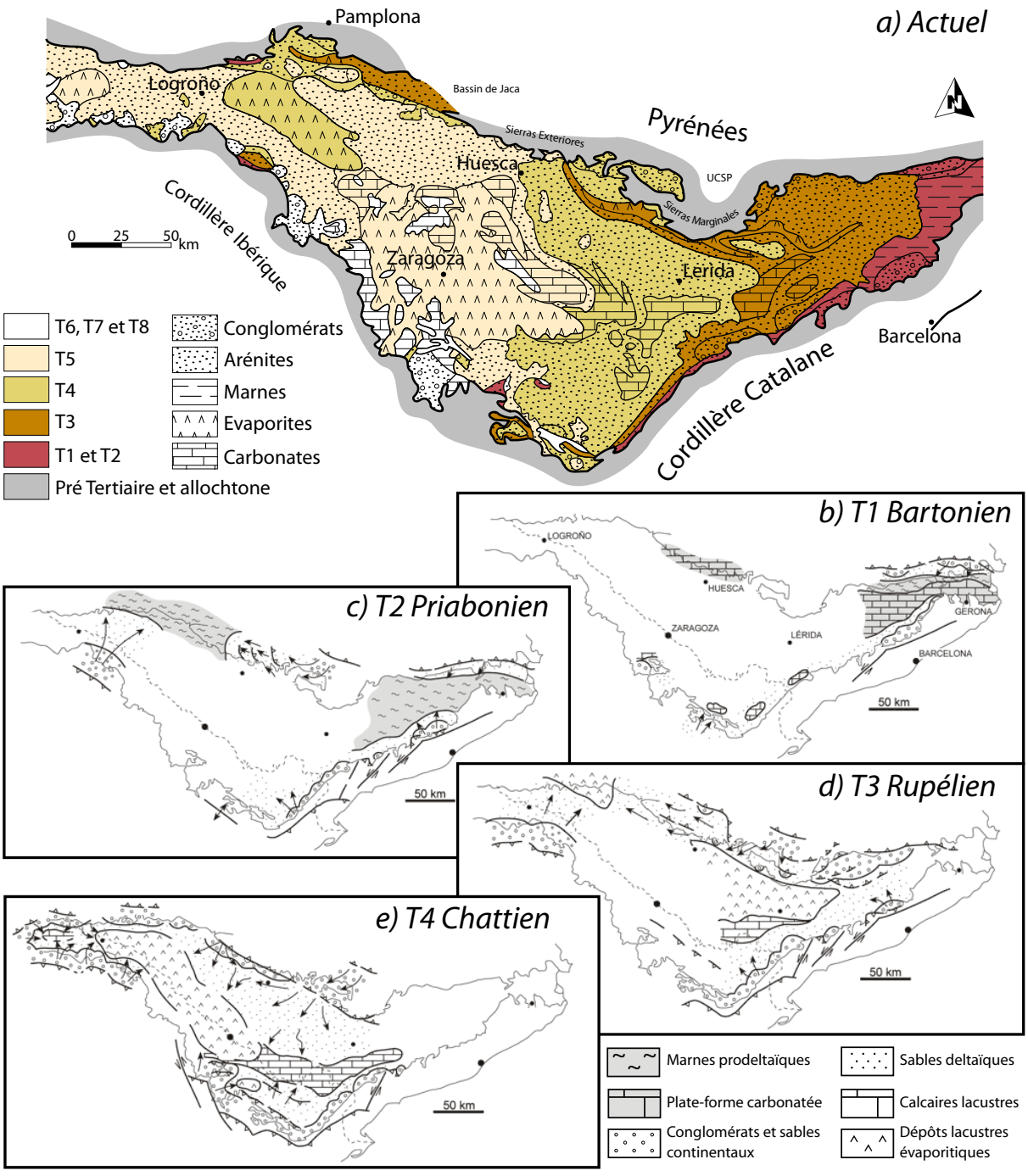


FIGURE 2.43: *Carte a) des unités tectonosédimentaires du bassin de l'Ebre et reconstitutions paléoenvironnementales au b) Bartonien, c) Priabonien, d) Rupélien et e) Chattien (modifié d'après Alonso-Zarza* et al., *2002 ; Vera, 2004).*

Le remplissage cénozoïque du bassin de l'Ebre a été divisé en différentes unités tectonosédimentaires, notamment par Anadon *et al.* (1979), Arenas et Pardo (1999), Arenas *et al.* (2001). Ce sont ainsi huit unités qui ont été différenciées (Table 2.1). Généralement, ces unités sont séparées par des discordances sur la bordure du bassin, tandis qu'elles sont concordantes à son centre et sont interprétées comme correspondant à des phases tectoniques dans les Pyrénées (Luzon, 2005). Quatre unités, numérotées T1 à T4, recouvrent la période concernée par cette étude (du Bartonien au Miocène inférieur) et sont principalement présentes à proximité de la zone d'étude qui nous intéresse (Figure 2.43). Les unités T5 à T8 correspondent aux dépôts Miocènes. Cette numérotation sera utilisée par la suite dans notre étude.

Les unités T1 et T2, respectivement d'âge Bartonien (avec parfois des dépôts plus anciens reconnus) et Priabonien (Figure 2.43 a et b) englobent des dépôts marins dans la partie centrale et continentaux sur les bordures qui se retrouvent à l'affleurement surtout dans le Nord-Est du bassin actuel, coincées entre les Cordillères Côtières Catalanes et les Pyrénées. Les unités T3 et T4 sont d'âge Oligocène à Miocène inférieur (Figure 2.43 c et d). Elles sont caractérisées par des dépôts continentaux, lacustres et évaporitiques d'une épaisseur importante, surtout dans le centre et la partie occidentale du bassin (Figure 2.44). De plus, il est à noter que les dépôts Oligocène des bassins de Jaca et de Tremp-Graus sont en continuité avec ceux du bassin de l'Ebre. L'unité T4 correspond aux derniers dépôts préservés dans la partie orientale du bassin de l'Ebre. L'apparition des formations continentales qui migrent d'Est vers l'Ouest est cohérente avec l'histoire de la convergence entre l'Ibérie et l'Europe, et aussi avec l'histoire de l'exhumation des unités dans les zones internes.

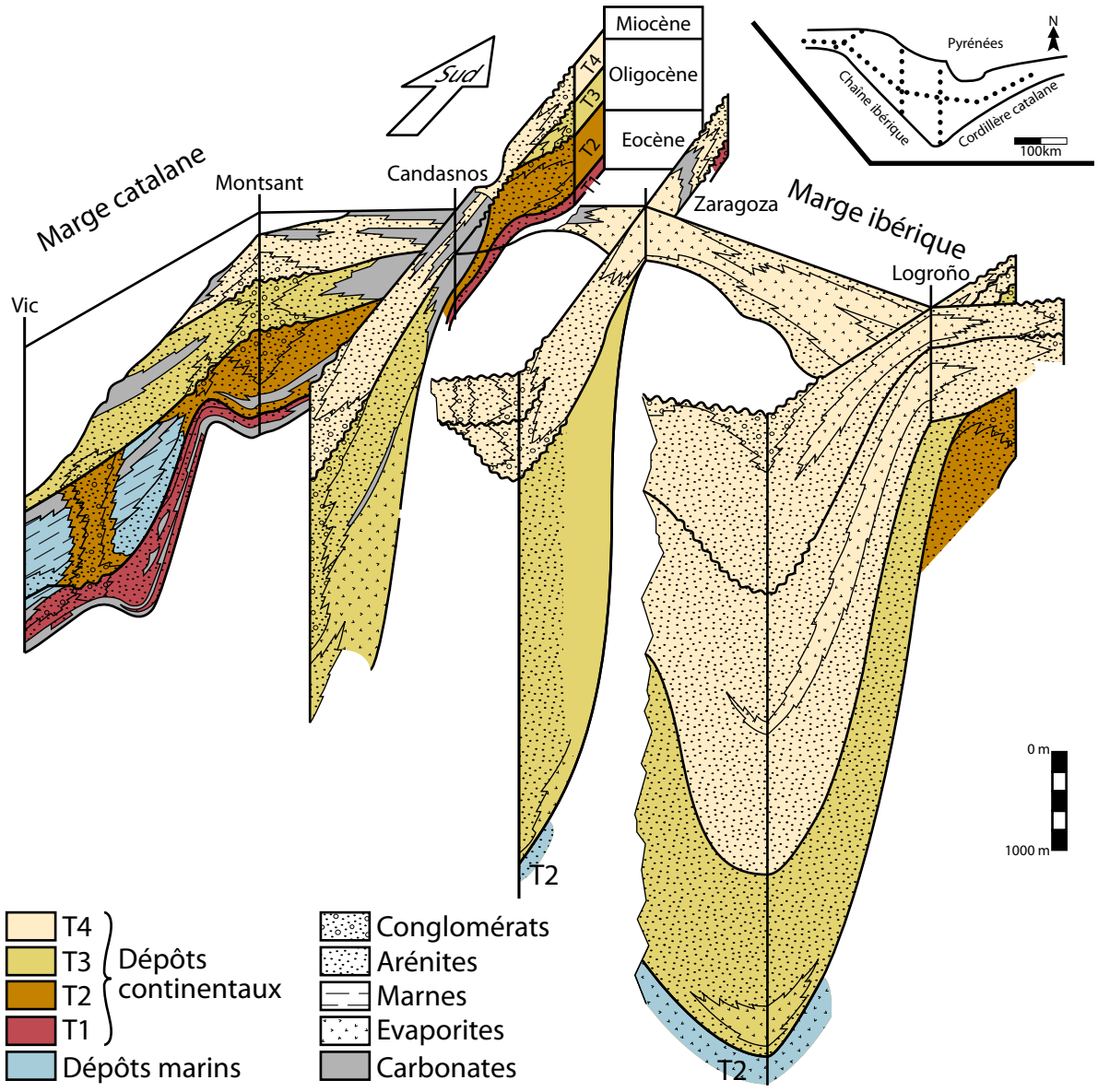


FIGURE 2.44: *Panneau de corrélation des unités tectonosédimentaires paléogènes du bassin de l'Ebre (modifié d'après Vera, 2004).*

2.5 Contexte climatique au Paléogène

2.5.1 Evolution climatique au Paléogène

Les conditions climatiques au cours du Tertiaire et plus précisément pendant le Paléogène étaient très différentes de celles que nous connaissons actuellement et ont été particulièrement étudiées depuis les travaux précurseurs de Shackelton et Kennett (1975) sur l'initiation de la glaciation en Antarctique. Les nombreuses études géochimiques, en particulier sur les isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$) ont notamment pu montrer que le climat de la Terre suivait des variations selon plusieurs cyclicités de longueur d'onde différentes. Ainsi sur le long terme, le Tertiaire a connu une phase de réchauffement jusqu'à l'optimum climatique de l'Eocène moyen (*Early Eocene Climatic Optimum*, EECO) puis refroidissement quasi continu jusqu'à la période actuelle (Figure 2.45). L'EECO est l'intervalle climatique le plus chaud que la Terre ait connu depuis les cent derniers millions d'années et a lieu entre 52 et 50Ma. A cette période il n'y a pas d'évidences de la présence de glaces sur Terre. C'est pourquoi on peut parler de période Greenhouse. A partir de la limite Eocène-Oligocène, les premières glaces permanentes apparaissent en Antarctique, marquant le début d'un climat Icehouse (Zachos *et al.*, 1994). Entre ces deux périodes, le contexte climatique est plus incertain, ce qui a conduit Miller *et al.* (1991) à dénommer cette transition "the Doubthouse Period". Sur le moyen terme, des variations climatiques sont également enregistrées mais s'inscrivent toutefois dans une tendance générale de baisse des températures : il s'agit de l'optimum climatique de l'Eocène moyen (*Mid-Eocene Climatic Optimum* ou MECO) et de l'optimum climatique du Miocène moyen (*Mid-Miocene Climatic Optimum* ou MMCO).

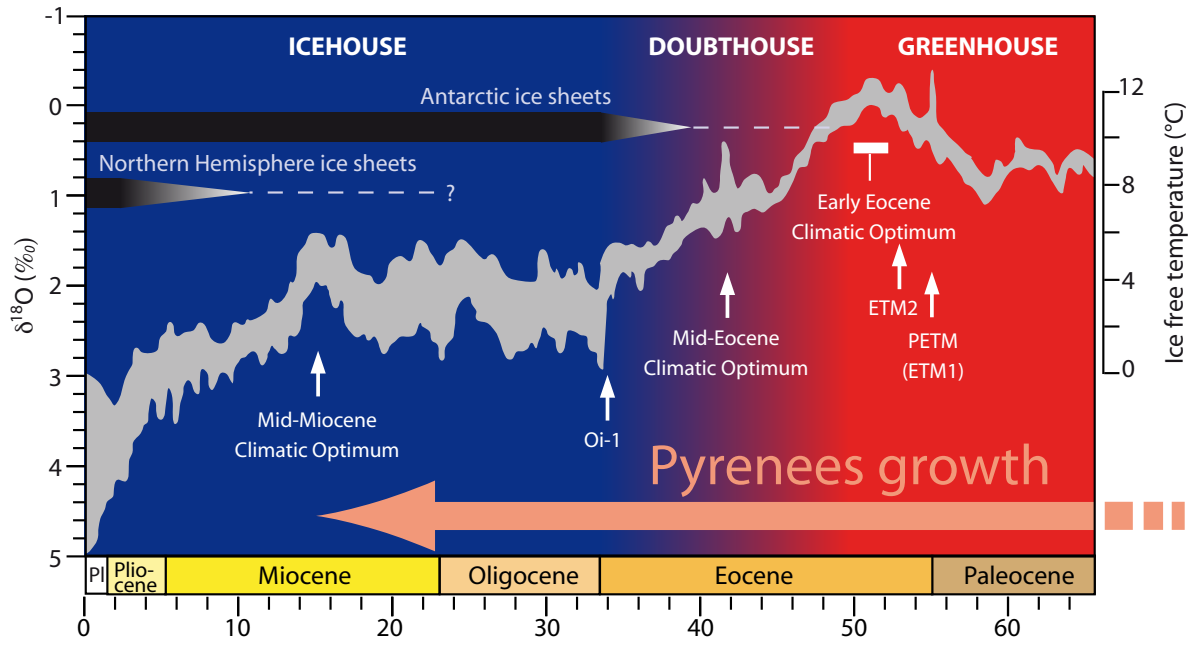


FIGURE 2.45: *Evolution du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques au Cénozoïque (en gris) et illustration de la transition Greenhouse-Icehouse (modifié par Huyghe, 2010 d'après Zachos* et al.*, 2008). Les températures "ice free" sont valables uniquement jusqu'à la transition Eocène-Oligocène. L'intervalle de temps pendant lequel a lieu la croissance des Pyrénées est représenté par une flèche saumon, de même que l'apparition et la présence avérée des calottes polaires l'est par des flèches noires.*

L'évolution climatique long et moyen terme du Paléogène a été marquée par plusieurs événements ponctuels. Lors du réchauffement climatique qui précède le paroxysme de l'EECO, un premier événement se produit à la limite Paléocène-Eocène (55,8Ma ; Figure 2.45). Il s'agit du maximum thermique de la limite Paléocène-Eocène (*Paleocene Eocene Thermal Maximum*, PETM) caractérisé par une diminution ponctuelle (200ka) du $\delta^{13}C$ (-2,5‰) et du $\delta^{18}O$ (-1,5‰). La diminution du $\delta^{18}O$ est interprétée comme une augmentation des températures ($\simeq 3°C$ pour les eaux de fond) due à un relargage d'hydrates de méthane (Zachos *et al.*, 2008). Cet événement a conduit à une extinction massive des foraminifères benthiques (*Benthic Extinction Event*, BEE) et constitue un marqueur géochimique et stratigraphique majeur.

2.5.2 Causes de l'évolution climatique du Paléogène

Influences des modifications paléogéographiques

Parmi les facteurs qui peuvent expliquer la détérioration du climat au Cénozoïque, il semble que les évolutions paléogéographiques et géodynamiques globales ont joué un rôle prépondérant. Au début du Paléogène, la répartition des masses continentales est très différente de l'actuel avec notamment un océan équatorial entre les deux Amériques, se prolongeant entre l'Eurasie et l'Afrique et l'Inde (Figure 2.46). En revanche, dans l'hémisphère Sud, d'une part l'Antarctique et l'Australie ne sont pas encore individualisées et d'autre part l'Antarctique et l'Amérique du Sud ne sont pas séparées. De plus, dans l'hémisphère Nord, l'Atlantique Nord n'est pas encore totalement ouvert. De ce fait, la courantologie globale est très différente de celle que nous connaissons actuellement et ne permet pas ou peu de circulation entre l'équateur et les pôles. La circulation thermohaline qui permet actuellement une répartition efficace des masses d'eau entre le Nord et le Sud n'est pas encore mise en place.

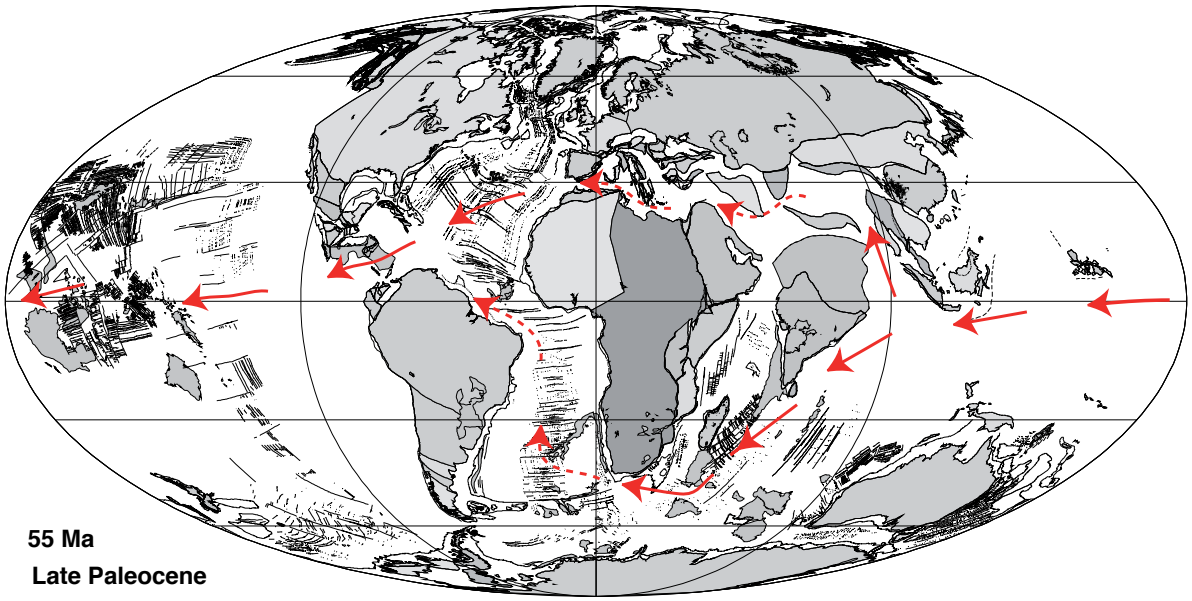


FIGURE 2.46: *Carte paléogeographique mondiale de la fin du Paléocène (d'après Lawver et Gahagan, 2003). Les flèches rouges indiquent les directions principales des courants marins.*

Durant le Paléogène, la remontée de l'Afrique et de l'Inde vers le Nord va entraîner la fermeture de l'océan équatorial, correspondant dans cette partie du globe à la Téthys. D'autre part, l'ouverture des mers de Tasmanie (vers 34 Ma) et de Scotia (Eocène supérieur à Miocène) va isoler thermiquement l'Antarctique suite à la mise en place du Courant Circumpolaire Antarctique et permettre l'installation brusque de glaces permanentes au pôle Sud à partir de la limite Eocène-Oligocène.

Rôle des gaz à effet de serre

Un autre facteur invoqué par les auteurs pour expliquer les changements climatiques durant le Paléogène est la teneur en gaz à effet de serre de l'atmosphère.

La pCO_2 est un facteur influençant très fortement les températures via l'effet de serre. Sa valeur a connu de fortes fluctuations au cours du Cénozoïque passant de valeurs proches de 5000 *ppm* au début de l'Eocène à 150 *ppm* depuis le début du Neogène (Pearson et Palmer, 2000 ; Pagani *et al.*, 2005 ; Zachos *et al.*, 2008 ; Figure 2.47) entraînant une forte diminution de l'effet de serre pendant le Paléogène qui peut être expliquée par deux causes :

- Le dégazage par les volcans, source principale du CO_2 atmosphérique, a diminué suite au ralentissement de l'accrétion océanique conséquence d'un passage d'un régime extensif global au Mésozoïque (ouverture de la Téthys et de l'Atlantique) à un régime globalement compressif qui conduira à la formation des chaînes alpines *s.l.* (Pyrénées, Alpes, Zagros, Himalaya).
- Le passage à un régime compressif et l'augmentation de l'érosion continentale associée aux orogènes tertiaires a également créé un puits de CO_2 par la consommation de minéraux silicatés suivant la réaction :

$$CaSiO_3 + CO_2 \longleftrightarrow CaCO_3 + SiO_2$$

$$Metamorphisme \longleftrightarrow Erosion$$

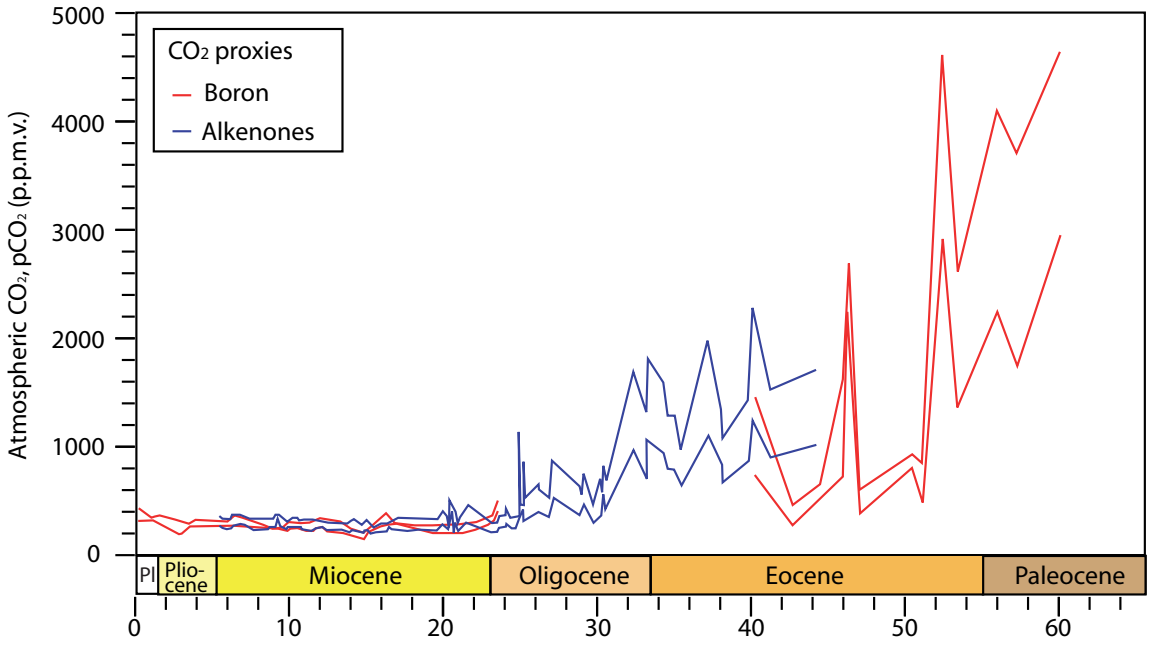
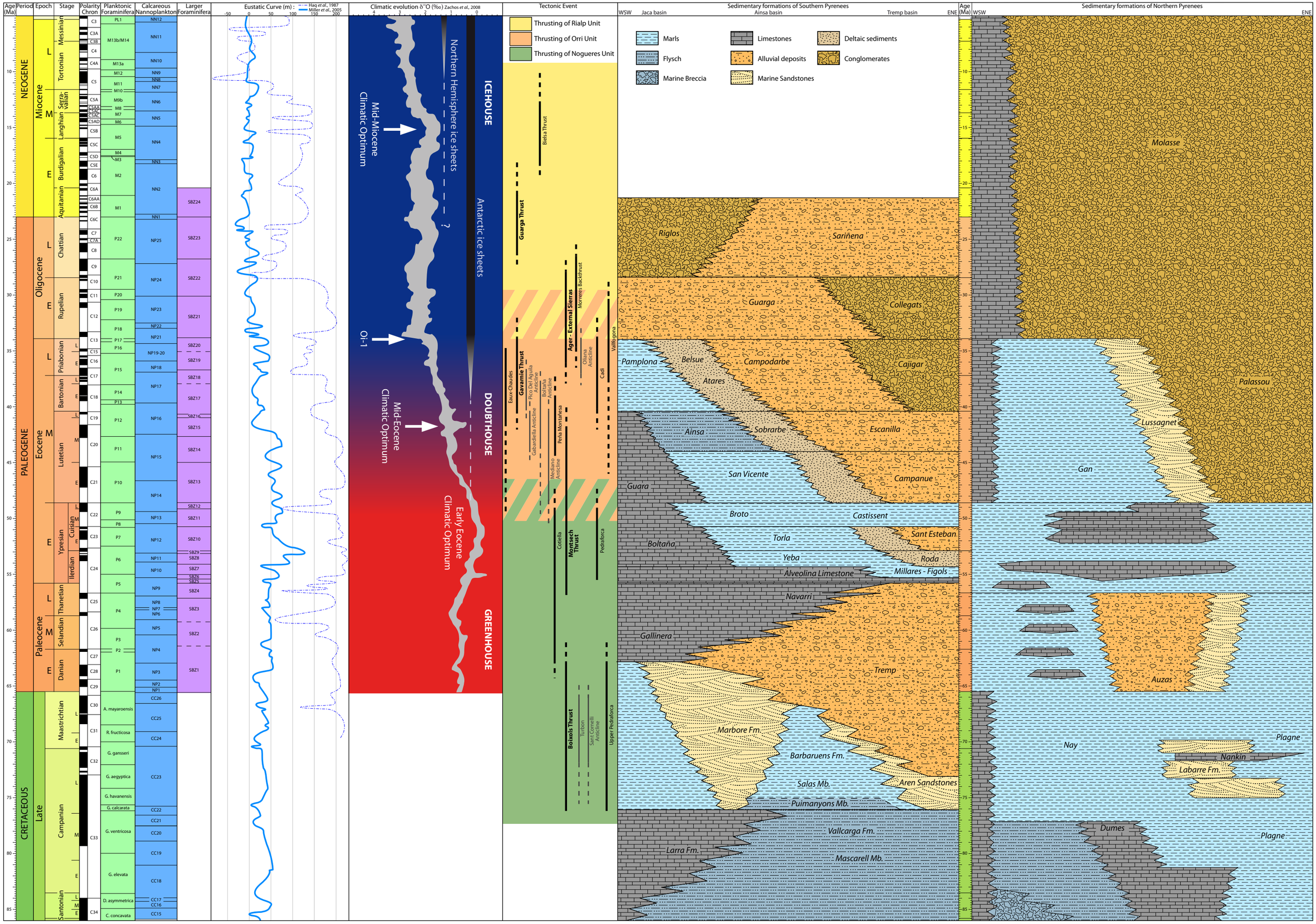


FIGURE 2.47: *Evolution de la pression de CO_2 au cours du Cénozoïque (modifié d'après Zachos* et al.*, 2008).*

2.6 Synthèse chronostratigraphique

La Figure 2.48 présente une synthèse du calendrier tectono-sédimentaire des deux versants des Pyrénées discuté précédemment, en parallèle des variations eustatiques selon Haq *et al.* (1987) et Miller *et al.* (2005), et des changements climatiques globaux au Paléogène (Zachos *et al.*, 2008, modifié par Huyghe, 2010). C'est ce calendrier qui sera utilisé comme base de donnée temporelle dans le reste de ce manuscrit.

FIGURE 2.48: *(Page suivante) Synthèse chronostratigraphique et tectonique des bassins sud- pyrénéens. L'échelle des temps géologiques est basée sur la Charte Stratigraphique Internationale (Gradstein* et al.*, 2004) et la magnétostratigraphie effectuée dans les Pyrénées (Bentham et Burbank, 1996). Les biozones à foraminifères planctoniques sont celles de Berggren* et al. *(1995) et les biozones à foraminifères benthiques ont été déterminées par Serra-Kiel* et al. *(1998). Ces données sont disponibles dans le logiciel* Time Scale Creator *disponible sur le site* https ://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/tscreator/index/index.php. *Les variations absolues du niveau marin sont aussi présentées et calées sur le paléomagnétisme. Les chartes eustatiques utilisées sont celles de Haq* et al. *(1987) et Miller* et al. *(2005). L'évolution climatique est tirée de Zachos* et al. *(2008), modifié par Huyghe (2010). Le calendrier tectonique est adapté de Puigdefabregas et Souquet (1986) et Vergés* et al. *(2002a) pour le versant Sud et en utilisant de nombreuses autres références pour affiner la séquence de déformation et la répartition des formations sédimentaires (Swie-Djin, 1976 ; Camara et Klimowitz, 1985 ; Muñoz* et al.*, 1986 ; Farrell* et al.*, 1987 ; Burbank* et al.*, 1992 ; Eichenseer et Luterbacher, 1992 ; Millan* et al.*, 1994 ; Arbues* et al.*, 1996 ; Meigs* et al.*, 1996 ; Teixell, 1996 ; Meigs et Burbank, 1997 ; Nijman, 1998 ; Poblet* et al.*, 1998 ; Soler-Gijon et Lopez-Martinez, 1998 ; Dreyer* et al.*, 1999 ; Ardèvol* et al.*, 2000 ; Anastasio et Holl, 2001 ; Soto et Casas, 2001 ; Alonso-Zarza* et al.*, 2002 ; Barrier, 2002 ; Garcia-Senz, 2002 ; Castelltort* et al.*, 2003 ; Lopez-Blanco* et al.*, 2003 ; Martinez-Peña et Casas-Sainz, 2003 ; Molina* et al.*, 2003 ; Remacha et Fernandez, 2003 ; Babault, 2004 ; Fernandez* et al.*, 2004 ; McClay* et al.*, 2004 ; Vera, 2004 ; Luzon, 2005 ; Nichols et Thompson, 2005 ; Lopez-Martinez* et al.*, 2006 ; Labourdette et Jones, 2007 ; Huyghe* et al.*, 2009 ; Pujalte* et al.*, 2009 ; Caja* et al.*, 2010 ; Huyghe, 2010). La stratigraphie du versant Nord est obtenue par la compilation des données sédimentaires et des âges donnés par Desegaulx* et al. *(1991), Déramond* et al. *(1993), Bourrouilh* et al. *(1995), Vergés* et al. *(1995), Sinclair* et al. *(2005) et Biteau* et al. *(2006). Remarque : les épaisseurs des différentes formations sédimentaires ne sont pas respectées, de même que les hiatus causés par la croissance des structures tectoniques ne sont pas représentés.*



Age (Ma)
Period
Epoch
Stage
Polarity Chron
Planktonic Foraminifera
Calcareous Nannoplankton
Larger Foraminifera
Eustatic Curve (m) :
Haq et al., 1987
Miller et al., 2005
Climatic evolution δ18O (‰) Zachos et al., 2008
Tectonic Event
Thrusting of Rialp Unit
Thrusting of Orri Unit
Thrusting of Nogueres Unit
Sedimentary formations of Southern Pyrenees
WSW
Jaca basin
Ainsa basin
Tremp basin
ENE
Marls
Limestones
Deltaic sediments
Flysch
Alluvial deposits
Conglomerates
Marine Breccia
Marine Sandstones
Sedimentary formations of Northern Pyrenees
NEOGENE
PALEOGENE
CRETACEOUS
Miocene
Oligocene
Eocene
Paleocene
Late
Messinian
Tortonian
Serra-valian
Langhian
Burdigalian
Aquitanian
Chattian
Rupelian
Priabonian
Bartonian
Lutetian
Ypresian
Cuisian
Ilerdian
Thanetian
Selandian
Danian
Maastrichtian
Campanian
Santonian
Northern Hemisphere ice sheets
Mid-Miocene Climatic Optimum
Oi-1
Mid-Eocene Climatic Optimum
Early Eocene Climatic Optimum
ICEHOUSE
Antarctic ice sheets
DOUBTHOUSE
GREENHOUSE
Bielsa Thrust
Guarga Thrust
Gavarnie Thrust
Ager - External Sierras
Morreres Backthrust
Oliana Anticline
Cadi
Vallfogona
Peña Montañesa
Mediano Anticline
Montsech Thrust
Pedraforca
Cotiella
Boixols Thrust
Turbon
Sant Cornelli Anticline
Upper Pedraforca
Riglos
Sariñena
Guarga
Collegats
Pamplona
Belsue
Campodarbe
Cajigar
Atares
Ainsa
Sobrarbe
Escanilla
San Vicente
Campanue
Guara
Broto
Castissent
Sant Esteban
Boltaña
Torla
Yeba
Roda
Alveolina Limestone
Millares - Figols
Navarri
Gallinera
Tremp
Marbore Fm.
Barbaruens Fm.
Salas Mb.
Aren Sandstones
Puimanyons Mb.
Vallcarga Fm.
Larra Fm.
Mascarell Mb.
Molasse
Palassou
Lussagnet
Gan
Auzas
Nay
Plagne
Nankin
Labarre Fm.
Dumes
Plagne

Chapitre 3

Subsidence et remplissage ante- à post-orogénique des chaînes plissées et des bassins d'avant-pays

Ce chapitre présente l'évolution du remplissage des bassins d'avant-pays à partir une synthèse des données de puits auxquels nous avons pu avoir accès sur chaque versant des Pyrénées et d'une étude de terrain dans les carbonates et les formations deltaïques de la limite Lutétien-Bartonien des Sierras Marginales (Aragon). Sur le versant français, les données sont assez mal réparties et anciennes donc elles sont peu utilisées dans cette étude. Les données de puits disponibles dans le bassin de l'Ebre sont à l'inverse utilisées pour déterminer la géométrie des dépôts dans le bassin, quantifier la subsidence en 2D le long d'un profil dans le prolongement du profil ECORS et en carte à l'échelle du Bassin. De plus, la synthèse des données de puits a permis de corréler les limites stratigraphiques entre les différents puits, ce qui sert de base à l'établissement de cartes d'isopaques et au calcul du volume sédimentaire préservé dans le bassin pendant le Cénozoïque. L'étude de terrain se focalise sur la disparition des carbonates dans l'avant-pays sud-pyrénéen à la limite Lutétien-Bartonien. Cinq nouvelles coupes ont été levées pour compléter des études existantes afin de mieux comprendre l'influence relative de la tectonique des Pyrénées et des changements climatiques du Cénozoïque sur la disparition des carbonates.

3.1 Reconstruction de la géométrie des bassins flexuraux d'avant-pays

3.1.1 Synthèse des données de puits

Les données de puits utilisées dans cette étude proviennent de la synthèse de Lanaja (1987) qui regroupe tous les puits d'exploration espagnols tombés dans le domaine public mais seuls les puits du bassin de l'Ebre, des bassins *piggy back* de Jaca et Tremp-Graus nous intéressent (Figure 3.1). Ces données sous forme de logs sont très partielles : âge, profondeur, lithologie, stuctures tectoniques éventuelles. Ces données partielles ont été complétées par les rapports finaux en espagnol d'une trentaine de puits sur le versant sud, obtenus auprès du *Ministerio de Industria, Turismo y Comercio*. Ces rapports sont en général composés des logs détaillés, des rapports d'exploration détaillant les horizons traversés (lithologies, épaisseurs, contenu en fossiles, tectonique plus rarement des pendages ou des analyses sur matière organique), et parfois des diagraphies et autres données acquises pendant le forage. Sur le versant septentrional, cinquante rapports finaux de puits ont été obtenus auprès de la compagnie Total. Leur position est montrée sur la Figure 3.2. Cependant, ces puits sont répartis de manière moins homogène à l'échelle du bassin et les informations disponibles dans les rapports sont généralement peu complètes car les puits concernés sont anciens.

Les informations disponibles pour les puits situés dans la zone étudiée ont été synthétisées dans les Tables 3.1 et 3.2. Ces tables présentent pour chaque puits, sa localisation géographique (x,y,z) en degrés décimaux par rapport au méridien d'origine et en mètres au dessus du niveau de la mer, le numéro d'enregistrement dans la synthèse de Lanaja (1987), l'année de fin de forage car celle-ci a une influence sur la qualité des données, les cotes des bases des intervalles stratigraphiques reconnus dans le puits, l'âge de la couche à la profondeur finale et des informations sur la série si des accidents tectoniques ont été décrits. On précise alors s'il s'agit d'une unité allochtone ou autochtone. Seuls les intervalles stratigraphiques du Cénozoïque ont été détaillés. Pour le Mésozoïque, seuls les Epoques (Crétacé inférieur/supérieur, Lias, Dogger, Malm) et les faciès triasiques (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) et le Rhétien (ou *Infralias* dans les données les plus anciennes) ont été pris en compte. Le socle Paléozoïque est indifférencié. Les coordonnées géographiques (latitude et longitude) de certains puits sur le versant espagnol ont été corrigées par rapport au rapport final. En effet, certaines coordonnées sont données par rapport au Méridien de Madrid, qui comme chacun sait se trouve à 3° 41' 16,48" à l'Ouest du méridien de Greenwich Les âges utilisés pour le Cénozoïque correspondent au découpage en unités tectonostratigraphiques de Geology of Spain (2002) présentés dans la Table 2.1 pour les formations continentales déposées après le Lutétien et à la Charte Stratigraphique Internationale (Gradstein *et al.*, 2004) pour les formations marines ou continentales déposées entre le Crétacé supérieur et le Lutétien.

D'une manière générale, les valeurs de pendages dans les différents puits ne sont pas disponibles. Cela ne pose pas réellement de problème dans les bassins car on peut considérer en première approximation que les strates y sont horizontales. Au front et dans les chaînes plissées, ceci est plus problématique du fait de la déformation compressive qui introduit une erreur sur les épaisseurs lors de la décompaction. De même, certains accidents géologiques ne sont pas reconnus dans les puits, ce qui a également pour effet une erreur sur les épaisseurs des séries observées.

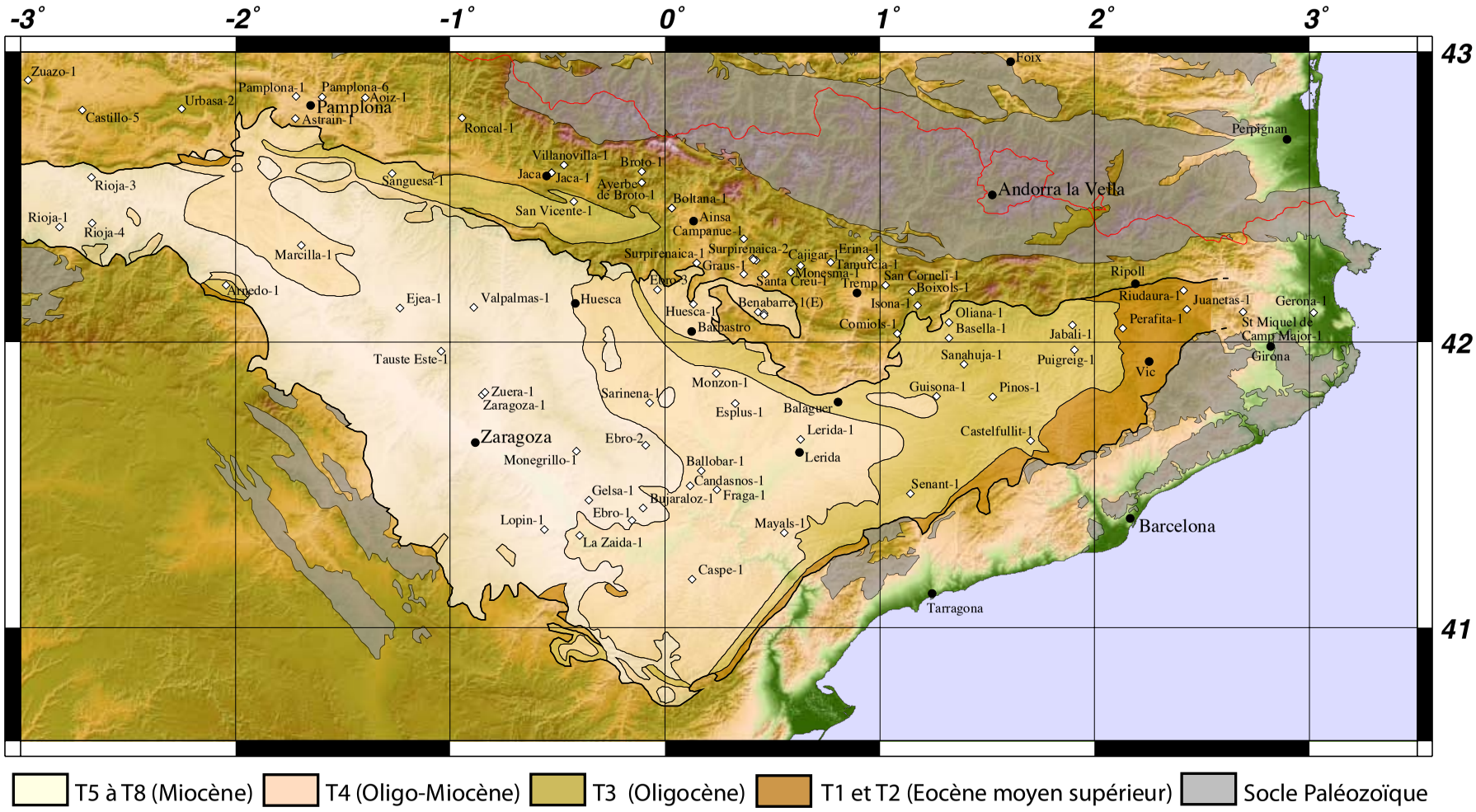


FIGURE 3.1: *Position des puits présentés dans la Table 3.1 sur un Modèle Numérique de Terrain. Les limites structurales et l'âge des formations à l'affleurement dans le Bassin de l'Ebre sont tirés de Geology of Spain (2002). Les zones où le socle Paléozoïque affleure son représentées en grisé. Les frontières entre états sont tracées en rouge.*

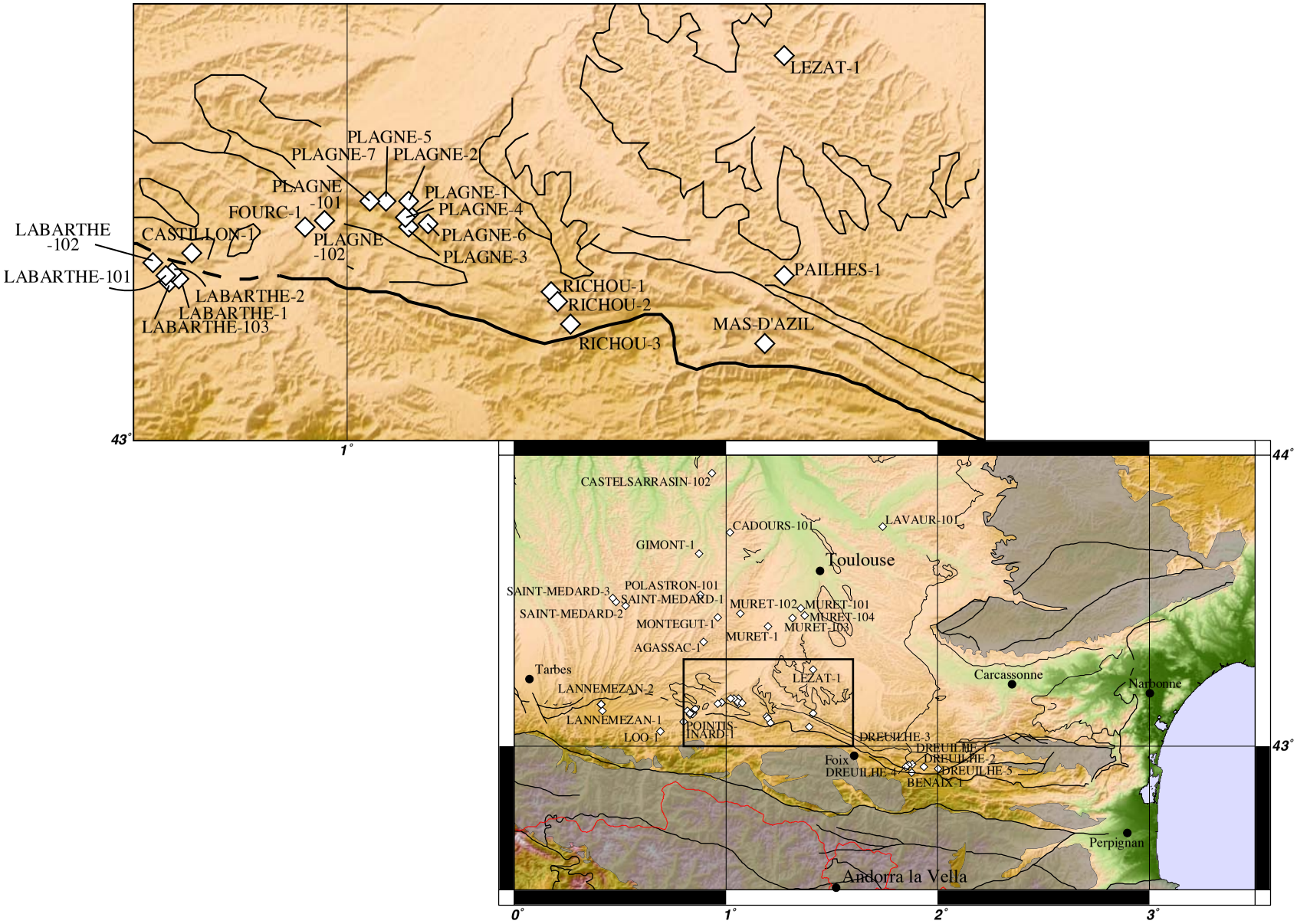

LEZAT-1
PLAGNE-5
PLAGNE-7
PLAGNE-2
PLAGNE
-101
PLAGNE-1
PLAGNE-4
FOURC-1
LABARTHE
-102
CASTILLON-1
PLAGNE
-102
PLAGNE-6
PLAGNE-3
LABARTHE-101
LABARTHE-2
LABARTHE-1
LABARTHE-103
RICHOU-1
RICHOU-2
RICHOU-3
PAILHES-1
MAS-D'AZIL
43°
1°
44°
CASTELSARRASIN-102
CADOURS-101
LAVAUR-101
GIMONT-1
Toulouse
SAINT-MEDARD-3
POLASTRON-101
SAINT-MEDARD-1
SAINT-MEDARD-2
MURET-102
MURET-101
MURET-104
MONTEGUT-1
MURET-103
MURET-1
AGASSAC-1
Tarbes
LEZAT-1
Carcassonne
Narbonne
LANNEMEZAN-2
LANNEMEZAN-1
POINTIS-INARD-1
LOO-1
DREUILHE-3
DREUILHE-1
DREUILHE-2
Foix
DREUILHE-4
DREUILHE-5
BENAIX-1
Perpignan
Andorra la Vella
43°
0°
1°
2°
3°

FIGURE 3.2: *(Page précédente) Position des puits présentés dans la Table 3.2 sur un Modèle Numérique de Terrain. Les zones où le socle Paléozoïque affleure son représentées en grisé. Les frontières entre états sont tracées en rouge et les failles majeures sont tracées en noir. L'encadré présente un zoom de la région de Lannemezan au Mas d'Azil où les puits auxquels nous avons eu accès sont trop proches pour permettre une bonne lisibilité sur la carte.*

TABLE 3.1: *(Page suivante) Synthèse des données de puits utilisées sur le versant espagnol à partir de la synthèse de Lanaja (1987) et des rapports finaux d'exploration obtenus auprès du* Ministerio de Industria, Turismo y Comercio. *Le découpage en étages est effectué selon la Charte Stratigraphique Internationale (Gradstein* et al.*, 2004) et Geology of Spain (2002) pour les unités tectonostratigraphiques T1 à T4. Abréviations :* IVr = *Quaternaire,* Mio = *Miocène,* Oligo = *Oligocène,* Eo > = *Eocène supérieur,* Pria = *Priabonien,* tert cont = *Tertiaire continental,* Bart = *Bartonien,* Eo = = *Eocène moyen,* Lut = *Lutétien,* Cuis = *Cuisien,* Il = *Ilerdien,* Yp = *Yprésien,* Eo < = *Eocène inférieur,* Pal = *Paléocène,* Dan = *Danien,* Garum = *Garumnien,* K ind = *Crétacé indifférencié,* K> = *Crétacé supérieur,* K< = *Crétacé inférieur,* Jur ind = *Jurassique indifférencié,* Jur> = *Malm,* Jur= = *Dogger,* Jur< = *Lias,* T ind = *Trias indifférencié,* Musch = *Muschelkalk,* Bunt = *Buntsandstein,* Permo-T = *Permo-Trias. Une valeur numérique dans une case correspond à la base de la couche de la couleur donnée. Si la case est colorée cela signifie que l'âge de la base est quasi certain. Le code couleur est le suivant :* gris = *Quaternaire,* jaune clair = *Miocène,* jaune = *Oligocène supérieur,* orange clair = *Eocène supérieur et Oligocène inférieur,* orange = *Eocène inférieur,* rouge = *Paléocène,* vert clair = *Crétacé supérieur, vert foncé = Crétacé inférieur,* bleu = *Jurassique,* violet = *Trias,* fuschia = *Permo-Trias,* marron = *socle Paléozoïque. Dans le cas contraire, la profondeur est notée dans une case blanche. Une case colorée mais sans valeur de profondeur correspond à l'âge du niveau dans lequel le forage s'est arrêté. Un tiret dans une case signifie que l'étage considéré a été identifié mais que la profondeur de sa base n'est pas connue. Une lacune est marquée par une différence d'âge importante entre deux formations en contact stratigraphique. Dans le cas d'un contact tectonique, le puits est divisé en plusieurs lignes, distinguant l'autochtone et l'allochtone.*

TABLE 3.2: *(Page encore après) Synthèse des données de puits utilisées sur le versant français à partir des rapports finaux d'exploration obtenus auprès de Total. Le découpage en étages est effectué selon la Charte Stratigraphique Internationale (Gradstein* et al.*, 2004). Le code couleur et la nomenclature utilisés sont les mêmes que pour la Figure 3.1.*

Longitude (°)	Latitude (°)	Altitude (m)	Nom	n°	Année	IVr	Mio	T4	Oligo	T3	T2	Eo >	Pria	T1	Tert con	Bart	Eo =	Lut	Cuis	Il	Yp	Eo <	Eo ind	Pal	Dan	Garum	K ind	K>	K<	Jur ind	Jur>	Jur=	Jur<	T ind	Rhétien	Keuper	Muschl	Bunt	Permo-T	Socle	Niveau atteint	Epaisseur (m)	Profondeur max (m)	
-1,4130889	42,8459667	650	Aoiz-1	468	1981												424					-		587		636		1128	1345											4247		4247	-3597	allochtone
-1,4130889	42,8459667	650	Aoiz-1	468	1981																																		4550		socle	4572,9	-3922,9	autochtone
-3,714	43,0156389	944	Arco Iris-1	239	1968																					1682															Jurassique	2188	-1244	
-2,0601389	42,2006389	580	Arnedo-1	107	1962					571				834															960						1045	1113	1178	1508			socle	1576	-996	
-1,7381667	42,7753333	471	Astrain-1	319	1975											942				1292					1396	3840				4157				4505								4505	-4034	allochtone
-1,7381667	42,7753333	471	Astrain-1	319	1975																		4829																		Pal-Eo	4829,3	-4358,3	autochtone
-0,1242472	42,5557528	826,7	Averbe de Broto-	607	1986	45												2348	2681	2938				3202																	Maastrichtien	3468	-2641,3	
0,15152778	41,55425	276,14	Ballobar-1	97	1962			358		649	896			1094														1249		1275	1353	1480		1766	1977	2410	2706			socle	3450	-3173,86	
1,30624167	42,0169417	437	Basella-1	96	1962	10				650	1595			2540				3560		3660						3680														socle	3850,4	-3413,4	
0,44513889	42,1045	768	Benabarre-1	153	1964																							652	655			740	981		1478						Keuper	1708,5	-940,5	
0,41569444	42,1084444	670	Benabarre-1(E)	139	1964			260																																	Campanien	304	366	
0,44402778	42,0975556	796,17	Benabarre-2	163	1965				73																			715					1114									Rhétien	1136	-339,83	
1,13568889	42,1789306	1200	Boixols-1	179	1965																																					Aptien	2168	-968	
0,01374444	42,4678611	635	Boltana-1	13	1954	11														260					477			1392														1392	-757	allochtone
0,01374444	42,4678611	635	Boltana-1	13	1954																			1980																			2124	-1489	autochtone
-0,1247833	42,5937972	885	Broto-1	536	1983	85											1172					-		1412				2537									2613				Buntsandstein	2743	-1858	
-0,1187694	41,4247944	340	Bujaraloz-1	83	1960										738														1012	1339				1450		1985	2197	2734				Buntsandstein	2825	-2485	
0,61555556	42,2688889	1150	Cajigar-1	344	1976							-				66		-		974						1277		2175	2183		-	2594			3135							3135	-1985	allochtone
0,61555556	42,2688889	1150	Cajigar-1	344	1976																										-	3562	3781								Rhétien	3881,5	-2731,5	autochtone
0,34866667	42,3605556	1272,3	Campanue-1	189	1966													2000	2445		2517			2744		2891															Maastrichtien	3298	-2025,7	
0,09986111	41,5036944	278,6	Candasnos-1	124	1963			342		813				944										1001				1065					1303		1546						Keuper	1550,4	-1271,8	
0,11013889	41,1748056	200	Caspe-1	313	1973			277																														561	1160		Socle	1810	-1610	
1,6854	41,6600472	724	Castelfullit-1	103	1962				574			1257						1935																			1975	2195	2445			socle	2450	-1726	
-2,7292778	42,8039722	715	Castillo-5	293	1972																							3675	5582													Trias	5990,9	-5275,9	
0,40875	42,2878333	789	Centenera-1	212	1967													1050			1431			1604		1725		4211		4305					4355,2						Rhétien	4355,2	-3566,2	
0,39236111	42,2936667	733	Centenera-2	255	1969													1050			1366			1517		1624		4144		4240												Trias	4251,7	-3518,7	
1,06366389	42,0335639	1080	Comiols-1	571	1985																							987	1453		-	1915	2327									2327	-1247	allochtone
1,06366389	42,0335639	1080	Comiols-1	571	1985																							2929	3025		-	3415	3522			3551						3551	-2471	allochtone
1,06366389	42,0335639	1080	Comiols-1	571	1985																		4346					4388													socle	4500	-3420	autochtone
-0,1716722	41,3824	327	Ebro-1	346	1976										705																				1256	1376	1674	1893			socle	1969,7	-1642,7	
-0,1067861	41,6441278	467	Ebro-2	386	1978										1093																		1355		1603	2094	2707	2940			socle	2949,5	-2482,5	
-0,0513889	42,1841667	655	Ebro-3	428	1980		600										-					860		1020		1170	3065															3065	-2410	allochtone
-0,0513889	42,1841667	655	Ebro-3	428	1980												-					3115		3225																	Garum	4003	-3348	autochtone
-1,2509722	42,1209167	326,8	Ejea-1	121	1963			2070			2718																										2796	2977			socle	3129	-2802,2	
0,93930556	42,2942222	656	Erina-1	262	1970																							148	1263		-	2685	3086								Keuper	3132	-2476	
0,30888889	41,7896944	242,35	Esplus-1	143	1964					1739																						1778	1904		2085						Keuper	2087	-1844,65	
0,223775	41,489925	296,49	Fraga-1	113	1962			321		572	820			1065												1095									1211	1405	1701	2011			socle	2143	-1846,51	
-0,3723611	41,4531389	245	Gelsa-1	259	1971					485																				1230	1336	1504		2020	2182					Muschelkalk	2388	-2143	
3,00125	42,1066944	115	Gerona-1	104	1962										1610											1666															socle	1680	-1565	
0,34975	42,2399444	555	Graus-1	240	1968													1602			1639			1768		1851															K>	2989	-2434	
1,24650833	41,8158694	507	Guisona-1	112	1962				815				1640			2330		2663																			2693	2767			Buntsandstein	3225,5	-2718,5	revoir Lut
0,11606389	42,1355611	586,94	Huesca-1	561	1985		-		832			-					-					-		1139		1551		2316														2316	-1729,06	allochtone
0,11606389	42,1355611	586,94	Huesca-1	561	1985							-					-					-		3207				3655														3655	-3068,06	allochtone
0,11606389	42,1355611	586,94	Huesca-1	561	1985																		4896					5044													socle	5095	-4508,06	autochtone
1,15916667	42,1311111	1050	Isona-1	332	1975																							1173	1254		1385	1897	2022		2052	2150	2439					2439	-1389	allochtone
1,15916667	42,1311111	1050	Isona-1	332	1975												2578																			3592						3592	-2542	allochtone
1,15916667	42,1311111	1050	Isona-1	332	1975								3897																												Priabonien	4314	-3264	autochtone
1,87838889	42,0635556	549	Jabali-1	464	1981						2261						3361					3828																			socle	4558,5	-4009,5	
-0,5455722	42,5881444	962,4	Jaca-1	394	1979							-					2676					-		3446		3518		3857														3857	-2894,6	allochtone
-0,5455722	42,5881444	962,4	Jaca-1	394	1979							4126					4261					-		4627		4722		4865									4985	5239			socle	5278	-4315,6	autochtone
2,41097222	42,11725	633,25	Juanetas-1	98	1962										1380											1405																	1477,8	-844,55	
-0,4134944	41,3286917	162	La Zaida-1	58	1958						50			258																													1698	-1536	
0,61468056	41,6639306	202,14	Lerida-1	117	1963			-		676	938			1177																382	423	952		1070	1203	1432	1577			socle	1410,4	-1208,26	
-0,5790306	41,3500167	223,8	Lopin-1	465	1981										230															435	530	670		905	1350	1620				Buntsandstein	1652,2	-1428,4	
-1,7090278	42,33925	298	Marcilla-1	15	1953	100																																				3415	-3117	
0,53861389	41,3380972	352,55	Mayals-1	424	1979										976																		1365								socle	1401,2	-1048,65	
-0,4279306	41,62285	373,8	Monegrillo-1	56	1958										820																	978			1064	1288	1381				socle	1447	-1073,2	
0,56790556	42,2458806	1126	Monesma-1	72	1960													-	-	730				1100				3985			-	4358	4733								Trias	4750	-3624	
0,22097222	41,8956111	297,1	Monzon-1	122	1963					1402	2268			2429									2446										2517		2655	2977	3415				Buntsandstein	3714,6	-3417,5	
1,30346389	42,0711528	434,8	Oliana-1	5	1948																																					2332	-1897,2	
-1,7348333	42,8508333	430	Pamplona-1	57	1959											196																				298						298	132	allochtone
-1,7348333	42,8508333	430	Pamplona-1	57	1959													569			853							1615	1839													Keuper	2788	-2358	autochtone
-1,6134306	42,8486444	455	Pamplona-6	507	1983							-					2434					2848		2880																		K>	4888	-4433	
2,11263889	42,0514167	752,9	Perafita-1	111	1962										241	1786		2668		2835						2858															socle	2862,4	-2109,5	
1,50736111	41,812	663,2	Pinos-1	118	1963					743			1697																													Bartonien	1928,5	-1265,3	
1,88875	41,9761389	431	Puigreig-1	26	1956						575					2268		2796	2990																							socle	3192	-2761	
-2,8370889	42,4016917	613	Rioja-1	357	1977										3378																											K	4433	-3820	
-2,686675	42,5742028	635	Rioja-3	408	1979										5120																											socle	5395	-4760	
-2,6834306	42,4154444	570,98	Rioja-4	434	1980										3830																											K<	3983	-3412,02	
2,39644444	42,1818611	709,38	Riudaura-1	161	1965																																					socle	2345,75	-1636,37	
-0,9631667	42,7778333	667,83	Roncal-1	152	1964													405							444			790								890			1627		socle	1943,3	-1275,47	
1,01013889	42,2017222	668,37	San Corneli-1	281	1972																							1102	2165		2435					2782							2782	-2113,63	allochtone
1,01013889	42,2017222	668,37	San Corneli-1	281	1972																										2842												2842	-2173,63	allochtone
1,01013889	42,2017222	668,37	San Corneli-1	281	1972																								2888														2888	-2219,63	allochtone
1,01013889	42,2017222	668,37	San Corneli-1	281	1972																																					K>	2945	-2276,63	autochtone
-0,4426417	42,4894194	893,9	San Vicente-1	481	1982				1906			-					4496					5100				5165		5329														Trias	5371	-4477,1	
1,37485	41,9261556	626,5	Sanahuja-1	110	1963				1480				2375			2980		3157	3238	3326						3365												3487				Buntsandstein	3510	-2883,5	
-1,2884444	42,5867222	407,7	Sanguesa-1	109	1963	46				3106	3285						3580																						3875			socle	4776	-4368,3	
2,67430556	42,1078056	256	Sant Miquel de C	119	1963													405		623																						socle	688	-432	
0,44919444	42,2389444	799	Santa Creu-1	247	1969													1200			1407			1468		1596																K>	3032	-2233	
-0,0895833	41,7914444	349	Sarinena-1	131	1963	11		400		1756		1795																					1818		2049	2331	2760				Buntsandstein	2893,2	-2544,2	
1,12623056	41,4753389	719	Senant-1	116	1962					1000						1005		1423																		1456	1630	1649			socle	1652,3	-933,3	revoir Lut
0,13123611	42,2789139	598	Surpirenaica-1	460	1981							450					670					800		1015	1510	1745		2215								3110	3280	3410			socle	3441,7	-2843,7	
0,39646944	42,2890167	706	Surpirenaica-2	474	1981						840						1055					1310		1470		1700																K>	2674	-1968	
0,75513889	42,2795	810	Tamurcia-1	258	1970																							1717		2570			3104								Trias	3133	-2323	
-1,0576389	41,9731389	419,4	Tauste Este-1	127	1963	22	-		-						2752															2857				2910	3119	3291				Buntsandstein	3329	-2909,6	
-2,2656667	42,8083889	971,91	Urbasa-2	227	1968																					165		2015														K<	5842,7	-4870,79	
-0,906375	42,1251583	466,01	Valpalmas-1	123	1963				3345																											3397	3719	4006			socle	4182,5	-3716,49	
-0,4871944	42,6167806	983,88	Villanovilla-1	501	1982							-					3159					-																				Pal-Eo	4252	-3268,12	
-0,86875	41,8197222	336	Zaragoza-1	84	1960			1677																						2001			2090								Rhétien	2252	-1916	
-2,9829722	42,9074444	840,3	Zuazo-1	92	1961																							2031														Albien	3345,3	-2505	
-0,8549056	41,8295694	348,2	Zuera-1	486	1982			1810																							1865		2567			2989	3332	3487			socle	3515	-3166,8	

Longitude (°)	Latitude (°)	Altitude (m)	Nom	n°	Année	IVr	Mio	T4	Oligo	T3	T2	Eo >	Pria	T1	Tert cor	Bart	Eo =	Lut	Cuis	II	Yp	Eo <	Eo inc	Pal	Dan	Garum	K ind	K>	K<	Jur ind	Jur>	Jur=	Jur<	T ind	Rhétien	Keuper	Musch	Bunt	Permo-T	Socle	Niveau atteint	Epaisseur (m)	Profondeur max (m)	
0,8946577	43,360305	215	Agassac-1		1959										2039							2262			2306			2452			3057	3235	3632								Lias	3659,9		
1,8765328	42,9094723	523	Benaix-1		1966																																				732		allochtone
1,8765328	42,9094723	523	Benaix-1		1966																																				3192,5		allochtone
1,8765328	42,9094723	523	Benaix-1		1966																																				3843		allochtone
1,8765328	42,9094723	523	Benaix-1		1966																						4013														Socle	4022,5		autochtone
1,0246658	44,0255792	84,2	Castelsarrasin-101		1957										535							595																		Socle	609,5		
0,9329629	43,9388724	149,2	Castelsarrasin-102		1959										750																		-		1088				1258		Socle	1685		
0,8548284	43,1300418	334,4	Castillon-1		1949	13																					2585														Keuper	2790,9		
0,7469299	44,0941767	66,67	Caudecoste-101		1956										479															-	605	949	1588							Socle	1825,7		
1,8815421	42,937217	567	Dreuilhe-1		1943																																				K	2056,4		
1,9362278	42,9293696		Dreuilhe-2																																								
1,8616478	42,9360535	550,2	Dreuilhe-3		1954																						3034														Socle	3102		
1,8509231	42,929167	552,34	Dreuilhe-4		1955	30																		423	460			4239														Socle	4280,2		
2,0021595	42,9224302	471,8	Dreuilhe-5		1956																						1828									1863						1863		allochtone
2,0021595	42,9224302	471,8	Dreuilhe-5		1956																						1900														Socle	1976,7		autochtone
0,9603548	43,146472	285,25	Fourc-1		1970	27																					-														Campanien	2929		
0,55071139	43,1431069	521,4	Franquevielle-1		2008	8,5	212																				1050														K<	2616		
0,8723562	43,6631616	205,5	Gimont-1		1958										700		803													-	1776	2100		2767						Keuper	3042,9		
1,291346	44,0963289	77,2	La Française-1		1958	8									177																	359	427							Socle	547		
1,7610746	44,0155634	294	La Grésigne-1		1961																																		2350		Carbonifère	3061		
0,841259	43,111947	357,9	Labarthe-1		1951	15																					2000														Silurien	2147		
0,8352568	43,1163666		Labarthe-2																																								
0,8301203	43,1133999		Labarthe-101																																								
0,8169267	43,1219724	341,6	Labarthe-102		1952	-	20																																		K>	1046		
0,8320513	43,1093914	329	Labarthe-103		1950	14																																			K>	806,1		
0,4171331	43,1217246	595,9	Lannemezan-1		1972	-	205																				1636									1733						1733		allochtone
0,4171331	43,1217246	595,9	Lannemezan-1		1972																						1820									2177						2177		allochtone
0,4171331	43,1217246	595,9	Lannemezan-1		1972																						2386								4243							4234		allochtone
0,4171331	43,1217246	595,9	Lannemezan-1		1972																						4251								4581							4727		allochtone
0,4171331	43,1217246	595,9	Lannemezan-1		1972																						5893	6197		-												Jur=	6900		autochtone
0,4115169	43,1443418	562,2	Lannemezan-2		1975	-	198																				1595									1652						1652		allochtone
0,4115169	43,1443418	562,2	Lannemezan-2		1975																						2153														2437		2436,5		allochtone
0,4115169	43,1443418	562,2	Lannemezan-2		1975																													-								2672		allochtone
0,4115169	43,1443418	562,2	Lannemezan-2		1975																						4875														Trias	5329		autochtone
0,4115169	43,1443418	562,2	Lannemezan-2		1975																						5814	6132														Jurassique	6276		autochtone
1,7412313	43,7556721		Lavaur-101			36									709																									1046		Socle	1782,2		
-0,30866698	43,281701	245,72	Le Lanot-5		1992																																							
1,4110756	43,2652719	322,36	Lezat-1		1956										2145		2407					2449						2608														Socle	2827,9		
0,6903276	43,0507743	435	Lôo-1		1954																							405				1656										1900		allochtone
0,6903276	43,0507743	435	Lôo-1		1954																											2254	2402											allochtone
0,6903276	43,0507743	435	Lôo-1		1954																												-									Lias	3056,7		autochtone
1,3939273	43,0666787	309,87	Mas d'Azil-1		1963																																							
0,9615724	43,4449675	196	Montegut-1		1978										1294									1443			1522	1968		2795	3192										Lias	4483		
1,1991192	43,4139401	231	Muret-1		1950	15	160		960						1899			1935				2064			2092			2201					2367		2432						Keuper	2730,5		
1,3533193	43,4755241	160	Muret-101		1950	15			323							393																										Socle	509,6		
1,0688856	43,459006	319	Muret-102		1951	12			700						830																	1853									Lias	1911,8		
1,3155794	43,4417014	174	Muret-103		1951	20									1509			1585				1642			1658			1726														Socle	1801,1		
1,3726044	43,4523763	176	Muret-104		1951	29			831				896					1050			1073	1117			1128			1181														Socle	1410		
1,4105989	43,1137991	387	Pailhes-1		1984				2395						2797								3043	3115			4443												4604		Socle	5562		
1,0586605	43,1560439	370	Plagne-1		1945																																					Crétacé sup	1987,2		
1,0584876	43,164144	365	Plagne-2		1945																																					Crétacé sup	1250,2		
1,0587324	43,1468603	464	Plagne-3		1948																															3683						Trias	3740,7		
1,0569875	43,1537716	377	Plagne-4		1952																						3122															Trias	3250		
1,0367864	43,1640747	393	Plagne-5		1950																						2522							3115								Trias	3176,5		
1,0757645	43,1495742	350	Plagne-6		1954	8																																				Crétacé sup	3142,2		
1,0207009	43,1657776	356	Plagne-7		1954	5																																				Crétacé sup	3300		
0,9795603	43,1523887	282	Plagne-101		1953	26																																				Crétacé sup	484,4		
0,9801683	43,1527634	284	Plagne-102		1953																																					Crétacé sup	384,4		
0,798838	43,0843661	337	Pointis Inard-1		1970	18																						776	1386	3095												Trias	3308		
0,8780463	43,5215252	215	Polastron-1		1958										778								839		890			1032	1410		2738											Jurassique moy	2751,2		
-0,48099393	43,294302	284,3	Pont d'As-5		1988	10									580		1705								1798			3952	4538													Jurassique sup	5350		
1,192727	43,1016724	354	Richou-1		1945																																					Crétacé sup	2427		
1,1978814	43,095425	330	Richou-2		1950	9																																				Crétacé sup	2452,5		
1,211348	43,0812915	436	Richou-3		1960																			235	355																	Crétacé sup	4608		
0,4794183	43,4983022	180	St Médard-1		1948	5			224			251										313			370			670	1605		1709										Trias	3076		
0,5252029	43,4851794	187	St Médard-2		1952				1054			1268										1332			1420			1659	2632		2673			3400							Trias	3400		allochtone
0,5252029	43,4851794	187	St Médard-2		1952																											3594	3713									Trias	3870,5		autochtone
0,4639521	43,5103831	170	St Médard-3		1958	10									529		-					727						1145	2475	3556												Trias	3692,4		

A partir de ces données, nous avons pu construire un profil et des cartes isobathes pour des horizons stratigraphiques communs à la majorité des puits. Les cartes isobathes montrent clairement l'approfondissement des horizons vers l'orogène, en réponse à la charge. Les cartes isopaques ont été élaborées pour les unités tectonostratigraphiques $T1$ à $T4$ et sont utilisées pour déterminer les volumes de sédiments déposés dans le bassin pour les intervalles de temps considérés

3.1.2 Evolution Mésozoïque du Bassin de l'Ebre et du remplissage syn-orogénique

Cette partie présente plusieurs cartes qui permettent de discuter la géométrie et l'héritage structural du Bassin de l'Ebre. La première des cartes est une interpolation des âges des couches reposant directement sous la discordance cénozoïque, quel que soit l'âge du remplissage syn-orogénique (Figure 3.3). Cette carte a été établie en utilisant les puits de la synthèse de Lanaja (1987) dans lesquels la discordance était reconnue. Pour ces puits, une valeur arbitraire z comprise entre 1 et 5 a été attribuée, afin de différencier le socle Paléozoïque du Trias, Jurassique, Crétacé inférieur et enfin Crétacé supérieur.

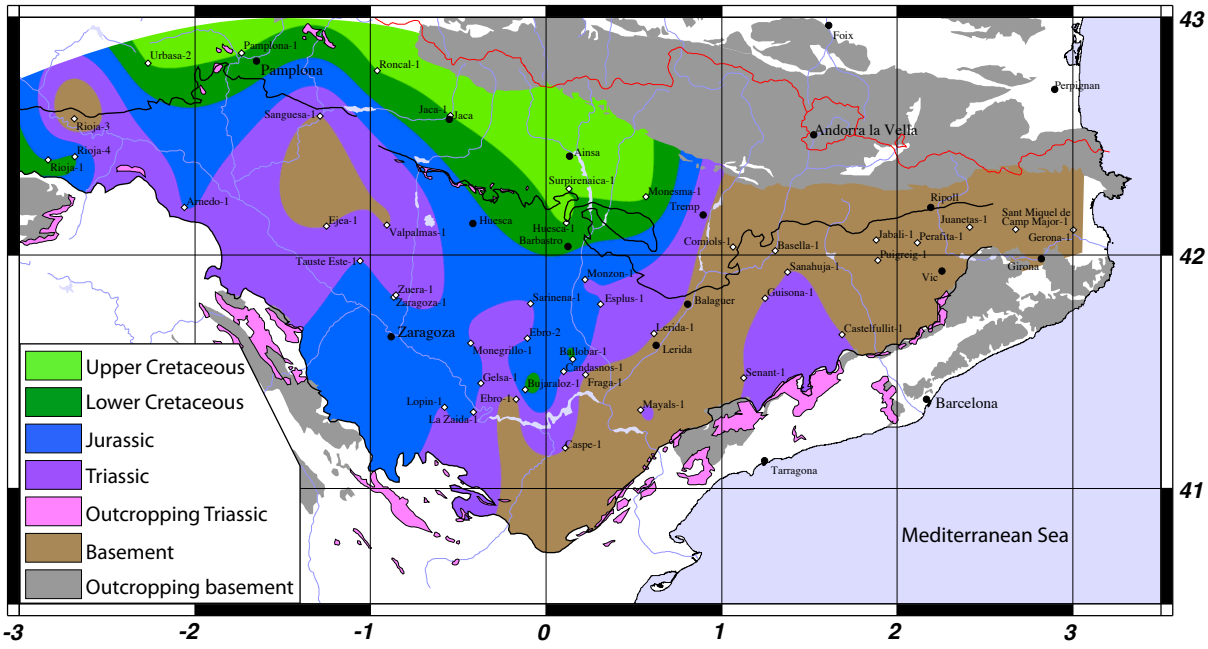


FIGURE 3.3: *Interpolation des âges des séries sous le remplissage cénozoïque du Bassin de l'Ebre montrant l'héritage tectonique et structural Mésozoïque. Le socle Paléozoïque en gris et le Trias en rose ont été digitalisés à partir de la Carte Géologique de France et la Carte Géologique d'Espagne.*

L'interpolation des âges sous la discordance cénozoïque permet de mettre en évidence plusieurs traits majeurs du Bassin de l'Ebre. Tout d'abord, à proximité de la Zone Axiale, on peut voir un effet de bord qui entraîne une rotation des limites sans existence avérée sur le terrain quand les contraintes géologiques sont faibles (entre les puits *Monesma-1* et *Comiols-1*). Ensuite, on observe que les premiers dépôts du Cénozoïque sédimentent plutôt sur du socle à l'Est du bassin tandis qu'à l'Ouest, ils arrivent plutôt sur des sédiments mésozoïques. La zone limite se trouve dans le prolongement de la rampe oblique à l'Est de la Zone Sud-Pyrénéenne suivant un axe NE-SW. Dans la région Est du Bassin de l'Ebre, certains dépôts du Trias sur le socle sont en continuité avec une grande surface de Trias reconnue en surface,

ce qui peut laisser penser à un bassin triasique orienté ici NW-SE. Dans la partie Ouest du Bassin de l'Ebre, il y a peu de socle directement sous la discordance du Cénozoïque, mais plutôt des séries mésozoïques. Dans le Sud du Bassin, ce sont préférentiellement les séries jurassiques et triasiques qui se retrouvent sous la discordance. Même si l'histoire de la subsidence du Bassin de l'Ebre est complexe au Mésozoïque, on peut supposer que cette géométrie est héritée d'un épisode d'érosion majeur qui a lieu au Crétacé, pendant l'exhumation post-rifting pyrénéen comme l'indiquent la thermochronométrie détritique détaillée précédemment dans cette étude. Le Crétacé est cantonné à proximité de la Zone Axiale. Cette localisation amène une discussion sur les conditions de préservation des ces séries. S'agit-il d'une zone préservée de l'érosion, comme le suggère l'interpolation de la Figure 3.3 ou la trace d'un bassin comme le suggèrent les observations géologiques ?

La deuxième carte montre les isobathes du toit du socle, dans le Bassin de l'Ebre et dans le Bassin d'Aquitaine (Figure 3.4). Cette carte a été réalisée en juxtaposant deux interpolations du toit du socle qui ne montre pas de continuité. Ceci n'est pas un problème puisqu'il s'agit du socle de deux plaques lithosphériques différentes. Plusieurs types de données sont utilisés pour établir cette cartes :

- des informations linéaires en surface. L'interface socle-sédiments, uniquement lorsqu'il s'agit d'un contact stratigraphique, est digitalisée à partir de la Carte Géologique de France et Carte Géologique d'Espagne avec un logiciel de SIG ce qui nous donne un fichier (x,y) puis le tracé obtenu est traité avec le logiciel GMT afin d'attribuer à tout point l'altitude z qui lui correspond sur un Modèle Numérique de Terrain (SRTM). Ainsi, les zones considérées sont exclusivement le Massif central au Nord et les Chaînes Catalanes et Ibériques au Sud.
- des données ponctuelles en profondeur, c'est-à-dire la profondeur à laquelle le socle a été rencontré dans certains puits corrigée de l'altitude en surface, pour avoir une profondeur par rapport au niveau de la mer (14 puits sur le versant français, 30 sur le versant espagnol pour la Figure 3.4).
- des données linéaires en profondeur. Il s'agit des isobathes du toit du socle disponibles sur la Carte Géologique de France au millionième qui ont été digitalisés à la main avec le logiciel *ArcGIS*.

Toutes les données (x,y,z) sont regroupées dans un fichier unique pour chaque bassin puis interpolées linéairement avec GMT en utilisant la fonction *surface*.

Dans le Bassin de l'Ebre la géométrie du toit du socle est assez complexe. Le premier trait est l'approfondissement vers le Nord, résultat de la flexure de la plaque Ibérique en réponse à la charge des Pyrénées et une zone au Sud où le toit est peu penté et se trouve à environ 1000 m de profondeur. Entre la Zone Axiale et les Massifs Basques à l'Ouest, le socle se trouve à une faible profondeur sous la couverture Mésozoïque. Cette situation est assez cohérente avec les observations géologiques dans la cette région et les mesures d'axes de plis dans la Zone Axiale qui plongent de 11° vers l'Ouest (Teixell, 1998). Dans un tel cas, il serait nécessaire de préciser si le socle rencontré dans les puits qui contraignent cette remontée est bien autochtone, ce que la synthèse de Lanaja (1987) ne permet pas. Dans le centre et l'Ouest du Bassin de l'Ebre, deux structure sont très bien mises en valeur. Il s'agit dans la partie Ouest du bassin d'une structure parallèle à la faille de Pampelune et à l'Est du prolongement de la faille de la Segre vers le Sud-Ouest. Sur la Figure 3.3, on avait déjà pu voir que cette structure marquait la frontière entre une zone où le socle était très soulevé à l'Est et une zone où les dépôts mésozoïques étaient préservés. Sur la Figure 3.4, on peut voir maintenant que cette zone est marquée par un décalage (au sens géométrique et pas tectonique) "senestre" important entre la zone où le socle se situe à plus de 3000 m de profondeur et la zone où son toit est quasi plat à une profondeur de 1000 m. Dans la partie Ouest du bassin, la structure qui peut être interprétée comme la Faille de Pampelune montre également

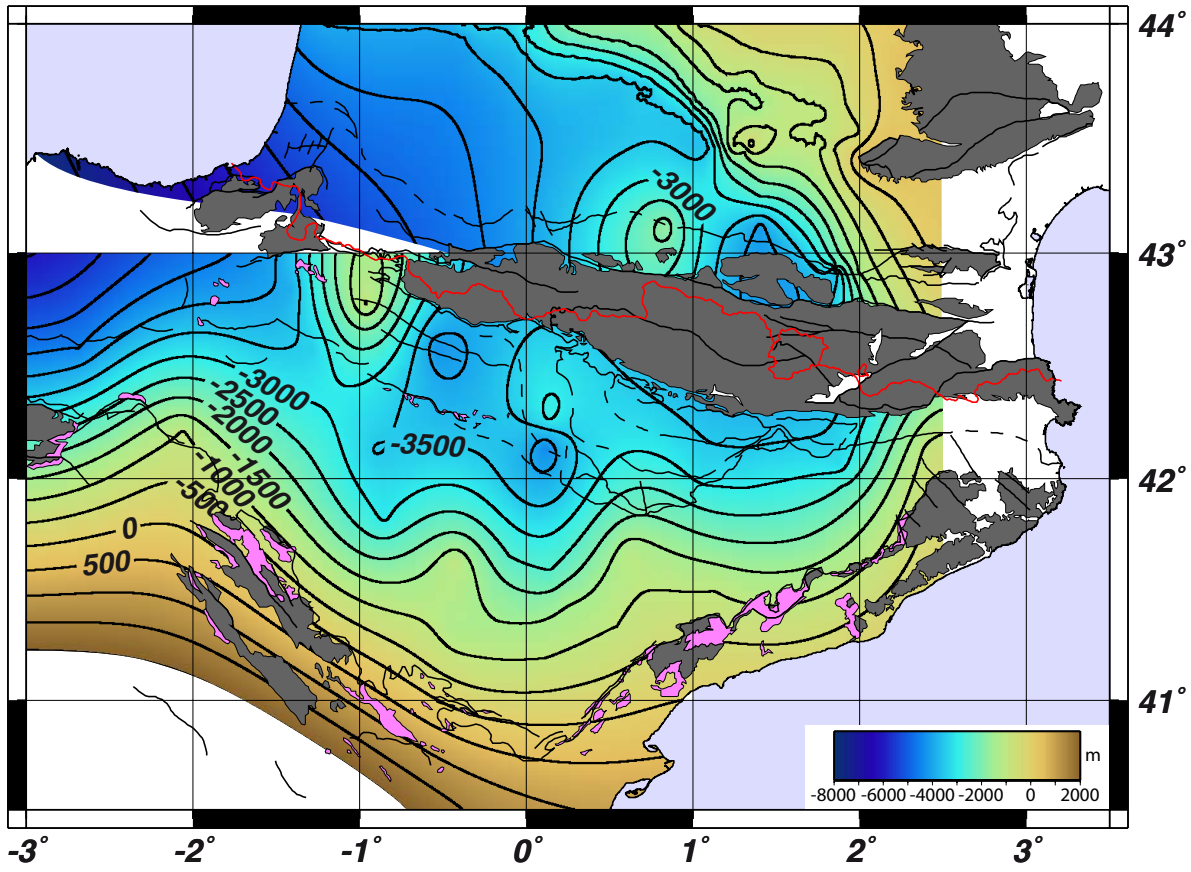


FIGURE 3.4: *Isobathes du toit du socle sous le remplissage méso-cénozoïque du Bassin d'Aquitaine digitalisés à partir de la Carte Géologique de France et du Bassin de l'Ebre à partir des données de puits lorsqu'elles sont disponibles (Lanaja, 1987).*

une géométrie identique à la Faille de la Segre mais comme elle se situe plus près du bord, il faut tenir compte d'un effet de bord éventuel qui pourrait altérer la qualité de l'interpolation. Dans tous les cas ces deux structures que nous mettons en évidence avec les données disponibles dans le Bassin de l'Ebre peuvent correspondre aux zones de failles qui segmentent la marge lors de la période extensive crétacée (Jammes *et al.*, 2009 ; Roca *et al.*, 2011). Par la suite, les mouvements lors de la croissance des Pyrénées puis dans le domaine méditerranéen à l'Est vont réactiver ces accidents pour leur donner leur géométrie actuelle.

A l'opposé dans le Bassin d'Aquitaine, cette image n'est pas nouvelle car elle provient principalement de la Carte Géologique de France au millionième à laquelle a été ajoutée quelques données de puits. Toutefois il est important de la présenter en parallèle car cette image montre une différence importante avec le Bassin de l'Ebre. En effet, on peut voir un approfondissement important du toit du socle vers le Golfe de Gascogne jusqu'à des profondeurs de quasiment 7000 m. Vers le Nord, le toit du socle se situe à une profondeur assez importante (3000 à 4000 m) puis remonte très rapidement à une profondeur d'environ 1000 m. Cette marche correspond à la prolongation vers le Sud-Est de la flexure celte-aquitaine. Des domaines comme le haut de Montauban sont également mis en évidence (cf Figure 2.19). Le domaine situé sous la Zone Nord-Pyrénéenne où le socle remonte au-dessus de 3500 m est situé exactement à l'aplomb d'une anomalie gravimétrique interprétée comme une remontés du manteau lithosphérique. La

Faille de Toulouse-Villefranche qui a une direction similaire à la Faille de Pampelune ou de la Segre dans le Bassin de l'Ebre, n'est pas visible, de même que la prolongation de la Faille de Pampelune dans le domaine aquitain. Cette dispartition peut s'expliquer par l'étirement extrême et le remplissage sédimentaire très épais dans la partie Ouest du bassin.

La différence fondamentale entre ces deux bassins est donc la période du maximum de subsidence. Dans le Bassin de l'Ebre, on verra par la suite (Figure 3.5) que les dépôts sur le socle ou le Mésozoïque mal préservé se font au cours du Cénozoïque tandis que dans le Bassin d'Aquitaine, la majorité de la subsidence a lieu au Crétacé, en particulier pendant la période d'extension, puis le début de la convergence qui structure le retro-prisme et voit l'établissement de bassins à flyschs dans le foredeep (Brunet, 1986 ; Desegaulx *et al.*, 1991 ; Biteau *et al.*, 2006).

La troisième carte (Figure 3.5) montre l'âge des premiers dépôts Cénozoïques dans le Bassin de l'Ebre. Cette carte a été interpolée en utilisant la même méthode que pour la carte 3.3 sauf que les valeurs arbitraires attribuées pour chaque puits l'ont été pour distinguer le Paléocène, l'Eocène marin (Yprésien - Lutétien) et enfin le Tertiaire Continental divisé en unités tectonostratigraphiques (Geology of Spain, 2002 ; T1 = Bartonien, T2 = Priabonien, T3 = Oligocène inférieur, T4 = Oligocène supérieur, T5 à T8 = Miocène).

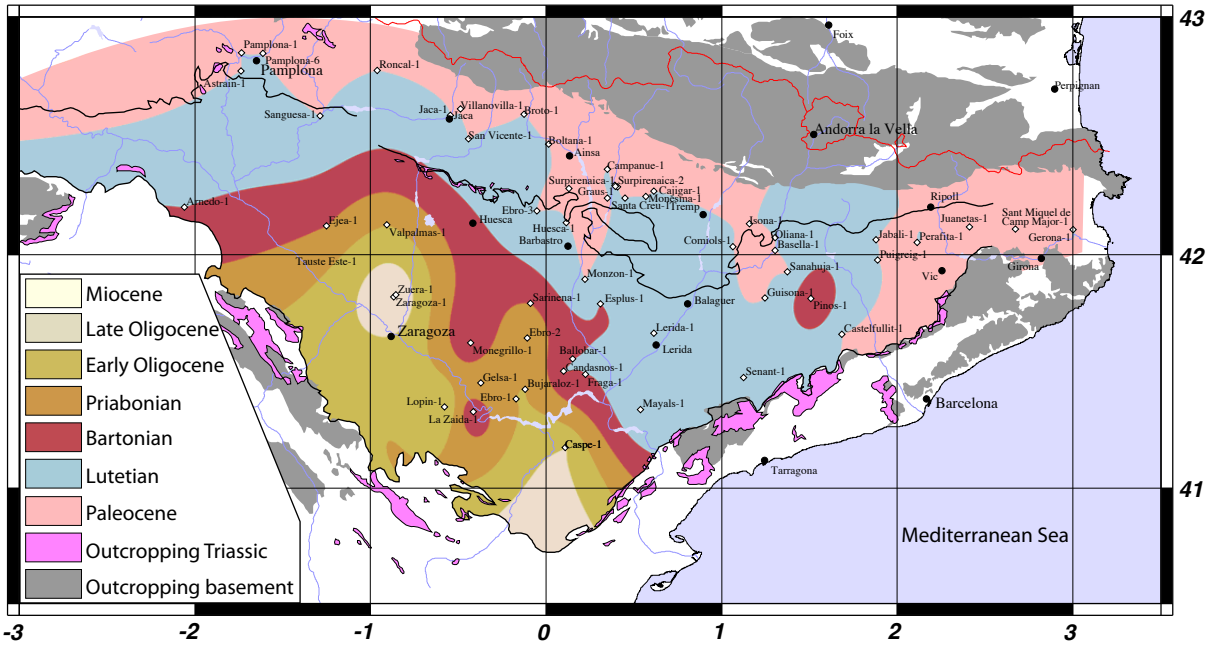


FIGURE 3.5: *Interpolation des âges du premier remplissage cénozoïque du Bassin de l'Ebre montrant la migration de la flexure vers le Sud. Le socle Paléozoïque en gris et le Trias en rose on été digitalisés à partir de la Carte Géologique de France et la Carte Géologique d'Espagne.*

Cette carte ne montre pas de contrôle majeur dû à l'héritage structural et à l'évolution Mésozoïque du bassin de l'Ebre dans la répartition du remplissage syn-orogénique. En effet, les tendances générales montrent que les premiers dépôts dans ce bassin sont plus anciens au Nord et que l'âge diminue en allant vers le Sud. Cette évolution est somme toute normale puisque nous nous situons dans un bassin d'avant-pays dont la flexure est contrôlée par la charge exercée par le prisme. La géométrie obtenue par l'interpolation au Nord est à utiliser avec précautions car il y a peu de puits pour la contraindre. De

plus, les rapports pour la plupart de ces puits dans la Zone Sud-Pyrénéenne ne précisent pas si on se situe dans une unité autochtone ou allochtone. Lorsque cette information est disponible, seuls les données autochtones sont utilisées. Dans le cas contraire, cela peut introduire des erreurs dans le résultat. A partir du Bartonien, et donc du remplissage uniquement continental du bassin, le dépôt-centre du Bassin de l'Ebre se situe au Sud-Ouest du bassin, dans la région de Saragosse et le remplissage est discordant sur le socle à la différence des puits de la Zone Sud-Pyrénéenne qui montrent une sédimentation quasi continue depuis le Crétacé.

La dernière carte est une compilation des profondeurs actuelles de la base du Cénozoïque dans l'Est du Bassin de l'Ebre quel que soit l'âge des séries (Figure 3.6) à partir de données de puits en profondeur et la digitalisation des contours sur la bordure du bassin.

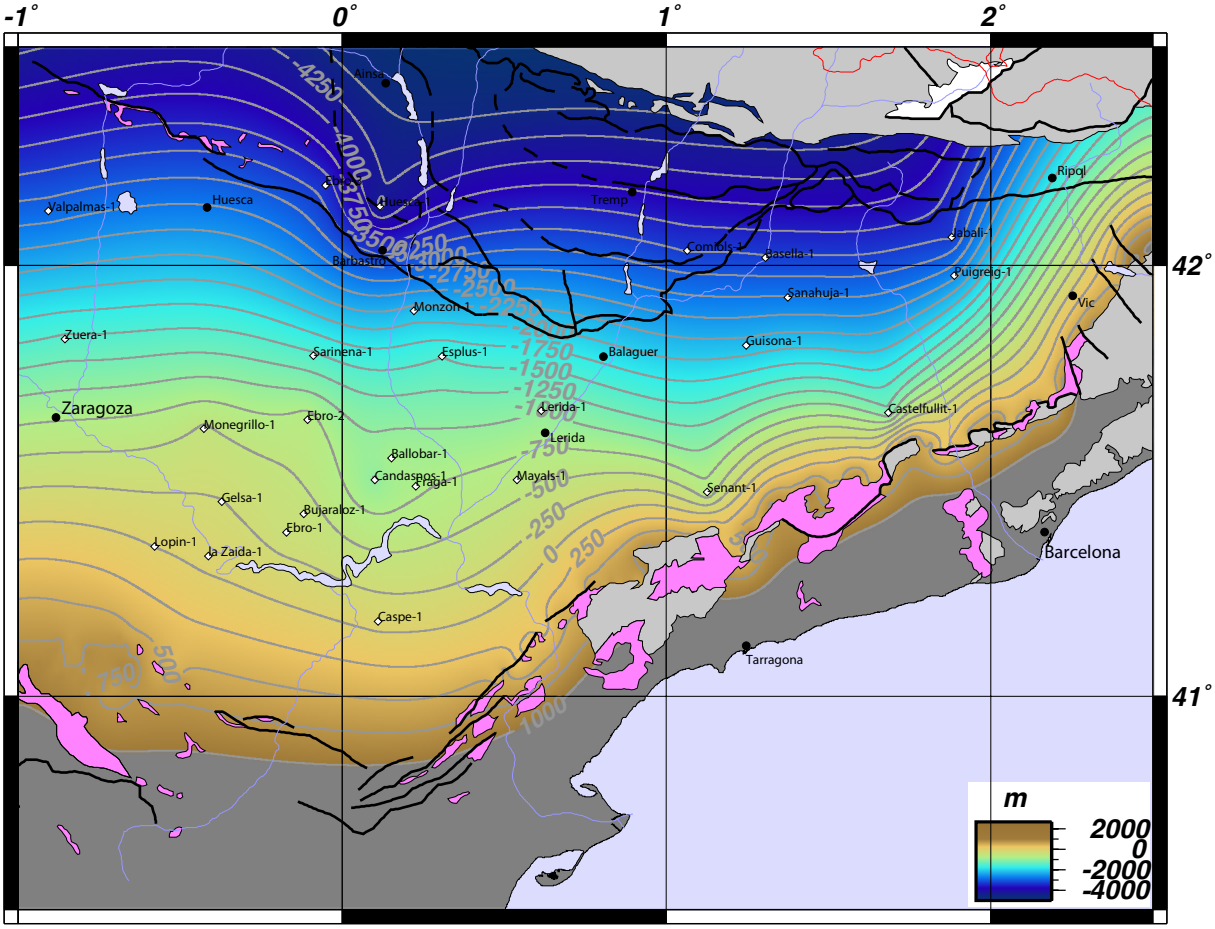


FIGURE 3.6: *Interpolation de la profondeur actuelle du premier remplissage cénozoïque dans l'Est du Bassin de l'Ebre. Le socle Paléozoïque en gris clair, le Trias en rose et les failles majeures (trait noir) on été digitalisés à partir de la Carte Géologique de France et la Carte Géologique d'Espagne.*

Cette carte montre un approfondissement important de la base du Cénozoïque vers le Nord, depuis 200 à 500 m d'altitude en bordure de la chaîne ibérique et des chaînes catalanes, jusqu'à des valeurs de plus de 4000 m sous la Zone Sud-Pyrénéenne. Cependant sous les bassins de Tremp et d'Organya, cet approfondissement est uniquement dû à l'interpolation car seulement deux ou trois puits présentent du Cénozoïque autochtone sous la rampe chevauchante de Montsec et aucun plus au Nord. L'existence et

les implications sur la migration de la déformation vers le Sud que causent la présence de Cénozoïque sous le Bassin de Tremp seront discutées dans la partie 5.2.4.

Dans le Bassin d'Aquitaine, les données de puits auxquelles nous avons eu accès ne sont pas réparties de manière suffisamment homogène pour pouvoir obtenir des images de bonne qualité, surtout dans le remplissage Cénozoïque qui a été moins étudié que le Mésozoïque. Cependant, la Carte Géologique de France montre bien les structures (failles, diapirs) présentes dans ce bassin et l'article *Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling orogenic fluxes* de Sinclair *et al.* (2005) présente en détail les données sur le Nord.

3.1.3 Subsidence des bassins d'avant-pays pyrénéens du Trias au Miocène

Dans un bassin, le contrôle tectonique s'effectue à différentes échelles spatiales et temporelles. Au premier ordre, la tectonique a une influence sur la subsidence générale du bassin. A une échelle plus locale, la déformation se manifeste par exemple par le jeu de failles qui entraînent en surface la création de plis (plis de propagation). Les variations régionales ou locales de la topographie entraînent donc une variabilité spatiale et temporelle du taux de subsidence. Ce sont ces variations que nous essayons de quantifier, ainsi que leur distribution spatiale.

Compaction des roches sédimentaires

Lors du remplissage d'un bassin sédimentaire, l'accumulation des sédiments crée un poids supplémentaire sur les sédiments sous-jacents qui sont ainsi enfouis. A cause du poids exercé, le volume sédimentaire diminue et la roche est compactée. Le taux de compaction de la roche dépend alors de sa porosité initiale. Plus celle-ci est importante, plus la roche sera compactée comme on peut le voir dans le cas d'argiles qui sont beaucoup plus compactées que les grès (Table 3.3). La compaction étant dépendante de la porosité des roches et de l'enfouissement, elle suit une loi exponentielle établie par Sclater et Christie (1980) et s'écrit :

$$\Phi = \Phi_0 e^{-cz}$$

avec z la profondeur en mètres, Φ la porosité à la profondeur z, Φ_0 la porosité initiale du sédiment selon sa nature et c un paramètre qui exprime la décroissance de la porosité avec la profondeur.

Lithologie	**Porosité de surface** Φ_0	**Coefficient de porosité** c (km^{-1})	**Densité des grains** ρ $(kg \cdot m^{-3})$
Argiles, marnes, sel, gypse et anhydrite	0,63	0,51	2720
Sables et grès	0,49	0,27	2650
Boue sablo-argileuse	0,56	0,39	2680
Calcaires et dolomies	0,5	0,3	2710

TABLE 3.3: *Valeurs de la porosité de surface, du coefficient de porosité et de densité des grains en fonction de la lithologie utilisées dans cette étude (Allen et Allen, 2005 ; d'après Sclater et Christie, 1980).*

La méthode du *backstripping*

En premier lieu, la subsidence tectonique doit être déterminée pour chaque puits. Ceci est effectué en utilisant la méthode du *backstripping* (Figure 3.7) présentés dans l'ouvrage *Basin analysis : principles and applications* de Allen et Allen (2005), programmé sous forme de routine Matlab. Cette méthode consiste à calculer la profondeur des séries "pre-t" ou la profondeur du socle ante-formation du bassin sédimentaire avec t un instant donné, pour un intervalle de temps donné $t + \Delta t$, et ce, à partir de la subsidence totale. Pour cela, il est nécessaire de déshabiller la colonne sédimentaire des couches sédimentaires déposées dans l'intervalle de temps considéré. Le calcul repose sur un équilibre isostatique local (Airy) et consiste à retirer la contribution du poids des sédiments décompactés déposés pendant l'intervalle Δt, tout en tenant compte de la profondeur de l'environnement de dépôt (paléobathymétrie) et des variations eustatiques. L'hypothèse de compensation locale est justifiée dans le cas d'un bassin flexural si les puits sont largement répartis dans le bassin pour donner des informations le long du profil. Ainsi, la profondeur du socle ou la base de marqueurs à l'intérieur du bassin en l'absence de surcharge sédimentaire est reconstruite.

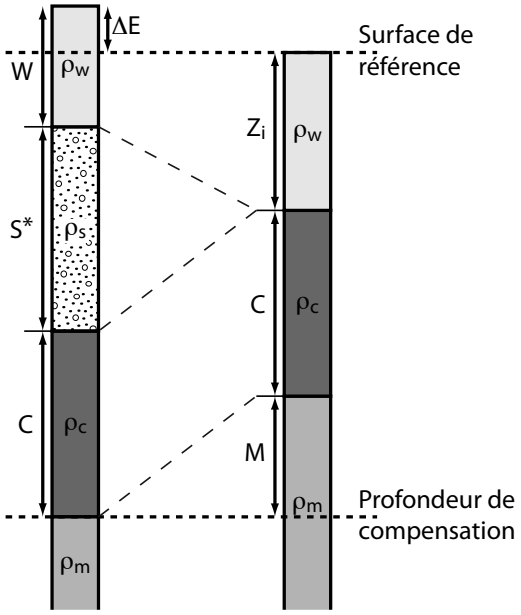


FIGURE 3.7: *Principe du backstripping d'une couche sédimentaire décompactée (modifié d'après Allen et Allen, 2005).*

En considérant que le bassin est contrôlé par la compensation d'Airy, la subsidence tectonique Z a pour expression :

$$Z = S^* \frac{\rho_m - \rho_{c'}}{\rho_m - \rho_w} + W + \Delta E \cdot \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w}$$

avec W est la paléobathymétrie au moment du dépôt et ΔE les variations eustatiques pendant l'intervalle de temps de dépôt de la formation Δt, S^* l'épaisseur de sédiments décompactée, ρ_m et ρ_w sont respectivement la densité du manteau et de l'eau, $\rho_{c'}$ est la densité de la colonne sédimentaire décompactée qui a pour valeur :

$$\rho_{c'} = \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{\rho_w \Phi_i + \rho_i (1 - \Phi_i)}{S^*} \right) \cdot S_i^*$$

où n est le nombre de couches à décompacter, Φ_i est la porosité d'une formation constituant la pile sédimentaire, ρ_i la densité de cette formation et S_i^* l'épaisseur de la formation sédimentaire décompactée.

Period	Epoch	Stage	Sub-stage	Age of base	Sea level	Trend	Environment	Facies or unit
Neogene	Miocene	Burdigalian		20,43	1,25	−	continental	
		Aquitanian		23,03	-1,4	−	continental	T5
Paleogene	Oligocene	Chattian		28,4	18,97	+	continental	T4
		Rupelian		33,9	42,81	−	continental	T3
	Eocene	Priabonian		37,2	40	+	continental	T2
		Bartonian		40,4	18,36	−	continental	T1
		Lutetian	Late	41	34,66	+	marine	
			Middle	45	40	+	marine	
			Lower	48,6	73,93	+	marine	
		Ypresian	Cuisian	52,9	77,71	*min*	marine	
			Ilerdian	56,4	42,92	+	marine	
	Paleocene	Thanetian		58,7	49,69	+	marine	
		Selandian		61,7	46,33	−	continental	
		Danian		65,5	36,85	−	continental	
Cretaceous	Upper	Maastrichtian		70,6	20	−	marine	
		Campanian		83,5	57,8	*max*	marine	
		Santonian		85,8	15	+	marine	
		Coniacian		89,3	27,44	+	marine	
		Turonian		93,5	48	+	marine	
		Cenomanian		99,6	14,42	−	marine	
	Lower	Albian		112	-5,65	+	marine	
		Aptian		125	4,74	+	marine	
		Barremian		130	-13,94	*min*	marine	
		Hauterivian		136,4	-35,8	−	marine	
		Valanginian		140,2	-19,41	−	marine	
		Berriasian		145,5	-13,7	−	marine	
Jurassic	Malm	Tithonian		150,8	4,74	=	marine	
		Kimmeridgian		155	3	+	marine	
		Oxfordian		161,2	-17,66	−	marine	
	Dogger	Callovian		164,7	-28,88	+	marine	
		Bathonian		167,7	-27,29	−	marine	
		Bajocian		171,6	-44	+	marine	
		Aalenian		175,6	90,58		marine	
	Lias	Toarcien		183			marine	
		Pliensbachian		189,6			marine	
		Sinemurian		196,5			marine	
		Hettangian		199,6	-0,83		marine	
Triassic	Upper	Rhaetian		203,6	-14,56		continental	Infralias
		Norian		216,5			continental	Keuper
		Carnian		228	-30,71		continental	Keuper
	Middle	Ladinian		237			marine	Muschelkalk
		Anisian		245	-50,67		marine	Muschelkalk
	Lower	Olenekian		249,7			marine	Buntsandstein
		Induan		251	-50,67		marine	Buntsandstein

TABLE 3.4: *Estimations du niveau marin absolu utilisé pour les calculs de décompaction. Les âges sont basés sur la Charte Stratigraphique Internationale (Gradstein* et al.*, 2004). La charte eustatique de Miller* et al. *(2005) est utilisée pour le Cénozoïque et la charte eustatique de Haq* et al. *(1987) pour le Mésozoïque. Les tendances sont données par des signes + pour une hausse, − pour une baisse, = quand le niveau marin est stable,* min *pour un minimum et* max *pour un maximum. Les environnements de dépôt sont donnés à titre indicatif et correspondent à la tendance générale dans les Pyrénées et le bassin de l'Ebre. Les faciès du Trias sont détaillés, de même que les untités tectonosédimentaires reconnues dans le bassin de l'Ebre (Geologia de España, 2004).*

Ainsi pour effectuer le calcul de la subsidence tectonique, il est nécessaire de connaître les variations eustatiques pour l'intervalle de temps considéré car celles-ci ont une influence directe sur la compaction par le poids de la colonne d'eau mais également moins directement dans le calcul de la décompaction par les variations lithologiques qu'elles entraînent. Les variations du niveau marin absolu sont données dans la Table 3.4 et sont estimées à partir de la charte eustatique de Miller *et al.* (2005) pour le Cénozoïque et Haq *et al.* (1987) pour le Mésozoïque.

Cette méthode connaît cependant des limites, notamment parce que le calcul de subsidence est directement dépendant de la paléobathymétrie W. Il est en effet très difficile de connaître avec une bonne précision la paléobathymétrie ou la paléoaltitude de dépôt des limites stratigraphiques des séries traversées lors des forages. L'estimation de la paléobathymétrie est fondée sur la reconnaissance d'assemblages fossilifères associés à des environnements de dépôt que les données de puits ne fournissent que très sommairement ou sur un intervalle de temps important, ce qui conduit à une erreur très importante. La paléoaltitude est encore plus difficile à estimer car il n'y a pas d'assemblage fossilifère caractéristique pour le domaine continental et les faciès sédimentaires ne sont pas une fonction de l'altitude mais de la pente locale.

Afin d'estimer au mieux les paléoaltitudes et paléobathymétries, plusieurs hypothèses ont été faites :

- Le toit du Keuper (203,6 Ma) est continental, horizontal et de très faible altitude. Cette hypothèse est basée sur la carte paléogéographique du Norien de l'Atlas Péritéthys (Dercourt *et al.*, 2000) et permet de partir d'une surface qui se déforme lors des épisodes tectoniques Méso-Cénozoïques.
- Le Jurassique et le Crétacé connaissent principalement une sédimentation marine de plateforme. On leur attribue donc une paléobathymétrie de 50 m et une erreur de $\pm$ 50 m. Cela peut être plus douteux pour les puits situés dans le bassin d'Organya, marqué au Crétacé inférieur par un régime extensif et une accumulation très importante de sédiments.
- La limite Crétacé-Paléogène correspond sur le terrain au faciès continental du Garumnien qui passe vers le Nord-Ouest au domaine marin (Pujalte *et al.*, 2009). Dans les puits considérés, les dépôts de cette période sont continentaux. On leur attribue une paléoaltitude de 50 m $\pm$50 m.
- Les faciès continentaux caractéristiques du sur-remplissage de la Zone Sud-Pyrénéenne et du Bassin de l'Ebre ont des altitudes qui augmentent au cours du temps pour se rapprocher de l'altitude actuelle. L'erreur associée augmente également pour les altitudes les plus élevées (jusqu'à $\pm$100 m).

La position des puits utilisée pour cette reconstruction est donnée sur la Figure 3.8. Cette carte met un lumière une difficulté liée à l'interprétation de certains puits. Il s'agit en particulier des puits situés dans la chaîne plissée (bassins *piggyback* de Jaca, Ainsa et Tremp-Graus), c'est-à-dire les puits qui présentent une partie de leur section transportée passivement sur le dos de chevauchements. Suivant les puits, soit seule la partie autochtone a été considérée, soit toutes les unités, soit uniquement la partie allochtone de la succession stratigraphique.

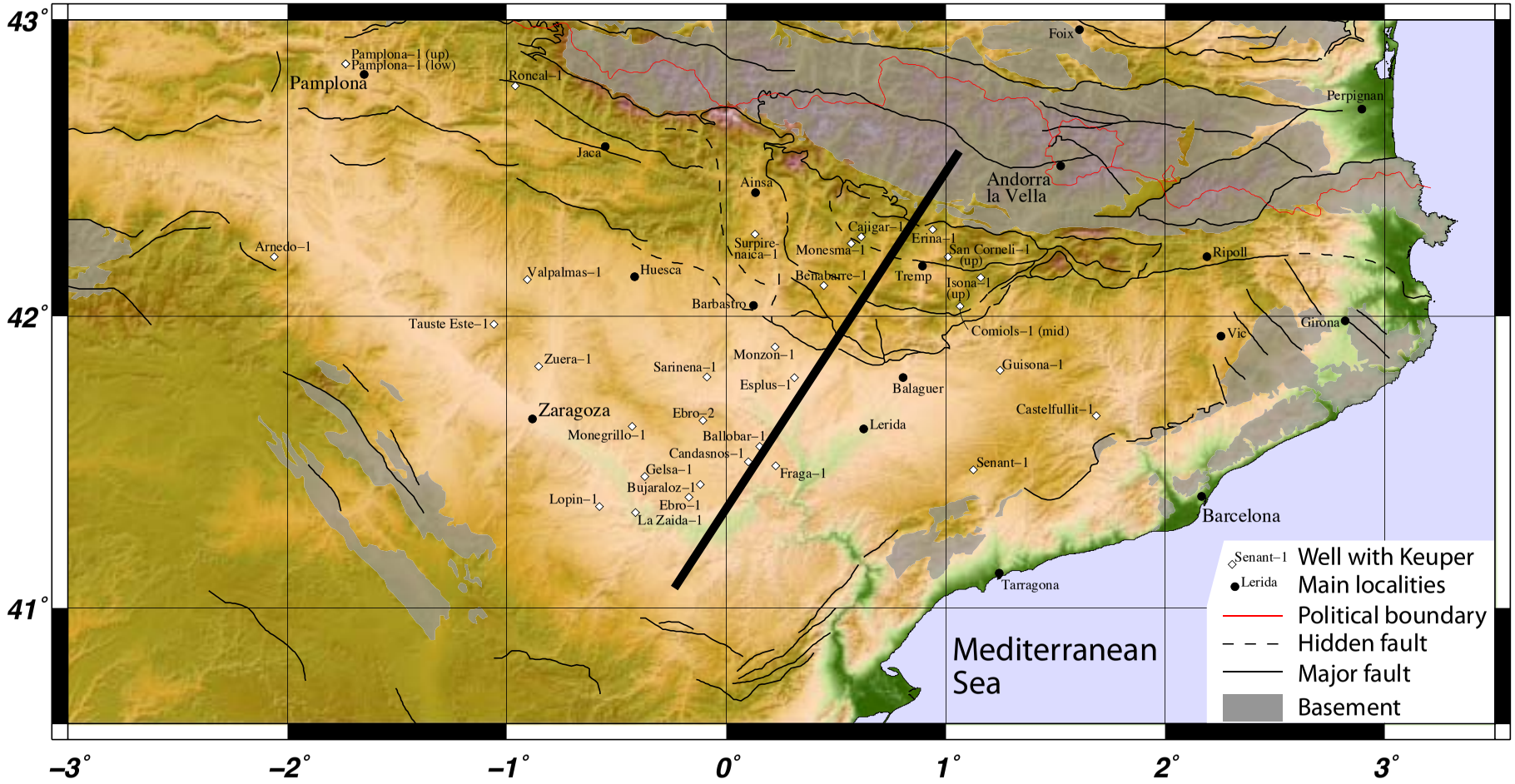


FIGURE 3.8: *Carte de localisation des forages dans lesquels le toit du Keuper a été reconnu et utilisés pour reconstruire l'évolution de la subsidence dans le bassin de l'Ebre le long du profil marqué par le trait noir orienté N020 et en carte. Les coordonnées géographiques sont tirées de Lanaja (1987) et éventuellement corrigées pour être toutes basées sur le Méridien de Greenwich.*

La décompaction de la partie autochtone, correspondant aux dépôts dans le Bassin de l'Ebre, est effectuée avec la procédure suivante :

1. L'âge du ou des chevauchements est estimé de la manière la plus précise possible, à partir de données chronostratigraphiques et structurales disponibles dans le rapport d'exploitation ou dans la littérature.
2. Les formations autochtones sont décompactées normalement pour la période de sédimentation, puis en tenant compte de l'ajout d'une épaisseur importante des séries au moment du jeu du chevauchement qui est considéré comme instantané et qui a également pour effet d'augmenter la compaction.

Finalement, la partie allochtone de la série est décompactée et sa position est restaurée dans le bassin grâce aux coupes structurales disponibles dans la littérature et aux reconstructions proposées dans le Chapitre 5 qui donnent différentes estimations de la quantité de raccourcissement. Les valeurs retenues pour les différents bassins *piggy back* et suivant les périodes de jeu des chevauchements sont présentées dans la Table 3.5. Il serait évidemment possible de calculer les positions exactes de chaque puits en utilisant les différents modèles cinématiques (Olivet, 1996 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002) mais cette précision n'est pas nécessaire pour le profil et les cartes que nous souhaitons établir.

Age	**Organya basin**	**Tremp basin**	**Ager basin**	**Jaca basin**
23 Ma				10 km
33 Ma			2 km	20 km
40 Ma			25 km	33 km
47 Ma	28 km	28 km		
63 Ma	37 km	36 km		
99 Ma	38 km	36 km		50 km

TABLE 3.5: *Correction du mouvement horizontal (vers le Nord si on considère le Bassin de l'Ebre comme fixe) apportée aux puits situés dans les bassins piggyback du versant sud-pyrénéen.*

Le résultat du calcul de la subsidence tectonique pour les 31 puits est synthétisé dans la Table 3.6. Les périodes de non-dépôt ou d'érosion sont marquées par des lacunes importantes dans les séries sédimentaires et sont caractérisées par une subsidence nulle, voire une surrection des marqueurs. Ces phases d'érosion ou de surrection sont principalement visibles dans le Bassin de l'Ebre comme on a pu le montrer avec les âges des séries sous la discordance du Cénozoïque (Figure 3.3).

Suivant la disponibilité et la précision des âges et des limites stratigraphiques dans les puits, certaines étapes seront mieux contraintes que d'autres, ce qui peut poser des difficultés d'interprétation.

TABLE 3.6: *(Page suivante) Evolution de la profondeur du toit du Keuper de la fin du Trias au Miocène par backstripping et profondeur actuelle pour des puits situés dans le bassin de l'Ebre et les bassins piggyback du versant sud-pyrénéen (Figure 3.8). Le calcul de la subsidence tectonique a été effectué en utilisant la méthode du* backstripping *(Allen et Allen, 2005) adaptée dans un code Matlab. Les valeurs négatives obtenues correspondent à une altitude positive.*

PUITS	**X**	**Y**	**Z**	**Age**																							
	(°)	(°)	(*m*)	203,6	199,6	175,6	161,2	145,5	125	112	99,6	89,3	85,8	83,5	70,6	65,5	56,4	48,6	45	41	40,4	37,2	33,9	28,4	23,3	20,43	0
Bassin de l'Ebre																											
Arnedo-1	-2,06	42,2	580	-35,4	179,7	241																191,6	414,4	820,3			1045
Ballobar-1	0,152	41,55	276	-35,4	503,5	557,4	751,6	775,8			909,5										805,6	977,1	1145	1413		1665	1766
Bujaraloz-1	-0,12	41,42	340	-35,4	679,4	708		1148													1016	1259				1934	1985
Candasnos-1	0,1	41,5	278	-35,4	390,3						375					429,2	447,7				413,4		546,7	955,2		1217	1546
Castelfullit-1	1,685	41,66	724	-35,4														-23,9			812,5	790,9	1281	1434			1935
Ebro-1	-0,17	41,38	327	-35,4	715,2																	574,4				954,8	1256
Ebro-2	-0,11	41,64	467	-35,4	399,6	620,6															592,8					1302	1603
Esplus-1	0,309	41,79	242,4	-35,4	327,7	541,6	698,8																488,4			2082	2085
Fraga-1	0,224	41,49	296,5	-35,4	211,3											73,65					131,3	400,7	601,4	848,7		1010	1211
Gelsa-1	-0,37	41,45	245	-35,4	757,2	856,2	1078	1747													1615					1919	2020
Guisona-1	1,247	41,82	507	-35,4														-23,9			442	1243	1953		2364		2663
La Zaida-1	-0,41	41,33	162	-35,4	209,5	688	833,2	935,8													803,7	944,1				968,8	1070
Lopin-1	-0,58	41,35	224	-35,4	365	416,1	615	791													658,9					803,8	905
Monegrillo-1	-0,43	41,62	373,8	-35,4	154,4	259,4																210				852,8	978
Monzon-1	0,221	41,9	297,1	-35,4	276,6	292,6												309,3			289,8	493,3	1422			2454	2655
Pamplona-1 (low)	-1,73	42,85	132	-35,4				63,7			350,3					1033	1127	1327		1556	1473	1597					1839
Sarinena-1	-0,09	41,79	349	-35,4	396,6	336,7																287,3	336,8	1659	1844		2049
Senant-1	1,126	41,48	719	-35,4														-23,9	292,1	374,4	472,4	456,4				1022	1423
Tauste Este-1	-1,06	41,97	419	-35,4	50,83	135,9																	83,72			2556	2910
Valpalmas-1	-0,91	42,13	466	-35,4																			-143			3044	3345
Zuera-1	-0,85	41,83	348	-35,4	50,83	929,1	1037	1097																913,9		2266	2567
Bassin de Tremp																											
Isona-1 (up)	1,159	42,13	1050	-35,4	206,6	339,4	1067	1305			1357					2154											2052
Monesma-1	0,568	42,25	1126	-35,4	340,2	819,2		923,4			1387					4094	4456				4377						4733
Bassin d'Ager																											
Benabarre-1	0,445	42,1	768	-35,4	684,7	840,6	1029		1007	1070	1050	1072	1112	1219		1391											1478
Comiols-1 (mid)	1,064	42,03	-1247	-35,4	50,83	107,5		665,2			733,1					1108	1202	3157									3522
Surpirenaica-1	0,131	42,28	598	-35,4								22,56			695,5	842,1	1630	1707				1813	1904				2215
Bassin d'Organya																											
Cajigar-1	0,616	42,27	1150	-35,4		-40,6		676,1			658,5					1530	1897				2487	1554					3135
Erina-1	0,939	42,29	656	-35,4	50,83	579,5		2230			3036		3121														3086
San Corneli-1 (up)	1,01	42,2	668	-35,4			67,66	478			1640	2458															2435
Bassin de Jaca																											
Pamplona-1 (up)	-1,73	42,85	430	-35,4																	-68,4	158					298
Roncal-1	-0,96	42,78	668	-35,4							35,58					313,2	446,2	415,2			821,6						790

Profil de subsidence du bassin

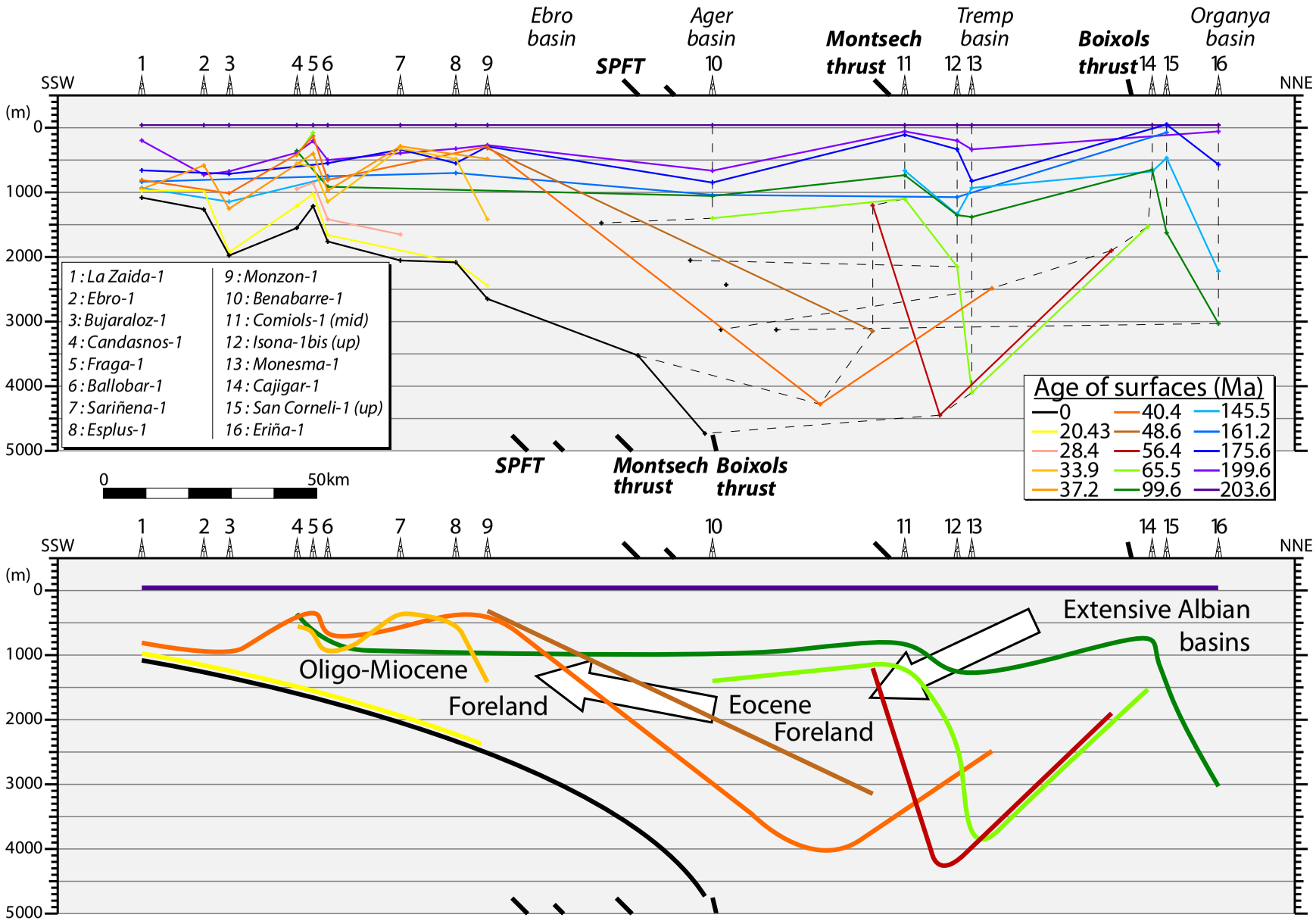
Les données de subsidence 1D pour chaque puits sont ensuite utilisées pour calculer et établir un profil et des cartes de subsidence à différentes périodes dans les bassins du versant Sud-pyrénéen.

Dans un premier temps, un profil de subsidence a été établi pour le bassin de l'Ebre dans le prolongement du profil ECORS (Figure 3.9). Pour cela, nous avons utilisé les résultats du calcul de décompaction de 16 puits parmi ceux dont nous disposions (Figure 3.8 et Table 3.6) qui ont été projetés sur le profil. Ainsi, ces puits nous permettent de discuter la flexure enregistrée par le bassin en réponse à la charge exercée par la mise en place de la chaîne le long du profil suivant lequel nous avons déjà travaillé (Chapitre 5).

La Figure 3.9 a présente les données brutes de la subsidence du sommet du Keuper (203,6 Ma). A l'état initial, on part de l'hypothèse que cette surface est horizontale. La position des puits dans la Zone Sud-Pyrénéenne est restaurée en tenant compte du mouvement sur les failles qui fonctionnent pendant la convergence. Puis à chaque étape choisie, la position du toit du Keuper est représentée sur la coupe.

Du Rhétien à la fin du Jurassique (145,5 Ma), la subsidence le long de ce profil est assez homogène et atteint des valeurs d'environ 1000 m, ce qui représente un taux de subsidence de 17 m/Ma sur cette période. Les variations locales de la subsidence peuvent être attribuées à des accidents tectoniques mais sont de faible amplitude. Cependant, le puits le plus au Nord (*Eriña-1*) présente un approfondissement important au Jurassique. A partir du Crétacé inférieur, des différences importantes apparaissent dans le profil. Dans la partie la plus au Sud, le Crétacé supérieur n'est pas déposé, ou du moins n'est pas préservé. La double datation sur zircons détritiques du Bassin d'Organya (Chapitre 4) montre en effet que les sédiments proviennent d'une source située dans le socle qui a été exhumée au Trias ou bien directement du remaniement du Trias. Plus on se déplace vers le Nord le long du profil, plus on peut voir que l'épaisseur de sédiments accumulée au Crétacé inférieur augmente, et de plus cette augmentation se fait par sauts qui correspondent à peu près à la position des failles chevauchantes de la Zone Sud-Pyrénéenne (rampe de Montsec et Boixols). La subsidence la plus importante est observée dans le Bassin d'Organya qui est un bassin extensif inversé au Crétacé supérieur (Ardèvol *et al.*, 2000 ; Dinarès-Turell et Garcia-Senz, 2000 ; Garcia-Senz, 2002). Au Crétacé supérieur, soit de 99,6 à 65,6 Ma, aucun dépôt n'est préservé dans les puits que nous avons utilisés dans le Bassin de l'Ebre. Dans le Bassin d'Ager, la subsidence est très faible alors qu'à cette période, le Bassin de Tremp connaît une période de subsidence très importante (> 160 m/Ma si on considère que cette subsidence est initiée par le début de la charge orogénique à 83 Ma dans les Pyrénées). Il est en effet fort probable que la majorité de la subsidence soit liée au début de la croissance du prisme car les coupes sédimentologiques accessibles pour le Crétacé supérieur dans les Bassins de Tremp et d'Organya montrent un remplissage turbiditique très épais au Campanien-Maastrichtien (Formation de Vallcarga) qui correspond au stade sous-rempli de l'avant-fosse (e.g. Sinclair, 1997).

FIGURE 3.9: *(Page suivante) a) Mouvements verticaux et horizontaux du toit du Keuper de la fin du Trias à l'actuel pour 16 puits projetés le long d'un profil parallèle au profil ECORS. Chaque trait représente donc le toit du Keuper et le code couleur indique sa position dans le bassin à un instant donné. La position des puits a été restaurée au cours du temps en se basant sur l'âge de mise en place des différentes unités ainsi que les quantités de raccourcissement. b) Illustration de la migration des zones de subsidence du Trias à l'actuel. Noter la subsidence importante localisée au Nord pendant la phase d'extension qui migre ensuite vers le Sud lors de la construction de la chaîne pyrénéenne.*


Ebro basin
Ager basin
Montsech thrust
Tremp basin
Boixols thrust
Organya basin
SPFT
SSW
NNE
(m)
1 : La Zaida-1
2 : Ebro-1
3: Bujaraloz-1
4 : Candasnos-1
5 : Fraga-1
6 : Ballobar-1
7 : Sariñena-1
8 : Esplus-1
9 : Monzon-1
10 : Benabarre-1
11 : Comiols-1 (mid)
12 : Isona-1bis (up)
13 : Monesma-1
14 : Cajigar-1
15 : San Corneli-1 (up)
16 : Eriña-1
0
50km
Age of surfaces (Ma)
0
20.43
28.4
33.9
37.2
40.4
48.6
56.4
65.5
99.6
145.5
161.2
175.6
199.6
203.6
Extensive Albian basins
Oligo-Miocene Foreland
Eocene Foreland

La période du Paléocène est généralement interprétée comme un épisode de calme tectonique causé par un ralentissement du mouvement de la plaque ibérique (Vergés *et al.*, 1995 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002). La synthèse des données de puits montre que les dépôts de cette période sont préservés quasi uniquement dans ce qui va devenir le Bassin de Tremp sur une cinquantaine de kilomètres de largeur. De plus, les résultats de la décompaction des puits le long du profil dans le Bassin de l'Ebre et la Zone Sud-Pyrénéenne montrent que la subsidence à cette période est très faible et que la majorité des dépôts se fait dans ce bassin à cette période.

A partir du début de l'Eocène (56,4 Ma), la zone de subsidence s'élargit et migre rapidement vers le Sud. L'étape à 48,6 Ma est mal contrainte car la base du Lutétien est rarement reconnue dans les puits à notre disposition. A la limite Lutétien-Bartonien, le bassin d'avant-pays fait une centaine de kilomètre de largeur et est formé principalement par le Bassin d'Ager qui n'est pas encore incorporé au prisme et la partie de l'actuel Bassin de l'Ebre qui se retrouve maintenant chevauchée sous la Zone Sud-Pyréneenne. Les derniers sédiments marins se déposent à cette période dans le bassin, avant de laisser place aux unités tectonosédimentaires continentales T1 à T8. La partie distale du profil à cette époque montre un soulèvement qui pourrait être interprété comme la zone de bombement lithosphérique en réponse à la flexure de la plaque ibérique.

Au cours de l'Oligocène, la flexure migre encore vers le Sud et les derniers mouvements tectoniques sur le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen ont lieu, ce qui aboutit à un bassin d'avant-pays qui a atteint sa taille actuelle, soit quasiment 200 km. Dans la partie distale du profil, la subsidence est peu importante et commence tardivement (Figure 3.5). Cependant, comme le bassin de l'Ebre est endoréique depuis le Priabonien (36 Ma ; Costa *et al.*, 2010), tous les sédiments arrachés au prisme se retrouvent pris au piège dans le bassin. La géométrie actuelle du toit du Keuper, c'est-à-dire les profondeurs corrigées de l'altitude de forage, montre un approfondissement jusqu'à 5000 m jusqu'au chevauchement de Boixols.

Les variations de profondeur du sommet du Keuper dans la partie distale du profil sont la marque de structures tectoniques qui jouent pendant l'évolution du Bassin de l'Ebre. Il s'agit de structures héritées comme la Faille de la Segre que nous avons pu mettre en évidence sur les Figures 3.3 et 3.4 et qui vont jouer pendant la période d'extension N-S au Crétacé inférieur (Jammes *et al.*, 2009) ou NW-SE qui soulèvent les Chaînes Catalanes à l'Oligocène (Juez-Larré et Andriessen, 2006).

La Figure 3.9 b présente un simplification par lissage des géométries obtenues précédemment par la décompaction des séries dans les 16 mêmes puits. Cette figure permet de clairement mettre en évidence la subsidence majeure qui a lieu au Nord et qui correspond à la période d'extension du Crétacé inférieur. Dans le signal du Crétacé supérieur, deux signaux s'additionnent : la surrection post-rift du Bassin de l'Ebre et la subsidence flexurale importante au front lors de l'inversion du Bassin d'Organya (stade sous-rempli). Ensuite au cours du Cénozoïque, la migration de la flexure vers le Sud, ainsi que l'élargissement/migration du bassin flexural sont également bien soulignés. Le passage d'un bassin flexural étroit et fortement subsident au Crétacé supérieur à un bassin très large et sur-rempli peut provenir d'un contrôle de l'épaisseur élastique équivalente de la lithosphère, qui augmente au fur et à mesure que la marge qui arrive dans la zone orogénique est de moins en moins amincie, et par conséquent plus résistante. De plus, l'augmentation du flux sédimentaire entrant dans le bassin qui amène au stade sur-rempli a le même effet, c'est-à-dire que les sédiments continentaux du stade sur-rempli seront transportés plus loin du prisme, ce qui a pour effet de distribuer les masses et homogénéiser la réponse isostatique. Ce processus est amplifié par l'endoréisme du Bassin de l'Ebre.

Cartes de subsidence du bassin

Les cartes de subsidence du Bassin de l'Ebre ont été établies en utilisant tous les puits présentés sur la Figure 3.8 et les résultats de la décompaction de la Table 3.6 en utilisant un script écrit sous GMT pour l'interpolation des surfaces (Figure 3.10). Pour chaque étape, un fichier x,y,z (ici décrit comme *age.ps*) a été créé à partir du calcul de la décompaction pour ne prendre en compte que les puits pour lesquels nous avons des données à cette période. Ces données sont ensuite interpolées linéairement avec la fonction *surface* puis représentées en cartes (Figures 3.11 et 3.12). Le nombre de puits utilisé variant d'une carte à une autre, cela a une influence directe sur la qualité de l'image.

```
gmtset ANOT_FONT_SIZE 10
gmtset PAPER_MEDIA A3
gmtset MEASURE_UNIT cm
gmtset BASEMAP_AXES WESN
gmtset PLOT_DEGREE_FORMAT ddd:mm:ss

set filename = age.ps


# CARTE ISOBATHES
surface age.xyz -R-2.2/1.8/40.7/42.9 -Gage.grd -T0.2 -I3c -V

# CREATION DE L'ECHELLE COULEUR
grd2cpt age.grd -Cdrywet -S-5000/5000/500 -I -Z -V > echkeuper.cpt

# DESSIN DE LA CARTE
psbasemap -R-2.5/2.5/40.6/43 -Jm1:4000000 -B -P -K >! $filename

# DESSIN DU FOND
grdimage age.grd -Cechkeuper.cpt -R -Jm -V -O -K >> $filename

# DESSIN DES ISOVALEURS
grdcontour age.grd -Cechkeuper.cpt -R -Jm -V -O -K >> $filename

# LIMITE ACTUELLE DU BASSIN DE L'EBRE
psxy limiteebre.xyz -R -Jm -W1.5/0/0/0 -M -O -K >> $filename

# POSITION DES PUITS UTILISES
psxy age.xyz -R -Jm -Sd0.1 -W1/0/0/0 -G255/255/255 -O -K >> $filename

# TRAIT DE COTE ET DOMAINE MARIN
pscoast -R -Jm -W1/0 -Ia/150/150/255 -Df -Na2/255/0/0 -S220/220/255 -V -O -K >> $filename

# ECHELLE
psscale -Cechkeuper.cpt -B1000:"":/:"m": -D9.5/-1/5/1h -P -K -O >> $filename
psbasemap -R -Jm -B1g1 -P -O >> $filename
```

FIGURE 3.10: *Script GMT utilisé pour interpoler linéairement les isobathes du toit du Keuper dans les puits du bassin de l'Ebre.*

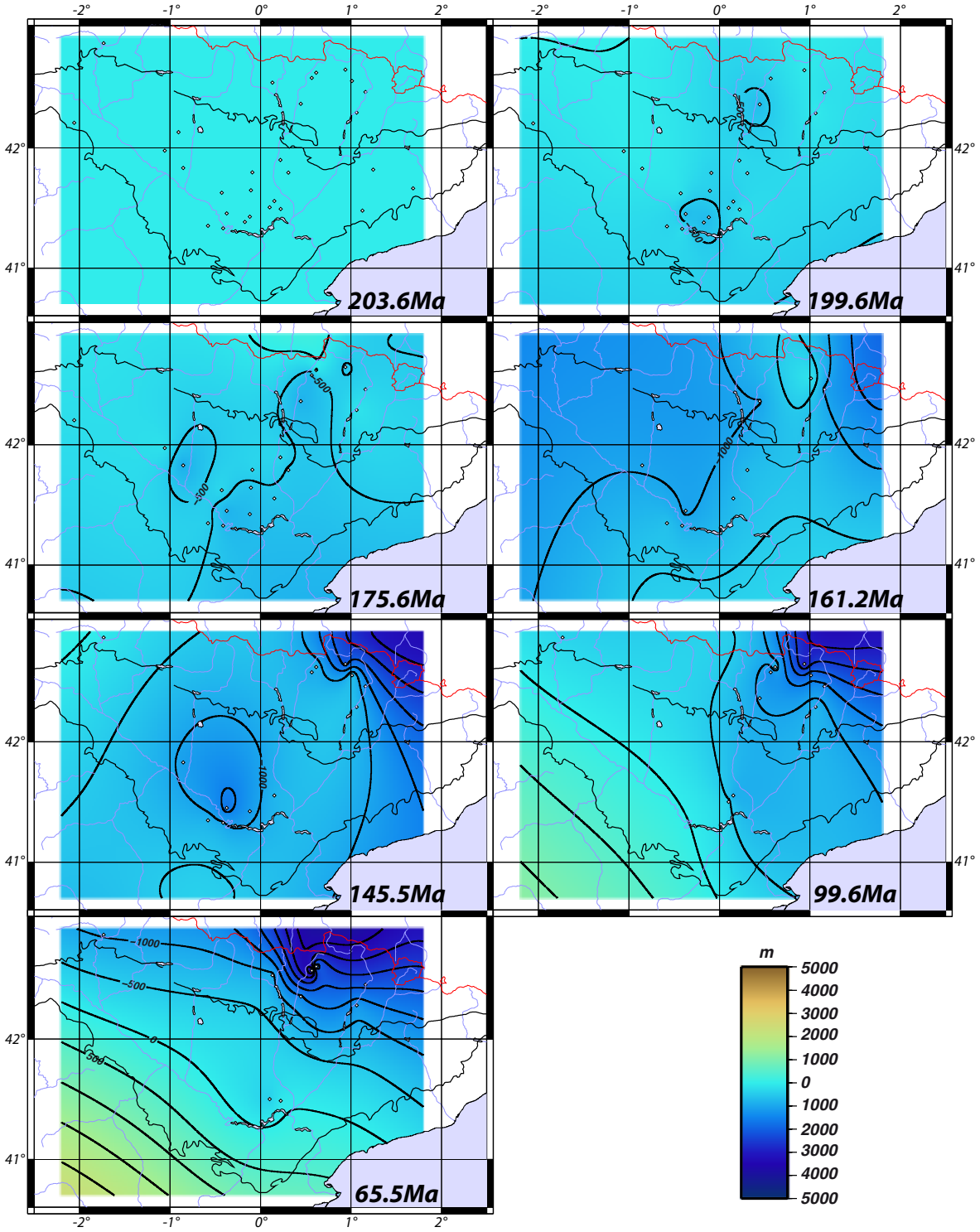


FIGURE 3.11: *Cartes des altitudes du toit du Keuper dans le Bassin de l'Ebre et la Zone Sud-Pyrénéenne du Keuper au Paléocène interpolées à partir des données de puits décompactées. L'échelle de couleur affiche les bathymétries en bleu et les altitudes en dégradé de vert au marron. Les limites structurales actuelles du Bassin de l'Ebre sont représentées en noir. Les frontières entre états sont tracées en rouge et le réseau hydrographique en bleu-gris pour donner des repères géographiques. Les puits utilisés pour chaque carte sont représentés par les losanges blancs. Leur nombre varie suivant les données disponibles dans les puits, ce qui a une influence sur la qualité de l'interpolation.*

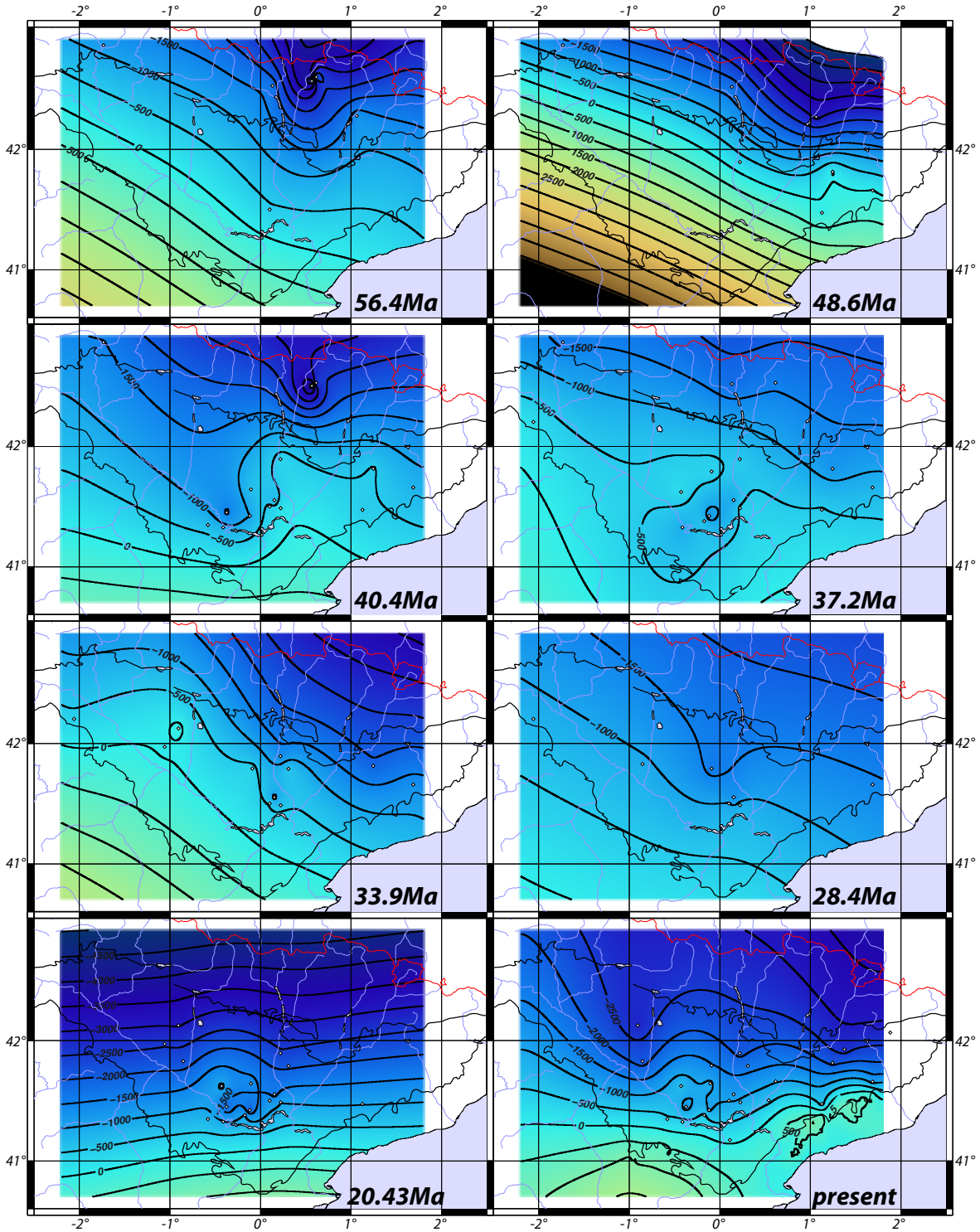


FIGURE 3.12: *Cartes des altitudes du toit du Keuper dans le Bassin de l'Ebre et la Zone Sud-Pyrénéenne de l'Eocène au Miocène interpolées à partir des données de puits décompactées et isobathes actuels du sommet du Keuper. Le code couleur est celui utilisé pour la Figure 3.11 et la légende est identique.*

La première carte qui présente l'état initial à 203,6 Ma a une couleur uniforme car nous sommes partis de l'hypothèse que le sommet du Keuper était à la même altitude partout dans la zone d'étude. La subsidence au cours du Rhétien puis du Jurassique est assez calme et peu localisée dans le Bassin de l'Ebre. Ces cartes montrent également un approfondissement du toit du Keuper vers l'Est notamment à 161,2 et 145,5 Ma, ce qui est cohérent avec les reconstitutions géodynamiques qui montrent à cette période l'ouverture du domaine téthysien à l'Est (Dercourt *et al.*, 2000). Toutefois, la subsidence observée au Nord de la zone d'étude au Jurassique supérieur, dans ce qui formera par la suite le Bassin d'Organya, pourrait également être entraînée par l'inititation de l'extension dans le domaine pyrénéen comme proposé récemment par Jammes *et al.* (2009).

A partir du Crétacé inférieur, le Bassin de l'Ebre apparaît en surrection. Ce soulèvement est localisé dans la partie Sud du bassin, ce que confirme également la thermochronométrie détritique sur des échantillons de grès albiens (Chapitre 4) qui montre un recyclage vers le Bassin d'Organya de grains peu réenfouis après le refroidissement triasique et éventuellement une exhumation rapide pendant l'extension. Au Nord, le Bassin d'Organya montre une subsidence importante, visible dans les puits et aussi directement sur le terrain (Dinarès-Turell et Garcia-Senz, 2000). Le Crétacé supérieur est une période de transition entre la phase d'extension et le début de la convergence. Pour ces raisons la subsidence entre 99,6 et 65,5 Ma apparaît plus distribuée au Nord. En effet, le remplissage du Bassin d'Organya se poursuit au Cénomanien puis lors de la convergence, l'inversion de ce bassin crée une zone de flexure au front qui se caractérise par un remplissage turbiditique typique d'un bassin sous-rempli. Au Sud, le Bassin de l'Ebre est encore en surrection. Cette surrection qui se poursuit au Paléocène permet l'érosion parfois complète des séries déposées au cours du Mésozoïque, d'où les géométries observées sous la discordance des dépôts syn-orogéniques cénozoïques (Figure 3.3).

La première carte de la Figure 3.12 montre une continuité de la subsidence dans le futur Bassin de Tremp. Cet approfondissement du toit du Keuper est localisé sur une largeur qui correspond à l'étendue du Bassin d'Organya. La charge augmentant, la partie Nord de l'actuel Bassin de l'Ebre devient subsidente. La carte à la limite Yprésien-Lutétien (48,6 Ma) est la moins contrainte par les puits et par conséquent présente une géométrie qu'il convient d'interpréter avec précautions. En effet, seuls des puits situés dans le Nord de l'actuel Bassin de l'Ebre et le Sud de la Zone Sud-Pyrénéenne présente des dépôts de cette période. Si un soulèvement ou une phase d'érosion dans le Bassin de l'Ebre n'est pas à exclure, le gradient donné par l'interpolation semble très exagéré. De même, l'augmentation de la profondeur du toit du Keuper au Nord paraît trop importante, même si l'intervalle entre 56,4 et 48,6 Ma coïncide avec la période de convergence rapide (Figure 2.16 ; Vergés *et al.*, 1995) et de jeu de l'unité d'Orri dans la Zone Axiale (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009) qui aura donc tendance à augmenter la charge orogénique.

A partir du Lutétien, soit à partir de 48,6 Ma, le Bassin de l'Ebre connaît sa période de remplissage majeur, et surtout le passage d'un stade sous-rempli à un stade sur-rempli. La précision du découpage entre les différentes unités tectonosédimentaires (T1 à T5-8 ; Geology of Spain, 2002) est faible dans la plupart des puits du Bassin de l'Ebre, ce qui force à retirer un certain nombre de puits de l'interpolation à chaque étape. Cela est particulièrement vrai pour les cartes de la limite Rupélien-Chattien (28,4 Ma) et Oligocène-Miocène (23,03 Ma). De plus, les zones en sédimentation varient beaucoup à l'intérieur du bassin pendant la période d'endoréisme, ceci est marqué notamment par une migration du dépôt-centre vers l'Ouest (Figure 2.43 b à e). Dans leur article de 2005, Sinclair *et al.* ont connu les mêmes difficultés

avec les puits de la synthèse de Lanaja (1987) que les rapports finaux d'exploration auxquels nous avons accès ne résolvent pas.

Sur la carte actuelle du toit du Keuper, des contraintes supplémentaires en bordure des Chaînes Catalanes sont apportées par les informations en surface de la Carte Géologique de France et de la Carte Géologique d'Espagne qui sont digitalisées et incluses dans l'interpolation.

3.1.4 Cartes isopaques

Les cartes isopaques montrent les variations d'épaisseur d'une série au cours d'un intervalle de temps donné. Il est également possible d'estimer le volume de sédiments que cela représente dans le bassin et d'en dériver des taux d'accumulation ou de sédimentation.

Plusieurs estimations des quantités de sédiments dans le Bassin de l'Ebre et le Bassin d'Aquitaine ont déjà été proposées dans la littérature (Garcia-Castellanos *et al.*, 2003 ; Sinclair *et al.*, 2005). L'estimation proposée par Garcia-Castellanos *et al.* (2003) se fonde sur l'utilisation de données de puits et de sismique (Lanaja, 1987), des coupes en surface (voir p.6 paragraphe [26] de l'article pour les références complètes). L'objectif de cet article étant de quantifier les flux sortant du Bassin de l'Ebre lors de la connexion à la Méditerranée à la fin de la période d'endoréisme au Miocène, seul le volume total des sédiments cénozoïques est estimé. Ces auteurs mettent en évidence une augmentation de l'épaisseur vers le Nord, jusqu'à des valeurs de plus de 5000 m. Le volume total estimé dans ce travail, en ne tenant compte que des sédiments clastiques, est de 110000±5000 km^3, soit une masse de $20{\cdot}10^{16}$ kg en considérant une masse volumique de 2600 kg/m^3.

Dans l'article plus récent de Sinclair *et al.* (2005), les auteurs présentent des cartes d'isopaques dans le Bassin d'Aquitaine et également dans le Bassin de l'Ebre construites à partir des données de puits de Lanaja (1987) sur le versant espagnol et dla Compagnie Total sur le versant français afin de discuter les flux entrant dans les bassins, en relation avec les mouvements verticaux et l'érosion dans la Zone Axiale. Ce sont ainsi 105 puits qui sont sont utilisés dans le Bassin d'Aquitaine couvrant une surface d'environ 34400 km^2 et 48 dans le Bassin de l'Ebre. Les cartes d'isopaques sont générées à différentes périodes, pas forcément équivalentes entre le pro- et le retro-foreland, et sont utilisées pour dériver des taux de sédimentation ou des taux d'accumulation dans les bassins à partir de calculs simples :

$$Taux\ de\ sédimentation\ [km/Ma] = \frac{Volume\ de\ sédiment\ [km^3]}{Surface\ du\ bassin\ [km^2] \cdot Intervalle\ de\ temps\ [Ma]}$$

$$Taux\ d'acculumation\ [kg/km^2/Ma] = \frac{Volume\ de\ sédiment\ [m^3] \cdot Masse\ volumique\ [kg/m^3]}{Surface\ du\ bassin\ [km^2] \cdot Intervalle\ de\ temps\ [Ma]}$$

Le principal apport de ces calculs est la mise en évidence d'un flux quatre fois plus important dans le Bassin de l'Ebre que dans le Bassin d'Aquitaine à la fin de l'Eocène qui est interprété comme le résultat de l'accélération de l'exhumation dans la Zone Axiale avec une forte asymétrie. Toutefois, ces résultats sont à manier avec précautions car la surface du bassin de l'Ebre varie suivant les étapes choisies par les auteurs. Quand le nombre de puits utilisés pour une étape est moins élevé, la surface du bassin est diminuée, ce qui automatiquement augment le flux entrant.

Dans le cadre de cette étude, les puits dont nous disposons dans le Bassin d'Aquitaine sont trop peu nombreux et leur répartition n'est pas assez homogène dans le bassin pour pouvoir interpoler des cartes et faire des calculs de volume, de taux de sédimentation et d'accumulation. Par conséquent, nous utilisons les calculs de Sinclair *et al.* (2005).

Dans le Bassin de l'Ebre, les cartes isopaques sont établies pour des intervalles de temps au Mésozoïque et au Cénozoïque. Les intervalles considérés pour le début du Mésozoïque sont les périodes (Trias, Jurassique) et les époques pour le Crétacé car la résolution temporelle et la continuité des séries dans les puits ne permettent pas d'établir des cartes plus précises. Au Cénozoïque, la résolution dans les puits est un peu meilleure et permet un découpage plus fin. Le découpage choisi est alors le suivant : Paléogène, Yprésien/Lutétien, puis les unités tectonostratigraphiques de Geology of Spain (2002) T1 (Bartonien), T2 (Priabonien), T3 (Oligocène inférieur), T4 (Oligocène supérieur) et enfin T5 à T8 (Miocène), ces dernières étant très mal contraintes.

Les cartes établies sont présentées dans la Figure 3.13 pour le Mésozoïque et la Figure 3.14. Au Mésozoïque, les épaisseurs de sédiments sont relativement faibles et le volume préservé est de 35356 km^3. La faible quantité de sédiments déposés pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur peut s'expliquer par l'évolution géodynamique de cette partie de l'Ibérie, située en position marginale du domaine téthysien (Dercourt *et al.*, 2000) et qui connaît une sédimentation carbonatée. De plus, le soulèvement du Bassin de l'Ebre, à partir du Crétacé inférieur a pu entraîner le retrait par érosion d'une épaisseur importante de sédiments. Les épaisseurs les plus importantes sont enregistrées au Trias (au maximum 1000 m), provenant de l'érosion de la chaîne Hercynienne et d'une phase de dénudation majeure comme le montrent les doubles datations sur zircons détritiques (partie 4.6.2) et au Crétacé supérieur, provenant dans un premier temps de l'érosion du Sud du Bassin de l'Ebre qui alimente le Nord en extension puis de l'inversion des bassins extensifs dans le domaine pyrénéen pendant la convergence.

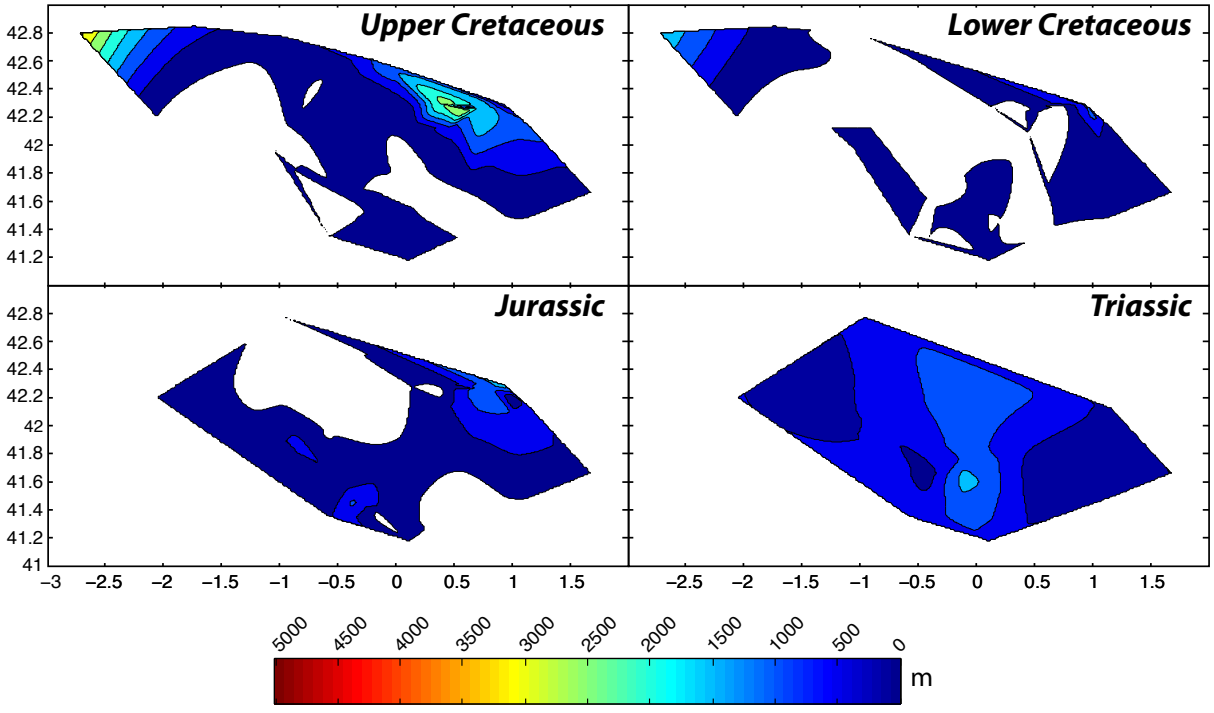


FIGURE 3.13: *Cartes des isopaques des sédiments déposés au Trias, Jurassique, Crétacé inférieur et Crétacé supérieur.*

Au Paléogène, le Bassin de l'Ebre présente une évolution complexe des zones en sédimentation liée à l'évolution de la zone orogénique. Le Paléocène est toujours marqué par une épaisseur de sédiments faible dans le bassin de l'Ebre. D'un point de vue des formation sédimentaires, la plus présente est le

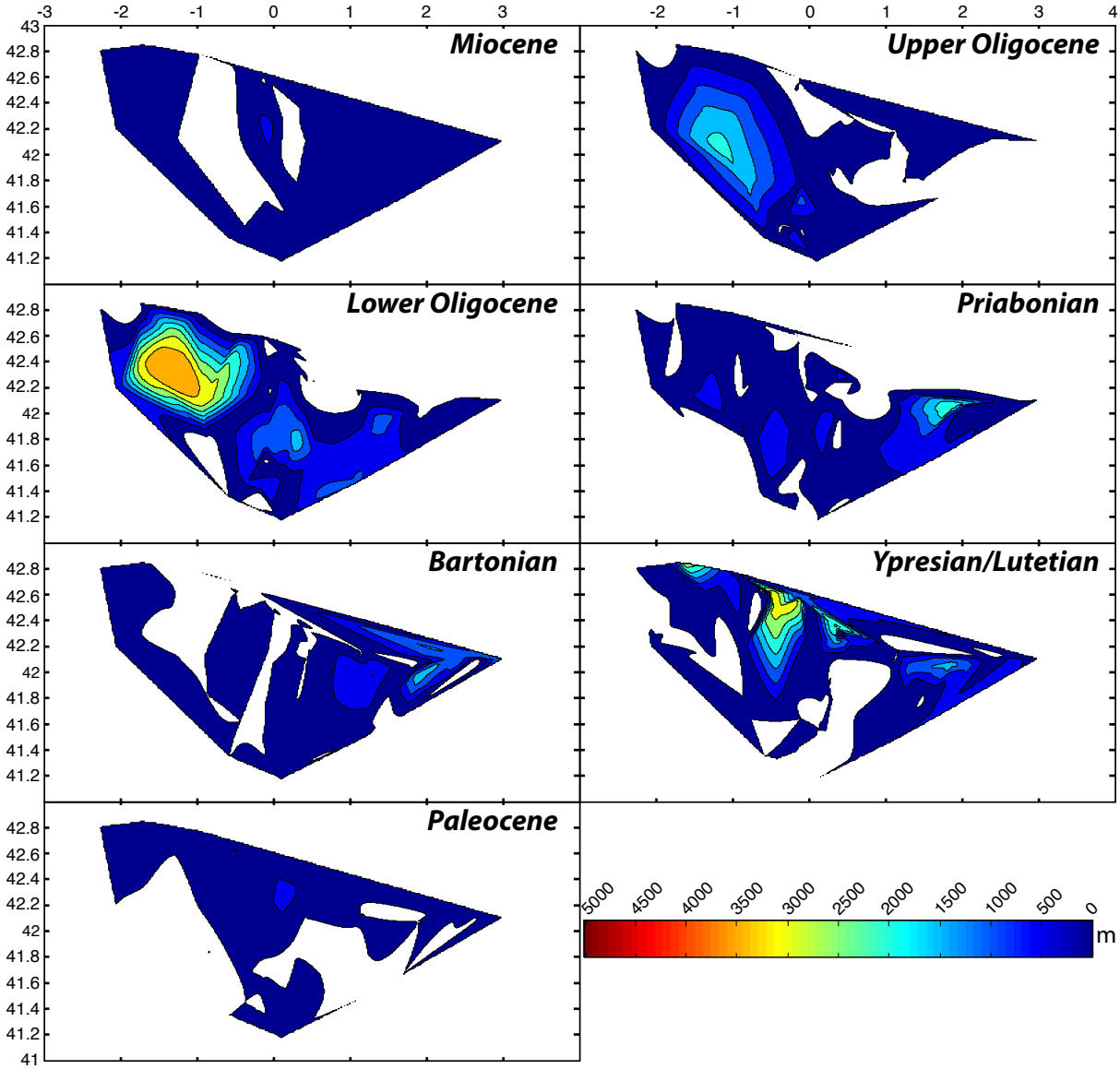


FIGURE 3.14: *Cartes des isopaques des sédiments déposés au Cénozoïque.*

Formation de Tremp qui est surtout reconnue sur le terrain dans le bassin de Tremp. Cette formation qui peut atteindre une épaisseur de plus de 600 m dans ce bassin s'amincit très rapidement dès lors qu'on s'en éloigne. La limite entre l'Eocène inférieur et l'Eocène supérieur est rarement reconnue dans les puits (Figure 3.1). De ce fait, ils sont regroupés sur une même carte. A cette période, la plus grande accumulation de sédiments se fait à l'Est du Bassin de Tremp et surtout dans le Bassin de Jaca qui pour mémoire connaît une sédimentation turbiditique qui peut atteindre 3500 m d'épaisseur (Groupe d'Hecho ; Mutti, 1977 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Labaume *et al.*, 1987 ; Barnolas et Teixell, 1994 ; Payros Agirre, 1997 ; Pickering et Corregidor, 2005). La sédimentation continentale qui apparaît au Bartonien se localise préférentiellement dans la Zone Sud-Pyrénéenne et l'Est du Bassin de l'Ebre. Cette répartition se poursuit au Priabonien mais les dépôts de cette période sont peu préservés dans la Zone Sud-Pyrénéenne. Pendant l'Oligocène inférieur et supérieur, tout le bassin connaît une accumulation importante, avec des épaisseurs maximales préservées dans l'Ouest. Le Bassin de l'Ebre est en effet

endoréique à cette période et tous les produits d'érosion de la chaîne drainés vers le Sud s'y accumulent. La sédimentation Néogène est très mal contrainte par les données de puits et donc peu exploitable.

Intervalle	**Durée** (Ma)	**Volume** (km^3)	**Surface** (km^2)	**Taux d'accumulation** ($t/km^2/Ma$)	**Taux de sédimentation** (km/Ma)
Cénozoïque	45,5	139346	38113	200,9	0,08
Tertiaire Continental	20,4	122554	38113	394,1	0,16
T5-8	3	396	11571	28,5	0,01
Oligocène (T3+T4)	10,9	45772	38113	275,4	0,11
T4	5,4	14472	32688	205,0	0,08
T3	5,5	31300	38113	373,3	0,15
Eocène supérieur (T1+T2)	6,5	15307	38030	154,8	0,06
T2	3,3	8033	38030	160,0	0,06
T1	3,2	7274	33520	169,5	0,07
Eocène inférieur/moyen	16	14672	37448	61,2	0,02
Paléocène	9,1	2120	37916	15,4	0,006
Mésozoïque	185,5	35356	30226	15,8	0,006
Crétacé supérieur	34,1	9864	30226	23,9	0,01
Crétacé inférieur	45,9	2620	30226	4,7	0,002
Jurassique	54,1	4822	26330	8,5	0,003
Trias	51,4	18049	26330	33,3	0,01

Table 3.7: *Volume de sédiments, surface de dépôt, taux d'accumulation et de sédimentation calculés à partir des cartes isopaques établies pour le Bassin de l'Ebre du Trias au Miocène.*

A partir des cartes d'isopaques, des volumes de sédiments préservés dans le bassin sont calculés ainsi que des taux d'accumulation et des taux de sédimentation en considérant un masse volumique de 2500 kg/m^3 et une surface qui dépend de l'aire dans laquelle les sédiments sont déposés (Table 3.7). La surface est donnée par une routine Matlab qui en plus de dessiner les cartes d'isopaques, calcule les volumes de sédiments dans le bassin. Pour l'intervalle continental du Bartonien au Miocène, soit de T1 à T5-8, nous obtenons un volume total de 122500 km^3. Sachant que les évaporites et les carbonates n'ont pas été retirés du calcul de volume, nous nous situons dans une gamme de valeur proche des 110000 km^3 de Garcia-Castellanos *et al.* (2003) pour la même période.

D'une manière générale, les taux d'accumulation et les taux de sédimentation de cette étude sont plus faibles que ceux calculés par Sinclair *et al.* (2005). Les intervalles de temps considérés étant identiques, il s'agit plus certainement d'une estimation différente du volume et/ou de la surface de dépôt plus faible de notre part. Cela peut provenir par exemple du nombre de puits utilisés. Du Trias au Crétacé inférieur, les taux sont faibles car les phases et les zones de subsidence accélérée sont très localisées et d'assez courte durée par rapport à la période considérée. A partir du Crétacé supérieur, les taux augmentent. Comme il s'agit des premiers stades de la collision, le relief est encore peu important et donc le flux de sédiments entrant dans le bassin est toujours faible (stade sous-rempli de l'avant-pays), comme le remplissage turbiditique (Formation de Vallcarga) Crétacé supérieur du Bassin de Tremp le montre. La diminution des taux de sédimentation et d'accumulation au Paléocène est contemporaine du ralentissement de la convergence entre l'Ibérie et l'Eurasie (Vergés *et al.*, 1995 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002). Dans le Bassin de Tremp, le remplissage à cette période est continental (Formation de Tremp) et peut atteindre un épaisseur importante mais néanmoins cela donne un taux très faible rapporté à la surface du bassin dans lesquels des sédiments de cette période sont préservés. A partir de l'Yprésien, la convergence reprend rapidement (Vergés *et al.*, 1995), ce qui entraîne la reprise de la construction du

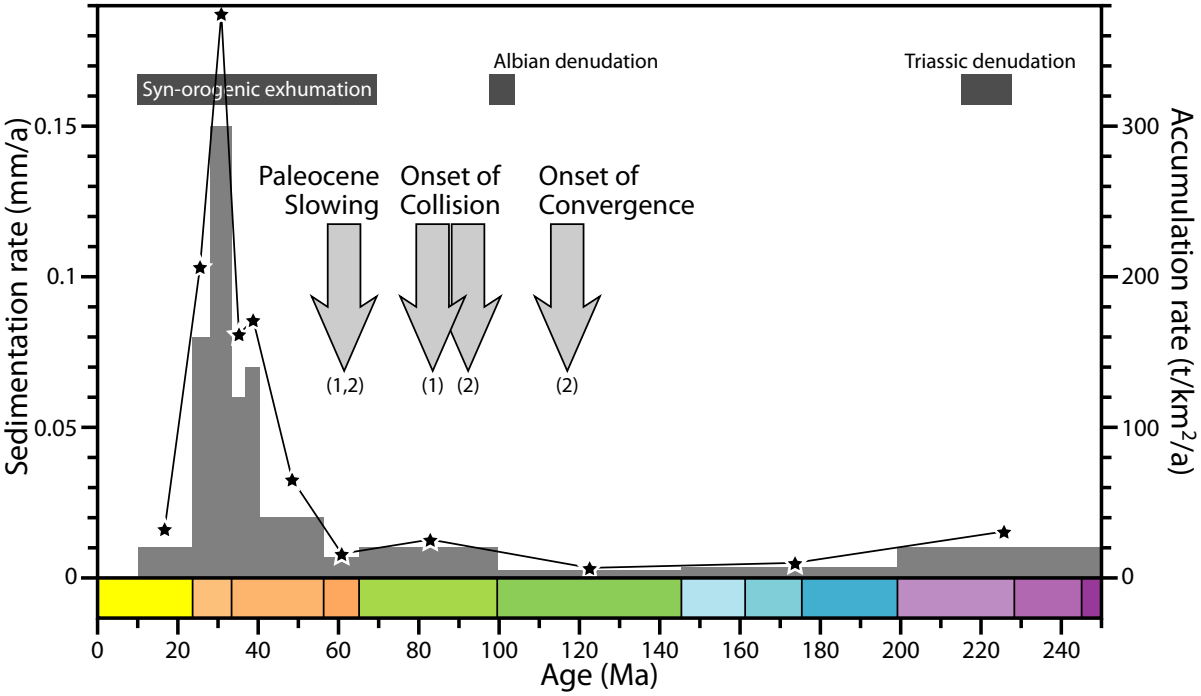


FIGURE 3.15: *Evolution des taux de sédimentation (histogrammes) et des taux d'accumulation (étoiles) dans le Bassin de l'Ebre du Trias au Miocène comparée aux principales phases d'exhumation et à la cinématique de l'Ibérie d'après 1) Fidalgo-Gonzalez (2001) et 2) Rosenbaum* et al. *(2002).*

prisme (rampe de Montsec et chevauchement de l'Unité d'Orri) et par conséquent une augmentation de l'érosion. Les flux continuent d'augmenter jusqu'à l'Oligocène inférieur. C'est d'ailleurs à cette période que les taux d'exhumation sont les plus importants dans la Zone Axiale (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009 ; Beamud *et al.*, 2011). De plus à cette période, le bassin de l'Ebre n'est connecté à aucun domaine océanique et il se comble complètement (Garcia-Castellanos *et al.*, 2003 ; Costa *et al.*, 2010). La remontée du niveau de base cause la proximalisation du profil de dépôt qui se traduit par la rétrogradation de cônes alluviaux sur la Zone Axiale (Vincent, 2001 ; Beamud *et al.*, 2003 ; Babault *et al.*, 2005 ; Beamud *et al.*, 2011). La connexion du Bassin de l'Ebre à la Mer Méditerranée, même si l'âge (ante- ou post-Messinien) est débattu (Garcia-Castellanos *et al.*, 2003 ; Babault *et al.*, 2005 ; Urgeles *et al.*, 2010) entraîne la vidange du bassin et en premier l'érosion du Miocène. Par conséquent cela diminue les contraintes sur l'épaisseur du Miocène déposé dans le Bassin de l'Ebre et les taux de sédimentation et d'accumulation associés à cette période.

3.2 Exemple de la reconstitution de la dynamique du bassin à une étape-clé : évolution sédimentologique et biostratigraphique au cours du Lutétien et du Bartonien des Sierras Exteriores

Cette partie présente un travail effectué au cours du stage de Master 2 de Benoît Berthier (2010) que j'ai co-encadré avec Damien Huyghe (actuellement UPPA) et Frédéric Mouthereau, en collaboration avec Josep Serra-Kiel (Universitat Barcelona). Ce travail à fait l'objet d'une présentation sous forme de poster intitulé **Etude sédimentologique et biostratigraphique de la plate-forme de Guara (Eocène) dans le bassin sud-pyrénéen : implications sur les facteurs de contrôle de la sédimentation** lors de la 23e Réunion des Sciences de la Terre en 2010 à Bordeaux. Ce travail a également été intégré à un article récemment soumis à la revue *Sedimentary Geology* qui présente une partie des résultats de la thèse de Damien Huyghe (2010) intitulé **Large scale facies change in the middle-Eocene South-Pyrenean foreland basin : the role of tectonics and prelude to Cenozoic ice-ages** dont je suis co-auteur.

3.2.1 Objectifs de ce travail et zone d'étude

L'objectif de cette étude est de compléter les connaissances existantes sur les plateformes carbonatées qui se développent au Lutétien sur la marge distale de l'avant-pays-Sud-Pyrénéen et leur disparition définitive à la limite Lutétien-Bartonien. Cette étude porte plus spécifiquement sur les Sierras Exteriores entre l'anticlinal de Mediano à l'Est et le synclinal d'Arguis à l'Ouest (Figure 3.16). En effet, la disparition des plateformes carbonatées en bordure des bassins d'avant-pays au profit des dépôts détritiques à la limite Lutétien-Bartonien est généralement interprétée comme la résultante du passage d'un stade sous-alimenté, c'est-à-dire un stade pendant lequel la création d'espace dans le bassin n'est pas compensée par le flux sédimentaire, à un stade sur-alimenté, c'est-à-dire un stade pendant lequel le flux sédimentaire comble totalement le bassin (Sinclair, 1997).

Dans les Pyrénées, la région qui forme actuellement les Sierras Exteriores connaît au Lutétien une sédimentation essentiellement carbonatée (Formation des Calcaires de Guara) qui laisse progressivement place à des formations deltaïques (Formation du Sobrarbe, Formation de Belsué-Atarés) qui sont de plus en plus jeunes vers l'Ouest (Puigdefabregas et Souquet, 1986). Le mouvement du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen, entraîné par le chevauchement de socle de Guarga crée au Miocène le relief qui forme les Sierras Exteriores (Jolivet *et al.*, 2007 ; Huyghe *et al.*, 2009) et amène à la surface les séries du Trias au Priabonien (Figure 2.37).

De l'Ilerdien au Lutétien, la disparition des carbonates en un point donné des correspond plutôt à l'ennoiement du bassin causé par la migration de la flexure et donc la migration du profil de dépôt (e.g. Loi de Walther *in* Homewood *et al.*, 1999) comme ont pu le montrer Vergés et Burbank (1996) en bordure des Chaînes Catalanes. La réponse principale à l'approfondissement du milieu de dépôt par les carbonates est donc plutôt une migration vers le domaine continental (c'est-à-dire vers le Sud-Ouest) pour rester dans des conditions de production favorables (loin des apports détritiques et de la zone de subsidence importante). A l'inverse, la partie de la plateforme la plus distale, c'est-à-dire celle qui est dans une zone de plus grande bathymétrie, aura tendance à aggrader pour maintenir un environnement favorable. Cette aggradation s'accompagne d'une augmentation des déstabilisations dans un milieu où le niveau marin relatif augmente (Filleaudeau, 2007). Cependant à la limite Lutétien-Bartonien, toutes les plateformes

carbonatées disparaissent définitivement de l'avant-pays Sud-pyrénéen au profit d'une sédimentation détritique. La transition majeure entre les carbonates et les formations deltaïques des Sierras Exteriores a donc naturellement été interprétée en terme de transition entre un stade sous-alimenté et un stade sur-alimenté par comparaison avec le travail effectué par Vergés et Burbank (1996) en bordure des Chaînes Catalanes.

Néanmoins, cette interprétation sous-entend que la disparition des carbonates est due uniquement à une augmentation du flux détritique en réponse à la croissance du prisme qui est soumis à l'érosion. Cependant, les reconstitutions climatiques récentes (Zachos *et al.*, 2008) montrent que l'Eocène est une période de refroidissement important marqué par de fortes instabilités climatiques (Bohaty et Zachos, 2003 ; Zachos *et al.*, 2008) entre le Paléogène en régime *greenhouse* et l'Oligocène en régime *icehouse*. Il apparaît en effet que les premières calottes polaires permanentes se mettent en place à cette période (voir la Figure 2.9 de Huyghe, 2010. Par conséquent, il est important d'estimer comment le climat au travers cette instabilité majeure influe sur la transition carbonates-détritisme dans l'avant-pays Sud-pyrénéen.

La zone d'étude a été choisie pour compléter les données existantes dans les zones précédemment étudiées par Castelltort *et al.* (2003) et Huyghe (2010) à l'Ouest (Arguis, Gabardiella) et moi-même au cours de mon Master 2 à l'Est (anticlinal de Boltaña). Elle se situe dans les Sierras Exteriores (Sierra de Guara ; Figure 3.16) où aucune donnée n'est encore publiée.

Les données nécessaires à cette étude ont été collectées au cours d'une mission de terrain en mars 2010. Cinq coupes sédimentologiques ont été étudiées (Lecina, Rodellar, Pedruel, Sud de Nocito et synclinal de Belsué d'Est en Ouest), ce qui représente une épaisseur d'environ 1500 m (Figure 3.17). Les structures sédimentaires, les textures, mais aussi plus particulièrement le contenu paléontologique ont été étudiés pour estimer les paléobathymétries et les environnements de dépôt. Le contenu paléontologique, constitué en grande partie par des macroforaminifères benthiques (Figure 3.18), a été daté par Josep Serra-Kiel (Universitat Barcelona) afin de connaître le moment de la transition entre la plateforme carbonatée et les faciès deltaïques.

FIGURE 3.16: *(Page suivante) Carte géologique des Sierras Exteriores (modifiée par Berthier, 2010 d'après Millan, 1996). Les zones étudiées lors de la mission de terrain de mars 2010 sont encadrées en rouge. Les zones précédemment étudiées dans la Formation des Calcaires de Guara (Filleaudeau, 2007 ; Huyghe, 2010 ; Huyghe* et al.*, soumis) et la Formation de Belsué-Atarés (Castelltort* et al.*, 2003) sont également présentées.*

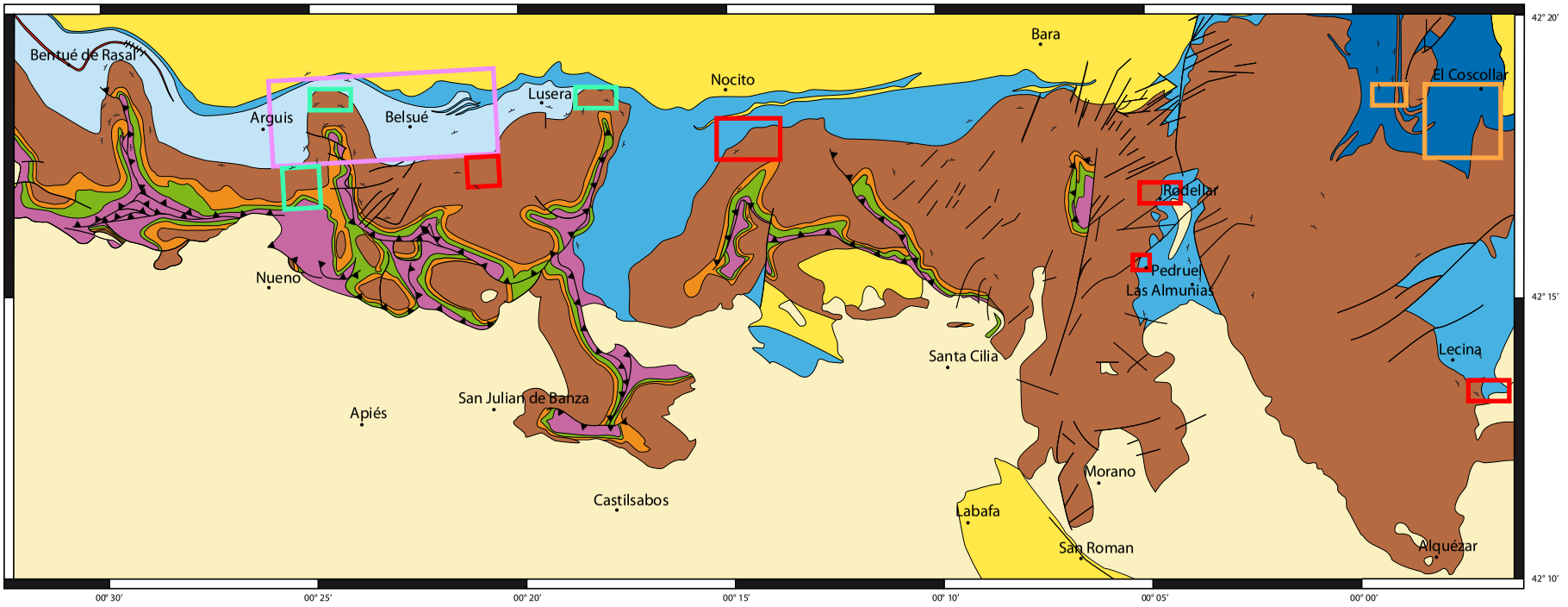

Bentué de Rasal
Arguis
Belsué
Lusera
Nocito
Bara
El Coscollar
Rodellar
Pedruel
Las Almunias
Nueno
Santa Cilia
Lecina
San Julian de Banza
Apiés
Morano
Castilsabos
Labafa
San Roman
Alquézar
42° 20'
42° 15'
42° 10'
00° 30'
00° 25'
00° 20'
00° 15'
00° 10'
00° 05'
00° 00'
Oligocene - Miocene
Priabonian - Lower Oligocene (Campodarbe Fm.)
Bartonian - Priabonian (Belsué Atarés Fm.)
Sponge Reef (Bartonian)
Bartonian (Pamplona Marls Fm.)
Ypresian - Lutetian
Cuisian (Boltaña Fm.) - Lutetian (Guara Fm.)
Upper Cretaceous - Paleocene (Tremp Fm.)
Upper Cretaceous
Mid-Upper Triassic
Thrust
Fault
THIS STUDY
Huyghe 2010; Huyghe et al., submitted
Filleaudeau, 2007
Castelltort et al., 2003

FIGURE 3.17: *(Page suivante) Coupes sédimentologiques mesurées pendant la mission de terrain de mars 2010, interprétées en faciès sédimentaires et datées par comparaison avec l'échelle des SBZ (Serra-Kiel* et al.*, 1998) puis corrélées entre elles.*

Ouest

Est

c. Sierra de Guara

d. Belsué

a. Synclinal du Balcès

b. Lecina

Rodellar

Pont de Pedruel

Eocène

Bartonien

Lutétien Supérieur

SBZ 18

SBZ 17

SBZ 16

SBZ 15

SBZ 14

Textures Carbonatées

Mudstone
Wackstone
Packstone
Grainstone

Granulométries détritiques

Argiles
Silts
Sables fins
Sables moyens
Sables grossiers
Sables très grossiers

ABC : échantillon (lame mince)

ABC : échantillon daté

Pd : prodelta

FDd : front distal du delta

FMd : front médian du delta

FPd : front proximal du delta

RE : rampe externe

RM : rampe médiane

RI : rampe interne

Transition plate-forme delta/delta

Discocycline
Miliole
Alvéoline
Nummulite
Bioclaste
Huître
Pecten
Terrier
Algue Rouge
Débris oursins
Gastéropode
Glauconie
Megarides 3D
Megarides 2D
Bases érosives
Rides de houle
Direction de courant

3.2.2 Ce qu'il faut savoir sur les foraminifères benthiques

Les macro foraminifères benthiques sont des importants producteurs de sédiments marins peu profonds des environnements tropicaux carbonatés modernes et anciens (Beavington-Penney et Racey, 2004) et notamment des calcaires de Guara (Molina *et al.*, 1988 ; Huyghe, 2010). La distribution des espèces est liée à l'environnement, la profondeur d'eau, la relation symbiotique entre les foraminifères et les algues photosynthétiques, les stratégies de reproduction, ou encore la morphologie (Beavington-Penney et Racey, 2004).

Dans un premier temps, le contenu en foraminifères benthiques de la plateforme carbonatée de Guara au Lutétien a été utilisé pour la datation par reconnaissance des espèces et comparaison avec l'échelle biostratigraphique établie par Serra-Kiel *et al.* (1998). Le reconnaissance optique des familles (principalement Nummulites, Alvéolines, Millioles, Discocyclines ; Figure 3.18) et des espèces et la comparaison du contenu en fossiles des échantillons avec l'échelle SBZ permet de donner un âge ou une gamme d'âges si les fossiles ont été remaniés après leur dépôt.

En plus de servir à la datation des séries sédimentaires de la plateforme carbonatée de Guara, l'écologie des foraminifères benthiques est un puissant outil pour développer des modèles paléoécologiques et paléoenvironnementaux. Toutefois, l'interaction entre les différents facteurs environnementaux influençant leur répartition est complexe (Figure 3.19), ce qui rend difficile la corrélation entre les caractéristiques des foraminifères benthiques et l'influence extérieure spécifique. Les paragraphes suivants qui décrivent l'écologie des foraminifères benthiques sont adaptés de Beavington-Penney et Racey (2004).

L'apparition des foraminifères benthiques est souvent liée à des périodes de réchauffement global, sécheresse, augmentation du niveau marin, expansion de l'habitat tropical ou subtropical et la réduction des circulations océaniques (Hallock et Glenn, 1986). Un mauvais recyclage des eaux de surface couplé à une faible productivité organique dans les océans entraîne une faible teneur en nutriments définissant ainsi un milieu oligotrophe, lui-même avantageux pour la relation symbiotique des foraminifères benthiques. D'autres facteurs, physiques et chimiques, influent sur les foraminifères benthiques, tels que la réserve de nutriments, la nature du substrat, l'énergie et la salinité de l'eau et la température. Bien que l'effet de la température soit généralement difficile à évaluer, il est considéré comme le facteur physique influant le plus la distribution des espèces (Lee, 1974). La température a un lien direct avec les propriétés physiques et chimiques de l'eau ainsi que les processus biologiques actifs au sein d'un environnement marin.

Les foraminifères benthiques s'adaptent facilement à un environnement oligotrophe, mais ne répondent pas bien lorsque les ressources en nutriments deviennent abondantes (Hallock, 1985). Une trop grande source de nutriments favorise le développement du plancton et provoque le départ du symbionte. De plus, le plancton réduit la transparence de l'eau qui devient plus toxique pour les foraminifères, ralentissant ainsi leur croissance et réduisant alors le taux de production carbonatée. La décomposition du plancton produit des sulfures et réduit la quantité d'oxygène ce qui induit aussi la disparition des macro foraminifères benthiques. La quantité de nutriments dépend également de la nature du substrat (Gerlach, 1972).

Dans un environnement aux conditions favorables, les foraminifères arrivent à maturité rapidement et sont de petite taille (Hallock et Glenn, 1986). Cependant, une population stressée par de faible température ainsi qu'une insuffisance de nutriments ou de lumière, entraîne une croissance plus lente et sont mature une fois arrivés à une grande taille (Bradshaw, 1957). Cette différence traduit deux modes de reproduction des foraminifères, sexuée ou non, qui est dépendante du degré de stress environnemental qu'ils subissent. Lorsque les conditions sont tolérables pour la croissance mais en dehors de la plage de

tolérance pour la reproduction, les individus continuent à croître jusqu'à une grande taille. Ceci arrive souvent quand l'habitat peu profond des espèces (<20 m) est lessivé dans un environnement profond (50-100 m) (Ross, 1972).

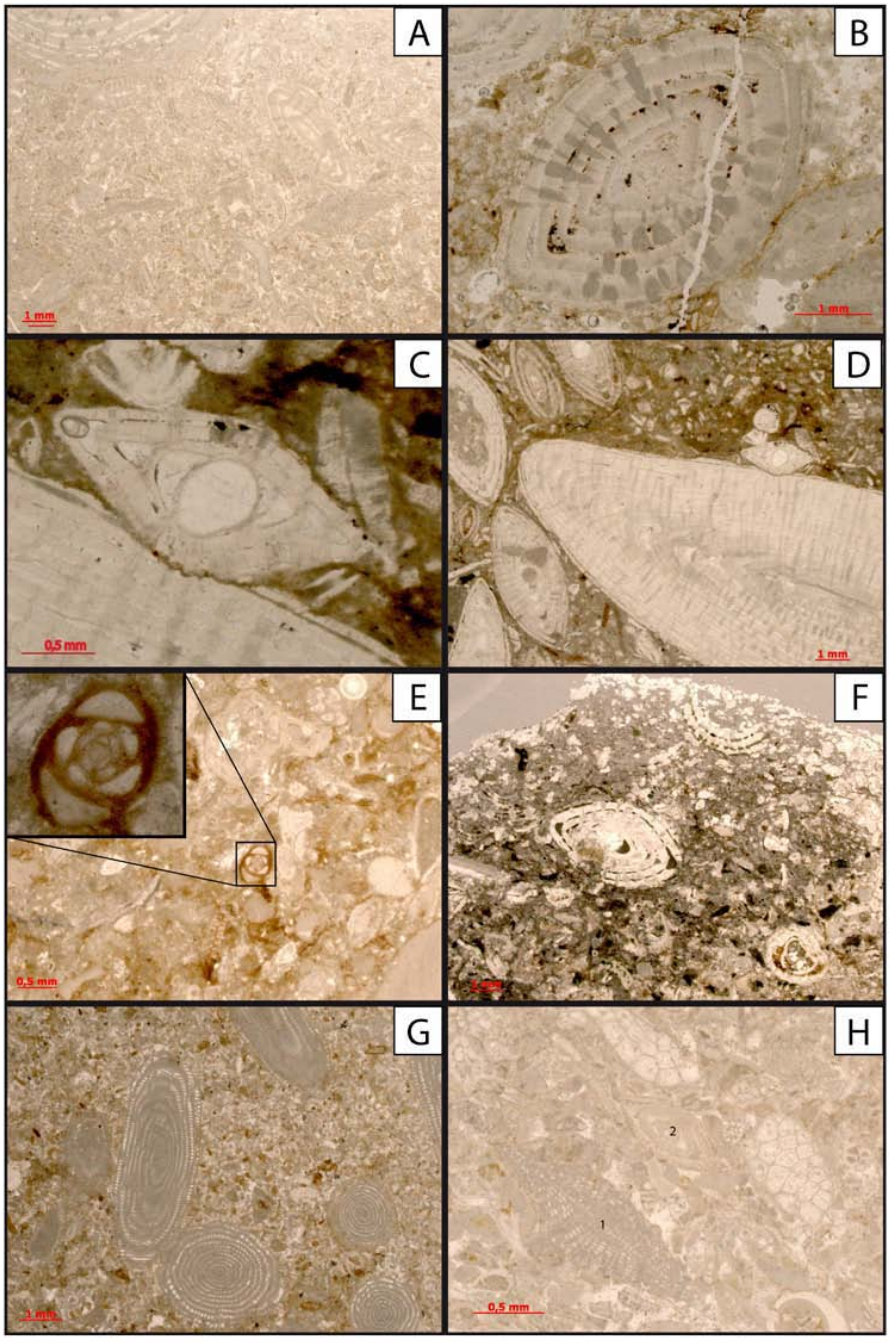


FIGURE 3.18: *Photos de lames minces, réalisées à partir des échantillons prélevés sur le terrain regroupant les différents macro foraminifères benthiques observés. A : Grainstone à* nummulites *; B :* Nummulite*, les piliers édifiant la structure interne sont nettement visibles en gris ; C :* Nummulite *avec sa loge juvénile au centre ; D :* Nummulite *centimétrique ; E : Grainstone à* milioles *; F : Grainstone à* nummulites *+ glauconie ; G : Grainstone à* alvéolines *; H : Grainstone à 1.* discocycline *et 2.* nummulite.

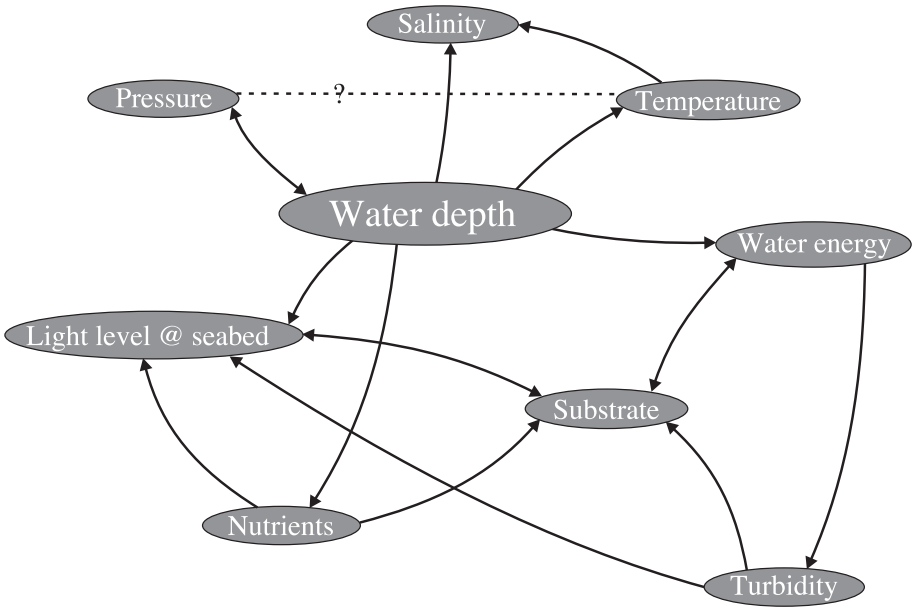


FIGURE 3.19: *Interaction des facteurs qui affectent la morphologie et la distribution des foraminifères benthiques (Beavington-Penney et Racey, 2004).*

En plus de leur taille, les foraminifères sont caractérisés par leur morphologie interne. La présence d'algues symbiotiques photosynthétiques à l'intérieur du test de plusieurs espèces est mise en évidence par Haynes (1965). La relation hôte-symbionte signifie que les foraminifères sont limités à de faible profondeur d'eau et à un milieu bien éclairé le tout avec un faible transport des individus. Ainsi la présence de ces algues est généralement un indicateur de profondeur d'eau inférieure à 120 m, à l'intérieur de la zone euphotique (Hottinger, 1983 ; Hallock, 1984). Ceci est vrai pour une eau non turbide. Les apports détritiques par les édifices deltaïques font augmenter la turbidité de l'eau. Par conséquent, les foraminifères remontent le long du profil de dépôt pour avoir plus de lumière dans l'eau.

Ross (1972) suggère que la symbiose avec les algues présentes dans les foraminifères benthiques est comparable, en termes de stimulation de croissance et de fixation de carbonate de calcium, au développement du corail. La croissance et la calcification dans plusieurs espèces de foraminifères benthiques ont montré une dépendance par rapport à l'activité symbiotique des algues (Leutenegger, 1984). Plusieurs espèces de foraminifères sont associées au même type de symbionte indépendamment de l'endroit et des facteurs écologiques tels que la profondeur de l'eau ou les saisons (Leutenegger, 1984).

La présence de certains foraminifères comme les orbitolites ou les milioles est également un indicateur de la présence d'herbiers sur lesquels ils s'installent et de l'absence de boue dans le substratum (Geel, 2000).

3.2.3 Modèle de faciès

L'interprétation en faciès sédimentaires des coupes sédimentologiques mesurées est basée sur la lithologie, le contenu paléontologique (macro-fossiles), la présence éventuelle de traces fossiles ainsi que les structures sédimentaires observables. Ainsi, la combinaison des observations de terrain permet de déterminer les conditions de mise en place de chaque type de dépôt, à savoir la profondeur d'eau et les processus de dépôt (démantèlement ou sédimentation in situ) par comparaison avec les environnements actuels (Burchette et Wright, 1992). Basé sur les limites d'action des vagues de beau temps (régime permanent) et des vagues de tempêtes (régime temporaire), les rampes carbonatées sont découpées en trois parties distinctes : la rampe interne, la rampe médiane et la rampe externe (Burchette et Wright, 1992) qui peuvent elles-même être encore subdivisées.

Les paléoenvironnements ont été déduit des associations des foraminifères benthiques par comparaison avec les travaux de Molina *et al.* (1988), Beavington-Penney et Racey (2004), Huyghe *et al.* (soumis) et les références incluses dans ces travaux. Tous les faciès indiquent que les calcaires de Guara des zones d'études sont généralement déposés dans un environnement marin peu profond, soit moins de 120 m (Figure 3.20).

Rampe interne

Le faciès de rampe interne est représenté par des grainstones et des wackstones riches en milioles. Quelques bioclastes et débris d'algues rouges y figurent également. Par ailleurs, nous pouvons observer des structures sédimentaires telles que des rides de houle et des rides 2D.

Rampe médiane proximale

Le faciès de rampe médiane proximal est caractérisé par un grainstone à milioles et alvéolines avec une quantité variable de ces dernières. La présence des alvéolines est liée à la réduction de la quantité de miliole présentes indiquant ainsi un environnement de dépôt légèrement plus profond qui peut aller jusqu'à 25 m de profondeur.

Rampe médiane

Le faciès de rampe médiane regroupe tous les lithofaciès de type grainstones caractérisés uniquement par des nummulites (Luterbacher, 1998). Toujours selon cet auteur, les packstones avec HCS, signes de l'influence des tempêtes, enregistrent des environnements d'avant-côte quand les alvéolines dominent et d'offshore supérieur quand les nummulites coexistent avec les alvéolines et les milioles. La coexistence des différentes familles dans les sédiments résulte de la remobilisation des sédiments par les tempêtes.

Rampe médiane distale

Le faciès de rampe médiane distale est, comme le faciès de rampe médiane, caractérisé par la seule présence de nummulites. Toutefois, les lithologies wackestones et mudstones témoignent d'un environnement de dépôt plus calme et donc plus profond dans la rampe médiane.

Rampe externe

Le faciès de rampe externe est caractérisé par l'apparition de discocyclines et d'assilines (Luterbacher, 1998) dans des calcaires de type wackestones à mudstones. Elles sont associées à la présence de nummulites, de milioles, de bioclastes, de débris d'oursins et de grains de glauconie.

Faciès de démantèlement

Les faciès de démantèlement sont composés en majorité de grainstones mais présentent toutefois quelques packstones et wackestones. Les grands foraminifères benthiques tels que les milioles, les alvéolines et les nummulites y sont abondants. Ainsi, on retrouve toutes les associations possibles des foraminifères benthiques sans aucun contrôle de la bathymétrie, ce qui signifie que les faciès de démantèlement peuvent être observés dans la rampe médiane ou bien la rampe externe. On y retrouve également dans certains des bioclastes, des gastéropodes et des débris d'algues rouges et des traces de terriers.

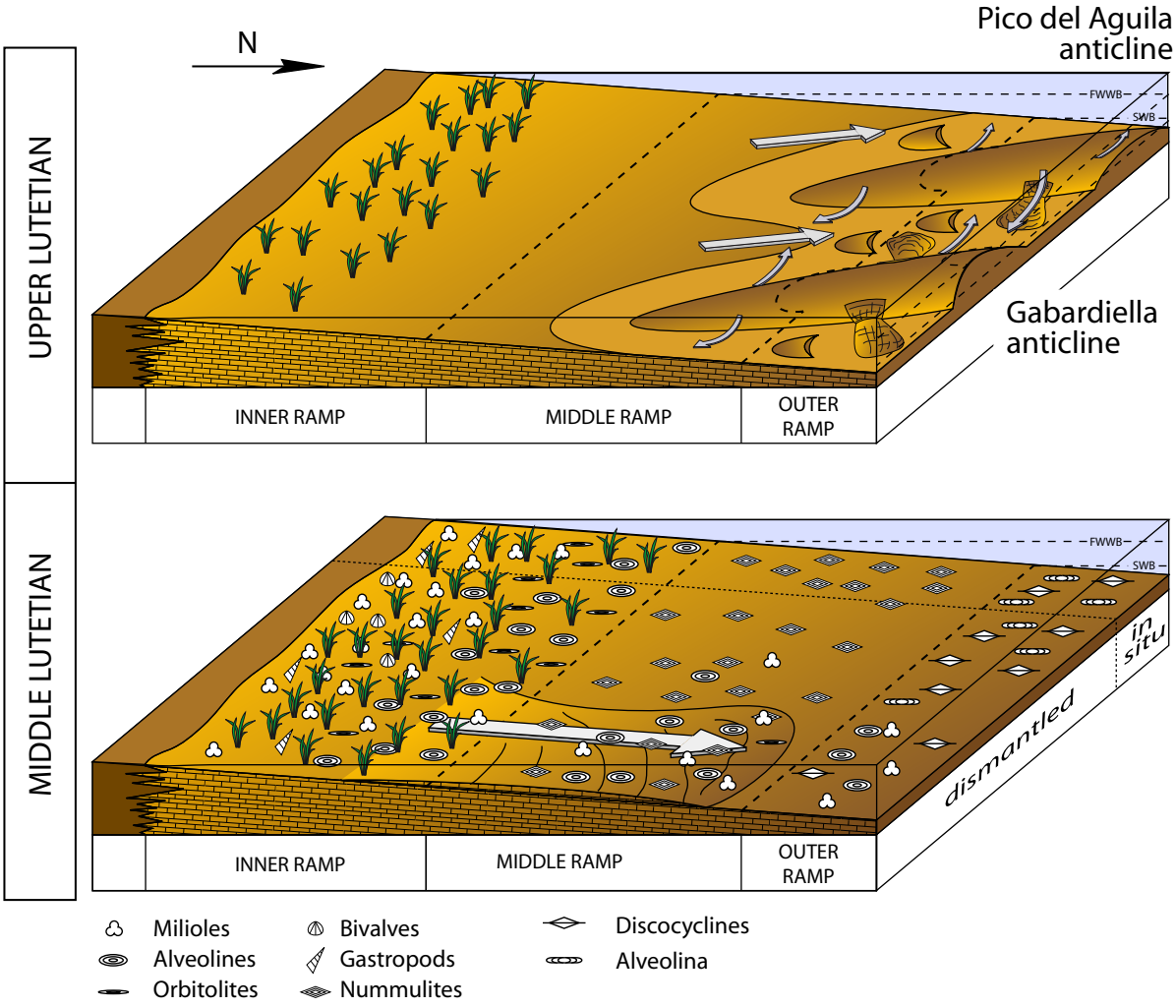


FIGURE 3.20: *Modèle de faciès carbonaté élaboré à partir des données recueillies dans les Sierras Exteriores (Huyghe* et al.*, soumis).*

La formation de Belsué-Atarés est composée essentiellement de grès et caractérise des dépôts d'origine deltaïque. Dans ce cas, les faciès sont établis en fonction de la description sédimentologique du matériel détritique qui dépend de la granulométrie, des structures sédimentaires et des fossiles présents (Figure 3.21).

Front du delta proximal

Le front de delta proximal est caractérisé par des sables grossiers à très grossiers. Dans certains cas des nummulites et des bioclastes sont présents. Les structures sédimentaires y sont très représentées. On observe ainsi de nombreuses rides de houle, de mégarides 2D et 3D.

Front du delta distal

Le faciès de front de delta distal est également caractérisé par une majorité de sables grossiers mais les structures sédimentaires sont peu représentées.

Prodelta

Le faciès de pro-delta regroupe des séries sédimentaires dont la granulométrie va du sable fin aux marnes. Par ailleurs, l'absence de structures sédimentaires,à l'exception des rides de courants, confirme un milieu de dépôt plus calme et donc plus profond associé au pro-delta.

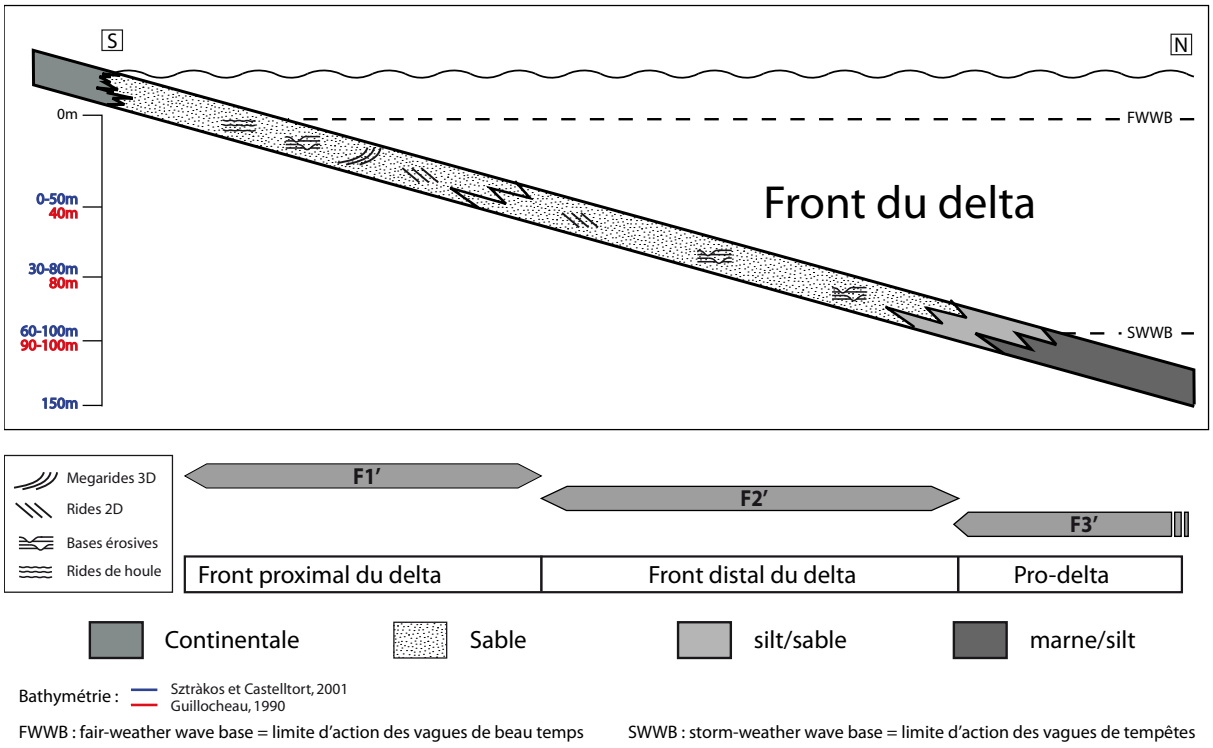


FIGURE 3.21: *Modèle de faciès élaboré à partir des données recueillies sur le terrain pour les formations deltaïques. Les limites d'actions des vagues de beau temps et de tempêtes sont tirées de Guillocheau (1990) et Sztrakos et Castelltort (2001).*

3.2.4 Interprétations et conclusions de ce travail : disparition des carbonates et paléogéographie

La datation des échantillons collectés le long des nouveaux logs par Josep Serra-Kiel a permis de corréler entre eux les cinq logs stratigraphiques. Nous avons également intégré à cette corrélation les coupes sédimentologiques tirées des récentes études de Castelltort *et al.* (2003), Filleaudeau (2007) et Huyghe (2010) dans le but de préciser les corrélations entre les différents logs et de caractériser au mieux l'évolution d'Est en Ouest de la nature et de la l'âge de la transition plate-forme/delta dans les Sierras Exteriores (Figure 3.22).

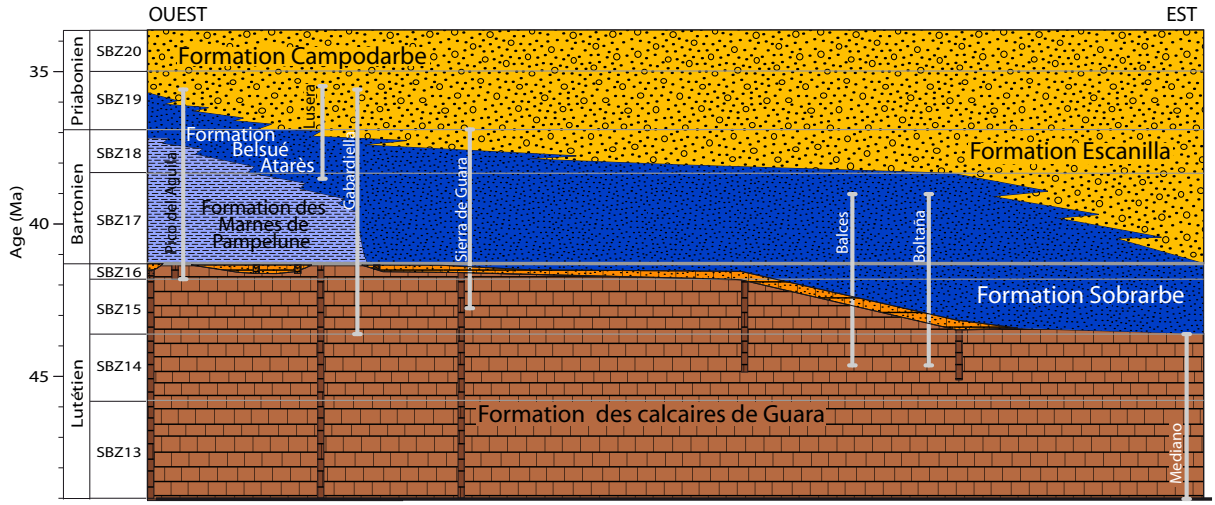


FIGURE 3.22: *Synthèse chronostratigraphique des dépôts sédimentaires dans les Sierras Exteriores à l'Eocène et période d'activité des différents anticlinaux de la zone d'étude déduite de Millan (1996). Les zones encadrées dans les calcaires correspondent aux zones directement observées sur le terrain. Cette synthèse met en évidence la migration de la transition entre la plate-forme de Guara et les dépôts deltaïques plus jeune d'Est vers l'Ouest (âges donnés par Poblet* et al.*, 1998 ; Serra-Kiel* et al.*, 1998 ; Castelltort* et al.*, 2003 ; Filleaudeau, 2007 ; Huyghe, 2010). Un faciès mixte de carbonates gréseux est observé à la transition entre les carbonates et les sédiments détritiques.*

- Les Calcaires de Guara qui se développent sur le sommet de l'anticlinal de Mediano disparaissent au cours du Lutétien moyen (SBZ14 ; Poblet *et al.*, 1998).
- Le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation silicoclastique au niveau du secteur Est de Boltaña se fait rapidement à la fin de la SBZ14 (Filleaudeau, 2007) comme dans la coupe de Lecina levées au cours de cette étude.
- Les coupes levées dans le synclinal de Rodellar montrent une transition entre la plateforme carbonatée et les sédiments détritiques à la fin de la SBZ15.
- La coupe sédimentologique de la Sierra de Guara, au Sud de Nocito, montre une transition à la limite Lutétien-Bartonien (SBZ16/17).
- La coupe sédimentologique levée sur le flanc Est du synclinal de Belsué est complétée par le log stratigraphique S6 tiré de l'article de Castelltort *et al.* (2003). La jonction des deux logs correspond à la transition entre les dépôts carbonatés et les dépôts silicoclastiques. La transition plate-forme/delta est placée à la limite SBZ 16/SBZ 17, soit la limite Lutétien-Bartonien.

– La coupe sédimentologique la plus à l'Ouest localisée dans le synclinal d'Arguis est composée pour sa partie inférieure par le log stratigraphique de Huyghe (2010) et pour sa partie supérieur par la base du log stratigraphique S1 de Castelltort *et al.* (2003). La transition est ici aussi datée de la limite SBZ 16/ SBZ 17.

Les corrélations entre les différentes coupes sédimentologiques nous permettent également de proposer quatre cartes paléogéographiques montrant l'avancée du domaine continental qui remplace progressivement la plateforme carbonatée sur la marge Sud au cours du Lutétien et jusqu'au Bartonien (Figure 3.23).

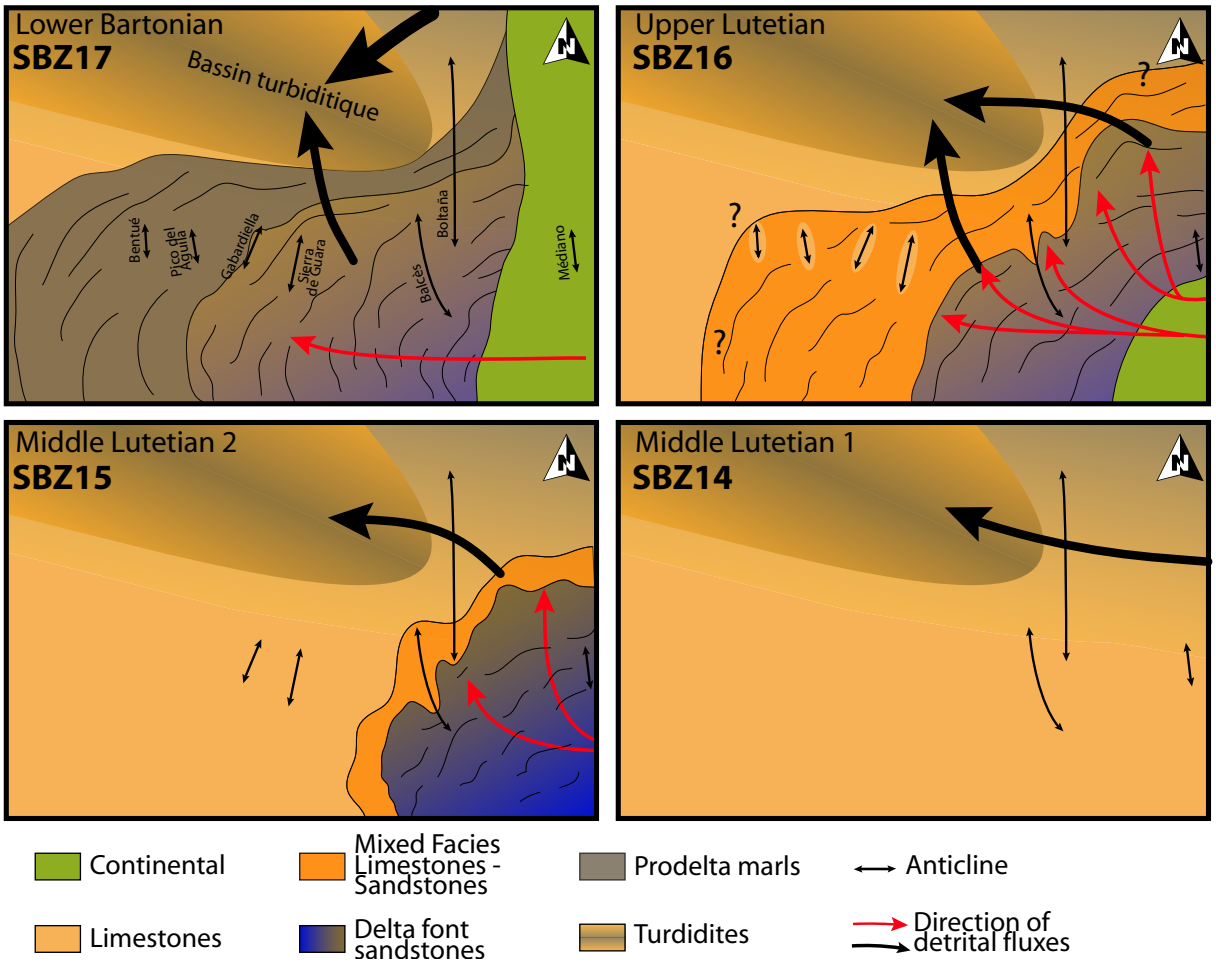


FIGURE 3.23: *Reconstitution paléogéographique du Bassin d'Ainsa et des Sierras Marginales de la base du Lutétien jusqu'au Bartonien inférieur (modifié d'après Berthier, 2010).*

Un résultat majeur de cette étude est la mise en évidence d'un faciès de transition au sommet des carbonates avant l'établissement de faciès deltaïques. Ce faciès de transition est généralement peu épais dans les coupes étudiées comparé à l'importante accumulation de carbonates pendant le Lutétien. Dans ce faciès mixte, les seuls foraminifères benthiques qui sont représentés sont les nummulites contrairement aux Calcaires de Guara où les nummulites cohabitent avec les milioles, les alvéolines et les discocyclines. Les précédents travaux menés sur le milieu de vie des foraminifères montrent que cette différence peut provenir d'un changement de l'écologie de la plateforme par l'arrivée progressive de matériel détritique dans la bassin qui cause des changements dans la chimie de l'eau et les conditions de vie des foraminifères

(turbidité, luminosité du fond, quantité de nutriments disponibles). En effet, on a vu précédemment que la symbiose entre les algues et les foraminifères était fortement dépendante de ces conditions. Un apport massif de nutriments dans le bassin est donc un facteur faisant devenir eutrophe l'environnement initialement oligotrophe. Dans ces conditions, la symbiose s'arrête et seules les nummulites persistent même si la paléobathymétrie est favorable à la croissance des milioles ou des alvéolines. Il apparaît que dans les Sierras Exteriores, l'existence du faciès de transition entre les carbonates et les séries deltaïques est contemporain d'une période d'exhumation majeure dans la haute chaîne à la fin du Lutétien (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009 ; cette étude) et d'importants apports non carbonatés provenant du lessivage du socle dans le bassin turbiditique d'Hecho (Caja *et al.*, 2010). Toutefois, la disparition des foraminifères autres que les nummulites dans les zones étudiées peut être localement due à un ennoiement de la plateforme car les foraminifères vivant dans des environnement peu profonds (milioles) sont toujours reconnus au sommet des anticlinaux qui croissent à cette période comme l'anticlinal de Gabardiella (Mari ; Huyghe, 2010 ; Huyghe *et al.*, soumis).

Alors que les plateformes carbonatées de la marge distale s'étaient toujours adaptées à la migration de la zone de flexure en migrant elles-mêmes vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire que les producteurs s'adaptent à la tectonique régionale, la limite Lutétien-Bartonien marque la disparition définitive des carbonates dans l'avant-pays Sud-Pyrénéen. Dans le contexte orogénique des Pyrénées, l'étude de la transition entre les carbonates et les sédiments détritiques (Berthier, 2010 ; Huyghe, 2010 ; Huyghe *et al.*, soumis) suggère que c'est la déstabilisation de réseaux hydrographiques établis et l'augmentation de l'érosion qui s'ensuit qui contrôlent la disparition des carbonates. Le climat n'est donc pas le facteur de contrôle dominant sur la disparition des carbonates mais il s'agit plutôt d'une combinaison d'un effet climatique global amplifié par la tectonique régionale.

3.3 Bilan sur les flux sédimentaires venant des Pyrénées et le remplissage des bassins périphériques

Cette étude avec deux approches différentes a permis de mettre en évidence les effets de la croissance de la chaîne pyrénéenne sur les bassins adjacents. La mauvaise répartition des données sur le versant français disponibles pour notre étude rend difficile la reconstitution de l'évolution de ce versant. A l'opposé, les données de puits et l'étude de terrain sur le versant espagnol permettent d'apporter des nouvelles informations sur l'évolution de la marge ibérique depuis le Trias.

Pendant la période post-Hercynienne, le bassin de l'Ebre subit d'abord l'influence de l'ouverture de l'Atlantique, puis une influence téthysienne au Jurassique. A partir du Crétacé inférieur, l'extension dans le domaine pyrénéen et le Golfe de Gascogne ouvre des bassins fortement subsidents (Organya, Cameros ; voir Figure 2.14). Lors de la convergence, ces bassins sont inversés et le système d'avant-pays de développe, d'abord étroit et fortement subsident au Crétacé supérieur et qui s'élargit en étant moins subsident et en migrant vers le Sud pendant le Cénozoïque. La limite Lutétien-Bartonien constitue un premier changement majeur dans l'évolution du bassin. En effet, à cette période, les plateformes carbonatées construites sur la marge Sud disparaissent définitivement. Au cours du Lutétien, la disparition des plateformes est bien documentée (Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Vergés et Burbank, 1996 ; Filleaudeau, 2007) et inteprétée comme une augmentation de la subsidence qui cause leur ennoiement. Cependant, à la limite Lutétien-Bartonien, la subsidence dans la zone qui forme actuellement les Sierras Exteriores n'augmente pas suffisamment pour expliquer à elle seule la disparition des plateformes. L'augmentation du flux détritique marquant la transition entre un bassin sous-rempli et un bassin sur-rempli est alors invoquée. L'étude sédimentologique et biostratigraphique qui a été menée dans les Sierras Exteriores a permis de préciser les conditions de la disparition des carbonates. Il apparaît en effet que c'est un effet couplé de l'augmentation du flux détritique et de l'instabilité climatique qui cause la disparition des carbonates. L'augmentation du flux sédimentaire entrant dans le Bassin de l'Ebre se poursuit jusqu'à l'Oligocène inférieur, avec un régime endoréique depuis le Priabonien. Replacé dans la séquence de déformation et d'exhumation des zones internes, l'Eocène supérieur et l'Oligocène correspondent au ralentissement de l'accrétion frontale (voir partie 5.1) et à l'accélération très importante de l'exhumation (partie 4.5 ; Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009 ; Beamud *et al.*, 2011) que Huyghe *et al.* (2009) ont pu attribuer à un contrôle climatique sur la déformation.

Chapitre 4

Contraintes sur la croissance du relief et l'origine des sédiments dans les bassins d'avant-pays pyrénéens au Paléogène : thermochronologie détritique multi-méthode

Dans le but de reconstituer l'évolution du système orogénique long-terme des Pyrénées, il est important de comprendre l'histoire thermique des sources sédimentaires. L'approche que nous avons choisie repose sur un couplage entre différentes méthodes de datations dont les températures de fermeture (Tc) vont de la très haute température aux basses tempréatures. Dans un premier temps, ces différentes techniques (U/Pb et (U-Th)/He sur zircons ; Traces de Fission sur apatites) sont détaillées afin de comprendre les hypothèses effectuées dans cette étude et les données de la littérature. En effet, la combinaison de ces différents systèmes thermochronologiques permet de déterminer l'histoire thermique des roches depuis le dernier événement de cristallisation jusqu'à l'arrivée de ces roches vers la surface (exhumation et érosion) et la sédimentation dans les bassins d'avant-pays. La multiplicité des sources sédimentaires se manifestera dans les échantillons par des populations d'âges variés qui devront être séparées et qui seront discutées par la suite. Finalement, les résultats obtenus sur des échantillons détritiques des bassins d'avant-pays Nord et Sud des Pyrénées sont présentés.

4.1 Généralités sur les méthodes de datations radiométriques

4.1.1 La fission nucléaire

La fission nucléaire est un des modes de désintégration durant lequel un nucléide lourd et instable (K ou nucléide appartenant par exemple à la série des actinides : Th, Pa, U, etc) se sépare en un couple de fragments de taille plus ou moins similaire, de masse égale à environ la moitié du nucléide d'origine. La fission du noyau père entraîne aussi l'éjection de particules (neutrons, particules β ou particules α) et la libération d'une grande quantité d'énergie (énergie cinétique et énergie de Coulomb due à la répulsion entre les particules et rayonnement γ). Dans les minéraux considérés dans cette étude, les désintégrations sont principalement dues à l'Uranium et au Thorium car ils sont les éléments instables les plus concentrés. Dans le cas de l'Uranium, la fission du noyau peut être spontanée ou induite par un bombardement de neutrons, que ce soit pour le ^{238}U (Figure 4.1 a) ou pour l'isotope 235 (Figure 4.1 b).

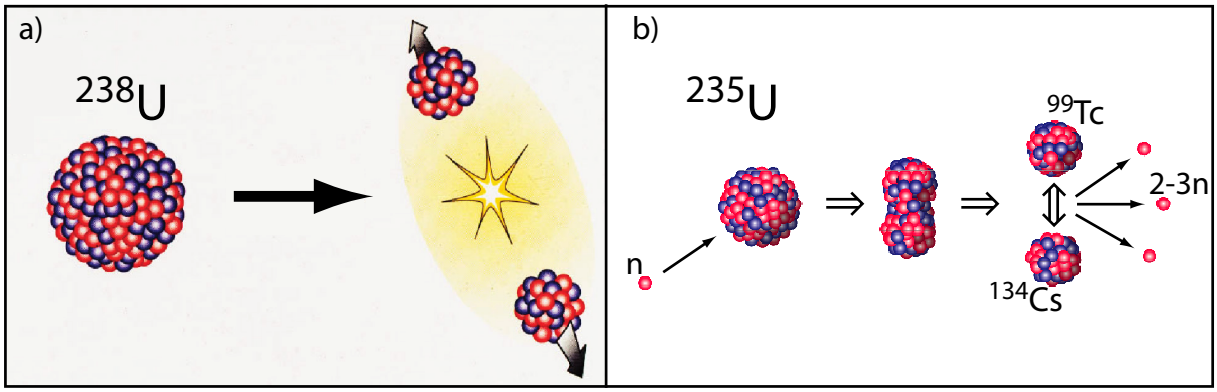


FIGURE 4.1: *Désintégration par fission a) spontanée d'un atome de ^{238}U et b) induite par un flux de neutrons d'un atome de ^{235}U.*

4.1.2 Loi de désintégration radioactive

Les méthodes de datations radiométriques sont basées sur la désintégration d'un élément père (de concentration P) lourd et instable (par exemple de l'Uranium) en un atome fils (de concentration F) stable. L'âge est donné par le rapport entre la concentration de l'atome père et de l'atome fils. Ces concentrations sont reliées par la constante de décroissance radioactive λ qui dépend du système considéré. Le taux de décroissance radioactive par unité de temps est ainsi donné par l'équation différentielle :

$$\frac{dP}{dT} = -\lambda \cdot P$$

λ est positif car le nombre de nucléides décroît au cours du temps. Pour une concentration $P = P_0$ atomes à l'instant initial ($t = 0$), c'est-à-dire quand on déclenche le chronomètre, la solution de l'équation différentielle est :

$$P_0 = Pe^{(-\lambda \cdot t)}$$

Cependant, P_0 ne peut pas être mesuré directement mais sa valeur peut être exprimée en fonction de l'abondance de l'élément père restant et de l'abondance d'élément fils formé, puisque la quantité d'atomes est conservée :

$$P_0 = F + P$$

La substitution de P_0 donne

$$F = Pe^{(-\lambda \cdot t)} - P$$

En résolvant pour t, on obtient l'équation chronométrique :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(\frac{F}{P} + 1\right)$$

Cette équation simple est la base de toutes les méthodes de datations radiométriques (U/Pb, K/Ar, traces de fission), aux variations près imposées par les systèmes utilisés.

4.1.3 Température de fermeture

Les méthodes de datations radiométriques sont très utiles pour donner des âges absolus mais il est toutefois aussi important d'expliquer cet âge. S'agit-il de la formation du minéral ou d'une phase de refroidissement plus ou moins rapide associée à de l'exhumation ? Dodson (1973) a introduit le concept de température de fermeture (Tc), utilisé en géochronologie pour expliquer la signification des âges mesurés (Figure 4.2) mais encore discuté quand il s'agit de roches déformées.

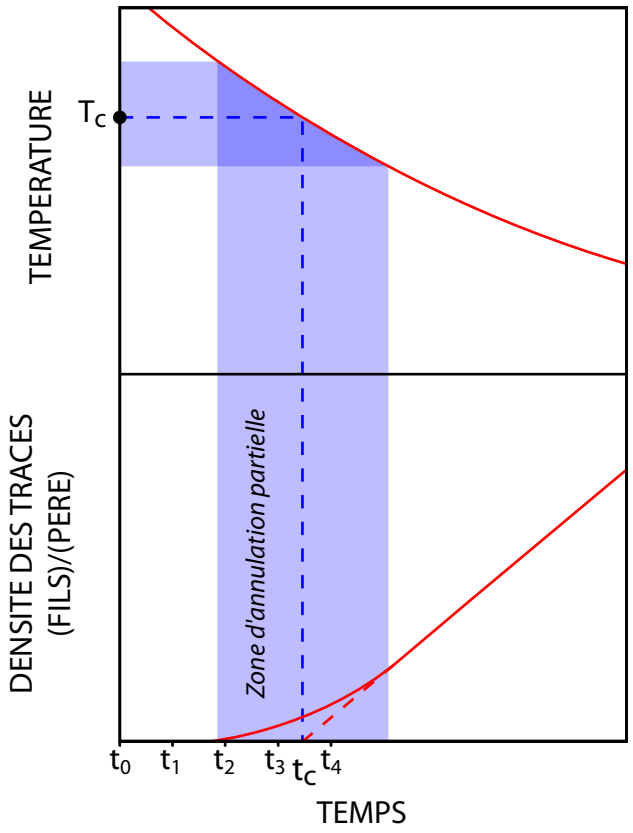


FIGURE 4.2: *Représentation schématique de l'histoire du refroidissement d'un échantillon et des changements dans le rapport Fils/Père ou dans la densité des traces de fission présentes dans un minéral. La perte en élément fils crée un âge apparent t_c qui peut être corrélé à la température de fermeture (modifié d'après Spear, 1993).*

Cette notion se base sur la diffusion des éléments chimiques dans les minéraux comme étant fonction principalement de la température. Le passage sous cette température critique interdit, ou en tout cas limite beaucoup, la diffusion des éléments dans le minéral, ce qui déclenche le thermochronomètre. Dodson (1973) énonce comme suit la température de fermeture :

$$T_c = \frac{E/R}{ln\left(\frac{AR(T_c)D_0/a^2}{E\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}t}\right)}\right)}$$

où a est le rayon du domaine de diffusion et donc souvent assimilé à la taille du grain, A un paramètre dépendant de la géométrie du domaine de diffusion, $\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}t}\right)$ la vitesse de refroidissement, E l'énergie d'activation de la diffusion, R la constante des gaz parfaits et D_0 le coefficient de diffusion.

Cette équation montre la forte dépendance de la température de fermeture à la taille et à la forme des grains, ainsi qu'à la vitesse de refroidissement, toujours considérées aujourd'hui comme des paramètres primordiaux dans l'interprétation des âges mais elle montre en particulier que la température de fermeture est très dépendante de l'énergie d'activation. Cette énergie d'activation est fonction du système considéré et par conséquent, chaque minéral et chaque système radiométrique aura sa propre température de fermeture, ce qui permet de couvrir la majeure partie des conditions de températures subies par les roches affleurantes, de températures d'environ 800°C (Spear, 1993 ; Cherniak et Watson, 2000) à 40°C (Farley, 2000 ; Bernet et Garver, 2005) pour les plus superficielles (Figure 4.3).

La Table suivante (4.1) référence les valeurs plus précises des températures de fermeture admises pour les systèmes les plus couramment utilisés dans les études thermochronologiques.

Méthode	**Minéral**	**Tc ($^\circ C$)**	**Référence**
U/Pb	Zircon	>800	Cherniak et Watson (2000)
U/Pb	Titanite	680	Dahl (1997)
K/Ar	Muscovite	325-375	Spear (1993)
K/Ar	Biotite	450	Villa et Puxeddu (1994)
K/Ar	Biotite	260-350	Spear (1993)
Traces de fission	Zircon	190-250	Brandon *et al.* (1998) ; Bernet et Garver (2005) ; Bernet (2009)
(U-Th)/He	Zircon	183	Reiners *et al.* (2004)
Traces de fission	Apatites	116	Ketcham *et al.* (1999)
(U-Th)/He	Apatites	40-80	Wolf *et al.* (1996) ; Farley (2000) ; Bernet et Garver (2005)

TABLE 4.1: *Températures de fermeture pour différentes méthodes et minéraux couramment utilisées dans les datations.*

L'âge mesuré est donc un âge de refroidissement si la température de cristallisation du minéral est plus importante que la température de fermeture du système isotopique considéré (par exemple pour les traces de fission ou la méthode (U-Th)/He), et un âge de cristallisation dans le cas contraire (U/Pb par exemple). Par exemple, la méthode U/Pb donne l'âge de cristallisation d'un zircon et la datation (U-Th)/He donne l'âge de traversée de l'isotherme $180^\circ C$. Il est donc à priori possible de suivre le refroidissement d'un même grain depuis des températures élevées jusqu'à des températures basses en utilisant différents systèmes isotopiques (Figure 4.3). C'est ce que nous avons fait sur des monograins de zircons de 6 échantillons provenant des versants Nord et Sud des Pyrénées pour étudier leurs sources et leurs vitesses d'exhumation.

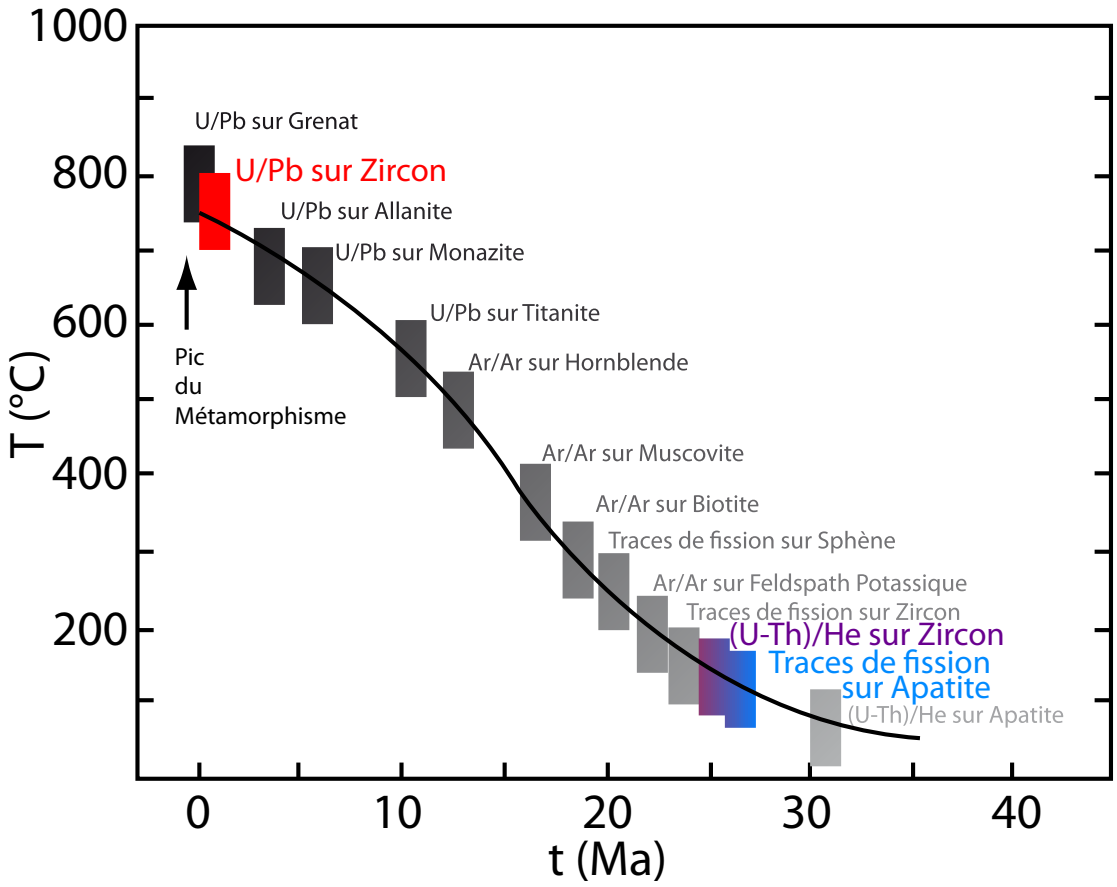


FIGURE 4.3: *Compilation des températures de fermeture de différents couples isotopiques et traces de fission sur un chemin Température-Temps fictif (modifié d'après Spear, 1993). Le système représenté en rouge correspond aux datations avec une haute température de fermeture ; les systèmes en bleu-violet correspondent aux systèmes de basse température étudiés.*

4.1.4 Annulation et recuit total

Dans le cas de l'exhumation des unités dites *in situ*, on conserve seulement l'âge du dernier épisode thermique si la température a atteint des valeurs suffisamment importantes pour que toutes les traces de fission préexistantes soient résorbées et l'Helium dégagé par la désintégration radioactive ne soit plus retenu dans les grains de l'échantillon. On parle alors de recuit ou *reset* total. Dans le cas de la thermochronologie détritique, il y a reset total si l'enfouissement des séries permet aux sédiments d'atteindre la température de fermeture du système étudié. Si l'enfouissement n'est pas suffisant pour atteindre la température de fermeture, il n'y a pas de reset et les âges enregistrés sont ceux des différentes sources. On peut alors reconstituer l'histoire et l'évolution des sources en utilisant le concept de lagtime introduit par Bernet *et al.* (2001). Il s'agit de l'intervalle de temps entre le passage de la température de fermeture par la source et l'âge stratigraphique de l'échantillon. On peut ainsi avoir une idée de la dynamique d'érosion à la surface et calculer des taux d'exhumation pour certaines sources (Figure 4.4).

Un échantillon qui reste pendant un certain temps dans des conditions de température suffisamment élevées voit ses traces de fission partiellement effacées ou l'Helium incomplètement préservé dans les grains. On parle alors de reset partiel.

La notion de Zone d'Annulation Partielle pour les traces de fission ou de Zone de Rétention Partielle dans le système Helium permet donc de diviser tout environnement géologique en trois zones, avec des profondeurs variables suivant la méthode utilisée :

- une zone dans laquelle toute trace formée sera immédiatement effacée et où l'Helium ne sera pas retenu ;
- la Zone d'Annulation Partielle, dans laquelle une partie des traces est préservée ou la Zone de Rétention Partielle dans laquelle une partie de l'Helium est conservée. Dans le cas de l'Helium, il est possible de modéliser les âges obtenus en fonction de la température en utilisant l'équation de diffusion de l'Helium de Wolf *et al.* (1998). La solution analytique de cette équation donne l'étendue de la Zone de Rétention Partielle pour des conditions isothermales ;
- la Zone de Stabilité, dans laquelle l'Helium est retenu dans les grains et les traces de fission formées sont considérées comme stables.

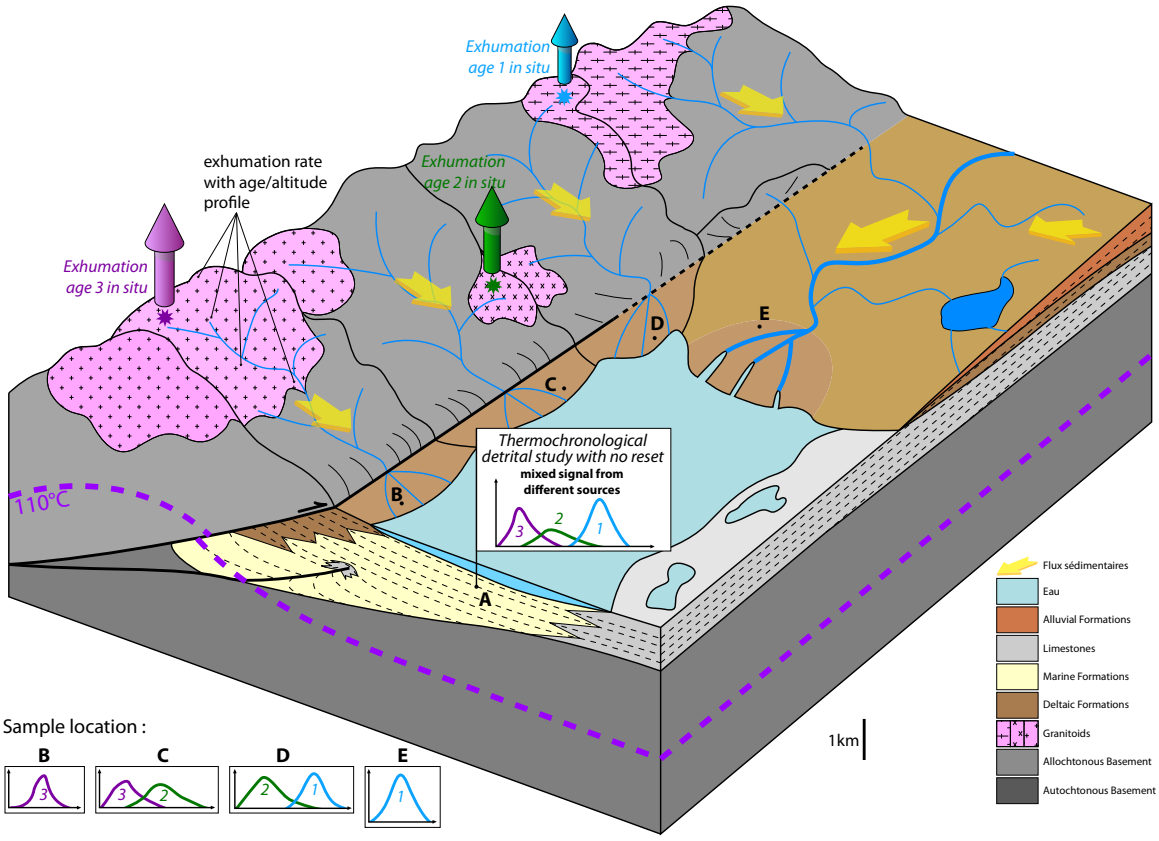


FIGURE 4.4: *Evolution de la température des sources pour un échantillon détritique, de leur exhumation à l'enfouissement dans un bassin sédimentaire (modifié d'après Bernet* et al.*, 2001 et Bernet et Garver, 2005). Si on considère le transport comme instantané, on définit le lagtime comme l'intervalle de temps entre le passage de la température de fermeture et l'âge stratigraphique de l'échantillon.*

4.2 Age de cristallisation des sources : méthode U/Pb sur zircons

La méthode de datation U/Pb a été choisie pour dater les monograins de zircons dans les séries détritiques que nous avons séléctionnées. La séparation des minéraux lourds est présentée en Annexe B.1. La méthode U/Pb que nous utilisons pour séparer les populations de grains et discuter leurs différentes origines donne les âges qui correspondent à la mise en place des magmas car la température nécessaire à la diffusion du plomb hors du réseau cristallin est supérieure à $800°C$ (Cherniak et Watson, 2000). Ainsi, du fait de l'ubiquité des zircons dans les magmas (Bernet et Garver, 2005), les sources que nous enregistrons sont multiples et la distribution des âges très étalée.

4.2.1 Principes

Equation thermochronométrique

Dans la méthode U/Pb sur zircons, les systèmes considérés sont ^{238}U qui se désintègre en ^{206}Pb et ^{235}U qui donne du ^{207}Pb. Ces deux décroissances isotopiques sont indépendantes. Les équations thermochronométriques pour ces deux systèmes sont donc également indépendantes et s'écrivent :

$$t_{\left(\frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right)} = \frac{1}{\lambda} \cdot \log\left(\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} + 1\right)$$

$$t_{\left(\frac{^{207}Pb}{^{235}U}\right)} = \frac{1}{\lambda'} \cdot \log\left(\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U} + 1\right)$$

avec λ=$0,155125.10^{-9}a^{-1}$ et λ'=$0,98485.10^{-9}a^{-1}$ les constantes de désintégration de chaque isotope. Dans ces équations, Pb^* correspond à la quantité d'isotope radiogénique, c'est-à-dire à la quantité de Pb mesurée qui est corrigée du plomb commun. La correction s'effectue en mesurant la quantité d'isotope stable du plomb (^{204}Pb).

Diagramme Concordia

Les deux équations précédentes sont indépendantes donc un seul échantillon donnera deux estimations indépendantes des rapports $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$ et $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$ et leur évolution au cours du temps. L'origine du graphique représente le temps présent, pour lequel, $^{206}Pb^*$ et $^{207}Pb^*$ sont nuls et à chaque instant t antérieur correspondra une valeur unique de $\left(\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}\right)$ et $\left(\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}\right)$. Le graphique où sont représentées ces valeurs est connu sous le nom de "*diagramme concordia*" (Faure, 1986 ; Figure 4.5).

Les diagrammes concordia sont très utiles car ils constituent une méthode graphique permettant de déterminer si les deux âges déterminés par les deux systèmes isotopiques indépendants sont les mêmes ou non. Cette représentation donne également un moyen d'interpréter la signification des âges s'ils diffèrent. Quand les deux âges sont les mêmes, ils sont qualifiés de *concordants* et se situent sur la courbe concordia. En revanche, si les âges diffèrent, les points ne seront pas sur la courbe et sont qualifiés de *discordants*. Ils s'alignent sur une droite appelée discordia qui recoupe la concordia en deux points, un intercept supérieur et un intercept inférieur, qui correspondent respectivement à l'âge de formation du minéral et à l'âge d'ouverture du minéral pour le plomb. Les âges discordants peuvent être causés de trois manières différentes :

1. perte de Pb par diffusion pendant un épisode de déséquilibre thermique ;
2. mélange avec un composant hérité d'un âge différent ;
3. lessivage du plomb sur la surface du grain.

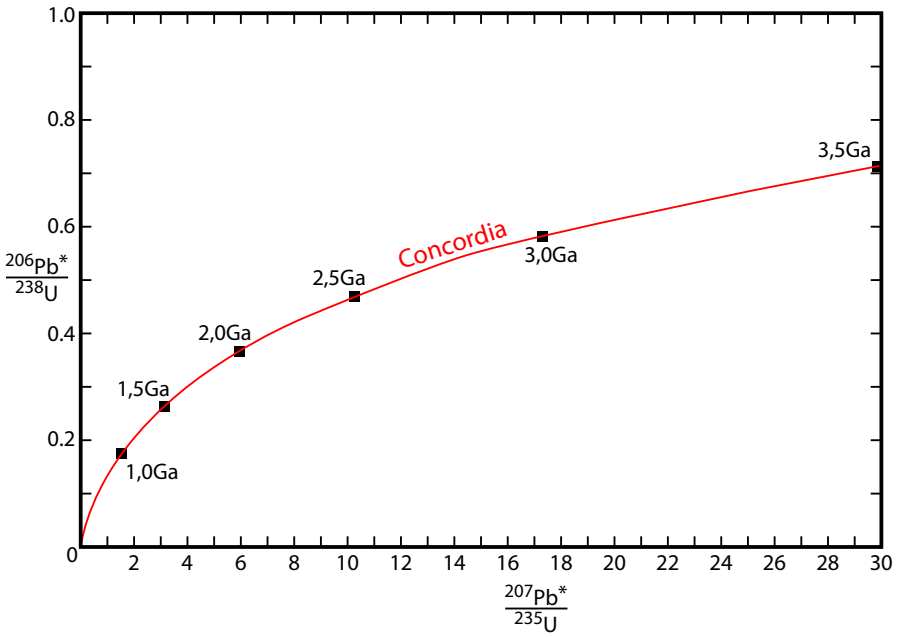


FIGURE 4.5: *Diagramme concordia montrant l'évolution des rapports* $\left(\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}\right)$ *et* $\left(\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}\right)$ *au cours du temps (modifié d'après Faure, 1986).*

4.2.2 Préparation des zircons et mesures des concentrations isotopiques

Les zircons à analyser ont été montés au CRPG-Nancy avec des grains du standard $ZR-91500$ daté à $1062{,}4 \pm 0{,}4 Ma$ (Wiedenbeck *et al.*, 1995) sur un plot puis coulés dans une résine. Ce plot est ensuite poli de manière à ce que les zircons affleurent sur leur moitié, ce qui suppose que les grains soient de taille homogène.

Les analyses ont été effectuées sur la sonde ionique Cameca IMS 1270 du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy (France). La procédure analytique en vigueur au CRPG est donnée par Deloule *et al.* (2002) et le déroulement des mesures isotopiques est décrit ci-dessous :

1. un faisceau primaire de molécules chargées O_2^- est créé à partir d'un gaz dans une source appelée Duoplasmotron ;
2. ces particules sont accélérées dans la colonne primaire sous tension et focalisées sur une zone de l'échantillon ;
3. sur l'échantillon, la zone d'impact du faisceau primaire ($\sim$40 μm) est pulvérisée et émet une partie des éléments qui la constitue sous forme d'ions secondaires qui sont à leur tour accélérés et envoyés dans la partie spectromètre de la machine ;
4. les ions secondaires sont focalisés spatialement grâce à l'optique de transfert, en énergie grâce à la combinaison de deux secteurs électrostatiques et magnétiques et en masse grâce au secteur magnétique
5. les ions sont dirigés vers un système de comptage qui réalise, pour chaque analyse, une série de quinze cycles de mesures sur un multiplicateur d'électrons. Les intensités sont mesurées sur la masse 203,5 pour le bruit de fond et les masses Zr_2O, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{208}Pb, U, UO et ThO.

Les rapports ^{206}Pb$^*/^{238}$U et ^{207}Pb$^*/^{235}$U sont obtenus à partir des rapports isotopiques bruts après trois étapes. Dans un premier temps, le bruit de fond est corrigé. Ensuite le plomb mesuré est corrigé du plomb commun à partir des mesures de ^{204}Pb. Pour finir, le rapport Pb/U corrigé du plomb commun est calibré avec les mesures du standard. Cette calibration est nécessaire à cause de la variation des ions Pb/U formés dans l'échantillon en fonction du rapport UO/U.

4.3 Ages d'exhumation sur zircons : méthode (U-Th)/He

L'objectif de cette étude est d'utiliser le système (U-Th)/He sur zircons sur § échantillons afin de :
- dater le passage de ces échantillons sous l'isotherme qui correspond à la température de fermeture du système considéré, à savoir $180°C$ (Reiners *et al.*, 2004) ;
- quantifier l'exhumation récente des sources sédimentaires qui alimentent les bassins Nord et Sud ;
- discuter la géométrie et l'évolution des zones sources.

4.3.1 Principe

La méthode de datation (U-Th)/He, que ce soit sur apatites ou zircons, est une approche récente (Farley *et al.*, 1996 ; Farley, 2002). Elle permet d'accéder aux derniers stades de l'exhumation d'une chaîne de montagnes, au même titre que les traces de fission. Les différences entre ces deux méthodes sont dues aux températures de fermeture des systèmes (voir Partie 4.1.3). La température de fermeture pour le système (U-Th)/He sur zircons varie entre 170 et $200°C$ (Reiners *et al.*, 2004), mais la température communément retenue est $180°C$. Ainsi, l'âge déterminé par la mesure de l'abondance des éléments U, Th et He dans les zircons est le moment où ces minéraux ont été refroidis sous cette température de fermeture, soit une profondeur d'environ 6km si on considère un géotherme normal de $30°C/km$. Les mesures réalisées lors de ce travail ont été réalisées sous la responsabilité scientifique de Raphaël Pik au Laboratoire des Gaz Rares du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy.

La méthode de datation (U-Th)/He sur zircons est basée sur la quantification dans le minéral des noyaux d'^4He (particules α) produits au cours du temps par les chaines de désintégration radioactives de l'^{235}U, ^{238}U et ^{232}Th (Reiners et Brandon, 2006 ; Figure 4.6). La prise en compte de cette chaîne de désintégration ainsi que la mesure précise des abondances actuelles en ^4He, ^{235}U, ^{238}U et ^{232}Th permet d'obtenir un âge t qui correspond au temps écoulé depuis que l'^4He est retenu dans le système cristallin des minéraux, selon l'équation :

$$^4He = 8 \cdot^{238} U \left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) + 7 \cdot^{235} U \left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right) + 6 \cdot 232Th \left(e^{\lambda_{232}t} - 1\right)$$

avec λ_i les différentes constantes de désintégration radioactive. Comme le rapport isotopique $^{235}U/^{238}U$ est constant et égal à $1/137,88$, on peut substituer dans l'équation la concentration en ^{235}U d'où la nouvelle équation :

$$^4He = 8 \cdot^{238} U \left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) + 7 \cdot \left(\frac{^{238}U}{137,88}\right) \left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right) + 6 \cdot^{232} Th \left(e^{\lambda_{232}t} - 1\right)$$

ce qui, dans les mesures analytiques, revient à mesurer uniquement la concentration en ^4He, ^{238}U et ^{232}Th.

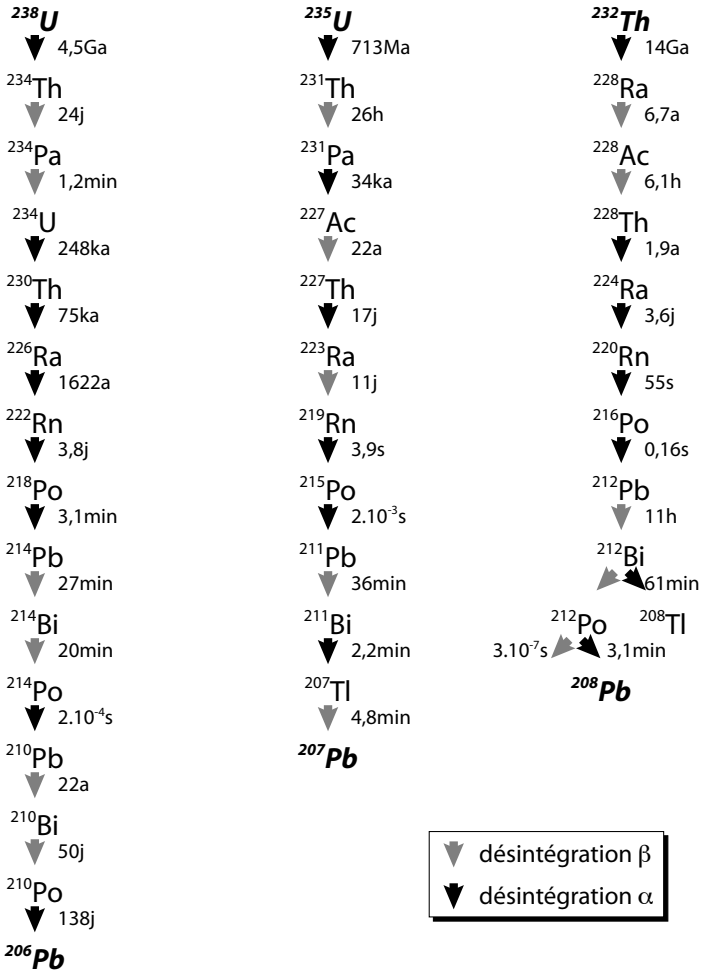


FIGURE 4.6: *Principales chaînes de désintégration nucléaire produisant de l'*^4He *avec les constantes de temps caractéristiques de chaque palier (Mahéo, 2002 in Denèle, 2007.*

Cette équation n'est valide que si (Denèle, 2007) :

1. il n'y a pas de particules ^4He initialement dans le minéral ;
2. la production de particules α est trop faible pour conduire à la destruction du réseau par métamictisation et ainsi à des pertes d'hélium contrôlées par des processus autres que la diffusion volumique.

Pour remplir ces deux conditions, il faut des minéraux à la fois suffisamment riches en U et Th pour que la quantité d'He initiale soit négligeable par rapport à celle produite au cours du temps et suffisamment faible en U et Th pour éviter la métamictisation. Le zircon $ZrSiO_4$ et l'apatite $Ca_5(F, Cl, OH)[PO_4]_3$, de par leur concentration relativement faible en U et Th ($\sim$500ppm et $\sim$20ppm respectivement), respectent ces conditions. De plus, ce sont des minéraux communs à la plupart des roches de la croûte terrestre.

Il a également été dit précédemment (Partie 4.1) que la désintégration radioactive dans un minéral entrainait la formation de nouveaux nucléides et/ou l'éjection de particules, ceci se produisant en libérant une énergie cinétique importante. Il arrive que cette énergie cinétique soit suffisante pour éjecter des particules α en-dehors du minéral, surtout à proximité des bordures des minéraux. Par conséquent, la quantité de particules α mesurées dans un minéral sous-estime la quantité réelle produite par la

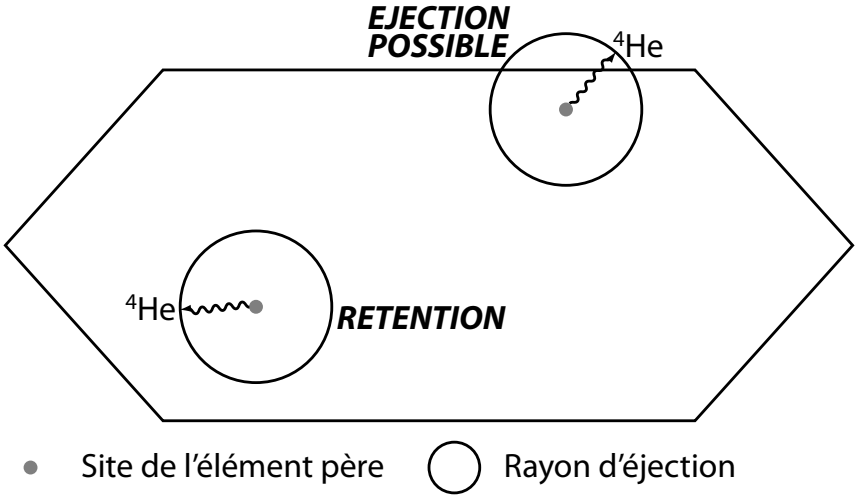


FIGURE 4.7: *Schéma illustrant la perte d'*^4He *par émission de particules* α *à la surface des cristaux (in Denèle, 2007, d'après Mahéo, 2002).*

désintégration de l'U et du Th du fait de pertes sur les bords par éjection lors des émissions. On doit donc appliquer une correction pour tenir compte de l'He qui, provenant de la périphérie du cristal, a pu être éjecté hors de celui-ci (Farley, 2002 ; Farley *et al.*, 1996). Cette correction tient compte de la géométrie du minéral, des lois de probalités et de la distance d'émission (17,0 μmpour le ^{238}U, 19,6 μmpour le ^{235}U et 19,3 μmpour le ^{232}Th ; Farley *et al.*, 1996 ; Hourigan *et al.*, 2005). Elle souligne l'importance de prendre des minéraux assez gros pour rendre négligeable la surface de perte par rapport au volume total du cristal. Le rapport surface sur volume β des grains est donné pour des grains prismatiques et sphériques dans la Table 4.2 (Farley, 2002 ; Reiners, 2005).

Géométrie	**Volume**	**Surface**
Prisme tétragonal terminaison pyramidale	$V_z{=}4r_1 \cdot r_2((l-h_1-h_2)+\frac{1}{3}(h_1+h_2))$	$SA_z{=}4(l-h_1-h_2)(r_1+r_2)+2r_1a+2r_2b$ $a{=}\sqrt{h_1^2+r_2^2}+\sqrt{h_2^2+r_2^2}$ $b{=}\sqrt{h_1^2+r_1^2}+\sqrt{h_2^2+r_1^2}$
Sphère	$V_s{=}\frac{2}{3}\pi r^2 l$	$SA_s{=}2\pi r^2+\left(\frac{2\pi r\left(\frac{l}{2}\right)^2}{\sqrt{\left(\frac{l}{2}\right)^2-r^2}}\right)\cdot\sin^{-1}\left(\frac{\sqrt{\left(\frac{l}{2}\right)^2-r^2}}{\left(\frac{l}{2}\right)}\right)$

TABLE 4.2: *Surface et volumes des zircons pour les géométries supposées (Reiners, 2005).* l *est la longueur parallèle à l'axe c ;* h_1 *et* h_2 *sont les longueurs des terminaisons pyramidales ;* r_1*,* r_2 *sont les demi-largeurs perpendiculaires entre elles des prismes ou aussi le rayon équatorial moyen.*

La fraction d'Helium retenue dans les grains (F_{He}) est ensuite donnée comme une fonction polynomiale du rapport surface sur volume β :

$$F_{He} = 1 + A_1\beta + A_2\beta^2$$

avec des coefficients A_1 et A_2 donnés par Farley (2002) et Hourigan *et al.* (2005) suivant la forme des grains considérés (Table 4.3).

Nucléide père	Prisme tétragonal terminaison en pinacle Farley (2002)		Prisme tétragonal terminaison en pinacle Hourigan *et al.* (2005)		Prisme tétragonal terminaison pyramidale Hourigan *et al.* (2005)	
	A_1	A_2	A_1	A_2	A_1	A_2
^{238}U	-4,31	4,92	-4,35	5,47	-4,28	4,37
^{232}Th	-5,00	6,80	-4,94	6,88	-4,87	5,61

TABLE 4.3: *Facteurs A_1 et A_2 utilisés pour calculer la fraction d'Helium retenue dans les cristaux à partir de lignées de décroissance du ^{238}U et ^{232}Th dans les zircons pour différentes géométries (Reiners, 2005)*

Des corrections supplémentaires peuvent être appliquée pour calculer la perte d'Helium au cours de l'évolution des zircons. En effet, la zonation de l'Uranium et du Thorium à l'intérieur des grains peut entraîner une imprécision dans l'estimation de l'âge (Farley *et al.*, 1996 ; Reiners *et al.*, 2004 ; Hourigan *et al.*, 2005), de même qu'une abrasion mécanique des zircons lors du transport peut enlever la bordure appauvrie ce qui nécessite une correction particulière (Rahl *et al.*, 2003).

4.3.2 Méthode

Les étapes suivantes ont été suivies pour tous les échantillons.

1. Sélection des grains à la loupe binoculaire sur des critères de forme et de pureté. Les grains doivent être suffisamment gros pour minimiser la correction de forme et en particulier ne présenter aucune dimension inférieure à $100\mu m$.
2. Les grains sélectionnés sont montés dans des capsules (ou aliquotes) de platine après avoir été préalablement photographiés en vue de la mesure des dimensions des grains.
3. Dégazage et mesure de l'He. L'extraction de l'He se pratique sous vide à $1300°C$ pour les zircons. Le volume gazeux libéré est purifié à l'aide d'une série de pièges chimiques (getters à mousse de titane) et de charbons actifs refroidis à la température de l'azote liquide, avant d'être introduit dans un spectromètre de masse VG 603 équipé d'une source de type Nier. Les concentrations en ^4He sont obtenues par des mesures répétées sur un standard d'hélium, de concentration parfaitement connue, permettant une calibration précise du spectromètre de masse.
4. Mesure de la composition en U et Th des grains pour chaque aliquote. Les cristaux dégazés sont récupérés pour être fondus en ajoutant un fondant (métaborate de lithium + acide borique) avant d'être dissous dans HNO_3 (Carignan *et al.*, 2001). La solution obtenue est analysée à un ICP classique.
5. Compilation des données et corrections des âges. Les concentrations en ^4He, U et Th sont calculée et utilisée pour résoudre l'équation d'âge. L'âge brut obtenu est corrigé du phénomène d'éjection de particules α d'un facteur FT calculé en tenant compte de la géométrie du minéral, des lois de probalités et de la distance d'émission comme expliqué précédemment. Basé sur l'expérience des études passées, nous considérons une erreur de 8 à 10% sur l'âge obtenu pour chaque aliquote qui tient compte de l'ensemble des erreurs sur les différentes parties de l'analyse (Pik *et al.*, 2003 ; Kraml *et al.*, 2006 ; Maurel *et al.*, 2008 ; Pik *et al.*, 2008 ; Godard *et al.*, 2009).

4.3.3 Résultats

Dans cette étude, 46 grains provenant de deux échantillons situés dans la Zone Sud Pyrénéenne auxquels ont été ajoutés 27 grains provenant de trois échantillons de grès albiens analysés dans le cadre du Master 2 de Marine Charmoy (2010) au CRPG Nancy. Sur le versant Nord, 20 grains d'un échantillon du bassin d'Aquitaine ont été analysés avec la méthode (U-Th)/He et deux autres échantillons en cours d'analyse. Les résultats obtenus dans le pro-wedge sont présentés dans la partie 4.6.2 sous forme d'un article intitulé **U/Pb and (U-Th)/He age constraints on Mesozoic-Cenozoic cooling and exhumation of the northern Iberian margin : implications for tectonic reconstruction in the Pyrenees** soumis à la revue *Basin Research*. Les résultats de la datation de l'échantillon du retro-wedge sont présentés dans la partie 4.6.3

4.4 Ages d'exhumation à basse température : traces de fission sur apatites

4.4.1 Principes

La méthode des traces de fission a été développée jusqu'à devenir un outil très puissant dans l'étude de l'histoire thermique basse température des roches. Cette analyse est basée sur l'accumulation de dommages dans la matrice de grains ou verres dus à la désintégration naturelle de radio-éléments tels que le ^{238}U (Fleischer *et al.*, 1975).

Formation des traces de fission

Lors de la fission d'un nucléide (spontanée ou induite artificiellement), les fragments et neutrons formés et le rayonnement γ émis ont une très haute énergie ($210MeV$; Figure 4.8). La majorité de cette énergie est de l'énergie cinétique due à la répulsion de Coulomb entre les nouvelles particules. Du fait de leur concentration dans les matériaux terrestres, seuls le ^{232}Th et deux isotopes de l'Uranium (^{235}U et ^{238}U) pourront produire des traces de fission dans les solides. Cependant, il apparaît que la majorité des traces observables est produite par la désintégration du ^{238}U.

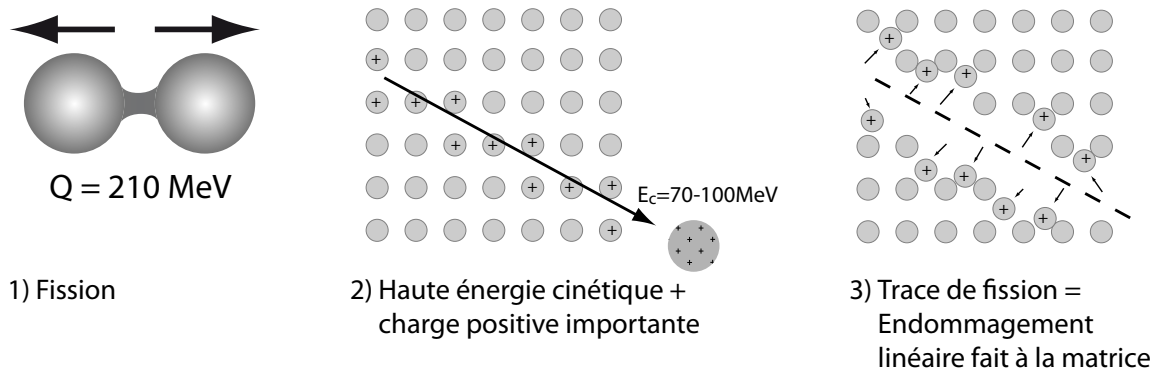


FIGURE 4.8: *Formation des traces de fission dans un minéral en trois étapes suivant le ionization spike model (d'après Fleischer* et al.*, 1975).*

Les traces de fission sont comme des plaies dans les minéraux qui peuvent cicatriser suivant les conditions. La stabilité des traces de fission dans les minéraux peut être influencée par différents paramètres comme la pression, la température, la déformation plastique, mais les expérimentations menées en laboratoire démontrent que la température est le paramètre le plus influent (Fleischer *et al.*, 1965). Le réchauffement d'un échantillon provoque la diminution du nombre de traces ainsi que la diminution de leur longueur. Ce phénomène est connu sous le nom de recuit par cicatrisation ou *annealing*.

De nombreux auteurs ont pu montrer expérimentalement que la cicatrisation des traces de fission avait la même ampleur si un échantillon était exposé à une haute température pendant un intervalle de temps très court que si l'échantillon était exposé à des températures faibles pendant un long intervalle de temps. Un autre paramètre qui peut influencer la résorption des traces de fission est la composition chimique des apatites, la forte teneur en Cl augmentant notamment la résistance des traces. De plus, l'orientation des traces dans le grain, de même que leur diamètre peut avoir un impact sur la cicatrisation. Les traces orientées suivant l'axe c du grain sont ainsi plus résistantes.

La cicatrisation est un processus graduel qui a pu être démontré par des expérimentations en laboratoire ainsi que par des exemples de terrain. La gamme de température dans laquelle la longueur et le nombre des traces diminue est appelée Zone d'Annulation Partielle (*Partial Annealing Zone* ou PAZ). Les gammes de températures considérées pour la PAZ dépendent largement des processus géologiques comme la vitesse de refroidissement. Pour les apatites, des températures entre 140 et 120°C pour la base de la PAZ et de 70 à 40°C pour son sommet sont citées mais pour des raisons de commodité, le système est simplifié en utilisant une température de fermeture unique déterminée dans les apatites autour de 110°C (voir paragraphe 4.1.3).

Calcul de l'âge

La méthode de datation par les traces de fission est très similaire aux autres méthodes basées sur la décroissance isotopique. Cependant, au lieu de mesurer des concentrations en éléments avec un spectromètre, on mesure ici optiquement la quantité de traces de fission spontanées par unités de volume (fils) et la concentration en ^{238}U (père). Le comptage des traces de fission spontanées par unités de surface permet de déterminer la quantité de décroissance qui a eu lieu. La détermination de la concentration en ^{238}U est reliée à la méthode d'activation de neutrons. L'irradiation requiert l'utilisation d'un niveau énergie spécifique pour les neutrons qui induira la fission du ^{235}U plutôt que du ^{238}U. Le nombre de traces de fission induites comptées sur le moniteur est un indicateur de l'abondance en ^{235}U et, comme le rapport $^{235}U/^{238}U$ est constant dans la nature, l'abondance en ^{238}U. Ainsi, l'équation thermochronométrique s'écrit :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} log\left(1 + \frac{\lambda_d \phi \sigma I \rho_s g}{\lambda_f \rho_i}\right)$$

avec λ_d la constante de décroissance totale pour l'Uranium ($1,55125 \cdot 10^{-10} a^{-1}$), σ la capture thermale neutronique du ^{235}U ($580,2 \cdot 10^{-24} cm^2$), ϕ le flux de neutrons en n/cm^2, I le rapport d'abondance isotopique $^{235}U/^{238}U$ ($7,2527 \cdot 10^{-3}$), λ_f la constante de décroissance spontanée du ^{238}U, g le facteur de correction géométrique (0,5 dans le cas de la méthode du détecteur externe), ρ_s la densité de traces de fission spontanées (produits fils) et ρ_i la densité de traces de fission induites dans le détecteur externe.

Pour la détermination analytique des âges, deux méthodes ont été développées : la méthode des populations et la méthode du détecteur externe. La méthode des populations (Wagner et van der Haute, 1992 ; Carpéna et Mailhé, 1993) est peu utilisée en général car elle ne prend pas en compte la distribution

des âges pour un échantillon. Elle n'a pas été utilisée dans le cadre de cette étude et par conséquent, elle n'est pas explicitée par la suite.

La méthode du détecteur externe a été utilisée dans cette étude pour déterminer les distributions d'âges. Dans cette méthode, seule une partie de l'échantillon est utilisée pour obtenir ρ_s, en comptant n grains qui donnent N_{sj} traces sur une surface A_j du grain j. La densité de traces induites ρ_i est obtenue par un détecteur externe, généralement une muscovite, qui donne une empreinte de la concentration en Uranium et de ses variations dans chaque cristal. Ainsi le nombre de traces induites N_{ij} sur l'empreinte du grain j peut être déterminé exactement au même endroit que N_{sj} sur le grain j (Figure 4.9). Pour chaque grain, les variations d'âge ou de concentration peuvent donc être détectées et prises en compte dans l'interprétation. ρ_s et ρ_i vont alors s'écrire :

$$\rho_s = \frac{\sum_j^n N_{sj}}{\sum_j^n A_j} \quad ; \quad \rho_i = \frac{\sum_j^n N_{ij}}{\sum_j^n A_j}$$

Le gros avantage de la méthode du détecteur externe vient du fait que les données sont enregistrées sur un seul grain et donc que N_s et N_i sont dérivés de la même concentration en Uranium et donc que chaque grain peut être daté individuellement.

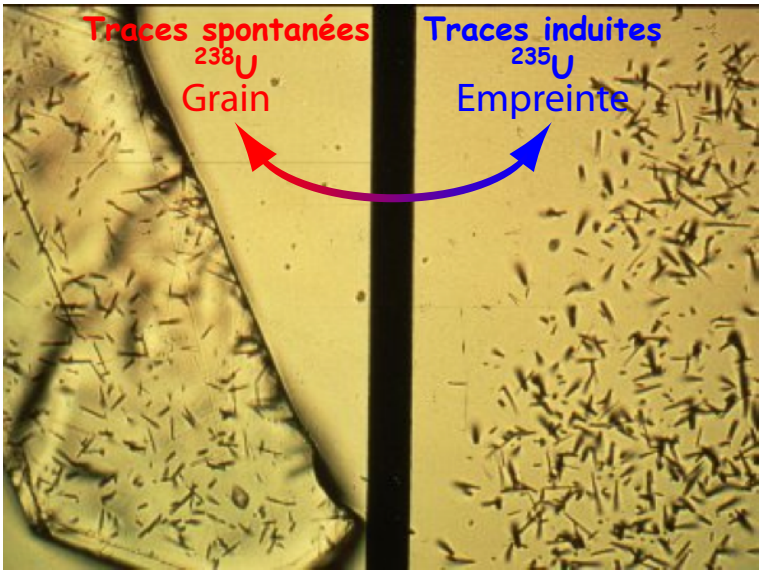


FIGURE 4.9: *Photographie d'un grain d'apatite et de son empreinte sur un détecteur externe après irradiation.*

Un problème important dans l'équation de l'âge traces de fission vient de la détermination de la constante de décroissance spontanée λ_f. Cette constante a été difficile à mesurer et ne fait toujours pas l'objet d'un consensus autour d'une valeur. Pour éviter cela ainsi que d'autres problèmes fondamentaux associés à la détermination du flux de neutrons (ϕ), Hurford et Green (1983) ont proposé une méthode alternative de calibration, basée sur sur des âges standards caractérisés indépendamment appelée méthode de calibration 'Zeta'. Cette méthode est devenue une approche standard et remplace λ_f, σ et I. Le paramètre 'Zeta' a pour expression :

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_d t^{std}} - 1}{\lambda_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} g\right)_{std} \rho_d}$$

Le flux de neutrons ϕ est remplacé par la densité de traces de fissions induites (ρ_d) par un verre avec une concentration en Uranium connue (dosimètre) sur un détecteur. Par substitution, l'équation thermochronométrique devient :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} log \left(1 + \lambda_d \zeta \frac{\rho_s}{\rho_i} g \rho_d\right)$$

Si elle supprime l'ambiguïté à propos de la valeur de la constante de désintégration spontanée pour le ^{238}U (λ_f) et le flux de neutrons (ϕ), la méthode 'Zeta' permet également de supprimer les biais apportés par la préparation des échantillons, les conditions d'observation et l'efficacité du comptage. Par conséquent, avant de commencer l'analyse des traces de fission, le compteur doit au préalable calculer sa propre valeur de ζ sur des standards d'âges connus (voir paragraphe 4.4.1).

Pour cette étude, le paramètre de calibration Zeta a été déterminé en utilisant les âges standards suivants pour les apatites : Durango ($31,4 \pm 0,5 Ma$; Steiger et Jäger, 1977) et Fish Canyon Tuff ($27,8 \pm 0,2 Ma$: Hurford et Hammerschmidt, 1985) et l'évolution du paramètre Zeta est présentée dans la Figure 4.10. Le calcul du Zeta pour chaque standard compté a été effectué à partir du code informatique ZFACTOR écrit par Mark Brandon et disponible sur sa page web (http ://earth.geology.yale.edu/∼brandon/). La valeur moyenne du Zeta est obtenue par le programme ZETAMEAN.

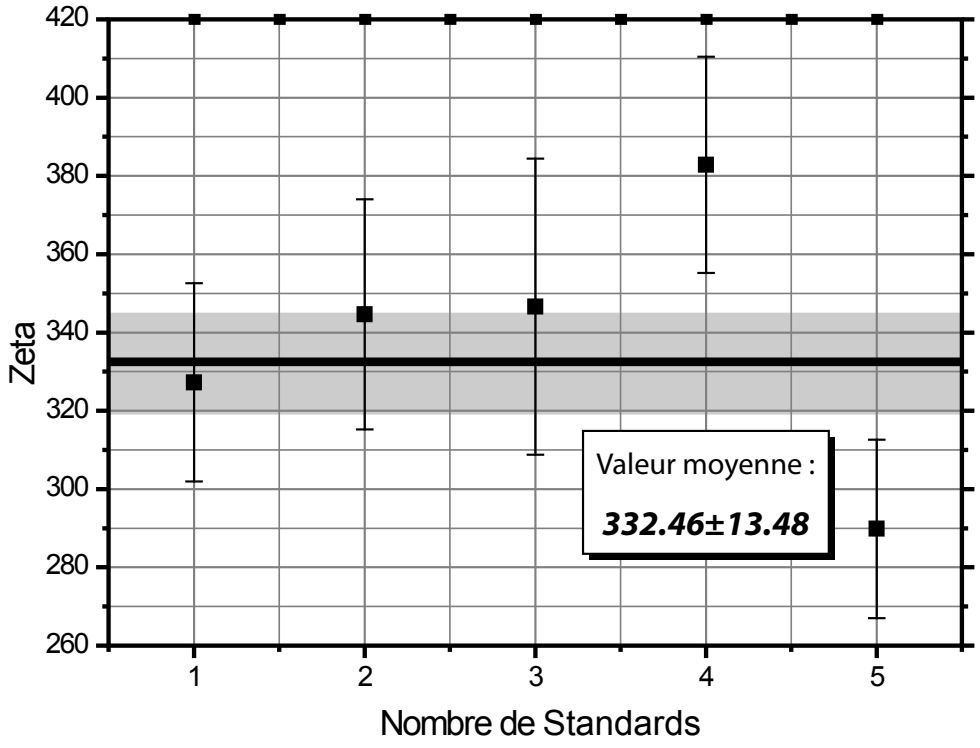


FIGURE 4.10: *Graphique présentant l'évolution du zeta (Pierre-Yves Filleaudeau) pour les apatites. Chaque point est représenté avec son erreur. La ligne noire représente la valeur moyenne et la zone grisée l'erreur (*$332,46 \pm 13,48$*).*

4.4.2 Statistiques

Deux approches peuvent être utilisées pour la thermochronologie des apatites. D'une part, les apatites *in situ* donnent l'âge d'exhumation ou des vitesses d'exhumation avec des profils d'altitude ou des modélisations de longueur de traces, pour des unités de croûte comme par exemple pour la Zone Axiale dans les Pyrénées. D'autre part, les apatites détritiques donnent des informations différentes. Pour un nombre suffisamment important de grains (une centaine), ce qui permet à toutes les populations d'être représentées statistiquement, les âges obtenus sont les âges d'exhumation des sources sédimentaires présentes à l'époque du dépôt. Cela peut donc nous donner des informations sur la provenance des sédiments en considérant le temps de transport comme nul. Dans le cas contraire, on parle de *time lag*. Cependant, si la subsidence du bassin ou le flux sédimentaire conduisent à un enfouissement important des séries et que les apatites sont resettées (elles repassent sous l'isotherme 110°C), l'âge obtenu montre une population unique qui correspond à la phase d'exhumation des séries du bassin. Ceci nous permet de discuter de la dynamique des bassins d'avant-pays et du remplissage sédimentaire de ces bassins. Par exemple, l'existence d'une épaisseur importante de conglomérats post-orogéniques sur la chaîne reste encore un sujet très discuté (voir les articles de Babault *et al.*, 2005 ; Gibson *et al.*, 2007 ; Babault *et al.*, 2008).

Echantillon comprenant une seule population

Le comptage des traces de fission donne les densités de traces spontanées dans les grains et induites par le flux de neutrons sur le détecteur externe (ρ_s et ρ_i). A partir de là, il existe plusieurs manières statistiques permettant d'obtenir l'âge thermochronométrique de l'échantillon mais qui peuvent donner des âges sensiblement différents. Le calcul des âges pour les grains individuels et pour chaque échantillon a été effectué à partir du code informatique ZETAAGE écrit par Mark Brandon et disponible sur sa page web (http ://earth.geology.yale.edu/∼brandon/). Ce programme calcule les âges individuels, la concentration en Uranium donne l'âge de l'échantillon par différentes méthodes de calcul (voir Annexe E).

La première manière de calculer l'âge est basée sur le nombre total de traces de fission comptées qui donne un âge dit *pooled*. Dans ce cas, les traces spontanées et induites comptées sur chaque grain et son détecteur externe sont additionnées et l'âge est calculé à partir du nombre total de traces. Cela revient à considérer que la somme de toutes les traces a été comptée sur un grain unique dans l'échantillon.

Le calcul de l'âge dit *central* est basé sur les âges de chaque grain pris individuellement et les erreurs associées à chaque grain. Par conséquent, cet âge est fortement influencé par le centre de la distribution et les erreurs associées. C'est l'âge qui est le plus couramment utilisé dans la littérature par les auteurs qui travaillent sur des échantillons avec une seule source d'apatites.

L'âge dit *Zeta* ou χ^2 est également obtenu à partir des âges individuels des grains. La différence vient de la manière de calculer le centre de la distribution. En effet, plus la dispersion des âges sera importante, plus il y aura de chance pour que les grains dont les âges sont très éloignés de la distribution soient retirés lors du calcul.

Validité des âges

Plusieurs paramètres permettent de vérifier si les âges obtenus sont statistiquement cohérents, c'est-à-dire si la répartition des âges correspond à une distribution de Poisson. Il s'agit de la dispersion et du test du χ^2, exprimés tous les deux en %.

La dispersion montre la variabilité des âges individuels des grains dans un échantillon par rapport à la moyenne des âges. Le test du χ^2 a été développé par Galbraith (1981) et Green (1981) pour vérifier la validité des âges et montrer si la distribution de ces âges correspond à une distribution de Poisson. Ces auteurs ont pu aussi montrer que les meilleures estimations de ρ_s/ρ_i et de l'erreur étaient obtenues si le paramètre χ^2 restait sous une valeur acceptable. Le niveau critique pour χ^2 est fixé à 5% avec $(n-1)$ degrés de liberté pour n grains. Tagami et O'Sullivan (2005) citent plusieurs biais sur les valeurs de χ^2 :

- une mauvaise révélation des traces lors de l'attaque acide ;
- un comptage imprécis (par exemple si la densité des traces est très important ou si les grains comportent de nombreux défauts qui peuvent être confondus avec des traces de fission) ;
- un mauvais contact entre le grain et le détecteur externe ;
- des variations dans la répartition spatiale de l'Uranium à l'intérieur du grain ;
- une variation du flux de neutrons lors de l'irradiation ;
- une variabilité des âges individuels des grains (par exemple dans le cas d'une échantillon sédimentaire ou partiellement annulé).

En regardant ces deux paramètres, il est possible de déterminer si les âges obtenus par comptage appartiennent à une ou bien à plusieurs populations. Dans le cas d'une population unique, la dispersion sera faible ($< 20\%$) et le χ^2 supérieur à 5%. Lorsque l'échantillon contient plusieurs populations d'âges différents, cela est caractérisé par une dispersion des âges comptés supérieure à 20% et un χ^2 inférieur à 5%.

Distribution des âges lorsque l'échantillon présente plusieurs populations

Dans le cas de sédiments détritiques, il semble fort probable que différentes sources soient à l'origine des apatites présentes dans l'échantillon. De plus, il est aussi très probable que ces sources n'aient pas été exhumées à la même période et par conséquent, les âges thermochronométriques seront différents d'une source à l'autre. Ainsi les histogrammes du nombre de grains en fonction de l'âge ne présenteront plus une distribution de Poisson pour les âges mais une distribution qui sera fonction de la proportion de la quantité de grains appartenant à chaque famille. L'étude des distributions des âges dans les sédiments détritiques utilisée dans cette étude est décrite par Brandon (1992 ; 1996) pour la méthode et par Bernet et Spiegel (2004) et Bernet *et al.* (2004) pour la présentation des résultats.

La méthode de corrélation par gaussiennes est ici utilisée pour décomposer la distribution des âges des grains en différentes populations. Cette méthode utilise la notion de probabilité de densité composite introduite par Hurford *et al.* (1984) qui transforme l'histogramme de répartition des âges en une courbe continue appelée "tracé composite de probabilité de densité" (Figure 4.11 a). Le tracé composite est à son tour décomposé en gaussiennes qui représentent chacune une population de grains d'âges distincts (Figure 4.11 b). Le nombre de populations que compte l'échantillon est déterminé par un test statistique (F test).

Dans cette étude, la décomposition en populations de grains distinctes a été effectuée en utilisant le programme informatique BinomFit écrit par Brandon (2002) et les résultats sont présentés dans le paragraphe 4.6.3.

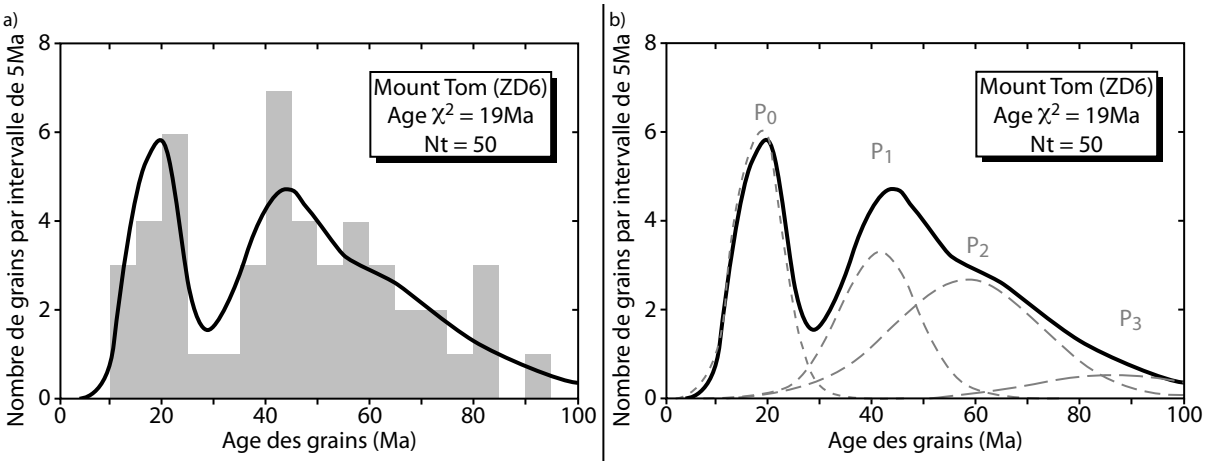


FIGURE 4.11: *a) Histogramme des âges de grains et tracé composite des probabilités de densité (trait plein noir) et b) meilleure corrélation des populations (tiretés gris) avec le tracé composite des probabilités de densité (modifié d'après Brandon, 1992). La population la plus jeune est appelée* P_0. P_1, P_2 *et* P_3 *sont les populations plus anciennes.*

4.5 Séquence d'exhumation dans les Pyrénées

Cette partie présente une synthèse des âges thermochronométriques obtenus dans les massifs cristallins pyrénéens, situés dans la Zone Axiale et dans les Massifs Nord-Pyrénéens. Il est important de noter qu'avant notre étude, il n'existait pas d'âges thermochronométriques dans les séries détritiques pré- à syn-orogéniques précoces des versants Nord et Sud-Pyrénéens.

Il est important de connaître l'histoire thermique des massifs cristallins pyrénéens car elle permet de discuter des mouvements verticaux des unités précédant la convergence et lors de la construction du prisme. On peut citer l'exemple du travail de Metcalf *et al.* (2009) qui, en couplant différents thermochronomètres (Figure 4.12), donne une histoire thermique quasiment complète pour le massif de la Maladetta. Cette approche se base sur la notion de température de fermeture d'un système isotopique donné, qui est développée dans la partie 4.1.3.

Les âges présentés dans la Figure 4.13 ont été déterminés avec la méthode des traces de fission sur apatites par Morris *et al.* (1998), Fitzgerald *et al.* (1999), Maurel *et al.* (2002), Sinclair *et al.* (2005), Gibson *et al.* (2007), Jolivet *et al.* (2007) et Maurel *et al.* (2008) auquel sont ajoutés les âges d'exhumation de plus basse température (méthode Helium sur apatites ; Gibson *et al.*, 2007 ; Maurel *et al.*, 2008). La méthode des traces de fission sur apatites est détaillée dans la partie 4.4 car elle a été utilisée sur des sédiments détritiques du bassin d'Aquitaine dans cette étude. Toutefois, du fait des températures considérées, les âges "récents" obtenus ne concernent que les phases tardives d'exhumation, ou bien les derniers incréments. La méthode Helium sur apatites correspond à la remontée à travers des isothermes situés plus haut dans le croûte et les âges obtenus sont par conséquent plus difficilement exploitables dans notre étude.

Les phases d'exhumation plus anciennes peuvent être étudiées *in situ* dans les massifs cristallins pyrénéens par des méthodes thermochronométriques utilisant des systèmes de plus haute température. La Figure 4.14 présente des âges thermochronométriques obtenus par ces méthodes, et donc avec des températures de fermeture différentes (voir le paragraphe 4.1.3 pour la définition). Il s'agit ici d'âges

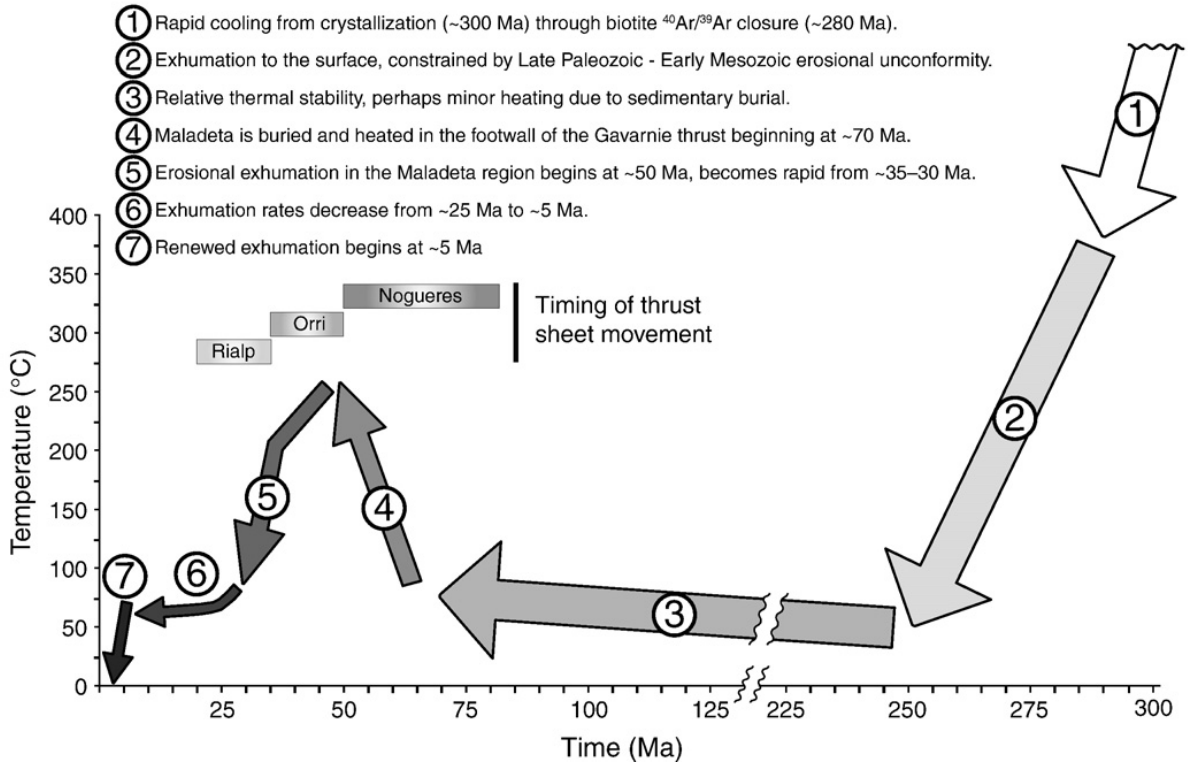


FIGURE 4.12: *Histoire thermique du massif granitique de la Maladetta (Metcalf* et al.*, 2009), obtenue à partir d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotites et feldspaths potassiques, traces de fission sur apatites et zircons (tirées de Fitzgerald* et al.*, 1999) et d'Helium sur apatites.*

(U-Th)/He sur zircons (Denèle, 2007 ; Maurel *et al.*, 2008) et de traces de fission sur zircons (Sinclair *et al.*, 2005 ; Maurel *et al.*, 2008) pour les plus hautes températures. Le manque de données dans les domaines cristallins des Massifs Nord-Pyrénéens est un frein évident à la comparaison avec nos âges obtenus dans les séries détritiques du Bassin d'Aquitaine. Cependant, les âges obtenus dans la Zone Axiale sont cohérents avec les âges AFT existants, du fait des différentes températures de fermeture des systèmes concernés.

4.5.1 Ages d'exhumation dans les Massifs Nord-Pyrénéens

Dans cette zone, les seuls âges d'exhumation disponibles sont des âges AFT (Figure 4.13) donnés par Morris *et al.* (1998) et Fitzgerald *et al.* (1999). Dans le massif de l'Agly, au Nord de Perpignan, les âges sont compris entre 42,6 Ma et 46,6 Ma. Un âge à 38,2 Ma est donné par Morris *et al.* (1998) dans le massif de l'Arize. Les âges obtenus dans le massif des Trois-Seigneurs sont plus dispersés (de 33,7 à 106,3 Ma ; Morris *et al.*, 1998). Le profil âge/altitude effectué par Fitzgerald *et al.* (1999) dans le granite de Lacourt montre des âges compris entre 37 et 55 Ma mais ces auteurs interprètent l'âge le plus récent comme étant dû au jeu d'une faille et ne rentrant pas dans la tendance générale (Figure 4.15). Les autres échantillons sont interprétés comme étant la base d'une Zone d'Annulation Partielle avec une rupture de pente située à 50 Ma et une altitude de 1000 m et montrant le début d'une période d'exhumation rapide.

4.5.2 Ages d'exhumation dans l'unité de Gavarnie/Nogueres

Il existe peu d'âges sur zircons dans l'unité de Nogueres (Figure 4.14). Sinclair *et al.* (2005) donnent un âge ZFT de 49,7 Ma dans le massif de Marimaña et Denèle (2007) donne des âges Helium sur zircons dans les dômes gneissiques de l'Aston et l'Hospitalet, situés plus à l'Est. Dans ces massifs, les âges sont compris entre 41,5 et 56,9 Ma (Aston) et entre 37,7 et 61,1 Ma (Hospitalet). Les différences d'âges d'exhumation entre les deux massifs sont supposées être causées par le jeu de la faille de Mérens qui les sépare.

Les âges AFT sont beaucoup plus nombreux que les âges sur zircons, ou même que les âges Helium sur apatite (Figure 4.13). La majorité des âges AFT de cette unité est comprise entre 30 et 40 Ma avec seulement quelques âges qui sortent de cette tendance. Par exemple, le sommet du profil âge/altitude de Fitzgerald *et al.* (1999) dans le massif de Ribérot donne un âge de 44 Ma (Figure 4.15). Tous ces âges sont à relier à la mise en place de l'antiformal stack d'unités de socle de la Zone Axiale au Paléogène, notamment par la mise en place de l'unité d'Orri sous l'unité de Nogueres/Gavarnie à partir de 50 Ma (Metcalf *et al.*, 2009) ou le mouvement du chevauchement de Gavarnie qui exhume le granite de Néouvielle (Jolivet *et al.*, 2007).

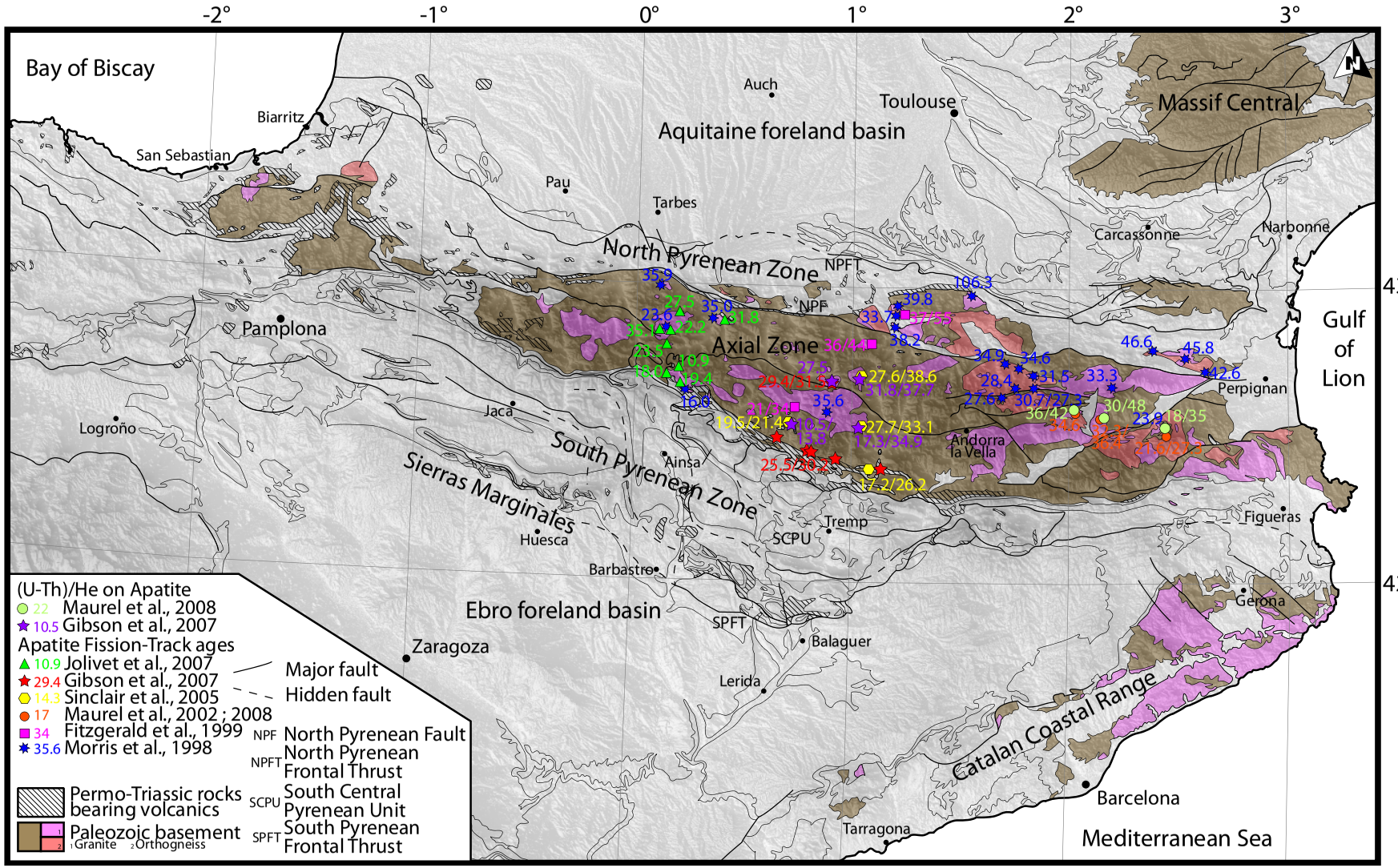
Dans le massif de Marimaña, deux profils âge/altitude sont disponibles dans la littérature, un par la méthode des traces de fission sur apatites (Sinclair *et al.*, 2005) et un par la méthode Helium sur apatites (Gibson *et al.*, 2007). Toutefois, ceux-ci pointent un problème car, en supposant une histoire thermique comparable, les âges helium devraient être plus jeunes que les âges AFT du fait de la température de fermeture plus basse du système, ce qui n'est pas le cas ici.

4.5.3 Ages d'exhumation dans l'unité d'Orri

Les âges d'exhumation sur zircons dans l'unité d'Orri ont principalement été donnés par Maurel *et al.* (2008) dans le granite de Mont-Louis et le massif du Canigou à l'Est de la chaîne. Ces âges montrent un début de l'exhumation aux alentours de 45 Ma dans cette zone. Les âges d'exhumation AFT et helium sur apatites dans cette zone (Maurel *et al.*, 2002, 2008) sont compris entre 21,6 et 48 Ma mais la majorité est plus proche de 30 Ma. Toutefois, ces âges sont difficilement corrélables à ceux obtenus dans la partie centrale des Pyrénées à cause du jeu alpin de failles.

Les âges ZFT obtenus par Sinclair *et al.* (2005) sont de 49,3 Ma dans le massif de la Maladeta et 104 Ma dans le massif de Barruera. Les âges AFT sont nombreux dans le massif de la Maladeta et le massif de Barruera (Morris *et al.*, 1998 ; Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005) et sont compris entre 19,5 et 35,6 Ma. Ces âges récents peuvent être corrélés avec la mise en place de l'unité de Rialp sous l'unité d'Orri. Fitzgerald *et al.* (1999) mettent notamment en évidence une accélération de l'exhumation à partir de 32 Ma qui se concentre vers le Sud (Figure 4.15). Dans la partie Ouest de cette unité, les âges récents (entre 10,9 et 19,4 Ma) obtenus par Morris *et al.* (1998) et Jolivet *et al.* (2007) dans le granite de Bielsa sont interprétés comme étant le résultat du jeu hors-séquence du chevauchement de Bielsa au Miocène.

FIGURE 4.13: *(Page suivante) Synthèse des âges d'exhumation dans les Pyrénées obtenus par les méthodes des traces de fission et (U-Th)/He sur apatites* in situ.


-2°
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
Bay of Biscay
Auch
Toulouse
Massif Central
Aquitaine foreland basin
Biarritz
San Sebastian
Pau
Tarbes
Carcassonne
Narbonne
North Pyrenean Zone
NPFT
NPF
Axial Zone
Pamplona
Gulf of Lion
Perpignan
Jaca
Logroño
South Pyrenean Zone
Sierras Marginales
Andorra la Vella
Ainsa
Huesca
Tremp
SCPU
Figueras
Barbastro
Ebro foreland basin
SPFT
Balaguer
Gerona
Zaragoza
Lerida
Catalan Coastal Range
Barcelona
Tarragona
Mediterranean Sea
N
(U-Th)/He on Apatite
22 Maurel et al., 2008
10.5 Gibson et al., 2007
Apatite Fission-Track ages
10.9 Jolivet et al., 2007
29.4 Gibson et al., 2007
14.3 Sinclair et al., 2005
17 Maurel et al., 2002 ; 2008
34 Fitzgerald et al., 1999
35.6 Morris et al., 1998
Major fault
Hidden fault
NPF North Pyrenean Fault
NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
SCPU South Central Pyrenean Unit
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust
Permo-Triassic rocks bearing volcanics
Paleozoic basement
1 Granite
2 Orthogneiss

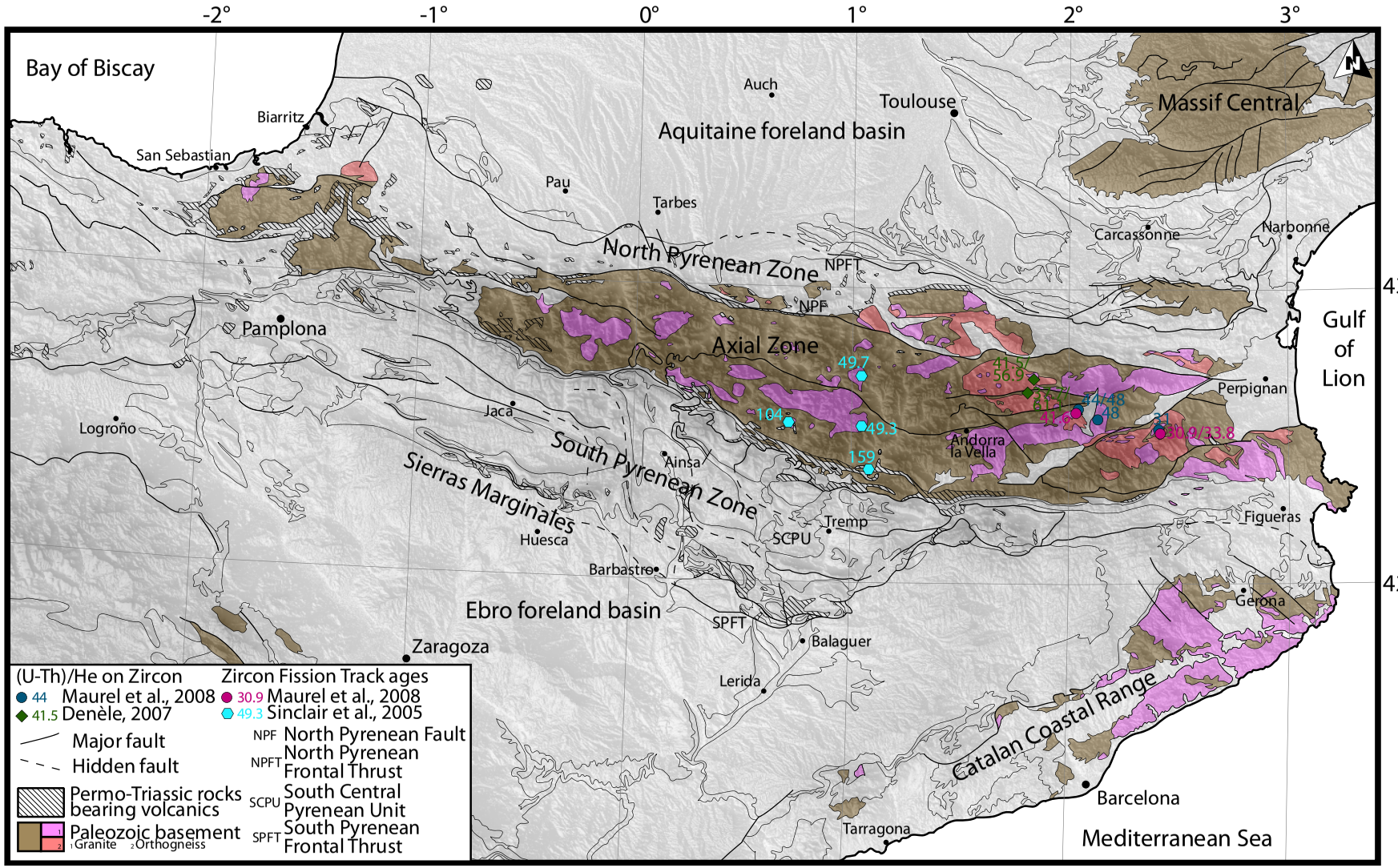

-2°
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
N
Bay of Biscay
Biarritz
San Sebastian
Auch
Toulouse
Massif Central
Aquitaine foreland basin
Pau
Tarbes
Carcassonne
Narbonne
North Pyrenean Zone
NPFT
NPF
Axial Zone
Pamplona
Gulf of Lion
Perpignan
Jaca
Logroño
South Pyrenean Zone
Sierras Marginales
Ainsa
Andorra la Vella
Tremp
Figueras
Huesca
SCPU
Barbastro
Ebro foreland basin
SPFT
Gerona
Zaragoza
Balaguer
Lerida
Catalan Coastal Range
Barcelona
Tarragona
Mediterranean Sea
49.7
41.5
56.9
104
49.3
159
30.9/33.8
(U-Th)/He on Zircon
44 Maurel et al., 2008
41.5 Denèle, 2007
Zircon Fission Track ages
30.9 Maurel et al., 2008
49.3 Sinclair et al., 2005
Major fault
Hidden fault
NPF North Pyrenean Fault
NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
Permo-Triassic rocks bearing volcanics
SCPU South Central Pyrenean Unit
Paleozoic basement
1 Granite 2 Orthogneiss
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust

FIGURE 4.14: *(Page précédente) Synthèse des âges d'exhumation dans les Pyrénées obtenus par les méthodes des traces de fission sur zircons et (U-Th)/He sur zircons* in situ.

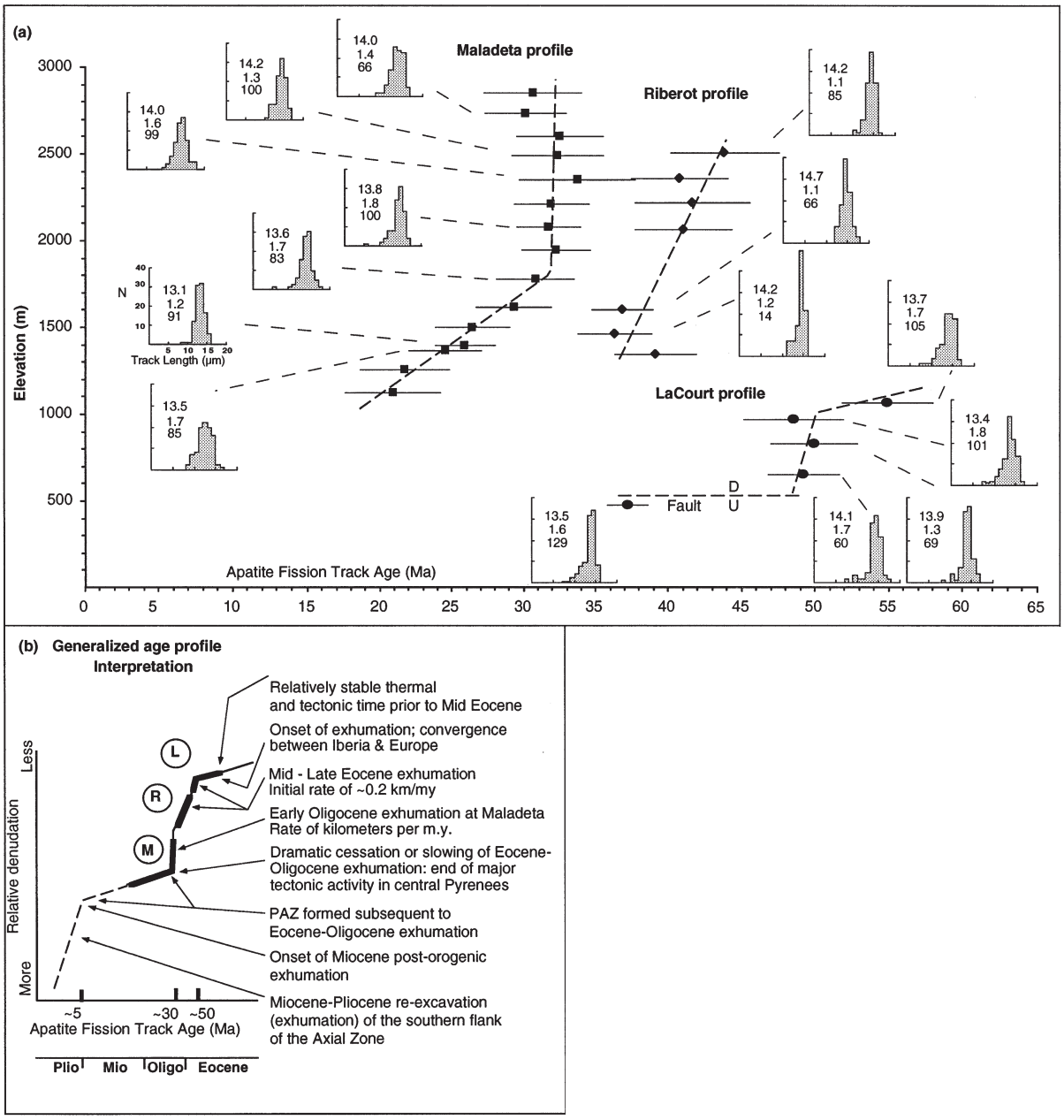


FIGURE 4.15: *(a) Profils d'âges d'exhumation AFT en fonction de l'altitude pour les massifs de la Maladeta, de Ribérot et de Lacourt (les erreurs sont 1 σ). Les distributions de longueurs de traces confinées (CTLD pour Confined Track Length Distribution) sont montrées avec la déviation standard moyenne (mm) et le nombre de traces mesurées. (b) Profil de dénudation relative généralisé intégrant les trois profils. Ce profil donne une histoire thermique et tectonique des Pyrénées centrales obtenue à partir des traces de fission sur apatites mais il n'implique pas que les trois massifs aient eu des évolutions identiques (Fitzgerald* et al.*, 1999).*

4.5.4 Ages d'exhumation dans la Zone des têtes plongeantes de Nogueres

Peu de datations ont été effectuées dans le zone des têtes plongeantes de Nogueres. Les âges obtenus sur zircons par Sinclair *et al.* (2005) dans des séries volcaniques montrent une exhumation au-dessus de la zone d'annulation partielle des traces de fission sur zircons aux alentours de 159 Ma qui n'apparaît pas liée à l'orogenèse pyrénéenne, malgré la barre d'erreur importante. Toutefois, les datations sur apatites de cette même étude (Sinclair *et al.*, 2005) et celles plus récentes de Gibson *et al.* (2007) montrent une exhumation plus tardive (de 17,2 à 30,3 Ma), mais également plus rapide, que pour toutes les unités situées au Nord (Figure 4.16). Par conséquent, cette zone occupe dans la croûte une position située entre la zone d'annulation des traces de fission sur zircons et la zone d'annulation des traces de fission sur apatites qu'elle traverse entre 26 et 17 Ma. Ces âges peuvent être rapprochés de la mise en place de l'unité de Rialp dans l'antiformal stack de la Zone Axiale.

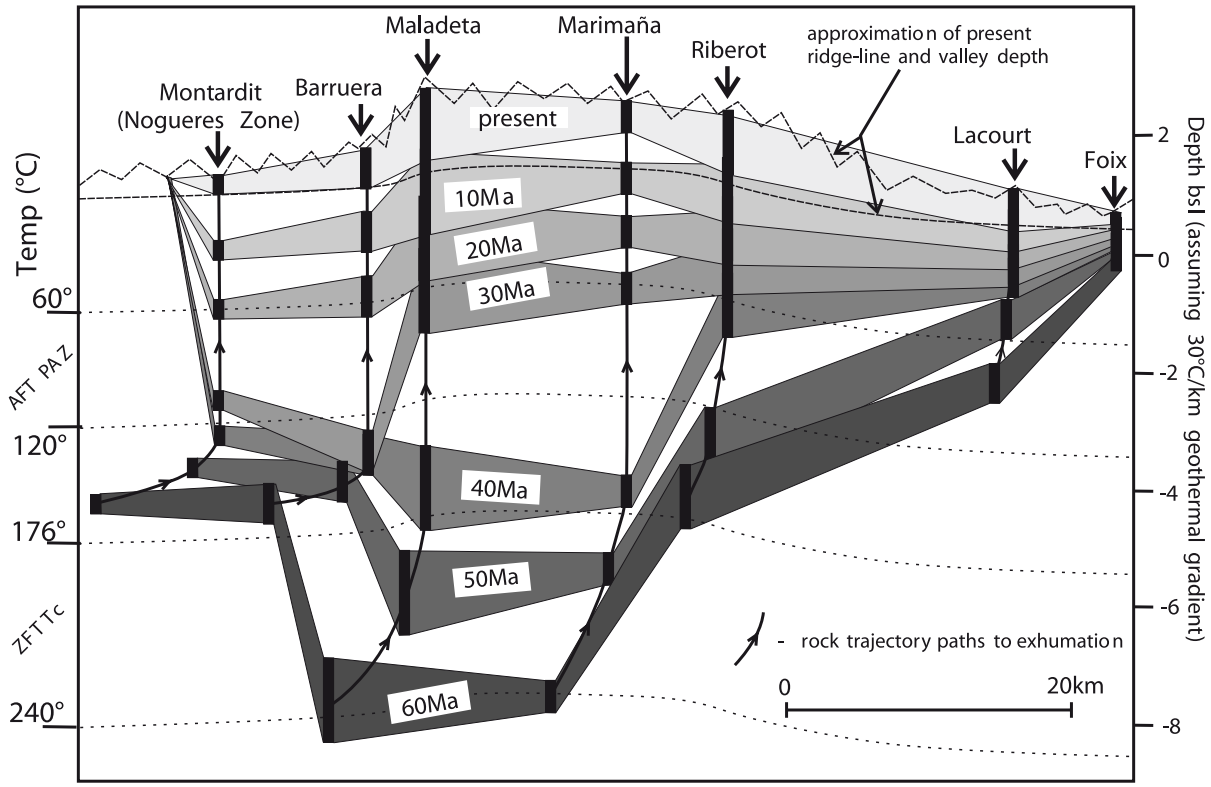


FIGURE 4.16: *Représentation des histoires de refroidissement à partir de la zone d'annulation partielle des apatites et de la température de fermeture pour les traces de fission sur zircons. Les échantillons sont projetés sur un profil théorique représentant les Pyrénées. Les isothermes sont ici schématisés afin de faciliter l'illustration des histoires relatives (Sinclair* et al.*, 2005).*

4.5.5 Ages d'exhumation dans les conglomérats tardi-orogéniques de la Zone Sud-Pyrénéenne

Les âges d'exhumation dans les conglomérats qui rétrogradent sur le relief on été obtenus par Beamud *et al.* (2011). Ces âges d'exhumation sont couplés à l'étude magnétosratigraphique des séries, qui permet un bon calage temporel pour l'âge de dépôt. Ces auteurs on pu montrer que la base des séries conglomératiques avait subi un recuit partiel causé par l'enfouissement.

A partir des conglomérats, l'histoire d'exhumation de l'Unité de Nogueres, puis celle de l'Unité d'Orri quand celle-ci arrive à la surface à l'Oligocène, peuvent être précisées. Ainsi Beamud *et al.* (2011) mettent clairement en évidence des phases d'exhumation majeures autour de 50-40 Ma et de 30-20 Ma (Figure 4.17). Une phase d'exhumation entre 70 et 60 Ma est suggérée par ces auteurs mais n'est pas clairement mise en évidence dans les modélisations.

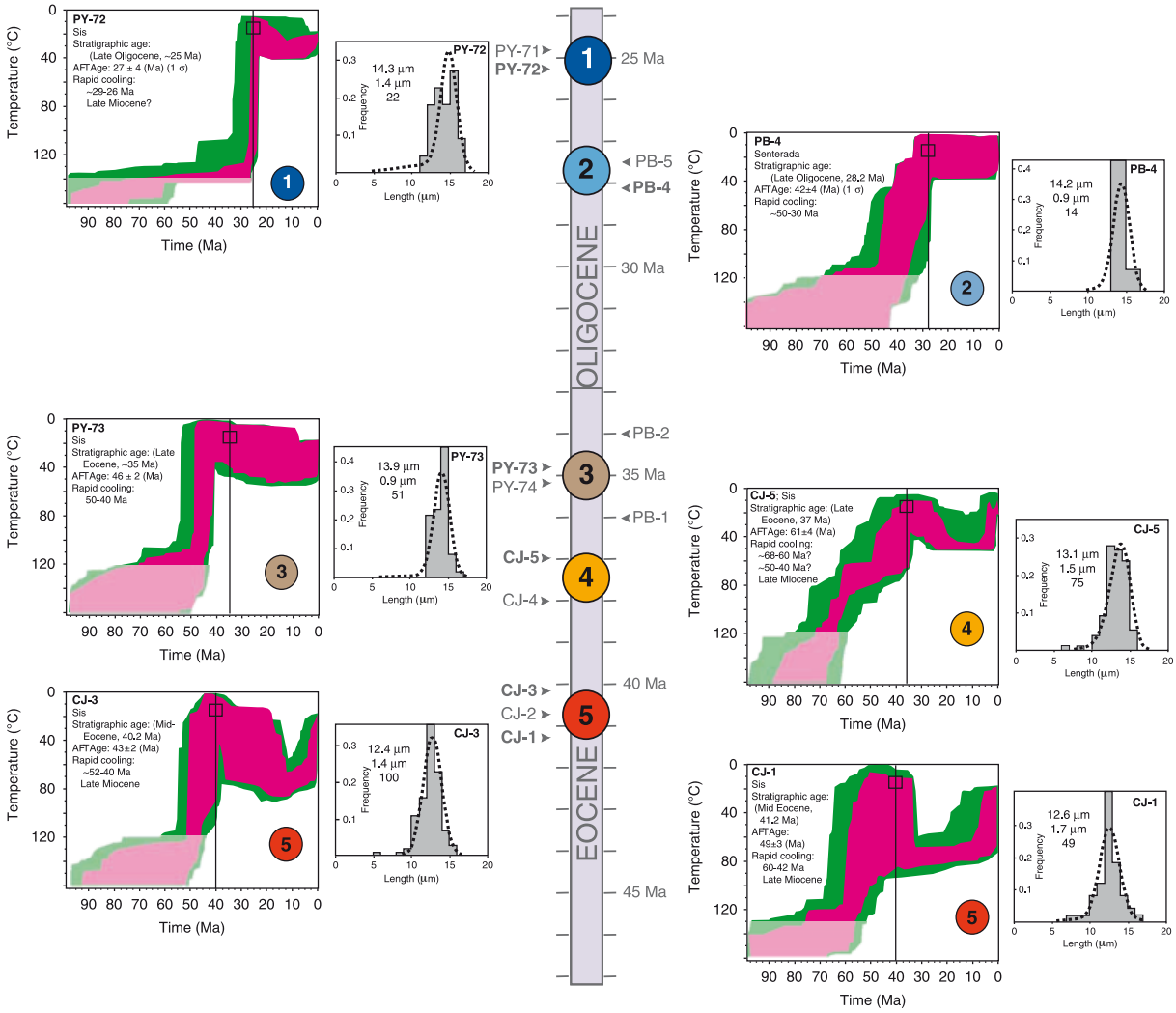


FIGURE 4.17: *Modélisation des chemins température temps et des longueurs de traces de fission en fonction de l'âge stratigraphique pour cinq séries d'échantillons prélevés dans les conglomérats de la Zone Sud-Pyrénéenne (Beamud* et al.*, 2011).*

4.5.6 Taux d'exhumation

A partir des AFT, Fitzgerald *et al.* (1999) suggèrent des taux d'exhumation de l'ordre de 173 m/Ma entre 44 et 36 Ma et donnent l'âge de la fin de l'orogenèse à $30Ma$. Les taux importants d'exhumation au cours du Bartonien-Priabonien sont également soulignés par Sinclair *et al.* (2005) qui les corrèlent à l'augmentation importante du taux de sédimentation dans le bassin de l'Ebre à cette époque (de 0,08 à 0,3 mm/a à la limite Lutétien-Bartonien ; Figure 4.18). Ces auteurs utilisent également le fait d'avoir une exhumation importante autour de 20 Ma dans le massif de Barruera, c'est-à-dire au coeur de l'*antiformal stack*, pour prolonger la durée de fonctionnement de la chaîne (Figure 4.16). L'accélération de l'exhumation est interprétée par ces auteurs comme étant due à des changements dans le régime tectonique. Cependant, cette accélération de l'exhumation a lieu pendant une période de grands changements climatiques alors que la vitesse de raccourcissement diminue fortement (voir Figures 2.16 et 2.45).

Les âges d'exhumation obtenus dans les conglomérats montrent une première phase d'augmentation des taux d'exhumation qui a lieu à l'Eocène supérieur (Beamud *et al.*, 2011). Pendant l'Oligocène, les taux restent aux alentours de 0,3 km/Ma et augmentent fortement au début du Miocène.

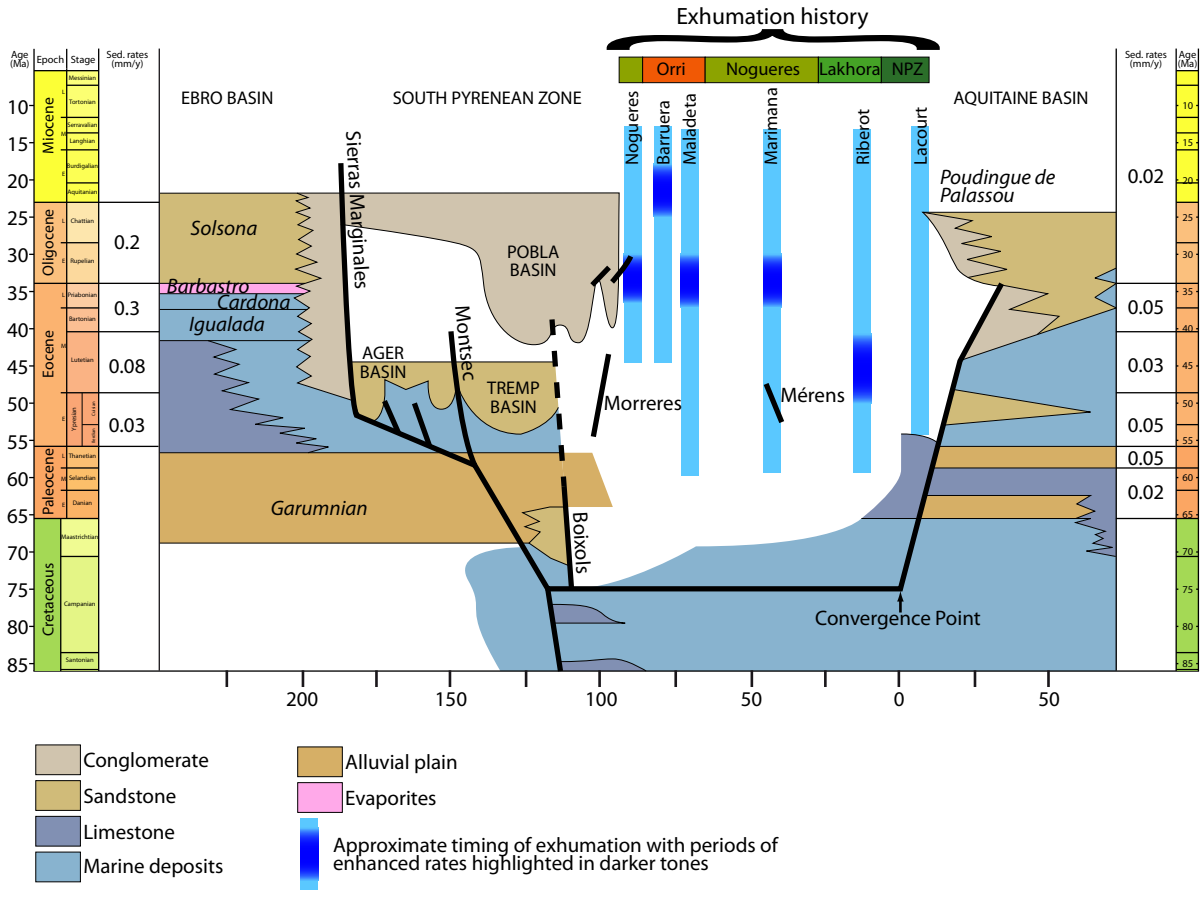


FIGURE 4.18: *Synthèse chronostratigraphique montrant le calendrier tectonique (raccourcissement sur les chevauchements) et le calendrier d'exhumation de la Zone Axiale, en relation avec l'enregistrement stratigraphique préservé. L'axe horizontal représente la distance à partir d'un point de convergence restauré basé sur les travaux de Beaumont* et al. *(2000) (modifié d'après Sinclair* et al.*, 2005).*

Pour la suite de cette étude, nous utilisons la Figure 4.16 tirée de Sinclair *et al.* (2005) à laquelle sont ajoutées les données de Metcalf *et al.* (2009) comme référence pour la position des massifs cristallins au cours de l'évolution et de la construction de la chaîne.

4.5.7 En résumé

Les âges AFT in situ obtenus par ces études sont disponibles au travers toute la chaîne et le long de profils âge/altitude qui permettent une intégration de l'histoire thermique des Pyrénées sur quasiment toute la durée de l'orogène. Les âges sont compris entre 10,9 Ma et 106,3 Ma mais la grande majorité des échantillons montre des âges paléogènes compris entre 50 et 35 Ma, en accord avec les autres données géologiques concernant la collision. Fitzgerald *et al.* (1999) ont ainsi pu mettre en évidence le début de l'exhumation syn-orogénique dans le profil âge/altitude du massif de Lacourt qu'ils datent à 50 Ma.

La projection des âges AFT dans les massifs cristallins Pyrénéens dans les unités correspondantes sur une coupe N-S au travers de la chaîne montre clairement une décroissance des âges d'exhumation depuis le Nord vers le Sud (Figure 4.18), cohérente avec la migration de la déformation dans la plaque ibérique au cours de l'Eocène et aussi avec l'asymétrie des structures observées dans la Zone Axiale. Les âges les plus anciens sont obtenus dans le Nord de la Zone Axiale et les Massifs Nord-Pyrénéens. Ils peuvent être reliés à des phases de construction précoces du rétro-prisme au Paléogène.

La majorité des âges dans l'unité de Nogueres est située aux alentours de 35 Ma et 30 Ma dans l'unité d'Orri. Ces âges sont interprétés comme le paroxysme de l'exhumation et sont effectivement à relier à la croissance de l'antiforme de la Zone Axiale d'unités de socle qui structure la Zone Axiale au cours de l'Eocène-Oligocène dont l'érosion alimente les conglomérats de la Zone Sud-Pyrénéenne. Ce sous-placage d'unités est dû à l'empilement d'unités chevauchantes (Fitzgerald *et al.*, 1999) qui pourrait être amplifié par un effet du climat à la transition Eocène-Oligocène comme proposé récemment (Huyghe *et al.*, 2009).

Les âges les plus jeunes sont obtenus par Sinclair *et al.* (2005) dans la zone de Nogueres, au Sud de la Zone Axiale (17,2 Ma) et par Jolivet *et al.* (2007) dans le granite de Bielsa (10,9 Ma). Jolivet *et al.* (2007) interprètent ces âges comme étant le résultat d'un chevauchement hors-séquence au Miocène.

Dans cette étude nous utilisons la diffusion de l'Helium dans les zircons et les traces de fission sur apatites pour des échantillons situés dans le Sud du Bassin d'Aquitaine et dans la Zone Sud-Pyrénéenne. Le couplage de différents thermochronomètres sur les mêmes échantillons détritiques permet de contraindre la séquence d'exhumation des roches depuis des profondeurs importantes (6 km avec la diffusion de l'Helium dans les zircons) jusqu'à des profondeurs proches de la surface (environ 3 km en utilisant les traces de fission sur apatites). L'utilisation des vitesses d'exhumation (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005) disponibles dans la littérature, auxquelles s'ajoutent celles que nous pouvons calculer à partir des âges obtenus, permet ainsi de discuter des sources sédimentaires dans la Haute Chaîne et de déterminer la part du climat et de la tectonique dans les changements observés.

4.6 Nouvelles données thermochronologiques dans les séries détritiques paléogènes des Pyrénées : contraintes sur les stades précoces de la croissance de la chaîne et les sources sédimentaires des bassins d'avant-pays

Jusqu'à présent, la majorité des études thermochronologiques menées dans les Pyrénées se sont focalisées sur la Zone Axiale où des massifs cristallins Varisques sont bien exposés et relativement accessibles (voir Partie 4.5 et Morris *et al.*, 1998 ; Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Maurel *et al.*, 2002 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Denèle, 2007 ; Gibson *et al.*, 2007 ; Jolivet *et al.*, 2007 ; Maurel *et al.*, 2008 ; Metcalf *et al.*, 2009 ; Figures 4.13 et 4.14). Ces nombreuses études apportent cependant principalement des informations sur les dernières étapes d'exhumation des massifs *in situ* ($<50Ma$), notamment parce qu'elles utilisent des thermochronomètres de basse température comme les traces de fission ou l'Helium sur apatites. Ces études sont toutefois très importantes pour la compréhension de la séquence de déformation et des mouvements verticaux de la Zone Axiale et leur quantification, ainsi que la migration de la déformation depuis le retro-prisme vers le pro-prisme et l'estimation de flux de matière de la haute chaine vers les bassins flexuraux.

Cette section présente les principaux résultats obtenus au cours de ce travail de thèse : tout d'abord un article sur le versant Sud-pyrénéen soumis à la revue *Basin Research* qui concerne deux échantillons cénozoïques et trois échantillons albiens étudiés dans le cadre du Master 2 de Marine Charmoy (2010) au CRPG-Nancy. Les zircons détritiques de ces échantillons ont été datés avec les méthodes U/Pb et (U-Th)/He. La seconde partie reprend des travaux sur des échantillons de la Zone Sous-Pyrénéenne au Sud du Bassin d'Aquitaine, présentés sous forme de poster à l'Assemblée Générale de l'*European Geosciences Union* en 2010. Il s'agit ici d'une double datation U/Pb et (U-Th)/He sur zircons couplée à des Traces de Fission sur Apatites pour deux échantillons.

4.6.1 Echantillons étudiés

Afin d'appréhender l'évolution précoce de la chaîne, nous avons choisi d'étudier les sédiments détritiques conservés dans les bassins d'avant-pays bordant la chaîne pyrénéenne. En effet, l'enfouissement des séries n'est pas suffisant pour annuler le signal d'exhumation primaire, même pour la méthode des traces de fission sur apatites, et donc celui-ci a été fossilisé dans les grains.

Les échantillons utilisés pour obtenir des âges de cristallisation ou d'exhumation ont été choisis parmi tous ceux collectés lors des missions de novembre 2007 et avril 2008 (Annexe A). Ce sont ainsi 21 échantillons, provenant de différentes formations gréseuses, et ayant une masse d'environ 5kg chacun pour maximiser les chances d'avoir un nombre suffisant de grains (apatites et zircons), qui ont été choisis (Table A.2 ; Figure A.1). Pour chacun de ces échantillons, une lame mince a été également fabriquée et un échantillon témoin conservé.

Les méthodes U/Pb et (U-Th)/He sur zircons et traces de fission sur apatites sont basées sur l'étude de monograins. Elles nécessitent au préalable une séparation des minéraux qui a été effectuée en septembre 2008 dans les locaux de l'*Institut für Isotopengeologie und Mineralische Rohstoffe* (Institut de Géologie Isotopique et Minéralogie) de l'ETH Zürich avec la collaboration de Giuditta Fellin (Annexe B.1). Malheureusement, il est apparu au terme du processus de séparation que des zircons très fins

n'étaient pas séparés des autres minéraux par les liqueurs denses et que les échantillons étaient pauvre en apatites, surtout dans les échantillons prélevés dans les formations continentales de la limite Crétacé-Paléogène, quelle que soit leur localisation dans la chaîne. Finalement, des problèmes lors du polissage ont achevé de détruire le travail accompli lors de la séparation. Ces difficultés nous ont amené à travailler plus particulièrement sur six échantillons, trois collectés au Nord et trois sur le versant Sud, auxquels ont été ajouté trois échantillons collectés dans le sédiments post-rift de l'Albien.

Sur le versant Nord, les trois échantillons concernés par les datations multi-méthodes sont *RAP1*, *ESC1* et *MAU1* (Figure 4.19), collectés respectivement sur les communes d'Ilhat (09), d'Esclagne (09) et Mauran (31). L'échantillon le plus âgé (*RAP1*) a été échantillonné dans les formations continentales de la limite Crétacé-Paléocène, équivalente de la Formation de Tremp du versant Sud. L'échantillon *ESC1* provient de sédiments marins détritiques de l'Yprésien et l'échantillon *MAU1* de bancs gréseux intercalés dans les Poudingues de Palassou et datés du Lutétien supérieur.

Sur le versant Sud, les échantillons utilisés pour répondre aux problématiques de cette étude proviennent pour l'un de la Formation de Tremp (*ORC2*) et les autres du Delta du Sobrarbe : *LEC2* et *BAR1* (Figure 4.19). Les résultats de la double datation de trois grès Albiens de la région du Turbon étudiés dans le cadre du Master de Marine Charmoy (2010) ont également été ajoutés à cette étude pour discuter les sources.

Le contenu en zircons de tous ces échantillons après séparation représente une très grosse fraction des minéraux lourds, ce qui laisse penser que l'absence en apatites est due à un processus sédimentaire, et non à l'absence d'apatites dans les sources sédimentaires. En effet, les apatites sont des minéraux qui résistent difficilement à de multiples cycles d'érosion/transport/dépôt, contrairement aux zircons qui peuvent être remaniés plusieurs fois comme le montrent les courbes de répartition d'âges.

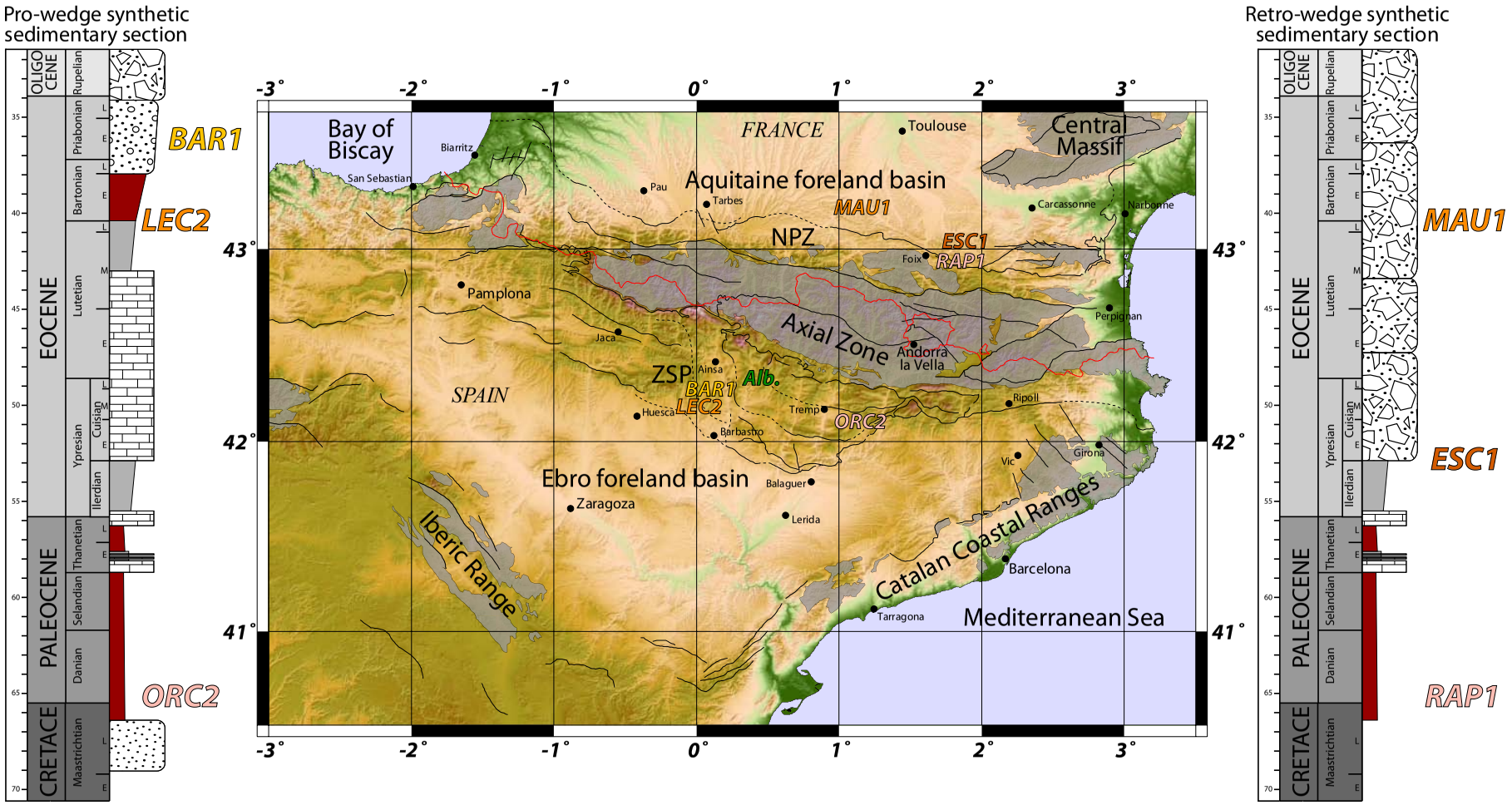


FIGURE 4.19: *Logs synthétiques des séries sédimentaires des avant-pays Nord et Sud et position des échantillons sur une carte géologique simplifiée et un Modèle Numérique de Terrain. Les traits représentent les failles en noir, les frontières en rouge. Les zones grisées sont les aires d'affleurement du socle.*

4.6.2 Apports de la double datation U/Pb et (U-Th)/He sur l'histoire de la Zone Sud-Pyrénéenne : âge des zircons des formations sédimentaires de l'Eocène du bassin d'Ainsa et du Paléocène du bassin de Tremp

Cet article soumis à la revue *Basin Research* sous le titre **U/Pb and (U-Th)/He age constraints on Mesozoic-Cenozoic cooling and exhumation of the northern Iberian margin : implications for tectonic reconstruction in the Pyrenees** a été écrit en collaboration avec Frédéric Mouthereau et Raphaël Pik (CRPG Nancy). Il présente une double datation effectuée sur deux échantillons provenant de séries détritiques cénozoïques du versant Sud-Pyrénéen et trois échantillons de grès albiens. Tout d'abord, ces échantillons sont replacés dans le cadre géologique régional de la mise en place des unités pyrénéennes et de l'exhumation des zones sources (Figure 4.20) et le cadre sédimentologique de la Zone Sud-Pyrénéenne (Figure 4.21)

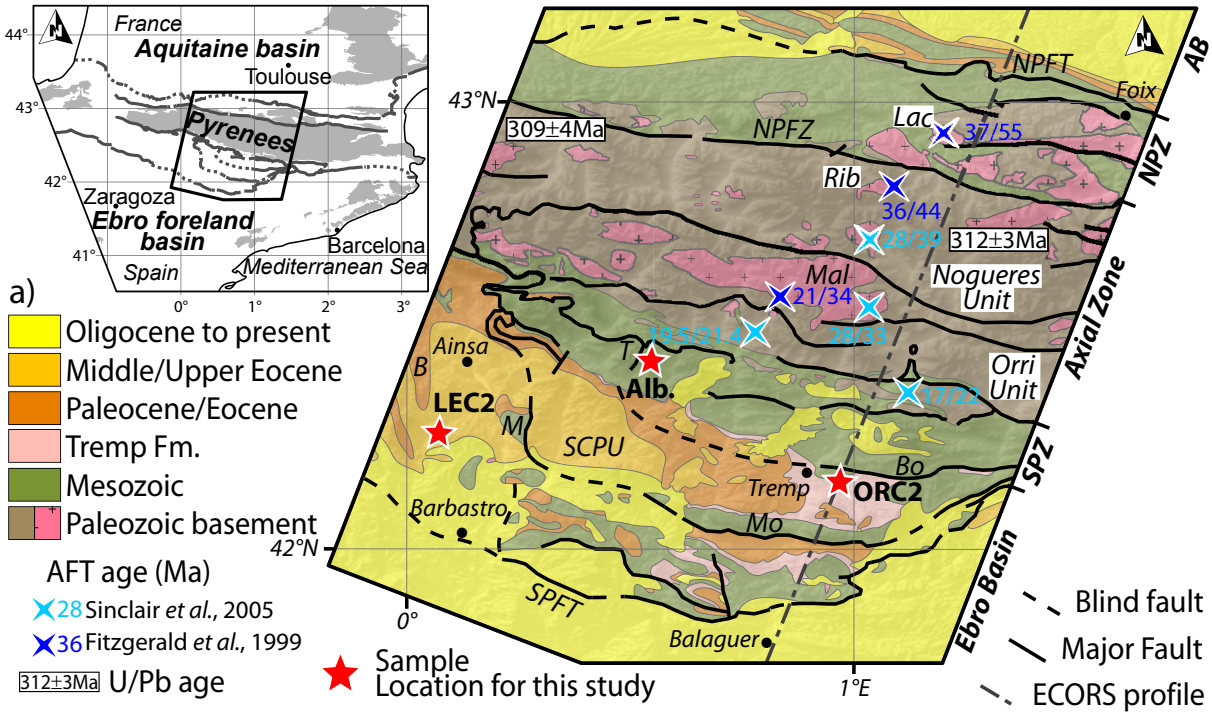


FIGURE 4.20: *Carte géologique de la Zone Sud-Pyrénéenne et de la Zone Axiale drapée sur un Modèle Numérique de Terrain, âges AFT de la littérature (Fitzgerald* et al., *1999 ; Sinclair* et al., *2005) et position des échantillons étudiés. AB : Bassin d'Aquitaine ; Alb. : Grès Albiens (*EA2, PS3 *et* SMV1*) ; B : Anticlinal de Boltaña ; Bo : Chevauchement de Boixols ; Lac : Granite de Lacourt ; M : Anticlinal de Mediano ; Mal : Granite de la Maladetta ; Mo : Chevauchement de Montsech ; NPFT : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; NPFZ : Faille Nord-Pyrénéenne ; Rib : Granite de Ribérot ; SPFT : Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen ; SCPU : Unité Centrale Sud-Pyrénéenne ; T : Anticlinal du Turbon.*

Au travers de la double datation sur zircons détritiques dans ces échantillons, l'objectif est de discuter de (1) la signature géochronologique des zones sources à l'Albien et du Paleocène à l'Eocène, (2) l'arrivée à la surface des massifs cristallins de la Zone Axiale et la présence de granitoïdes à la surface au cours du Mésozoïque et (3) de la relation spatiale et temporelle entre les structures tectoniques qui se mettent en place et la dynamique d'exhumation qui en résulte.

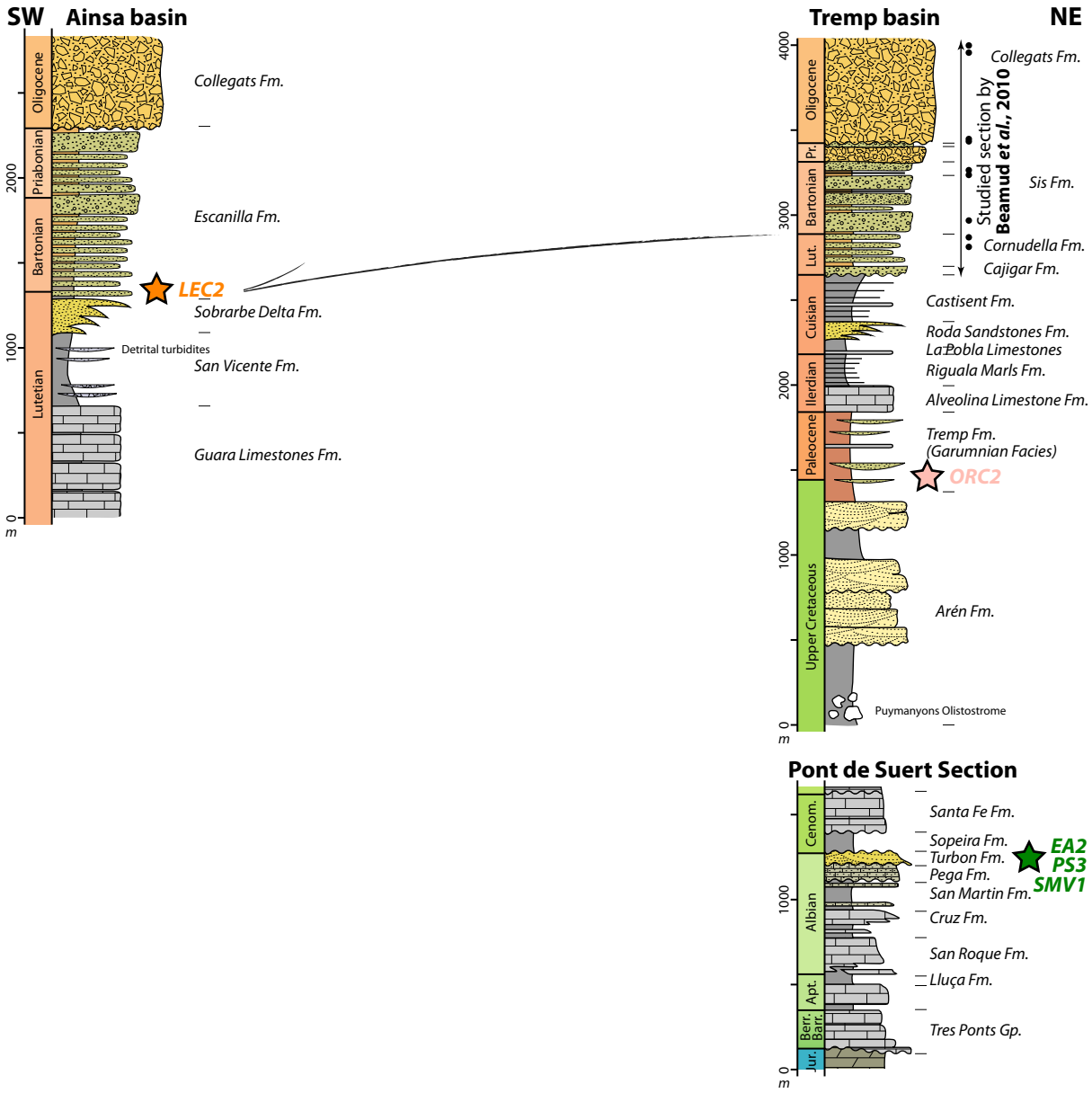


FIGURE 4.21: *Coupes stratigraphiques synthétiques des bassins dans lesquels ont été collectés les échantillons utilisés pour cette étude (modifié d'après Dreyer* et al.*, 1999 ; Ardèvol* et al.*, 2000 ; Dinarès-Turell et Garcia-Senz, 2000 ; Vincent, 2001 ; Garcia-Senz, 2002 ; Beamud* et al.*, 2003 ; Lopez-Blanco* et al.*, 2003 ; Beamud* et al.*, 2011.*

Datation U/Pb : identification des sources

Les zircons obtenus par la séparation des minéraux lourds ont été datés au CRPG Nancy par la sonde ionique CAMECA IMS 1270 pour obtenir les âges de cristallisation. Les résultats sont présentés sur la Figure 4.22.

Les zircons détritiques analysés montrent, dans tous les échantillons, un large spectre d'âges de cristallisation, allant du Protérozoïque à la fin du Paléozoïque et qui sont typiques de la croûte continentale européenne et ibérique. Il s'agit d'âges hérités Protérozoïques, d'âges Cadomiens (~600 Ma), Calédo-

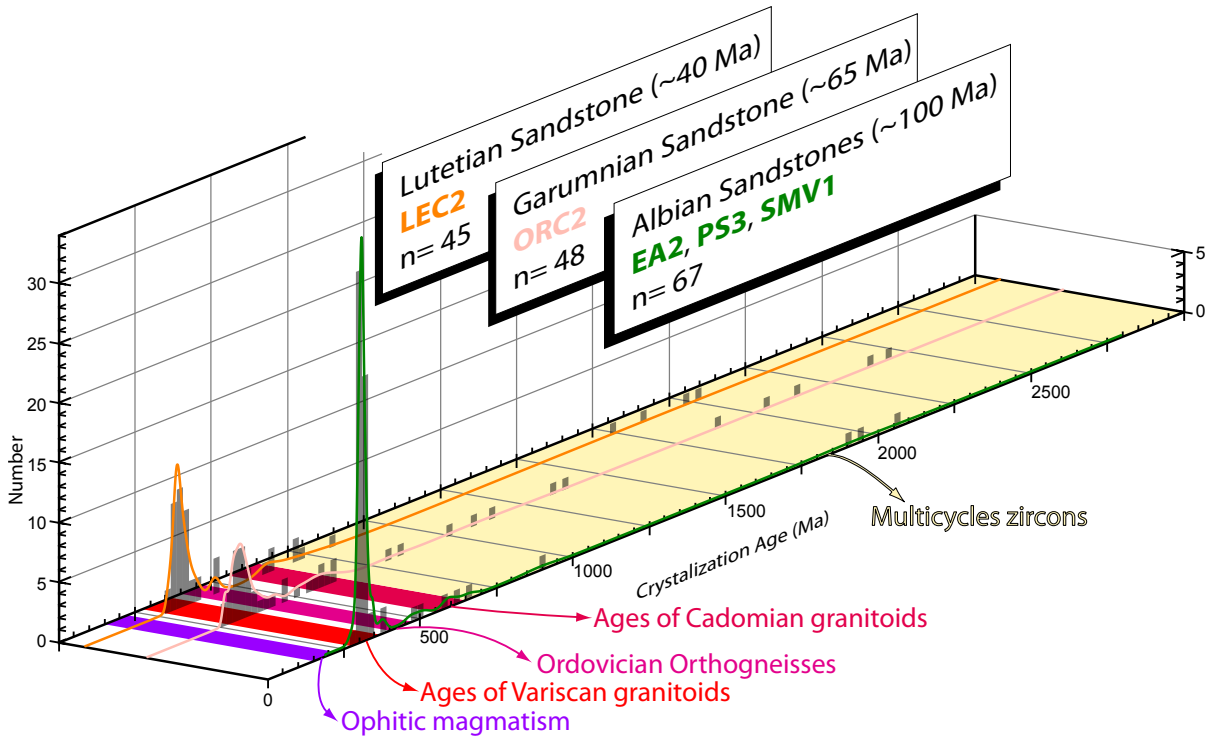


FIGURE 4.22: *Mesures U/Pb effectuées sur les échantillons* LEC2 *et* ORC2 *et les grès Albiens (*EA2, PS3 *et* SMV1*) comparées aux âges typiques des zircons des croûtes européenne et ibérique.*

niens (∼500-400 Ma) et Varisques (∼350-300 Ma) couramment obtenus dans les datations *in situ* de massifs cristallins.

La caractéristique la plus marquante des deux échantillons est la présence d'une population dominante d'âge Varisque, correspondant à 87%, 42% et 68% des grains, respectivement dans les grès Albiens, *ORC2* et *LEC2*. Cette population indique un recyclage majeur de grains provenant de granitoïdes comme ceux qui sont actuellement à la surface dans la Zone Axiale (Maladetta, Marimaña, Ribérot) et sur lesquels des études thermochronologiques sont disponibles (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009). Cependant, l'histoire thermique de ces massifs nous indique qu'ils ne peuvent pas être la source du remplissage de la Zone Sud-Pyrénéenne pendant la période orogénique. Afin de distinguer les différentes sources, il est donc nécessaire de connaître leur histoire thermique, ce qui est fait avec la méthode (U-Th)/He sur les mêmes grains que l'U/Pb.

Double datation U/Pb et (U-Th)/He : exhumation des sources

Les grains préalablement datés avec la méthode U/Pb sont retirés des bagues et montés dans les capsules en platine avant d'être dégazés pendant $20min$ à $1300°C$. La double datation U/Pb et (U-Th)/He effectuée sur une partie des grains montre une distribution large d'âge de refroidissement pour chacune des populations reconnues avec la méthode U/Pb (Figure 4.23). Exceptés quatre grains, tous les âges obtenus dans les trois échantillons sont compris entre l'âge stratigraphique de celui-ci et l'âge de cristallisation des zircons qu'il contient.

La distribution des âges de refroidissement montre certaines différences entre les trois échantillons (Figure 4.23 a). Ainsi, les deux échantillons les plus anciens (grès Albiens et grès Paléocènes) montrent

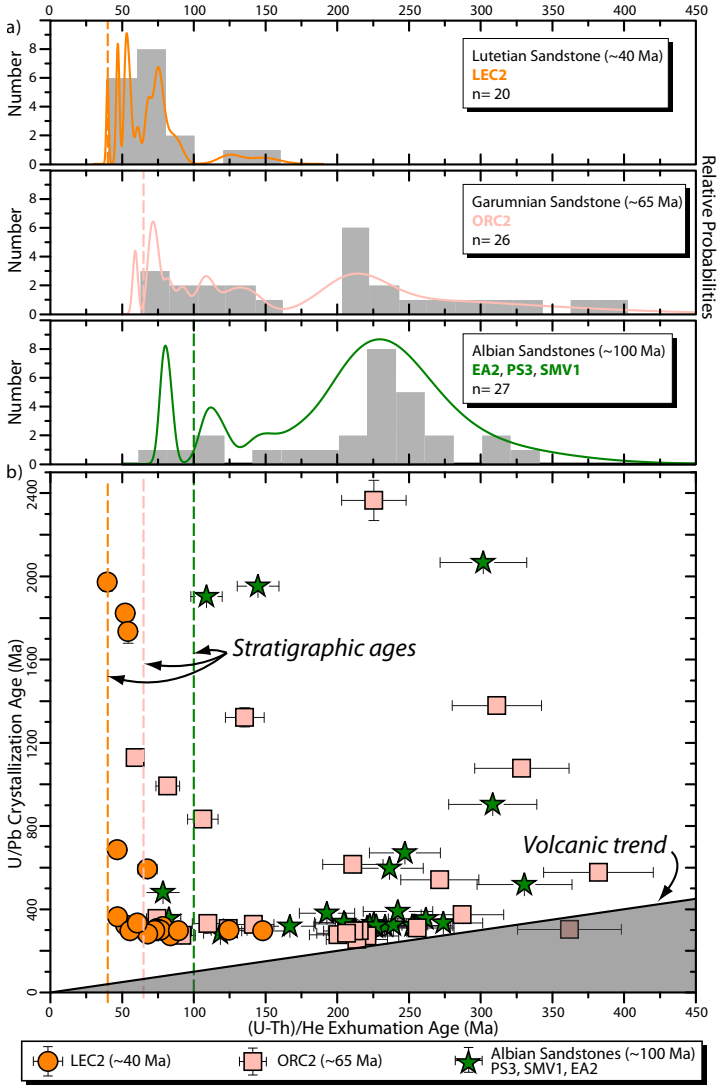


FIGURE 4.23: *Mesures (U-Th)/He effectuées sur les échantillons* LEC2 *et* ORC2 *et les grès Albiens (*EA2, PS3 *et* SMV1*) a) montrant les probabilités relatives de répartition des âges et b) en fonction de l'âge de cristallisation des grains et comparées aux âges stratigraphiques de chaque échantillon. La zone grisée représente le domaine où les doubles datations ne sont pas valable car l'âge de cristallisation est plus jeune que l'exhumation.*

un épisode d'exhumation dominant au Trias (220-225 Ma) avec un âge légèrement plus jeune dans l'échantillon *ORC2*. Dans les grès Albiens, quelques grains ont un âge Crétacé inférieur, ce qui peut être le témoin d'une exhumation rapide à cette période qu'on peut relier à la phase post-rift des Pyrénées. Une fraction plus importante de grains a un lagtime court dans l'échantillon *ORC2*, ce qui peut être relié à l'exhumation syn-orogénique précoce dans les Pyrénées. L'échantillon *LEC2* présente une proportion très dominante de grains avec un lagtime court ce qui est compatible avec une dynamique de dénudation plus efficace pendant la période de raccourcissement majeur dans les Pyrénées. Deux grains montrent un lagtime plus long avec des âges du Crétacé inférieur qui peut mettre en évidence l'érosion d'une source exhumée à cette période.

Les grains d'âge Varisque sont utilisés comme base de l'interprétation car cette population présente les deux termes extrêmes des âges : des âges témoins d'une exhumation ancienne (Triasique) et des âges d'exhumation proches de l'âge stratigraphique (Figure 4.23 b). Ainsi, cela signifie qu'au moment du dépôt, le bassin drainait des sources exhumées depuis un certain temps (lagtime important), et donc provenant de niveaux structuraux peu profonds dans la croûte ou peu réenfouis dans les bassins, et des sources montrant un lagtime court, par conséquent qui ont été exhumées rapidement de niveaux structuraux situés sous la température de fermeture de l'Helium dans les zircons.

Interprétations et conclusions

Les résultats de cette double datation sur les échantillons Albiens (*EA2*, *PS3* et *SMV1*) et Cénozoïques (*LEC2* et *ORC2*) sont d'abord interprétés en terme d'histoire thermique (Figure 4.24) des sources puis interprétés en terme de sources potentielles à l'affleurement (Figures 4.25 et 4.26).

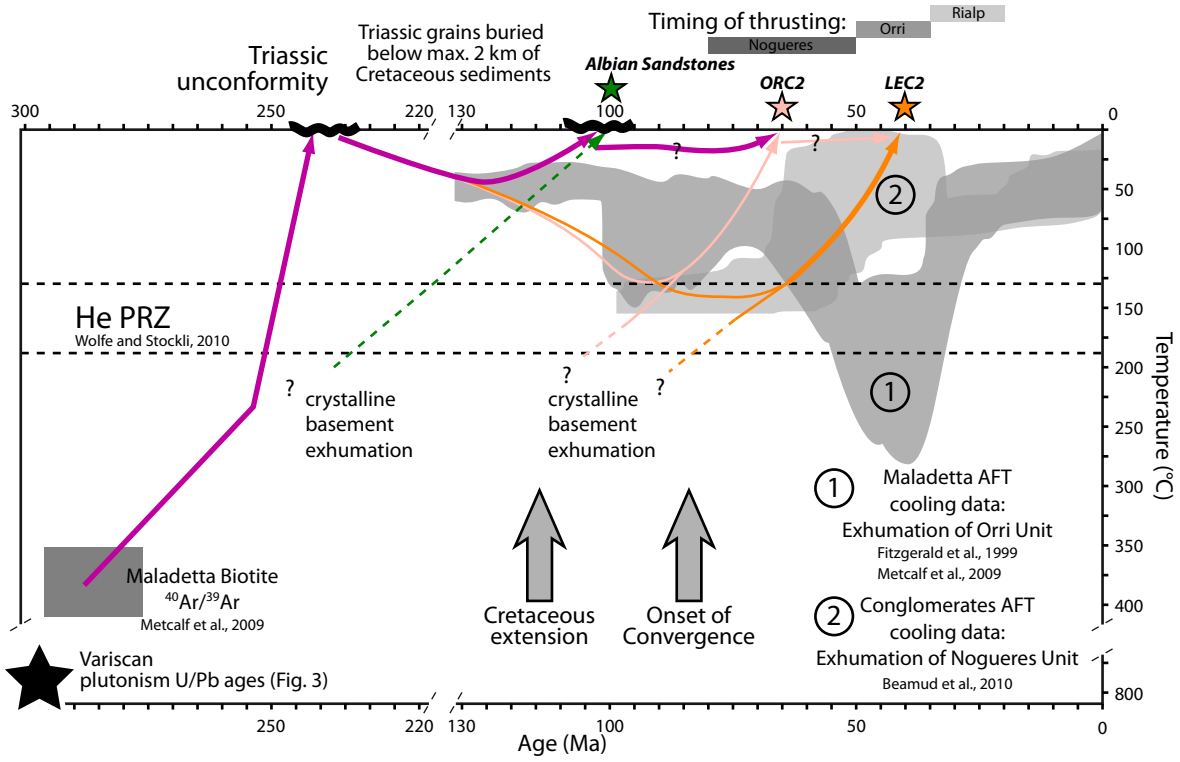


FIGURE 4.24: *Diagramme illustrant l'histoire intégrée du refroidissement des sources du versant Sud-Pyrénéen basée sur la double datation de zircons détritiques (voir Figures 4.22 et 4.23). L'évolution thermique est montrée de la fin de l'orogenèse Hercynienne, suivie par l'extension et le magmatisme Triasique, le rifting Crétacé et la convergence à partir du Crétacé supérieur. L'épaisseur des traits de l'histoire temps-température est proportionnelle à l'abondance relative des âges d'exhumation obtenus dans les différents échantillons. Au Paléogène, l'histoire thermique est comparée aux modélisations de longueur de traces de fission et de domaines de diffusion dans les feldspaths potassiques (Fitzgerald* et al.*, 1999 ; Metcalf* et al.*, 2009 ; Beamud* et al.*, 2011). La position de la Zone de Rétention Partielle de l'Helium est donnée par Wolfe et Stockli (2010).*

La population dominante de zircons ayant un âge U/Pb autour de 300 Ma caractérise les sources localisées dans les plutons granitiques comme la Maladetta. Par conséquent, nous nous servons de l'histoire

thermique de ce massif comme indicateur du refroidissement depuis le Permien (fermeture du système $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotites à 278 Ma ; Metcalf *et al.*, 2009) jusqu'à la surface et la discordance du Trias observée sur certains massifs de la Zone Axiale (Bielsa, Maladetta ; Zwart, 1979). L'évolution thermique du Mésozoïque est contrainte en combinant les datations He sur zircons et des données de puits disponibles dans la Zone Sud-Pyrénéenne et le Bassin de l'Ebre (Lanaja, 1987 ; Figure 4.25). Ces observations couplées aux datations révèlent un enfouissement et donc un réchauffement limité associé au rifting Crétacé inférieur. On peut toutefois avoir localement une exhumation rapide. A partir de la fin du Crétacé et pendant le Paléogène, les histoires d'exhumation sur nos échantillons sont en accord avec les modélisations de longueurs de traces de fission sur apatites et les domaines de diffusion dans les feldspaths potassiques (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Metcalf *et al.*, 2009 ; Beamud *et al.*, 2011) qui révèlent des phases d'exhumation rapide de l'unité de Nogueres et l'enfouissement puis l'exhumation de l'unité d'Orri.

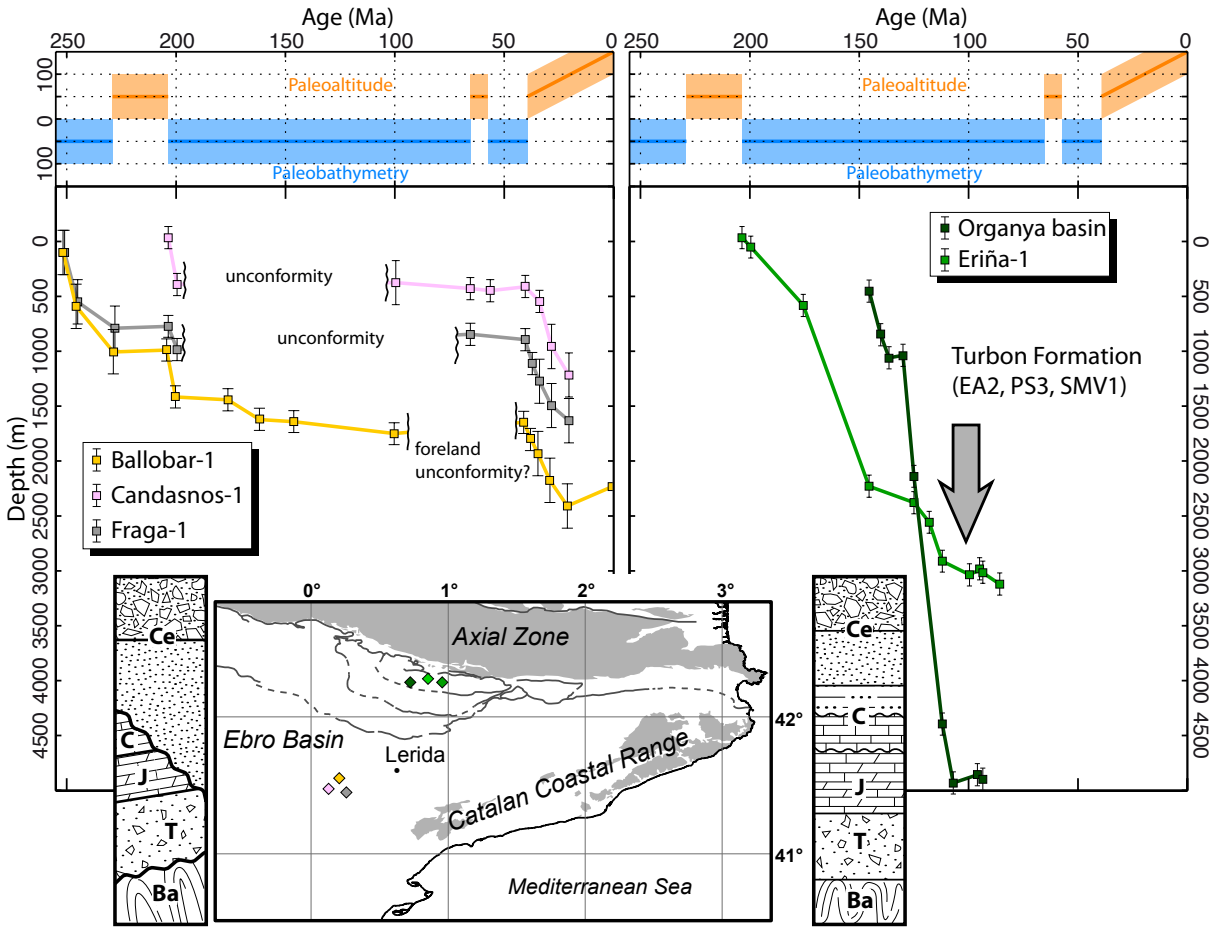


FIGURE 4.25: *Subsidence des séries Méso-Cénozoïques montrant les histoires d'enfouissement différentes entre le bassin Crétacé d'Organya dans lequel les échantillons de grès Albiens ont été collectés et le Bassin de l'Ebre soulevé et érodé. La position des puits est montrée sur la carte. Les logs synthétiques montrent la succession sédimentaire idéalisée dans ces bassins. La décompaction a été effectuée suivant la méthode de Allen et Allen (2005) avec les gammes de paléobathymétries/paléoaltitudes montrées. Les corrections de l'eustatisme utilisent les valeurs de Haq* et al. *(1987) et Miller* et al. *(2005).*

Afin d'identifier les sources potentielles des sables albiens, nous étudions ensuite la subsidence différentielle entre le Bassin de l'Ebre à partir de trois puits de la synthèse de Lanaja (1987) et le bassin

d'Organya (Lanaja, 1987 ; Dinarès-Turell et Garcia-Senz, 2000 pour la coupe synthétique). La discordance majeure du Cénozoïque sur le Paléo-Mésozoïque dans le bassin de l'Ebre indique que cette zone était soulevée/soumise à l'érosion pendant que le Bassin d'Organya connaissait une phase de subsidence majeure liée au rifting pyrénéen. Par conséquent, le bassin de l'Ebre a pu très certainement fournir au Bassin d'Organya des grains recyclés de sédiments Triasique ou du socle exhumé au Trias, ainsi que des grains exhumés très rapidement par un jeu de faille normale. De même des évidences géologiques montrent que certains domaines de l'Ouest de la Zone Axiale étaient soumis à l'érosion à cette période suite au jeu de failles normales à faible pendages et donc ils ont pu également fournir des grains (Massif d'Ingountze-Mendibelza, Johnson et Hall Jr, 1989)

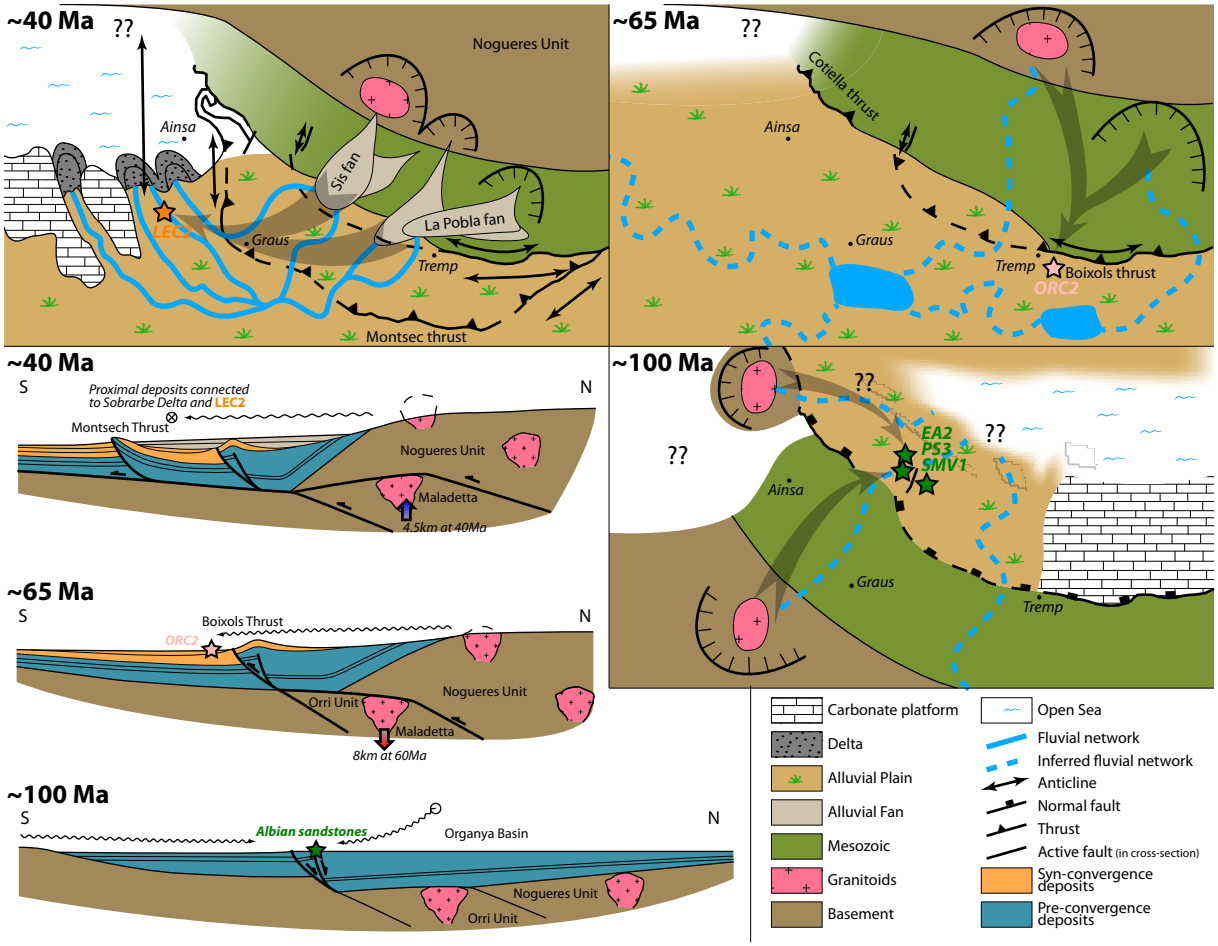


FIGURE 4.26: *Schéma en carte et en coupe illustrant l'évolution morphostructurale du versant Sud-Pyrénéen à l'Albien, au Paléocène et au Lutétien.*

En complément, l'histoire et l'évolution des sources drainées est reconstituée en carte et en coupe (Figure 4.26). Dans cette interprétation, le dépôt des sables albiens est relié à l'érosion du socle Paléozoïque du bassin de l'Ebre et/ou l'exhumation de socle à l'Ouest de la Zone Axiale à la faveur d'une faille normale à faible pendage. Les sables du Garumnien sont interprétés comme provenant principalement de l'érosion des séries superficielles du bassin d'Organya et dans une moindre mesure de l'exhumation de l'unité de Nogueres sur laquelle repose ce bassin. L'érosion de niveaux structuraux plus profonds au Lutétien nécessite une accélération de l'exhumation causée par le mouvement de l'unité d'Orri sous

l'unité de Nogueres (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Metcalf *et al.*, 2009). Cette érosion accrue est la source des conglomérats de la Sis et de la Pobla étudiés par Beamud *et al.* (2011) qui alimentent en aval le delta du Sobrarbe dans lequel a été collecté l'échantillon *LEC2*.

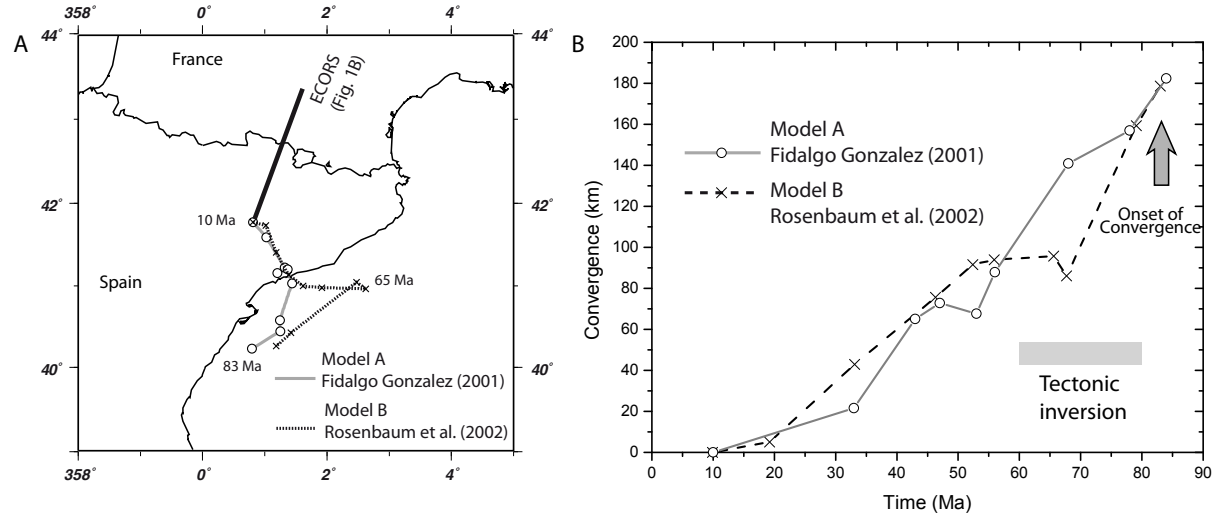


FIGURE 4.27: *a) Trajectoire d'un point actuellement situé à la terminaison Sud du profil ECORS sur la plaque Ibérique et sa position restaurée en fonction du temps suivant le modèle cinématique de Rosenbaum* et al. *(2002) et celui de Fidalgo-Gonzalez (2001). b) Position en fonction du temps du même point par rapport à sa position actuelle projetée sur la direction du profil ECORS.*

Finalement, nous discutons des implications des âges thermochronométriques obtenus dans cette sur la compréhension de l'inversion de la marge ibérique au début de la convergence. Ces âges suggèrent une exhumation de 4,5 à 6 km entre 83 et 65 Ma, ce qui correspond à des taux d'exhumation de 0,25 à 0,3 km/Ma cohérents avec ceux proposés pour la même période par Beamud *et al.* (2011). La restauration du profil ECORS par Beaumont *et al.* (2000) à cette période montre un raccourcissement de 35 km avec 23 km accommodés dans l'unité de socle de Nogueres. Afin de comparer avec l'âge d'inversion des unités de socle, le raccourcissement est comparé avec deux modèles cinématiques de l'Ibérie depuis 83 Ma (Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Figure 4.27 a). La méthode, décrite dans le Chapitre 5, étudie la trajectoire d'un point situé à la terminaison Sud du profil ECORS et dont les mouvements horizontaux sont projetés sur la direction du profil (Figure 4.27 b). Si ces reconstructions soulignent bien le passage d'un régime divergent à un régime convergent à 83 Ma, la manière dont la convergence est accommodée varie entre les deux modèles. Des taux de convergence de 3 km/Ma et 4,6 km/Ma correspondant à des déplacements horizontaux de 60 et 83 km sont dérivés respectivement des modèles de Rosenbaum *et al.* (2002) et Fidalgo-Gonzalez (2001). Ces valeurs montrent une sous estimation de 25 à 48 km dans l'interprétation du profil ECORS par rapport au mouvement de l'Ibérie depuis 83 Ma et amènent des précisions sur la largeur du domaine aminci entre les deux plaques récemment invoqué comme étant le domaine d'exhumation du manteau lithosphérique fournissant les lherzolites (Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.*, 2010). La fermeture d'un tel domaine par *underthrusting*, en considérant un taux moyen de convergence de 3,8 km/Ma donne un âge de 71 Ma pour le début du raccourcissement dans l'Unité de Nogueres et l début de l'inversion du Bassin d'Organya comme proposé par Beamud *et al.* (2011) et les âges d'exhumation que nous apportons (Figure 4.28).

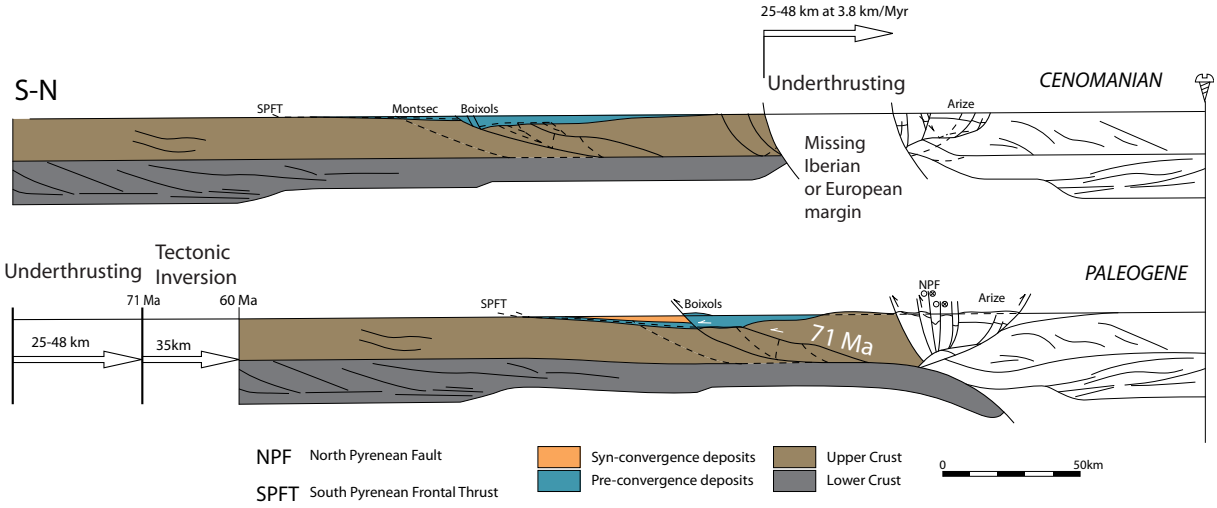


FIGURE 4.28: *Coupe géologique restaurée des Pyrénées (modifiée d'après Beaumont* et al.*, 2000) montrant l'extension de la marge continentale (extrêmement amincie ?) manquante. L'analyse de la cinématique de l'Ibérie indique que cette marge continentale (ibérique ou européenne ?) s'est formée pendant la phase de rifting aptienne-albienne (Jammes* et al.*, 2009) et a été enlevé par underthrusting entre 83 et 71 Ma, âge qui marque le début de l'exhumation de l'unité de socle de Nogueres.*

U/Pb and (U-Th)/He age constraints on Mesozoic-Cenozoic cooling and exhumation of the northern Iberian margin : implications for tectonic reconstruction in the Pyrenees

Pierre-Yves Filleaudeau[1,2], Frédéric Mouthereau[1,2], Raphaël Pik[3]

Affiliation :

[1] UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre de Paris, F-75005, Paris, France.

[2] CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre de Paris, F-75005, Paris, France.

[3] CRPG, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, UPR-CNRS 2300, Nancy Universités, 54500 Vandœuvre-lès-Nancy, France

Tel : 00 33 1 44 27 71 81

Fax : 00 33 1 44 27 50 85

e-mail : pierre-yves.filleaudeau@upmc.fr

ABSTRACT

The Pyrenean collision resulted from the Cenozoic inversion of Iberian and European intra-continental lithospheres thinned during the Mesozoic for which pre-orogenic and early orogenic cooling histories are still poorly constrained. We report 160 detrital zircon U/Pb ages and 73 (U-Th)/He ages from Albian, Upper Cretaceous and Eocene sandstones sampled in the southern Pyrenean fold-thrust belt that document the long-term pre- to syn-convergence tectonothermal evolution of the Iberian margin. Dominant zircon U/Pb ages of 300 Ma (42-86%) confirm the primary contribution of Late Variscan granitoids. Zircon (U-Th)/He ages document a well-resolved Triassic (U-Th)/He ages signature related to a large-scale igneous/denudational event during initiation of Atlantic rifting. During Early Cretaceous rifting and continental breakup, we report limited heating in agreement with moderate thinning of this part of the Iberian margin. Late Cretaceous and Cenozoic zircon (U-Th)/He ages outline the onset of rapid exhumation and crustal thickening in the Axial Zone between 60-70 Ma. The renewed rapid exhumation at 50 Ma in the southern Pyrenees and propagation of thrusting proposed from thermochronometric thermal modelling in the Sis conglomerates is now also well documented by zircon (U-Th)/He age peaks recovered from downstream Sobrarbe deltaic sandstones of the same drainage basin. Plate kinematic interpretations imply the underthrusting of a thin continental margin in the early stage of convergence at 80-60 Ma. The original width of the Albian basin domain is 25-48 km, in agreement with recent structural models accounting for extreme crustal thinning in the Pyrenees. This stage of soft collision stopped when the thicker portion of Iberian margin collided with the European margin inducing inversion of the Iberian margin ca. 71 Ma. These results place new constraints on the original continental margin configuration and the timing of margin inversion which are essential to better understanding mountain building processes induced by inversion of continental margins.

Keywords: (U-Th)/He thermochronometry; U/Pb geochronology; zircon; extension; orogeny; plate kinematics; underthrusting, Pyrenees.

1. Introduction

The Pyrenean orogen is the first-order expression of the collision between the Iberian and the European continental margins that developed between the Late Cretaceous and the Early Miocene (Fig. 1; Choukroune and ECORS-Pyrenees-Team, 1989; Roest and Srivastava, 1991; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000). Iberia has moved northward with respect to Europe resulting in a typical doubly-vergent orogenic wedge (Fig. 1). Much of what is known about the original geometry of both continental margins comes from restored balanced lithosphere-scale cross-sections (e.g. Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995; Teixell, 1998).

The Iberian margin experienced multiple alpine extensional events including the post-variscan Triassic-Jurassic and the Early Cretaceous rifting related to the northward propagation of the Atlantic rifting. Extension led to continental breakup during the latest Aptian to Early Albian in the Bay of Biscay (e.g. Jammes et al., 2009). Of main importance for the reconstruction of the Iberian margin geometry and the understanding of divergent margins formation is the recent re-interpretation of the Pyrenean peridotite (lherzolites) as being the expression of the exhumation of the subcontinental mantle (Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010), emplaced in narrow Mesozoic basins along the North-Pyrenean Fault Zone (NPFZ) in relation with detachment tectonics (e.g. Lagabrielle and Bodinier, 2009).

To account for the extreme crustal thinning the restored geometry of the distal portion of the Iberian continental crust along the ECORS profile (Fig. 1) has been revised to show the rapid transition from unthinned crustal thickness to exhumed mantle in the Albian trough (Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010). Evidence for HT temperature during the breakup phase is supported by the Albo-Cenomanian alkali volcanism (e.g. Montigny et al., 1986) and HT metamorphism (Albarède and Michard-Vitrac, 1978, Montigny et al., 1986)

particularly well identified in the North-Pyrenean Zone. Despite differences between past and recent reconstructions implying variable extension ranging from homogeneous and moderate (β=1.2; Muñoz, 1992) to extreme (Lagabrielle et al., 2010) all structural models agree with a relatively narrow Albian rift basin domain. Following the initiation of convergence in the Santonian (~83 Ma), such models provide support to a limited subduction followed by the rapid inversion of the Iberian margin during the Upper Cretaceous, followed in the Eocene-Oligocene by the building of the asymmetric Pyrenean orogenic wedge (Beaumont et al., 2000; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005).

Existing zircon U/Pb, biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages, apatite fission-track or apatite (U-Th)/He low-temperature thermochronometric data from the crystalline basement of the Iberian margin have given insights separately on the early Variscan or early post-Variscan magmatic history (e.g. Vissers et al., 1992; Metcalf et al., 2009; Jolivet et al., 2007) or late orogenic stage (e.g. Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005). More recently, K-Feldspar $^{40}Ar/^{39}Ar$ multi-diffusion domain thermal models (Metcalf et al., 2009) yielded constraints on the thermal history of the Iberian basement thrust sheets back to ~100 Ma and by comparison with geological constraints revealed that the Iberian margin remained close to the surface during the continental breakup phase. More recently, thermal models of apatite fission-track lengths measured in granitic cobbles of Eocene synorogenic conglomerates (Beamud et al., 2011) further indicated, although poorly defined, a rapid exhumational event at 70-60 Ma that they proposed to relate to the exhumation of basement unit exposed in the Axial Zone. These data do not provide, however, a continuous, large-scale and direct record of the long-term exhumation/cooling of the Iberian margin from crustal thinning to inversion in the Upper Cretaceous, thus making difficult the assessment of the initial margin configuration, and timing of tectonic inversion.

To this purpose, we examine the long-term exhumation/cooling history of the rifted Iberian margin by providing new geochronologic and thermochronometric constraints on detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He ages signature from pre-convergence Albian sandstones (~110 Ma) to Late Cretaceous (65 Ma)/Eocene (40 Ma) syn-orogenic clastic deposits of the south-Pyrenean foreland thrust belt. Combined with stratigraphic data and previous geochronologic/thermochronometric data we examine the tectonic and landscape evolution on the Iberian margin. By comparing thermochronometric data with existing Iberia/Eurasia plate kinematic constraints these data help to understand the original continental margin configuration at the onset of convergence and timing of margin inversion.

2. Structure and tectonic evolution of the Pyrenees

The backbone of the Central Pyrenees (Axial Zone) is formed by south-propagating stacked crustal thrust units named from bottom to top Rialp, Orri and Nogueres (Fig. 1B; e.g. Muñoz, 1992). These basement-involved thrust units are made up of few Cadomian granitoids and Paleozoic sedimentary series intruded by Variscan granitoids. Flanking the Axial Zone to the south, the South-Pyrenean foreland thrust belt comprises syn-convergence wedge-top basins transported on thrust sheets that were emplaced successively from Late Cretaceous (Boíxols thrust unit), early-middle Eocene (Montsec thrust unit) to the Miocene (Sierras Marginales).

The Boíxols thrust to the north resulted from the inversion of the Organyà basin in which 4.5 km-thick succession of pre-convergence Early Cretaceous sediments recorded continental rifting of the Iberian margin. To the South, the Tremp basin is a typical thrust wedge-top basin built on the Montsec unit detached in the Triassic evaporites, which comprises 2-3 km of pre-convergence Early Cretaceous and syn-convergence Upper Cretaceous-Eocene deposits. The southern fold-thrust belt was then draped during the Late Eocene to the

Oligocene (42 to 25 Ma) by the accumulation of continental conglomerates aggrading onto the Axial Zone, which represent 1.5 km to 3 km in the Sis and La Pobla formation, respectively (Beamud et al., 2011). Because the Axial Zone was exhuming at the same time they are viewed as syntectonic conglomerates (e.g. Coney et al., 1996; Fitzgerald et al., 1999: Sinclair et al., 2005; Beamud et al., 2011).

The tectonic inversion of Early Cretaceous extensional basins marked the first collisional and wedge growth stage of the Pyrenees at ca. 83 Ma (chron 34) when the convergence started in a transpressional setting (e.g. Roest and Srivastava, 1991; Rosenbaum et al., 2002). This occurred coevally with thrusting/exhumation of the Nogueres unit (Beaumont et al., 2000) and underthrusting of the Orri unit in the footwall of the Gavarnie thrust (Metcalf et al., 2009). The slowing of the Iberian plate convergence at ~65 Ma (Roest and Srivastava, 1991) or even its cessation for a period of 10-15 Myr (Rosenbaum et al., 2002) mark a possible regional plate reorganisation and the increase in crustal thickening which led in the Southern Pyrenees to the deposition of at least 400 m of Late Cretaceous/Paleocene continental red beds of the Tremp Formation (Garumnian facies) (Ardèvol et al., 2000). There are thermochronological evidence for the underthrusting of the Orri unit at ~65 Ma (Metcalf et al., 2009) that correlate, although poorly defined, with an exhumational event at 70-60 Ma documented from thermal modelling of apatite fission-track lengths measured in Eocene cobbles of the Sis conglomerates (Beamud et al., 2011).

Thrusting and wedge widening resumed in the Ypresian at ~50 Ma, as argued by the initiation of exhumation in the Maladeta pluton (Fitzgerald et al, 1999; Sinclair et al., 2005; Metcalf et al., 2009), the emplacement of the Montsec thrust sheet and initiation of deformation in the frontal units of Sierras Marginales (e.g. Vergés et al., 2002). In the Axial Zone, the spatial distribution of AFT cooling ages from ~50 Ma in the Lacourt granitic pluton on the retro-wedge side, north of the NPF, to 20 Ma in the Orri unit on the pro-wedge side

documents the late development of an asymmetric exhumation pattern (Fitzgerald et al., 1999). The late orogenic stage is characterized by the acceleration of exhumation rates up to 2-4 km/Ma at 35-30 Ma, in response to focused exhumation and underplating in the Central Pyrenees (Fitzgerald et al., 1999) enhanced by a combination of Eo-Oligocene climatic forcing on erosion (Huyghe et al., 2009) and uplift of rivers base level elevation caused by the endoreism of the Ebro basin (Babault et al., 2005) contributing to the backfilling of conglomerates onto the exhuming Axial Zone.

3. Detrital zircon U/Pb-(U-Th)/He double dating

Geochronologic and thermochronologic analysis of synorogenic sediments provides important information on the provenance and exhumation/cooling history of source areas. Such information is critical to assess the dynamics of early orogenic and pre-orogenic stages for which most of the associated relief has been dismantled in the course of the mountain range evolution (Garver and Brandon, 1994; DeCelles et al., 1998). The advantage of using multi-dating techniques on single detrital grains, combining high-closure temperature U/Pb system with low-temperature (U-Th)/He thermochronometers, have been demonstrated by several studies with particular inferences from orogenic belts (Campbell et al., 2005; Reiners et al., 2005; Bernet et al., 2006; Carrapa et al., 2009; Horton et al., 2010). However, the high potential of the double-dating approach on detrital grains to trace the long-term exhumation/cooling history of continental crust from its pre-convergence thinning history to the crustal thickening in orogenic wedges is dependent on the accuracy of basin stratigraphy, preservation of clastic sediments for period spanning over the entire cycle of extension/contraction and a well-established temporal link between tectonics, plutonism/volcanism and metamorphism based on the availability of bedrock crystallization/cooling ages in the hinterland. In this respect, the Pyrenees present an

exceptionally well-constrained and continuous stratigraphic framework available for pre-orogenic sediments deposited in extensional setting to syn- and post- orogenic deposits (e.g. Vergés et al., 2002 and references therein).

3.1 Stratigraphy of sampling sites

To investigate the U/Pb and (U-Th)/He age signature of pre-collision and syn-orogenic foreland sediments, we collected along the southern part of the ECORS profile three samples in the same pre-orogenic sandstone formation and two sandstones at different stratigraphic levels but in the same foreland setting (Figs. 1 and 2). The pre-orogenic sandstones (EA2, PS3 and SMV1) have been sampled in the western part of the Early Cretaceous Organyà basin, in the deltaic sandstones of the lower Turbón Formation of Albian age that are exposed in the axial valley of the Turbón anticline (PS3; Fig. 2) and 2-3 kilometers to the north and east (EA2, SMV1). They represent a transitional succession positioned at the onset of post-rift Albo-Cenomanian subsidence that overlies the syn-rift series of Berriasian to Lower Aptian carbonate platform sediments resting unconformably on top of Jurassic dolomites (e.g. Berastegui et al., 1990; García-Senz, 2002).

Few kilometers to the south of the Boíxols thrust, which limits the Organyà basin to the south, we sampled syn-orogenic sandstones (ORC2) in the Tremp-Graus piggy-back basin, in meandering fluvial sandstones deposited in flood-plain environments of the Tremp Formation (Fig. 2), also known as Garumnian facies in the Pyrenees and dated to the Cretaceous-Paleocene boundary (Ardèvol et al., 2000). The continental Tremp Formation overlies the deltaic and shoreface sandstones of the Arén Formation and the Campanian-Maastrichtian turbiditic infill of the foredeep (Vallcarga Formation). There are sedimentological evidences indicating that the studied sandstones were fed by south-directed transverse streams sourced from the northern orogen (Ardèvol et al., 2000) although this has

not been confirmed by specific provenance studies. A younger syn-orogenic sandstones (LEC2) was collected in the Sobrarbe Delta Formation to the South of Ainsa basin (Fig. 2). They were deposited in the Late Lutetian in a north-prograding delta. Late Lutetian paleogeography (Nijman, 1998; Dreyer et al., 1999; Caja et al., 2010) shows that this deltaic complex was located at the outlet of a large axial fluvial system connected upstream to the proximal conglomerates deposited in alluvial fans rooted in the uplifting Axial Zone for which a low-temperature thermochronometric ages have been reported from granitic cobbles (Beamud et al., 2011).

3.2 U-Pb geochronology

The U/Pb ages signature of source areas was obtained for two sandstones in the Tremp Formation (ORC2) and Sobrarbe Delta Formation (LEC2) and three sandstones in the Turbón Formation (PS3, EA2, SMV1) that were combined into one single Albian sample given the location and the short time extent of the sampled Turbón Formation (García-Senz, 2002). For all three studied samples, zircon grains were selected randomly from the 50-500µm fraction, mounted in the epoxy resin and polished (about 20 µm). U/Pb ages calculation and analyses were determined by in situ SIMS analysis (CRPG's CAMECA IMS1270) following the approach described in Deloule et al. (2002) using results from the 91500 standard dated at 1062.4±0.4 Ma (Wiedenbeck et al., 1995). The spot size of the ion microprobe varied between 30 x 40 and 40 x 50 µm, with the beam positioned in the center of each grain. Because the measured zircons were generally larger than 100 µm in diameter, we can consider that the measured ages do not represent a mean of the various potential age zonation in case of complicated metamorphic history, but rather the age of the last thermal event that affected the grain. Correction for common lead was made using the ^{204}Pb amount and applied to the ^{207}Pb/^{206}Pb age following the Stacey and Kramer's (1975) model. Results of U/Pb-

distribution, is shown as relative-probability spectra derived from Gaussian distribution of individual ^{206} Pb/^{238} U ages summed in 20 Ma bins (Fig. 3).We report 160 U/Pb ages from the three above samples (see Supplementary Tables DR1A, DR1B and DR1C). The relative age probabilities display a large range of concordant U/Pb ages and consistent peak ages for the three samples suggesting the recycling of the same sources (Fig. 3). The most striking feature of U/Pb ages signature is the prevailing Late Variscan age peak centered on ~300 Ma (300-360 Ma) accounting for 58 of 67 grains, 20 of 48 grains and 30 of 45 grains in the Turbón, Tremp and Sobrarbe Delta formations, respectively and subordinate Carboniferous (~270 Ma), Ordovician-Silurian (~430–470 Ma), Panafrican/Cadomian (~600 Ma) and Meso-Paleo-Proterozoic ages up to 2400 Ma.

Late Carboniferous U/Pb ages are typical of the U/Pb ages signature of the European and Iberian crystalline basement related to magmatism at the late contractional stage in the Late Variscan orogeny which are consistent with previous U/Pb ages recovered from granites exposed in the northern Pyrenees and the Axial Zone (e.g. Vissers, 1992; Evans et al., 1998; Denèle, 2007; Maurel et al., 2004). Older Carboniferous ages indicate zircon supplied from Late Variscan volcanic series that are described for instance in the Nogueres unit (Vissers, 1992) and Ordovician ages can be attributed to orthogneisses emplaced in the deep crust that are exposed in the northern Axial Zone and the North Pyrenean Zone (e.g. Denèle et al., 2009). We ascribe the Neoproterozoic ages to the late Cadomian orogenic cycle during which volcanism and sedimentation occurred (e.g. Laumonier et al., 2004). The rare Meso-Paleo-Proterozoic ages are inherited and indicate the recycling of an ancient continental crystalline basement underlying previous Late Cadomian units (Laumonier et al., 2004).

We therefore assign the U/Pb age distribution shared by the three studied sediment samples to a dominant source in the Late Variscan crystalline basement and a subordinate source in Paleozoic sediments and Pre-Variscan units. The U/Pb age spectra taken alone is not

able to discriminate between first-cycle zircon derived from granitoids formed during Variscan magmatism or multi-cycle Variscan zircon derived from Mesozoic or Cenozoic sediments. To discuss the provenance of these zircon grains the power of U/Pb-(U-Th)/He double dating is particularly useful. Combined with other geological constraints both cooling history source areas and provenance can be determined.

3.3 (U-Th)/He thermochronometry

We have selected for (U-Th)/He thermochronometry a population of zircon that documents the main peaks individualized on U/Pb age distribution. Zircon grains from the previously U/Pb-dated populations were retrieved from the SIMS mounts, loaded in Pt capsules, outgassed at 1300 °C for 20 min, and analyzed for He concentrations with a VG603 noble gas mass spectrometer specially calibrated (Pik et al., 2003, Godard et al., 2009). Accuracy and reproducibility for U and Th measurements (based on reference materials) were typically 2-3% during this period of analysis. Total procedure blanks were generally less than 2% (maximum 5%) of the U and Th concentrations in the solution. The overall precision of He ages determined with this procedure is ~8%. Zircon ages were corrected for α emission following procedure by Farley (2002) adapted by Reiners (2005) for pyramidal tetragonal prisms. In order to limit the amplitude of additionnal uncertainties, abrasion has been restricted to about 20% of the grains width. Mean values obtained for running standards during the course of the zircon (U-Th)/He-age measurements are 27.70 ± 1.92 Ma (2σ) for Fish Canyon Tuff and 16.36 ± 0.98 (2σ) for Buluk Tuff. For a better look of He-ages distribution, the normalized relative-probability spectra of each sample has been derived from Gaussian distribution of individual zircon (U-Th)/He ages summed in 20 Ma bins are plotted in Fig. 4.

We report 73 (U-Th)/He ages from the three aforementioned samples (see Supplementary Table DR2A, DR2B, DR2C). Except for three grains, all cooling ages are older than depositional ages. The older Albian sandstones display a Triassic age peak centered on 220 Ma (15 of 27 grains in the 210-270 Ma range) with subordinate Jurassic and Paleozoic ages. The ORC2 Paleocene-Cretaceous sandstones document a consistent but slightly less resolved Triassic age component centered on 200 Ma (9 of 26 grains in the same 210-270 Ma range) and a distinctive range of younger Cretaceous ages comprising a peak component of Upper Cretaceous ages (6 of 26 grains in the 70-100 range), a less resolved Late Jurassic-Early Cretaceous ages (5 grains in the 100-150 Ma range) and subordinate Paleozoic ages. In contrast, Eocene sandstone of the Sobrarbe Delta Formation are dominated by well-defined peak ages all positioned between the Paleocene-Eocene (8 of 20 grains in the 40-65 Ma range) and the Upper Cretaceous (9 of 20 grains in the 70-100 Ma range) with a Late Jurassic-Early Cretaceous sub-population and no defined Triassic (U-Th)/He ages signature.

The (U-Th)/He results indicate progressively younger detrital peak age signatures and shorter lag times from the bottom of the studied section in the Albian to top in the Eocene sandstones with no coincident changes in the U/Pb age signature. We interpret the dominantly Triassic cooling signature found in the Turbón and the Tremp sandstones as the product of the post-Variscan denudation and/or contribution from igneous sources. The Triassic denudation is suggested by the zircon grains with typical U/Pb Variscan ages signature that have recorded rapid cooling during the Trias. The removal of Paleozoic overburden between the Late Paleozoic is argued by Triassic conglomerates containing erosion product of the Maladetta granodiorite (Vissers, 1992 and reference therein) and is more generally coincident with the unconformity between continental Triassic deposits and the Bielsa or Maladetta granites (Zwart, 1979) or the metamorphosed Cambro-Ordovician rocks of the Lys-Caillaouas massif (de Bresser et al., 1986) in the Central Pyrenees. In addition to a denudational event that could

be linked to the post-Variscan extension of the Paleozoic crust (Vissers, 1992), the range of Permo-Triassic ages (270-210 Ma) emphasizes the possible role of igneous activity imprint on (U-Th)/He ages signature. The age of Permo-Triassic volcanism has been constrained by U/Pb dating of the Pic du Midi d'Ossau volcanism (western Pyrenees) to ~272-278 Ma (e.g. Briqueu and Innocent, 1993). The Permian magmatic episode continued in the Trias as argued by the widespread occurrence in the Pyrenees of tholeiitic dolerite sills (also called ophites) from which zircon yielded U/Pb ages of about 200 Ma (Rossi et al., 2003) which is likely associated with the volcanism of the Central Atlantic Magmatic Province (200±4 Ma; Marzoli et al., 1999) during the breakup of Pangaea (see also Juez-Larré and Ter Voorde, 2009).

The Late Jurassic-Early Cretaceous (U-Th)/He population (100-150 Ma) in the Turbón sandstones are less well resolved than the Triassic cooling event and are also more clearly defined in the younger Tremp sandstones. We interpret these ages as the product of Early Cretaceous denudation and/or contribution from igneous/metamorphic sources. These ages characterized by shorter lag times possibly reflect a complex period during both the onset of Late Jurassic-Early Cretaceous rifting, and the subsequent continental breakup in the latest Aptian to Early Albian led to basement denudation, and contemporaneous strike-slip motion along the North Pyrenean Fault have been proposed (Olivet, 1996; Jammes et al., 2009; Lagabrielle and Bodinier, 2009). Extension is documented by the Albo-Cenomanian Mendibelza conglomerates in the western Axial Zone that resulted from tectonic denudation of upper crustal rocks along a low-angle normal faulting (e.g. Johnson and Hall, 1989) in association with the rapid emplacement of the subcontinental mantle ca. 103-108 Ma (e.g. Henry et al., 1998; Jammes et al., 2009). Contemporaneous Albo-Cenomanian alkali volcanism and HT metamorphism characterized by temperature locally higher than 500°C have also been reported but only in the northern Pyrenees (Albarède and Michard-Vitrac,

1978, Montigny et al., 1986; Goldberg and Leyreloup, 1990) and more likely reflect the extreme crustal thinning on the European margin.

The Paleocene-Eocene and Late Cretaceous age peaks in the Tremp Formation (~65 Ma) and the Sobrarbe Delta Formation (~40 Ma) are younger than the onset of the Pyrenean collision and therefore reflect the exhumation of crustal thrust sheets from to the North during initial tectonic inversion of inherited basins and the subsequent development of basement thrust stacking in the Axial Zone.

4. Long-term Mesozoic-Cenozoic cooling history of the Iberian margin

The progressive shift from sediments dominated by Early Mesozoic cooling (U-Th)/He ages to sediments dominated by Tertiary (U-Th)/He cooling ages with short lag-times can be attributed to the transition from the denudation and igneous/metamorphic activity on the extended north Iberian continental margin to the exhumation on the southern flank of the growing Pyrenean orogen for which our double-dated zircons can be combined with previous in-situ and detrital thermochronology data (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Metcalf et al., 2009; Beamud et al., 2011) to provide the long-term cooling history of the Iberian continental crust in the Pyrenees since 300 Ma (Fig. 5).

4.1 Mesozoic cooling history and pre-orogenic continental margin tectonic evolution

The short time difference between the Late Variscan U/Pb peak age (~300 Ma) and Triassic (U-Th)/He ages on the same zircon grains in the Turbón and Tremp sandstones indicate that these crystals are first-cycle plutonic zircons cooled at the end of the Palaeozoic and exhumed in the Trias (Figs. 3 and 4). U/Pb data complement previous $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints in the Maladetta granite (Metcalf et al., 2009) by revealing that Variscan plutons cooled in the crust at relatively slow rates from the zircon U/Pb closure temperature (~900°C;

Cherniak and Watson, 2001) to the biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ age closure temperature (~325-400°C) between 300 and ~278 Ma (Fig. 5). Many of the Triassic zircon (U-Th)/He ages recovered from the same Albian and the Upper Cretaceous sandstones are younger than the Triassic unconformity (~250 Ma) and therefore could reveal an episode of Triassic re-heating to temperature higher than ~200°C. The range of biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from other Axial Zone Variscan granites like Bielsa (249-277 Ma) or Neouvielle (209-236 Ma) (Jolivet et al., 2007) consistently suggest a large-scale post-Variscan heating episode in the Pyrenees that followed the emplacement in compressional setting of plutons in the Late Carboniferous (e.g. Evans et al., 1998). This volcanic event spans from the late Permian to the late Triassic and has significantly imprint both $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages reported from Variscan pluton and the zircon (U-Th)/He ages signature. The denudation outlined by the Triassic unconformity, however, can be estimated by taking into account that the Maladetta pluton emplaced at a depth of 7-9 km (2.5-3 kbar; Evans et al., 1998) giving exhumation rates ~0.14-0.18 km/Ma between 300 and 250 Ma.

The preservation of Triassic (U-Th)/He ages signature throughout the Mesozoic until ~65 Ma indicates that during multiple recycling on the continental margin the zircon grains remained above the partial retention zone that is in the range ~130-200°C (Wolfe and Stockli, 2010) thus providing new constraints on the maximum burial of source rocks (granitic plutons, Triassic sands and overlying Mesozoic sediments) to about 4.5 km. For comparison, thermal models of apatite fission-track data and K-Feldspar multi-diffusion domain (Metcalf et al., 2009) showed that the Variscan Maladetta pluton (Orri unit) resided at a temperature between 50 and 130°C ca. 100 Ma that is in the 1.5-4.5 km range assuming 30°C/km. Subsidence analysis of the Organyà basin (Figs. 5 and 6) consistently indicates that the underlying crystalline basement was buried to depths of 3-4.5 km at 100 Ma therefore implying that clasts of the Late Albian Turbón Formation could not be derived from the

Maladetta massif. Late Jurassic-Early Cretaceous (U-Th)/He ages in the Turbón and Tremp sandstones with short lag times and Variscan U/Pb ages signature reveal derivation from nearby crystalline basement.

Possible source rocks could be the Paleozoic basement exhumed in the footwall of normal faults as recorded by the Albo-Cenomanian clastic deposits in the Igountze-Mendibelza Massif (e.g. Johnson and Hall, 1989) or the Labourd Massif (Jammes et al., 2009) both located in the western Axial Zone. Other evidences of exposed granitic bodies in the Axial Zone at this time are indicated by the Late Mesozoic-Permian unconformity in the Bielsa Massif or by the Cenomanian conglomerates lying above the Gavarnie Paleozoic basement (Majesté-Menjoulas et al., 1999). Beneath the Ebro basin, the unconformity between the Late Cretaceous sediments and underlying Triassic deposits or basement reveals limited sedimentation <500 m or erosion between 200 and 100 Ma indicating that the uplifted Ebro basin could also be source of the Albian sandstones (Fig. 6). Paleocurrents measured in the Turbón Formation consistently indicate a provenance from the North and the South-West (Garcià-Senz, 2002). The low yield of Late Jurassic-Early Cretaceous (U-Th)/He ages suggest a rather moderate tectono-thermal event on the northern Iberian continental margin with no major exhumation/cooling which is in agreement with previous K-Feldspar MDD modelling of Axial Zone granitoids (Metcalf et al., 2009). At a larger scale, the Mesozoic cooling evolution inferred from combined detrital U/Pb and (U-Th)/He dates is similar to thermal models proposed for the crystalline basement of the Catalan Coastal Range some 100 km to the east (Juez-Larre et al., 2006) thus proving that this part of the northern rifted Iberian margin recorded an overall moderate thermal/tectonic and exhumational event.

4.2 Late Cretaceous/Cenozoic cooling history and the Pyrenean mountain building

Late Cretaceous and Cenozoic (U-Th)/He ages in the Tremp (~65 Ma) and the Sobrarbe Delta Formation (~40 Ma) reflect the onset of exhumation of crustal thrust sheets during the Pyrenean collision (Figs. 5, 6 and 7). These constraints can be combined with cooling histories of both the Variscan Maladetta pluton (Metcalf et al., 2009) and of source areas reported from Late Lutetian-Late Oligocene granitic cobbles (Beamud et al., 2011) to propose a better constrained Cenozoic cooling scenario of the southern Pyrenees.

These studies provided evidence for a major exhumation phase at 50–40 Ma for Nogueres Unit and slightly later at 44 – 30 Ma for Orri Unit (Fig. 5) as a consequence of south-migrating Pyrenean thrusts on the pro-wedge side of the orogen in agreement with earlier studies (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005). Using inversion models of fission-track lengths they also proposed an early ~70–60 Ma cooling phase that they relate to exhumation in the Nogueres unit but with insufficient resolution. Our results from the Tremp Formation (~65 Ma) exactly bridge this gap by providing constraints on the coeval exhumation of Axial Zone. First, we found peak Triassic (U-Th)/He ages signature that is slightly younger than for the Albian Turbón sandstones. This reveals exhumation of the same sources but eroded from a slightly deeper structural level in the crust. Second, we interpret the range of Late Cretaceous ages (100-70 Ma) as indicating erosion of an exhumed Late Cretaceous He-PRZ along the Boíxols thrust during thin-skinned inversion of the Organyà sediment cover which was detached at this time in Trias evaporitic level in agreement with cross-section restoration (Fig. 7; e.g. Beaumont et al., 2000). Zircon grains could be derived from Triassic or Albian clastic sediments re-heated during burial of the Organyà basin. In these reconstructions, motion along the shallow Boíxols thrust is coeval with basement exhumation of the Nogueres Paleozoic basement above a steep crustal thrust ramp (Fig. 7). It is therefore possible that the youngest ages population (<70 Ma) resulted from more rapid exhumation of the base of the same He-PRZ at about 6 km or deeper that has to be related with thrusting (and internal

deformation) of Nogueres basement Unit over Orri basement Unit, causing the burial of the Maladetta pluton to depth of about 8 km at 60 Ma (Metcalf et al., 2009).

The Sobrarbe Delta Formation (~40 Ma) shows preferentially younger zircon (U-Th)/He ages with decreasing lag times with respect to previous Mesozoic history indicating that the Eocene landscape was dominated by contributing source areas exhuming at higher rates (Figs. 4 and 7). Available paleographic reconstructions of the Eocene drainage (Nijman, 1998; Dreyer et al., 1999) indicate that the Sobrarbe sandstones are the downstream counterpart of the Upper Lutetian (~40.5-39.5 Ma) cobbles of the Cornudella and Sis conglomerates that was studied for thermal modeling of apatite fission-track thermochronometry by Beamud et al. (2011). The reconstructed temperature-time paths for Variscan granite cobbles show that the granite resided at temperature slightly above 120°C and were rapidly cooled at ca. 50 Ma. This is interpreted as resulting from the underthrusting of the Orri unit below the eroded Nogueres unit. Because the Maladetta pluton was still buried to depth of 4.5 km at 40 Ma (Metcalf et al., 2009) granitic cobbles could only be derived from the exhuming hangingwall of the same Nogueres unit from 65 to 40 Ma.

5. Implications for inversion of the Iberian margin in the early stage of Iberian/Eurasian plate convergence

The zircon U/Pb and (U-Th)/He double dates show good agreement with the tectonic inversion initiated before 65 Ma. The low yield of zircon grains with Aptian-Albian (U-Th)/He ages is in agreement with earlier thermochronometric studies from the Orri unit (Metcalf et al., 2009) and the Gavarnie/Nogueres unit (Jolivet et al., 2007) that reflect limited heating (<130-200°C) of the Iberian basement in the northern more distal portion of the Iberian margin during the breakup phase thus contrasting with its Triassic evolution during which magmatism significantly modified its thermal evolution (Fig. 5). These results are in

agreement with proposed restoration of the Pyrenees showing moderate thinning of the Iberian margin after continental breakup (β=1.2; Muñoz et al., 1992). Soon after the initiation of the convergence at 83 Ma, inversion of the Organyà basin implies efficient stress build up in the rifted Iberian margin associated with the incoming buoyant and unthinned part of the margin at the convergence plate boundary. Where favorably oriented inherited basins such as Organyà basin exist they act as rheologically weak zones that are preferentially inverted thus promoting basement-involved shortening in incipient foreland basins (e.g. Lacombe and Mouthereau, 2002; Mouthereau and Petit, 2003). (U-Th)/He ages suggest an exhumation of maximum 4.5-6 km during inversion between 83 Ma and 65 Ma. We hence deduce exhumation rates of about 0.3 km/Myr, which are consistent with denudation rates of 0.2 km/Myr at about 70-60 Ma and 0.2-0.3 km/Myr later at 50-40 Ma proposed by Beamud et al. (2011) contrasting significantly with the acceleration of denudation to > 1 km/Myr after 35 Ma (Fitzgerald et al., 1999).

A restored cross-section along the ECORS profile indicates a total of 35 km of shortening in the N20°E direction, among which 23 km, representing 20%, were taken up by basement-involved shortening in the Nogueres basement unit. Integrated over 20 Myr we deduce shortening rates of about 1.15 km/Myr.

A better evaluation of the timing of initiation of basement inversion requires comparison with available kinematic models of the Iberian motion. In this purpose we have adopted two classes of kinematic models (Models A and B) obtained by the analysis of plate circuits describing the motion of Iberia relative to Europe (Fig. 8A, B and Table 1). Model refers to kinematic parameters described by Rosenbaum et al. (2002) after reconstruction by Srivastava and Roest (1989) for the last 83 Myr. The second model B refers to rotational parameters after Fidalgo González (2001) that complement an earlier plate reconstruction by Olivet (1996). We analyze the circuit of a point (0.8075°E, 41.7925°N) located at the southern tip of ECORS

cross-section from which we deduce displacement along the strike of the ECORS section (Fig. 8B). Both models outline the transition from divergence to convergence at 83 Ma but they differ in the way the convergence is accommodated since then. Hereafter, we mainly discuss reconstruction at the early stage of convergence. Because Eulerian poles of rotation are proposed for slightly different age intervals, which are dependent on the time scale chosen we have first estimated rates of convergence. We obtain rates of 3 km/Myr and 4.6 km/Myr for model A and B, respectively, corresponding to displacements of 60 km and about 83 km in between 80 and 60 Ma. These results reveal an underestimation of 25 to 48 km in the interpretation of the restored ECORS cross-section with respect to the inferred displacement of Iberia and hence shed new light on the original spatial extension of the extended domain on both margins at 83 Ma (Fig. 9). If kinematic models are correct, such differences imply the consumption of a continental domain of 25 to 48-km width that was not considered in earlier restorations. Recently, new sections involving exhumed mantle and extremely thin crust did account for such a domain (Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010). These results provide support to the significant underthrusting of a thinned continental crust in the early stage of convergence. Underthrusting ceased when the unthinned and more buoyant portion of the Iberian margin started shortening, giving birth to an incipient collisional relief (Fig. 9). To account for the constant mean rate of plate convergence of 3.8 km/Myr, we infer that shortening of the Nogueres unit and inversion of the Organyà basin started ca. 71 Ma in accordance with cooling history of the Axial Zone deduced from synorogenic conglomerates by Beamud et al. (2011) and our U/Pb-(U-Th)/He constraints.

6. Conclusions

The results provided by this study elucidate the long-term thermal and exhumational evolution of the northern Iberian continental margin during the entire tectonic cycle from pre-

orogenic extensional tectonic setting in the Triassic-Jurassic to Cenozoic tectonic inversion and Pyrenean mountain building. Our specific conclusions are as follows.

1) The dominant peak zircon U/Pb ages signature at 300 Ma (42-86%) reveals the primary contribution of zircon eroded from a single main source in the Late Variscan granitoids indicating a relative insensitivity to drainage re-organisation on this side of the Pyrenees and changing tectonic settings.
2) In contrast, zircon (U-Th)/He ages distribution indicates variations of exhumation rates in the contributing source areas. A peak Triassic (U-Th)/He ages signature clearly pinpoints the importance of the large-scale igneous and denudational event caused by Atlantic rifting propagation on the Late Variscan crystalline basement.
3) The low yield of zircon grains with Aptian-Albian (U-Th)/He ages is in agreement with earlier thermochronometric studies showing moderate burial of the Iberian margin and supports a moderate continental thinning of this part of the Iberian margin during the rifting and continental breakup. However, plate reconstructions imply to consider an Albian basin domain of about 25-48 km built on a thin continental crust which was underthrusted soon after 83 Ma.
4) Late Cretaceous and Cenozoic zircon (U-Th)/He ages confirm the onset of rapid exhumation and crustal thickening in the Axial Zone between 60-70 Ma induced by the collision of the less thinned portions of the Iberian margin with the European margin. Comparison with plate kinematic reconstructions suggests that this occurred ca. 71 Ma.

5) Renewed rapid exhumation at 50 Ma of the Nogueres unit and propagation of thrusting in the southern Pyrenees is revealed by the pattern of young zircon (U-Th)/He ages in Sobrarbe deltaic sandstones (~40 Ma).

6) The first-order expression of the inferred exhumation/cooling history of the continental margin evolution can be reproduced by detrital zircon U/Pb-(U-Th)/He double dating. Combined with existing Iberia/Eurasia plate kinematic plate kinematic constraints they allow for placing new constraints on the original continental margin configuration and the timing of margin inversion, which are required to establish further the geodynamics of margin inversion.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge funding from CNRS-Action Marge. UPMC-BQR funding to F. Mouthereau allows additional support during field sampling. P.-Y. Filleaudeau and R. Pik warmly thank Bouchaïb Tibari (CRPG) for assistance in measuring (U-Th)/He ages, as well as the CRPG's SIMS group which provided access and assistance in measuring in situ U/Pb ages.

REFERENCES CITED

Albarède, F., and Michard-Vitrac, A., 1978, Age and significance of the North Pyrenean metamorphism: Earth and Planetary Science Letters, v. 40, no. 3, p. 327-332.

Allen P. et Allen J., 2005. Basin analysis: principles and applications, Blackwell Publishing, oxford, 549 p.

Ardèvol, L., Klimowitz, J., Malagon, J., and Nagtegaal, P.J.C., 2000, Depositional Sequence Response to Foreland Deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain: AAPG Bulletin, v. 84, p. 566-587.

Babault, J., Van den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., and Crave, A., 2005, Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain: Tectonics, v. 24, doi:10.1029/2004TC001697.

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

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., and 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, v. 105, p. 8121-8145.

Bentham, P., and Burbank, D.W., 1996, Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South Central Pyrenees, *in* Friend, P.F., and Dabrio, C.J., eds., Tertiary Basin of Spain: Cambridge, Cambridge University Press, p. 144-152.

Berastegui, X., García-Senz, J. M., and Losantos, M., 1990, Tectonosedimentary evolution of the Organyà extensional basin (Central South-Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 6, no. 2, p. 251-264.

Bernet, M., Van der Beek, P.A., Pik, R., Huyghe, P., Mugnier, J.L., Labrin, E., and Szulc, A., 2006, Miocene to Recent exhumation of the central Himalaya determined from combined detrital zircon fission-track and U/Pb analysis of Siwalik sediments, western Nepal: Basin Research, v. 18, p. 393-412, doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00303.x.

Briqueu, L., and Innocent, C., 1993, Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 316, no. 5, p. 623-628.

Caja, M.A., R. Marfil, R., Garcia, D., Remacha, E., Morad, S., Mansurbeg, H., Amorosi, A., Martínez-Calvo, C., and Lahoz-Beltrá, R., 2010, Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group, Spanish Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a foreland basin: Basin Research, v. 22, p. 157-180, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00405.x.

Campbell, I.H., Reiners, P.W., Allen, C.M., Nicolescu, S., and Upadhyay, R., 2005, He-Pb double dating of detrital zircons from the Ganges and Indus Rivers: Implication for quantifying sediment recycling and provenance studies: Earth and Planetary Science Letters, v. 237, p. 402-432.

Carrapa, B., DeCelles, P.G., Reiners, P.W., Gehrels, G.E., and Sudo, M., 2009, Apatite triple dating and white mica $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: a multiphase tectonothermal history: Geology, v. 37, p. 407-410.

Coney, P. J., Muñoz, J. A., McClay, K. R., and Evenchick, C. A., 1996, Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt: Journal of the Geological Society, v. 153, no. 1, p. 9-16, 10.1144/gsjgs.153.1.0009.

Cherniak, D. J., and Watson, E. B. C. G., February 1, 2001, Vol 172, Issue 1-2, pp 5.24, 2001, Pb diffusion in zircon: Chemical Geology, v. 172, no. 1-2, p. 5-24, doi:10.1016/S0009-2541(00)00233-3.

Choukroune, P. and ECORS-Pyrenees-Team, 1989, The ECORS-Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of the orogenic belt: Tectonics, v. 8, p. 23-29.

de Bresser, J. H. P., Majoor, F. J. M., and Ploegsma, M., 1986, New insights in the structural and metamorphic history of the western Lys-Caillaouas massif (Central Pyrenees, France): Geol. Mijnbouw, v. 65, p. 177-187.

DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., and Ojha, T.P., 1998, Eocene-early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal: Tectonics, v. 17, p. 741-765.

Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., and Barbey, P., 2002, In-situ U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses: International Journal of Earth Sciences, v. 91, p. 398-405.

Denèle, Y., 2007, Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet, PhD Thesis: Université Toulouse III - Paul Sabatier, 284 p.

Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., and Gleizes, G., 2009, Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 180, no. 3, p. 209-216.

Dinarès-Turell, J., and García-Senz, J., 2000, Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution: Journal of Geophysical Research, v. 105, no. B8, p. 19,405-419,418.

Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., and Puigdefàbregas, C., 1999, Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain:

Sedimentary Geology, v. 127, no. 3-4, p. 127–169, doi:10.1016/S0037-0738(99)00056-1.

Farley, K.A., 2002, (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v.47, p. 819-844.

Fidalgo González, L., 2001, La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque, PhD: Université de Bretagne Occidentale, 340 p.Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., and Baldwin, S.L., 1999, Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen: Earth and Planetary Science Letters, v. 173, p. 157-170.

García-Senz, J., 2002, Cuencas extensivas del Cretacico Inferior en los Pirineos Centrales, formación y subsecuente inversiónPhD Thesis]: University of Barcelona, 310 p.

Garver, J.I., and Brandon, M.T., 1994, Fission-track ages of detrital zircons from Cretaceous strata, southern British Columbia: Implications for the Baja BC hypothesis: Tectonics, v. 13, p. 401-420.

Godard, V., Pik, R., Lavé, J., Cattin, R., Tibari, B., de Sigoyer, J., Pubellier, M., and Zhu, J., 2009, Late Cenozoic evolution of the central Longmen Shan, eastern Tibet: Insight from (U-Th)/He thermochronometry: Tectonics, v. 28, no. TC5009, 10.1029/2008TC002407.

Haq B., Hardenbol J. and Vail P., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, 235, pp. 1156–1167.

Horton, B. K., Parra, M., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Torres, V., Stockli, D. F., and Strecker, M. R., 2010, Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures: GSA Today, v. 20, no. 7, p. 4-10, DOI: 10.1130/GSATG76A.1.

Henry, P., Azambre, B., Montigny, R., Rossy, M., and Stevenson, R. K., 1998, Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new

40Ar–39Ar and Sm–Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France): Tectonophysics, v. 296, no. 1-2, p. 103-123, doi:10.1016/S0040-1951(98)00139-5.

Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., and Emmanuel, L., 2009, Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: implications for mountain building: Earth and Planetary Science Letters, v. 288, p. 421-433, 10.1016/j.epsl.2009.10.002.

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., and Masini, E., 2009, Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees: Tectonics, v. 28, p. TC4012, doi:4010.1029/2008TC002406.

Johnson, J. A., and Hall, C. A., JR., 1989, Tectono-stratigraphic model for the Massif d'Igountze-Mendibelza, western Pyrenees: Journal of the Geological Society, v. 146, no. 6, p. 925-932, 10.1144/gsjgs.146.6.0925.

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

Juez-Larré, J., and Andriessen, P. A. M., 2006, Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U-Th)/He thermochronology: A case history of the Catalan Coastal Ranges: Earth and Planetary Science Letters, v. 243, no. 1-2, p. 159-180, doi:10.1016/j.epsl.2005.12.026.Juez-Larré, J., and Ter Voorde, M., 2009, Thermal impact of the break-up of Pangea on the Iberian Peninsula, assessed by thermochronological dating and numerical modelling: Tectonophysics, v. 474, no. 1-2, p. 200-213, doi:10.1016/j.tecto.2009.01.024.

Lacombe, O., and Mouthereau, F., 2002, Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees): Tectonics, v. 21, no. 4, p. 10.1029/2001TC901018.

Lagabrielle, Y., and Bodinier, J. L., 2008, Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees: Terra Nova, v. 20, no. 1, p. 11–21, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x.

Lagabrielle, Y., Labaume, P., and de Saint-Blanquat, M., 2010, Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe) : Insights from the geological setting of the lherzolite bodies: Tectonics, v. 29, no. TC4012, doi : 10.1029/23009tc002588.

Lanaja, 1987, Contribución de la Exploración Petrolífera al Conocimiento de la Geología de España, Madrid, Insi. Geo. y Minero de Esp., 465 p.

Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A., and Guerrot, C., 2004, Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire): Bulletin de la Société Géologique de France, v. 175, no. 6, p. 643-655.

Majesté-Menjoulàs, C., Debon, F., and Barrère, P., 1999, Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gavarnie (1082), Orléans, BRGM, 158 p.:

Marzoli, A., Renne, P.R., Picirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., and De Min, A., 1999, Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province: Science, v. 284, p. 616-618.

Maurel, O., Respaut, J. P., Monié, P., Arnaud, N., and Brunel, M., 2004, U-Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern

Pyrenees, France): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 336, no. 12, p. 1091-1098, 10.1016/j.crte.2004.04.005.

Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., and Muñoz, J.A., 2009, Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone: Earth and Planetary Science Letters, v. 287, p. 488-503.

Miller K., Kominz M., Browning J., Wright J., Mountain G., Katz M., Sugarman P., CramerB., Christie-Blick N. and Pekar S., 2005, The Phanerozoic record of global sea-level change: Science, 310, pp. 1293–1298.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., and Thuizat, R., 1986, K-Ar Study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees: Age and length of rotation of the Iiberian Peninsula: Tectonophysics, v. 129, no. 1-4, p. 257-273, Doi: 10.1016/0040-1951(86)90255-6.

Mouthereau, F., and Petit, C., 2003, Rheology and strength of the Eurasian continental lithosphere in the foreland of the Taiwan collision belt : constraints from seismicity, flexure and structural styles: Journal of Geophysical Research, v. 108, no. B11, p. 2512, doi:2510.1029/2002JB002098.

Muñoz, J. A. E., 1992, Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in McClay, K., ed., Thrust Tectonics, Chapman & Hall, p. 235–246.

Nijman, W., 1998, Cyclicity and basin axis shift in a piggy-back basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain, in Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P., and Fernández, M., eds., Cenozoic Foreland Basins of Western Europe, Volume 134, Geol. Soc. Spec. Publ., p. 135-162.

Olivet, J. L., 1996, La cinématique de la plaque Ibérique: Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, v. 20, p. 131-195.

Pik, R., Marty, B., Carignan, J., and Lavé, J., 2003, Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome Earth and Planetary Science Letters, v. 215, no. 1-2, p. 73-88, 10.1016/S0012-821X(03)00457-6.

Puigdefàbregas, C., and Souquet, P., 1986, Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees: Tectonophysics, v. 129, p. 173-203.

Reiners, P.W., Campbell, I.H., Nicolescu, S., Allen, C.M., Hourigan, J.K., Garver, J.I., Mattison, J.M., and Cowan, D.S., 2005, (U-Th)/(He-Pb) double dating of detrital zircons: American Journal of Science, v. 305, p. 259-311.

Reiners, P. W., 2005, Zircon (U-Th)/He thermochronometry: Reviews in Mineralogy & Geochemistry, v. 58, p. 151-179, 10.2138/rmg.2005.58.6.

Roest, W.R., and Srivastava, P.S., 1991, Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present: Geology, v. 19, p. 613-616.

Rosenbaum, G., Lister, G. S., and Duboz, C., 2002, Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny: Tectonophysics, v. 359, no. 1-2, p. 117-129, doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.

Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., and Ternet, Y., 2003, Datation U–Pb sur zircons des dolérites tholéiitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias–Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens: Comptes Rendus Geosciences, p. 1071-1080.

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., and Morris, R.G., 2005, Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes: American Journal of Science, v. 305, p. 369-406.

Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: Earth and Planetary Science Letters, v. 26, p. 207-221.

Teixell, A., 1998, Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees: Tectonics, v. 17, no. 3, p. 395-406.

Vergés, J., Millán, H., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirès, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., and Cloetingh, S., 1995, Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections: Marine and Petroleum Geology, v. 12, no. 8, p. 893-915.

Vergés, J., Fernàndez, M., and Martínez, A., 2002, The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution, in Rosenbaum, G., and Lister, G., eds., Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen, Volume 8, Journal of the Virtual Explorer, p. 55-74, doi:10.3809/jvirtex.2002.00058.

Vincent, S.J., 2001, The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building: Sedimentology, p. 1235-1276.

Vissers, R.L.M., 1992, Variscan extension in the Pyrenees: Tectonics, v. 11, p. 1369-1384.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel W., 1995, Three natural zircon standards for U-TH-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses: Geostandards Newsletter, v. 19, p. 1-23.

Wolfe, M. R., and Stockli, D. F., 2010, Zircon (U–Th)/He thermochronometry in the KTB drill hole, Germany, and its implications for bulk He diffusion kinetics in zircon: Earth

and Planetary Science Letters, v. 295, no. 1-2, p. 69-82, doi:10.1016/j.epsl.2010.03.025.

Zwart, H. J., 1979, The geology of the central Pyrenees, Leidse. Geol. Meded., v. 50, p. 1–74.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1: A) Geological map of the central Pyrenees showing the position of the main Variscan granitoids with in-situ AFT and zircon U/Pb ages. The location of the studied Albian (Alb; EA2, PS3 and SMV1), Upper Cretaceous (ORC2) and Lutetian (LEC2) sandstones in the south-Pyrenean fold-thrust belt is shown. B) Crustal-scale cross-section of the ECORS seismic profile located in A, after Muñoz (1992). Abbreviations are AB: Aquitaine Basin; B: Boltaña Anticline; Bo: Boíxols thrust; Lac: Lacourt granite; M: Mediano Anticline; Mal: Maladetta granite; Mo: Montsec thrust; NPFT: North Pyrenean Frontal Thrust; No: Nogueres/Gavarnie Unit; NPF: North Pyrenean Fault; NPZ: North Pyrenean Zone; O: Orri Unit; R: Rialp Unit; Rib: Ribérot granite; SPFT: South Pyrenean Frontal Thrust; SCPU: South Central Pyrenean Unit; SPZ: South Pyrenean Zone; T: Turbón Anticline; Sis: Sis conglomerates; Pobla de S.: Pobla de Segur conglomerates.

Figure 2: Meso-Cenozoic stratigraphy of the southern Pyrenees, Tremp, Ainsa and Organyà basin showing levels of studied samples (Alb:EA2, PS3, SMV1; ORC2 and LEC2) and the section studied after Beaumud et al. (2011). Field photographs of sampling sites are shown on the left.

Figure 3: Detrital zircon U-Pb ages for Cenozoic and Mesozoic strata in the Organyà basin (samples EA2, PS3 and SMV1), Tremp basin (sample ORC2) and Ainsa basin (sample LEC2). Both histograms in 20 Ma bins and age probability plots are shown.

Figure 4: A) Detrital zircon (U-Th)/He ages for Cenozoic and Mesozoic strata in the Organyà basin (samples EA2, PS3 and SMV1), Tremp basin (sample ORC2) and Ainsa basin (sample

LEC2). Both histograms in 20 Ma bins and age probability plots are shown. B) Detrital (U-Th)/He cooling ages plot against $^{206}Pb/^{238}U$ crystallization ages for samples shown in A.

Figure 5: Diagram illustrating the integrated cooling history of the southern Pyrenees source areas using detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He ages presented in Figs. 3 and 4. The thermal evolution is shown in the context of changing tectonic boundary conditions from late Variscan orogeny, followed by Triassic magmatism and extension, Cretaceous extension and the onset of convergence in the late Cretaceous. The thickness of temperature-time paths is proportional to the relative abundance of (U-Th)/He-dated zircons recovered from the sediments. Dominant zircon U/Pb ages of ~300 Ma sign erosion of late Variscan granites like the Maladetta pluton and thus allow combination with the thermal history of the Maladetta indicated by biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ closure temperature (Metcalf et al., 2009) to the surface. The Mesozoic thermal evolution constrained by combining (U-Th)/He ages and geological data (Fig. 6) reveals limited burial and reheating associated with the Cretaceous continental rifting and breakup on this side of the Pyrenees (green dashed line suggests locally rapid exhumation of the crystalline basement as evidenced by zircon grains with shorter lag times). The Late Cretaceous and Cenozoic cooling history show a satisfactory agreement with temperature-time paths reconstructed after thermal modelling of apatite fission-track age/lengths and K-Feldspar multi-diffusion domain (Fitzgerald et al., 1999; Metcalf et al., 2009; Beaumud et al., 2011) by revealing rapid exhumation on the southern Pyrenees during emplacement of Nogueres unit and burial/exhumation of the Orri unit.

Figure 6: Decompacted subsidence of the Meso-Cenozoic strata showing the contrasting burial histories between the subsiding Cretaceous Organyà basin on top of which the Turbón sandstones have been collected and the uplifted/eroded Ebro basin. The Mesozoic

unconformity reveals that the Albian sandstones could be originated from the Variscan basement exposed in the Ebro basin at this time. The synthetic Organyà basin stratigraphic section used to calculate subsidence is after Dinarès-Turell and García-Senz (2000). Note for well Ballobar-1 that the unconformity most likely indicates the erosion due to the initiation of thrust sheets loading in the Pyrenean foreland. Wells from Lanaja (1987) were combined with original exploration well resumes provided by the Ministry of Industries, Tourism and Trade of Spain trough Gessal to calculate the burial histories using standard decompaction techniques and lithologic porosity values (Allen and Allen, 2005). Corrections for eustatic sea levels use Haq et al. (1987) and Miller et al. (2005).

Figure 7: Sketch illustrating paleodrainage and morphostructural evolution of the southern Pyrenees. Deposition of the Turbón sandstones during the Albian (~100 Ma) is linked to the erosion of the Paleozoic crystalline basement in the Ebro basin (see Fig. 6) and/or basement exhumation in the footwall of low-angle normal faults from the Western Pyrenees. Tremp sandstones (~65 Ma) are interpreted to result from erosion of the upper 4.5 km during inversion of the Organyà basin above exhuming Nogueres basement thrust sheet. Acceleration of exhumation at ~40 Ma argued by exhumation of deeper structural levels due to uplift of the Orri unit beneath the Nogueres unit induced deposition of Sis proximal conglomerates and the Sobrarbe Delta formation downstream. The paleodepths of the Maladetta is inferred from cooling history by Metcalf et al. (2009) and this study.

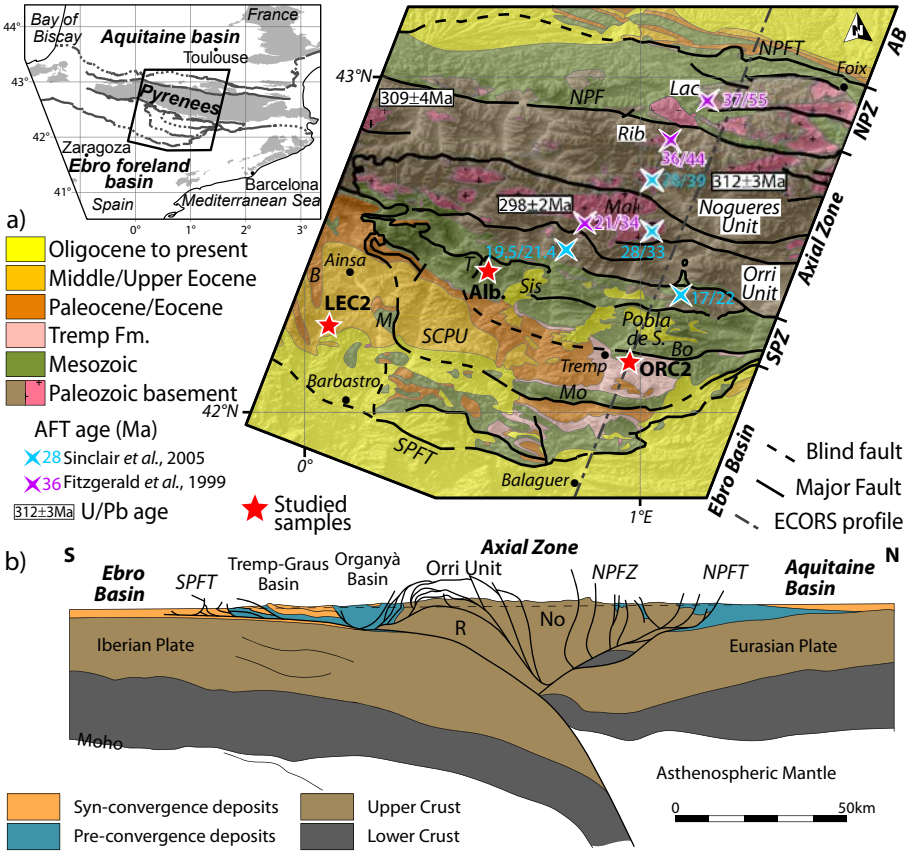
Figure 8: A) Trajectory of a point currently positioned near the southern tip of the ECORS profile in Iberia relative to fixed Europe plotted as a function of time for two distinct kinematic reconstructions (see Table 1 for rotational parameters). B) Plot showing the

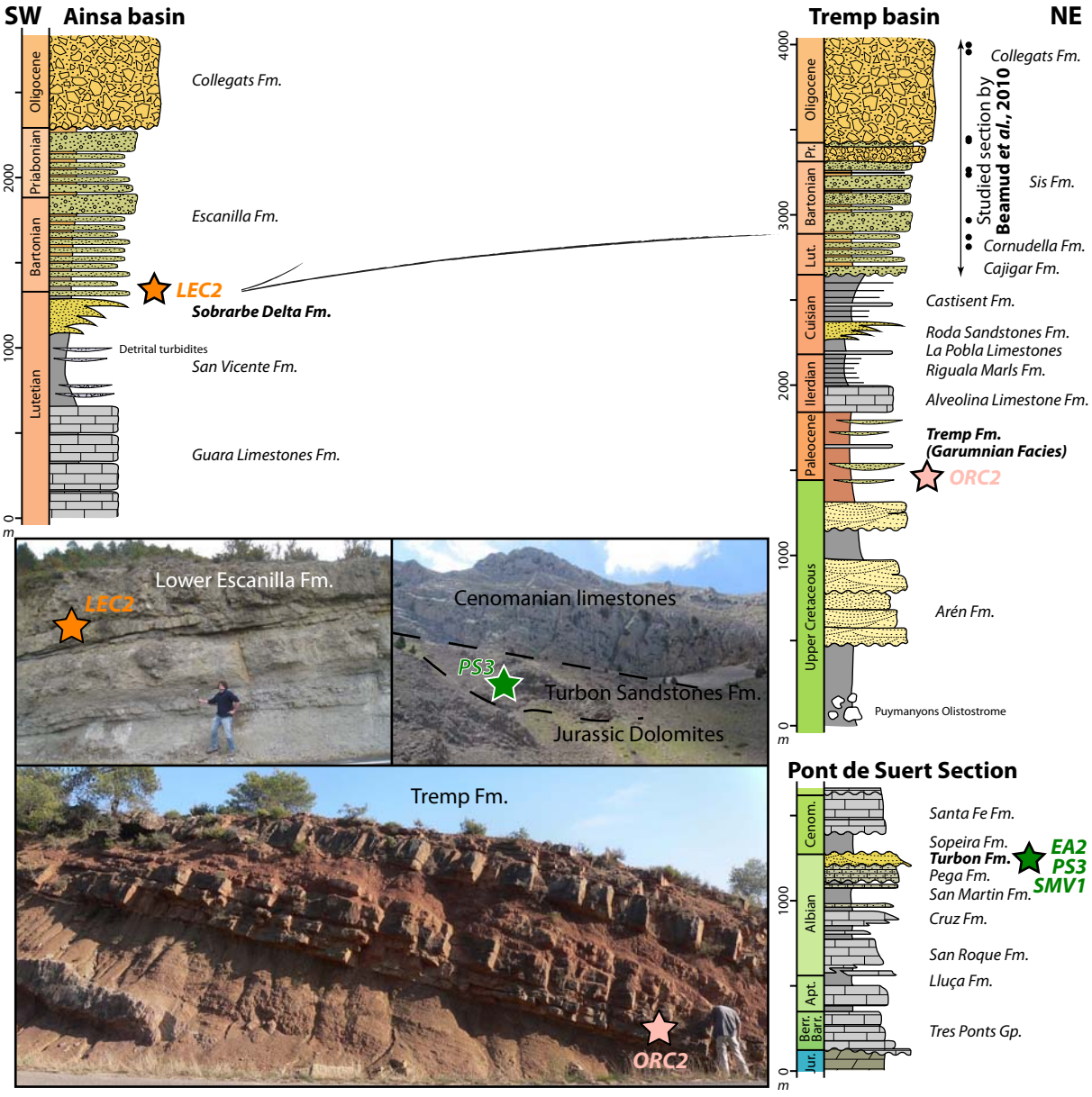
position of the same point with time relative to its current position. Distances have been projected along the strike of the ECORS profile for comparison.

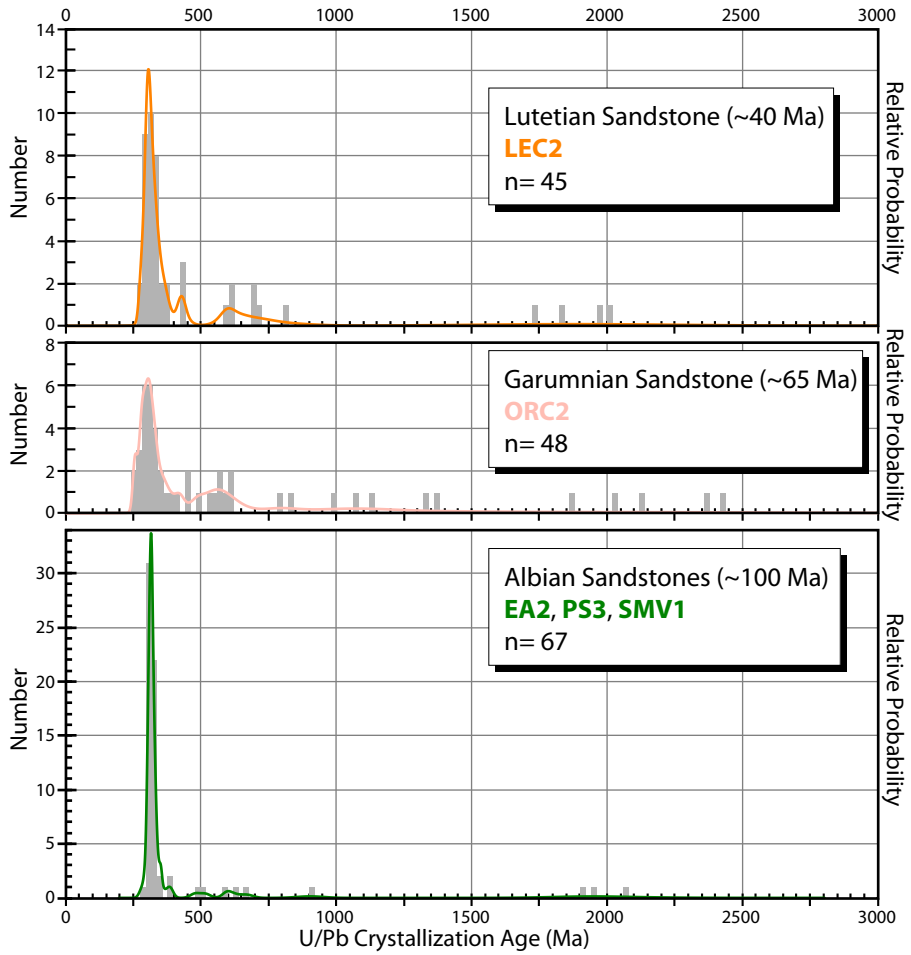
Figure 9: Sketch of partially restored geological cross-section of the ECORS profile modified after Beaumont et al. (2000) showing the spatial extension of the missing continental margin (extremely thinned margin ?). Analysis of the plate kinematic interpretations indicate that this part of the continental margin (Iberian or European ?) formed during the breakup phase in the Late Aptian-Albian (Jammes et al., 2009) has been lost by underthrusting between 83 and 71 Ma at a rate of about 3.8 km/Myr.

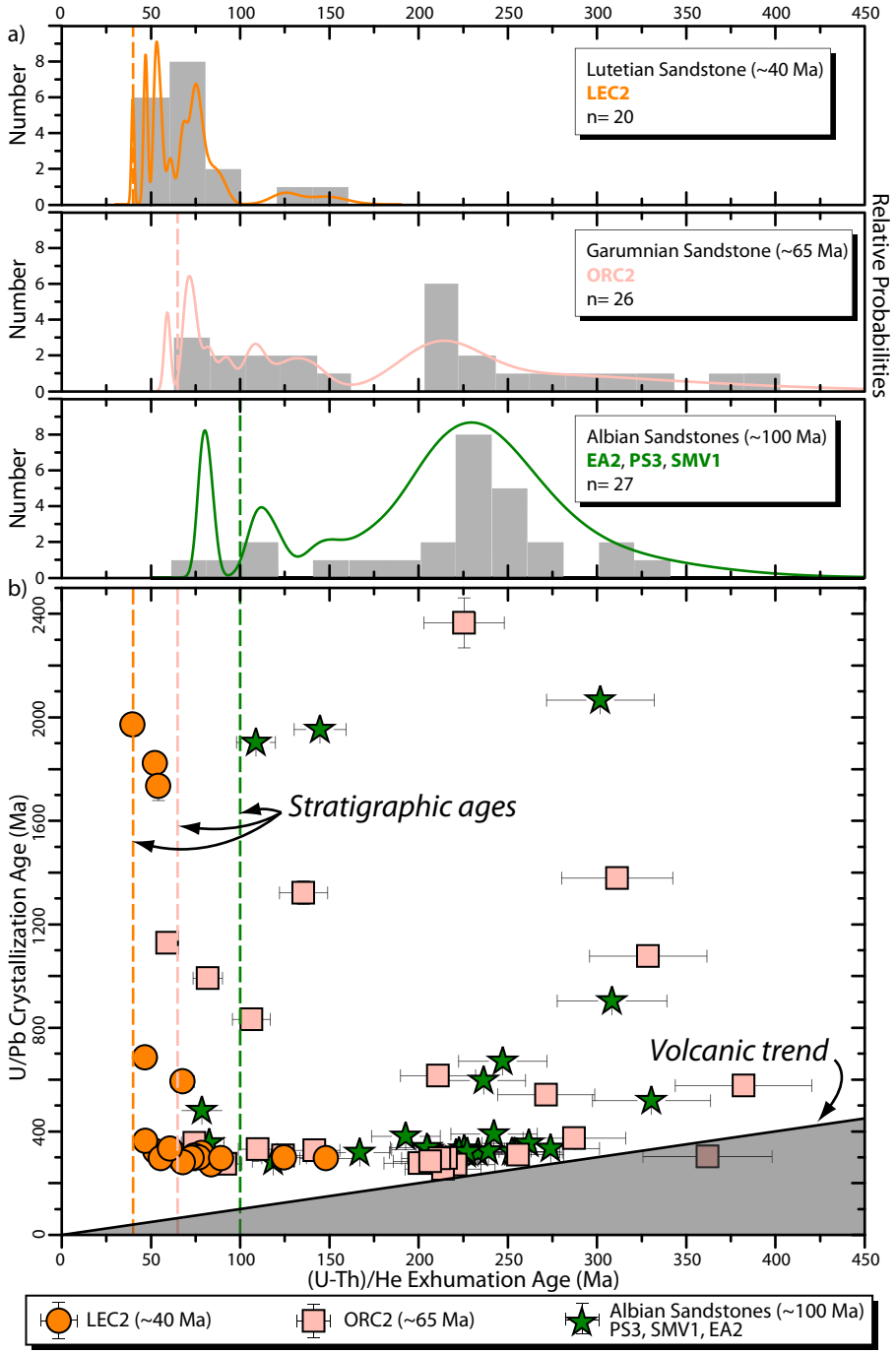
Table 1: Euler poles of rotation and finite rotation angles inferred from Rosenbaum et al. (2002) and best fitting kinematic parameters after Fidalgo González (2001).

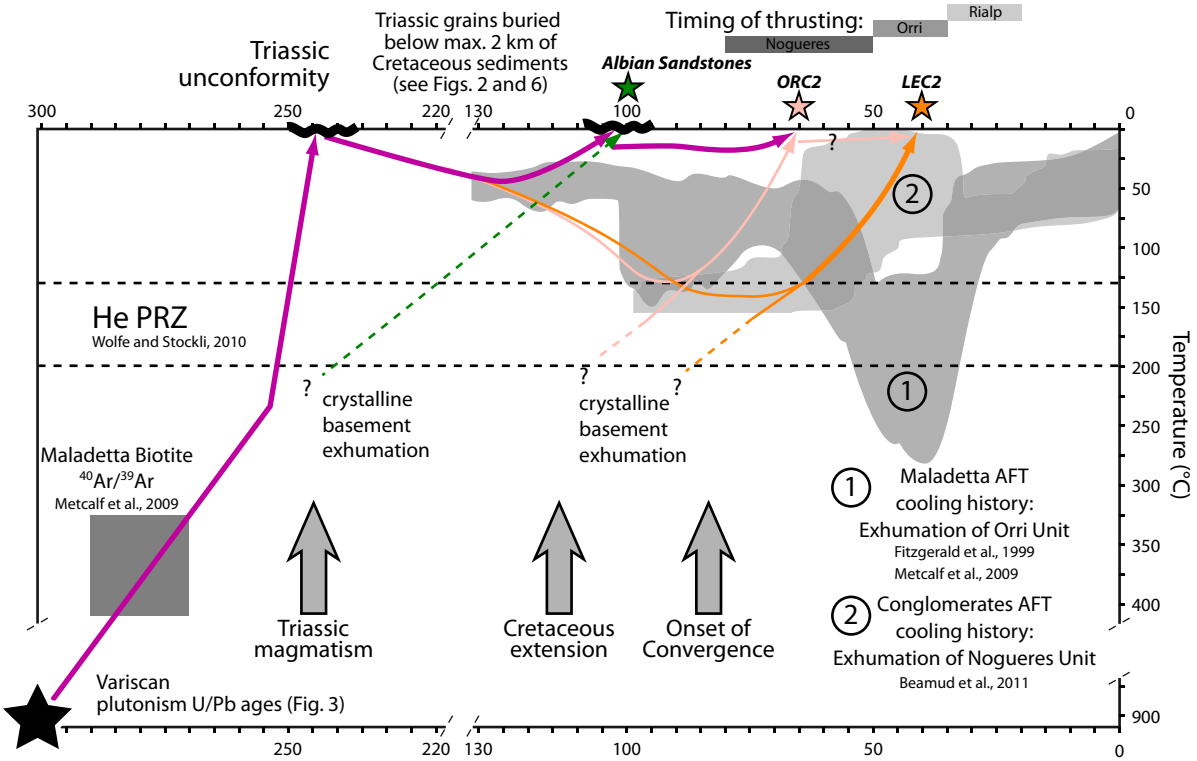
Appendixes : Tables DR1A, DR1B, DR1C presenting U/Pb analytical data for single grains of zircon and Tables DR2A, DR2B, DR2C presenting (U-Th)/He analytical data for single in studied sandstones grains can be found in online version as supplementary materials.

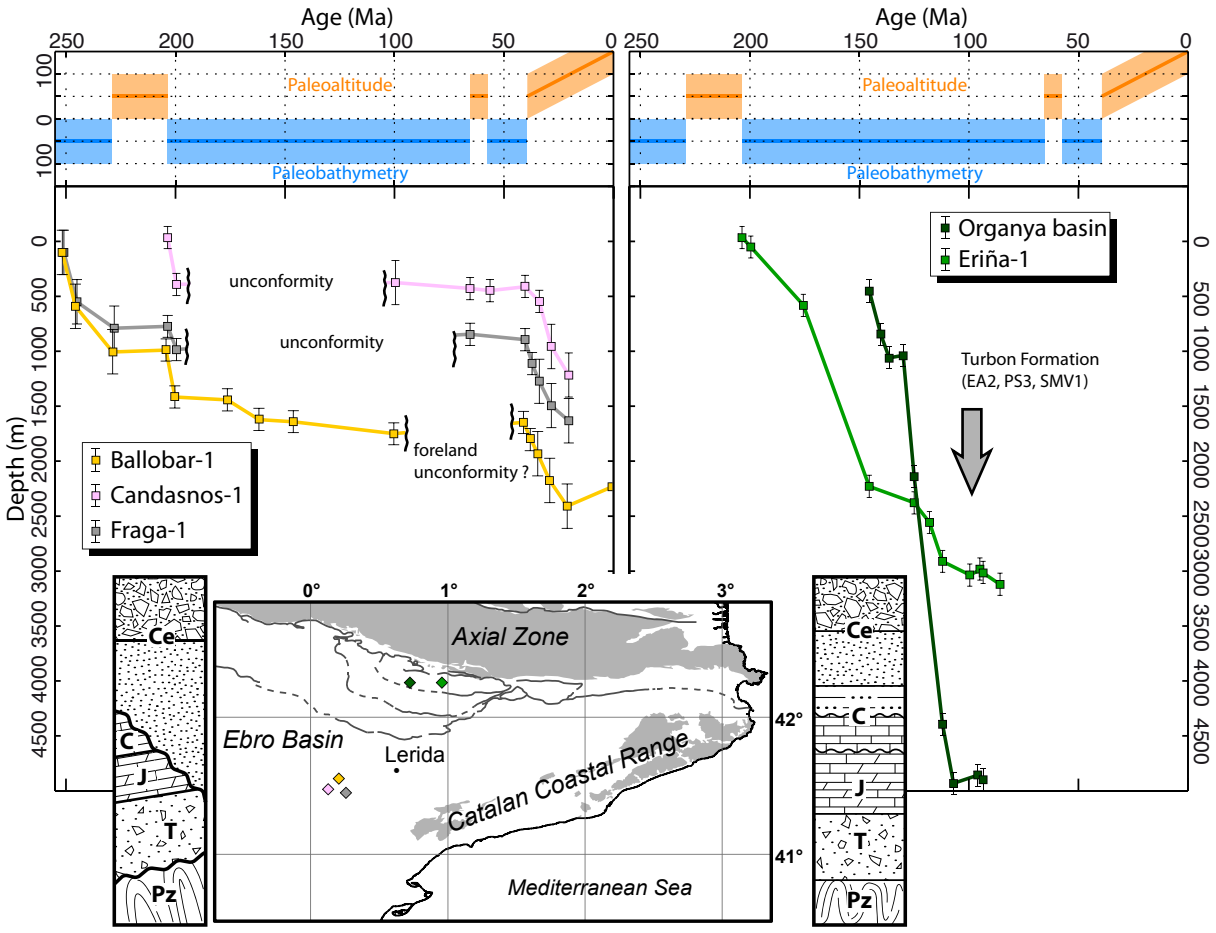

a)
Bay of Biscay
France
Aquitaine basin
Toulouse
Pyrenees
Zaragoza
Ebro foreland basin
Barcelona
Mediterranean Sea
Spain
Oligocene to present
Middle/Upper Eocene
Paleocene/Eocene
Tremp Fm.
Mesozoic
Paleozoic basement
AFT age (Ma)
28 Sinclair et al., 2005
36 Fitzgerald et al., 1999
312±3Ma U/Pb age
Studied samples
NPFT
Foix
AB
NPZ
Axial Zone
SPZ
Ebro Basin
43°N
42°N
0°
1°E
309±4Ma
NPF
Lac
37/55
Rib
36/44
38/39
312±3Ma
298±2Ma
Mak
21/34
Nogueres Unit
19.5/21.4
28/33
Ainsa
B
T
Alb.
Sis
Orri Unit
17/22
LEC2
M
SCPU
Pobla de S.
Bo
Tremp
ORC2
Barbastro
Mo
SPFT
Balaguer
Blind fault
Major Fault
ECORS profile
b)
S
N
Ebro Basin
SPFT
Tremp-Graus Basin
Organyà Basin
Axial Zone
Orri Unit
NPFZ
NPFT
Aquitaine Basin
R
No
Iberian Plate
Eurasian Plate
Moho
Asthenospheric Mantle
0
50km
Syn-convergence deposits
Pre-convergence deposits
Upper Crust
Lower Crust

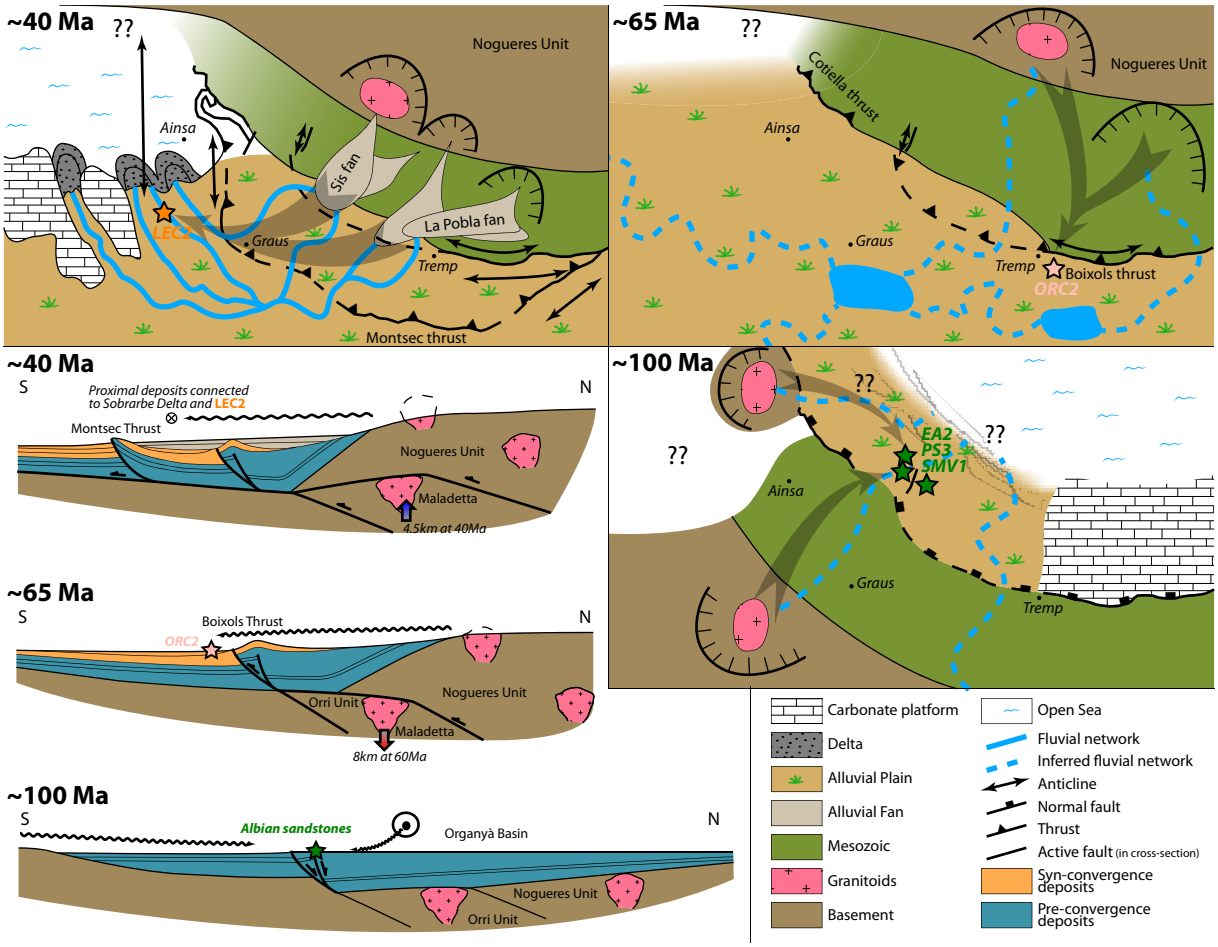

SW
Ainsa basin
Oligocene
Priabonian
Bartonian
Lutetian
2000
1000
0
m
Collegats Fm.
Escanilla Fm.
LEC2
Sobrarbe Delta Fm.
Detrital turbidites
San Vicente Fm.
Guara Limestones Fm.
Lower Escanilla Fm.
LEC2
Cenomanian limestones
PS3
Turbon Sandstones Fm.
Jurassic Dolomites
Tremp Fm.
ORC2
Tremp basin
NE
4000
3000
2000
1000
0
m
Oligocene
Pr.
Bartonian
Lut.
Cuisian
Ilerdian
Paleocene
Upper Cretaceous
Collegats Fm.
Studied section by Beamud et al., 2010
Sis Fm.
Cornudella Fm.
Cajigar Fm.
Castisent Fm.
Roda Sandstones Fm.
La Pobla Limestones
Riguala Marls Fm.
Alveolina Limestone Fm.
Tremp Fm.
(Garumnian Facies)
ORC2
Arén Fm.
Puymanyons Olistostrome
Pont de Suert Section
1000
0
m
Cenom.
Albian
Apt.
Berr.
Barr.
Jur.
Santa Fe Fm.
Sopeira Fm.
Turbon Fm.
Pega Fm.
San Martin Fm.
EA2
PS3
SMV1
Cruz Fm.
San Roque Fm.
Lluça Fm.
Tres Ponts Gp.

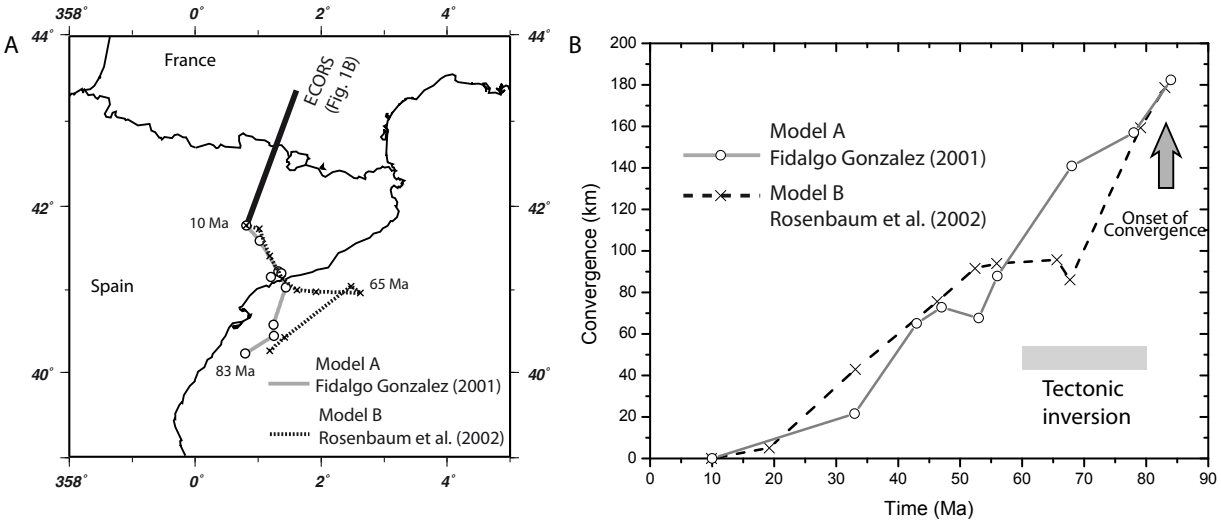

Lutetian Sandstone (~40 Ma)
LEC2
n= 45
Garumnian Sandstone (~65 Ma)
ORC2
n= 48
Albian Sandstones (~100 Ma)
EA2, PS3, SMV1
n= 67
Number
Relative Probability
U/Pb Crystallization Age (Ma)

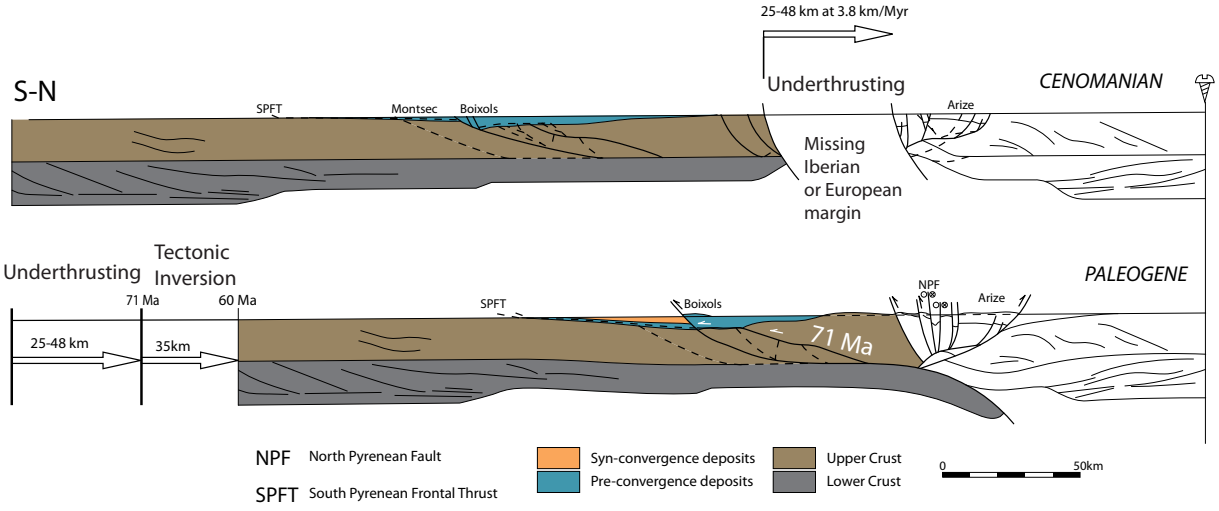

a)
Number
Lutetian Sandstone (~40 Ma)
LEC2
n= 20
Garumnian Sandstone (~65 Ma)
ORC2
n= 26
Albian Sandstones (~100 Ma)
EA2, PS3, SMV1
n= 27
Relative Probabilities
b)
U/Pb Crystallization Age (Ma)
(U-Th)/He Exhumation Age (Ma)
Stratigraphic ages
Volcanic trend
LEC2 (~40 Ma)
ORC2 (~65 Ma)
Albian Sandstones (~100 Ma)
PS3, SMV1, EA2


Triassic unconformity
Triassic grains buried below max. 2 km of Cretaceous sediments (see Figs. 2 and 6)
Timing of thrusting:
Rialp
Orri
Nogueres
Albian Sandstones
ORC2
LEC2
300
250
220
130
100
50
0
He PRZ
Wolfe and Stockli, 2010
crystalline basement exhumation
crystalline basement exhumation
Maladetta Biotite
40Ar/39Ar
Metcalf et al., 2009
Triassic magmatism
Cretaceous extension
Onset of Convergence
Variscan plutonism U/Pb ages (Fig. 3)
1 Maladetta AFT cooling history: Exhumation of Orri Unit
Fitzgerald et al., 1999
Metcalf et al., 2009
2 Conglomerates AFT cooling history: Exhumation of Nogueres Unit
Beamud et al., 2011
Temperature (°C)
50
100
150
200
250
300
350
400
900


Age (Ma)
250
200
150
100
50
0
Paleoaltitude
Paleobathymetry
100
0
100
Depth (m)
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500
4000
4500
unconformity
unconformity
foreland
unconformity ?
Ballobar-1
Candasnos-1
Fraga-1
Organya basin
Eriña-1
Turbon Formation
(EA2, PS3, SMV1)
Ce
C
J
T
Pz
0°
1°
2°
3°
42°
41°
Axial Zone
Ebro Basin
Lerida
Catalan Coastal Range
Mediterranean Sea


~40 Ma
??
Nogueres Unit
Ainsa
Sis fan
La Pobla fan
LEC2
Graus
Tremp
Montsec thrust
~65 Ma
??
Cotiella thrust
Nogueres Unit
Ainsa
Graus
Tremp
Boixols thrust
ORC2
~40 Ma
S
N
Proximal deposits connected to Sobrarbe Delta and LEC2
Montsec Thrust
Nogueres Unit
Maladetta
4.5km at 40Ma
~100 Ma
??
??
??
EA2
PS3
SMV1
Ainsa
Graus
Tremp
~65 Ma
S
N
Boixols Thrust
ORC2
Nogueres Unit
Orri Unit
Maladetta
8km at 60Ma
~100 Ma
S
N
Albian sandstones
Organyà Basin
Nogueres Unit
Orri Unit
Carbonate platform
Delta
Alluvial Plain
Alluvial Fan
Mesozoic
Granitoids
Basement
Open Sea
Fluvial network
Inferred fluvial network
Anticline
Normal fault
Thrust
Active fault (in cross-section)
Syn-convergence deposits
Pre-convergence deposits


A
358°
0°
2°
4°
44°
42°
40°
France
Spain
ECORS
(Fig. 1B)
10 Ma
65 Ma
83 Ma
Model A
Fidalgo Gonzalez (2001)
Model B
Rosenbaum et al. (2002)
B
Convergence (km)
Time (Ma)
Model A
Fidalgo Gonzalez (2001)
Model B
Rosenbaum et al. (2002)
Onset of
Convergence
Tectonic
inversion


25-48 km at 3.8 km/Myr
S-N
SPFT
Montsec
Boixols
Underthrusting
CENOMANIAN
Arize
Missing
Iberian
or European
margin
Underthrusting
Tectonic
Inversion
71 Ma
60 Ma
25-48 km
35km
SPFT
Boixols
71 Ma
NPF
Arize
PALEOGENE
NPF North Pyrenean Fault
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust
Syn-convergence deposits
Pre-convergence deposits
Upper Crust
Lower Crust
0
50km

	Age (Ma)	Latitude (° N)	Longitude(° E)	Rotation (°)
Model A	9.9	0	0	0
	19.2	77.93	59.14	0.24
	33.1	-31.21	166.79	1.73
	46.3	-23.85	157.12	1.72
	52.4	-21.6	157.88	2.1
	55.9	-20.72	162.4	2.61
	65.6	-12.95	165.77	3.02
	67.7	-16.45	167.49	3.1
	79.1	-37.17	169	8.04
	83	-38.86	169.85	10
Model B	10	0	0	0
	33	33.14	-9.91	-1.16
	43	33.55	-11.43	-3.05
	47	36.13	-11.2	-3.6
	53	34.21	-10.08	-3.57
	56	34.95	-10.2	-4.61
	68	36.83	-14.23	-5.65
	78	38.15	-10.94	-8.12
	84	40.43	-11.49	-9.49

	Content in ppm				corrected ratios						U/Pb ages (Ma)			
Sample	Pb	U	Th	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$
EA2-1	7	152	71	0.46	0.066	0.134	0.164	0.075	0.141	0.017	317.8	5.7	384.3	42.4
EA2-3	8	183	95	0.52	0.058	0.067	0.171	0.049	0.132	0.008	329.6	3.4	354.5	20.1
EA2-4	18	136	61	0.45	0.071	0.049	0.137	0.041	0.391	0.011	904.6	10.9	917.2	30.2
EA2-9	11	258	151	0.58	0.053	0.082	0.185	0.031	0.125	0.012	317.9	4.4	316.6	22.3
EA2-10	9	203	105	0.52	0.054	0.103	0.160	0.050	0.135	0.020	334.1	6.9	339.7	29.8
EA2-11	10	217	130	0.60	0.057	0.134	0.198	0.053	0.131	0.015	324.4	5.2	344.7	38.6
EA2-12	17	388	185	0.48	0.051	0.041	0.144	0.032	0.129	0.007	318.8	3.0	308.2	11.2
EA2-13	8	187	74	0.39	0.057	0.099	0.134	0.053	0.127	0.013	318.2	4.6	339.7	28.6
EA2-14	10	141	27	0.19	0.060	0.0700	0.063	0.080	0.212	0.012	518.4	7.1	536.0	29.1
EA2-15	8	193	91	0.47	0.060	0.144	0.160	0.064	0.126	0.032	308.1	9.9	344.2	42.3
EA2-19	13	302	194	0.64	0.052	0.042	0.196	0.019	0.128	0.008	314.5	3.2	309.3	11.5
EA2-20	3	80	62	0.78	0.073	0.142	0.2831	0.052	0.114	0.025	284.7	7.1	379.3	44.7
EA2-21	11	241	139	0.58	0.054	0.054	0.181	0.029	0.135	0.007	331.0	3.3	333.5	15.5
EA2-23	15	344	227	0.66	0.051	0.068	0.201	0.022	0.129	0.008	317.8	3.4	310.2	18.3
EA2-24	31	673	300	0.45	0.048	0.046	0.125	0.029	0.138	0.016	331.7	5.6	305.6	13.0
EA2-25	12	276	171	0.62	0.053	0.063	0.192	0.029	0.127	0.022	318.8	7.3	321.5	18.3
EA2-33	10	232	136	0.59	0.054	0.065	0.190	0.022	0.123	0.010	318.0	3.8	323.7	18.2
EA2-34	15	356	221	0.62	0.052	0.048	0.190	0.022	0.127	0.008	318.3	3.4	314.8	13.4
EA2-35	12	271	161	0.59	0.054	0.059	0.192	0.021	0.122	0.018	317.0	5.9	322.9	17.0
EA2-36	10	233	141	0.60	0.055	0.062	0.190	0.027	0.127	0.009	319.2	3.6	328.1	17.5
SMV1-1	10	235	147	0.63	0.058	0.104	0.206	0.041	0.135	0.013	314.3	4.6	341.7	30.1
SMV1-2	7	163	90	0.55	0.062	0.129	0.187	0.056	0.135	0.020	308.4	6.4	352.7	38.1
SMV1-3	5	101	69	0.68	0.069	0.126	0.234	0.053	0.166	0.019	380.3	7.5	464.0	46.3
SMV1-4	9	217	137	0.63	0.061	0.125	0.211	0.048	0.135	0.010	308.5	3.7	348.0	36.4
SMV1-5	40	132	48	0.37	0.129	0.008	0.095	0.017	0.988	0.004	1953.3	13.6	2016.3	10.0
SMV1-6	10	238	141	0.59	0.060	0.111	0.193	0.052	0.139	0.013	320.8	4.7	359.3	33.4
SMV1-7	7	171	102	0.60	0.062	0.083	0.201	0.039	0.145	0.014	321.4	4.8	367.5	25.6
SMV1-8	13	151	97	0.64	0.061	0.070	0.193	0.035	0.276	0.009	620.2	6.8	625.9	32.5
SMV1-9	7	152	47	0.31	0.069	0.231	0.129	0.163	0.139	0.034	317.9	10.8	400.4	74.4
SMV1-10	9	210	139	0.66	0.059	0.074	0.213	0.032	0.142	0.013	321.5	4.7	350.6	22.1
SMV1-11	18	213	82	0.39	0.059	0.051	0.112	0.037	0.272	0.007	596.7	5.5	592.7	23.1
SMV1-12	11	168	69	0.41	0.062	0.133	0.138	0.077	0.216	0.014	480.7	7.3	513.0	52.7
SMV1-13	15	326	114	0.35	0.057	0.107	0.104	0.068	0.147	0.013	338.9	5.0	356.6	31.8
SMV1-14	11	252	92	0.37	0.058	0.094	0.118	0.062	0.143	0.025	324.1	8.2	348.3	28.2
SMV1-15	5	115	54	0.47	0.064	0.166	0.168	0.091	0.140	0.020	326.7	6.9	385.4	52.4
SMV1-16	12	273	166	0.61	0.056	0.074	0.192	0.032	0.141	0.009	321.2	3.6	339.6	21.3
SMV1-17	10	219	126	0.58	0.059	0.086	0.190	0.042	0.143	0.012	322.1	4.4	355.0	25.8
SMV1-18	15	335	209	0.62	0.054	0.078	0.190	0.034	0.147	0.016	327.8	5.6	330.9	22.3
SMV1-19	27	289	13	0.04	0.058	0.035	0.007	0.367	0.308	0.008	670.5	7.0	636.7	17.4
SMV1-20	8	188	95	0.50	0.061	0.118	0.171	0.046	0.137	0.020	320.2	6.7	362.7	35.9
SMV1-21	11	248	111	0.45	0.061	0.139	0.151	0.086	0.138	0.015	316.1	5.0	355.4	41.1
SMV1-24	166	563	336	0.60	0.113	0.004	0.156	0.005	0.937	0.004	1903.4	13.5	1876.3	7.6
SMV1-25	13	271	171	0.63	0.053	0.054	0.186	0.022	0.148	0.029	338.0	9.9	333.9	17.3
SMV1-28	7	170	68	0.40	0.060	0.090	0.141	0.058	0.138	0.014	319.1	5.0	358.0	27.1
SMV1-29	11	253	160	0.63	0.055	0.082	0.196	0.031	0.137	0.015	315.9	5.0	326.6	23.1
PS3-1	6	148	41	0.28	0.057	0.127	0.098	0.093	0.119	0.016	311.5	5.4	334.1	35.9
PS3-3	5	125	55	0.44	0.064	0.135	0.165	0.068	0.131	0.039	319.3	12.3	376.8	43.4
PS3-4	7	162	62	0.39	0.060	0.115	0.138	0.076	0.133	0.013	337.0	4.9	370.5	35.3
PS3-5	7	154	75	0.49	0.061	0.125	0.170	0.056	0.126	0.015	329.2	5.4	368.1	38.1
PS3-6	14	271	80	0.30	0.057	0.079	0.100	0.063	0.156	0.014	389.3	5.9	402.2	26.3
PS3-12	13	301	163	0.54	0.056	0.052	0.174	0.034	0.132	0.008	315.8	3.4	332.7	14.9
PS3-13	7	158	58	0.36	0.063	0.092	0.137	0.062	0.131	0.010	322.6	4.0	376.3	28.8
PS3-15	30	610	74	0.12	0.050	0.026	0.030	0.055	0.151	0.003	354.2	2.7	336.5	7.9
PS3-16	8	185	112	0.60	0.056	0.075	0.197	0.033	0.123	0.010	309.0	3.7	325.5	20.9
PS3-17	11	251	149	0.59	0.052	0.067	0.185	0.027	0.129	0.011	320.9	2.3	318.0	18.2
PS3-18	17	405	151	0.37	0.051	0.042	0.113	0.026	0.121	0.006	308.3	2.8	302.4	11.2
PS3-19	5	122	49	0,40	0.059	0.161	0.142	0.080	0.121	0.021	308.4	6.7	342.1	46.0
PS3-22	19	437	171	0.39	0.054	0.052	0.125	0.028	0.111	0.008	314.6	3.3	323.0	14.7
PS3-31	8	194	123	0.63	0.061	0.124	0.194	0.046	0.122	0.015	300.3	5.0	341.1	35.5
PS3-32	6	142	68	0.48	0.063	0.089	0.170	0.049	0.135	0,012	329.2	4.4	379.3	28.2
PS3-33	42	130	105	0.81	0.125	0.008	0.227	0.008	0.908	0.0066	2066.4	17.3	2048.7	11.1
PS3-34	8	189	102	0.54	0.055	0.093	0.174	0.038	0.123	0.015	323.9	5.3	336.4	26.6
PS3-35	30	693	481	0.69	0.049	0.031	0.206	0.016	0.126	0.015	314.4	5.0	296.5	8.9
PS3-36	21	515	342	0.66	0.050	0.018	0.200	0.010	0.123	0.007	304.3	2.9	289.9	5.2
PS3-37	6	144	69	0.48	0.059	0.115	0.162	0.056	0.124	0.013	316.4	4.6	347.5	33.5
PS3-38	15	362	254	0.70	0.053	0.049	0.218	0.018	0.130	0.008	311.5	3.3	312.4	13.4
PS3-40	55	1139	442	0.39	0.050	0.020	0.109	0.025	0.150	0.016	354.7	6.1	333.0	7.6

TABLE DR1A: U/Pb analytical data for single grains of zircon for EA2, PS3 et SMV1 samples (Turbon sandstones).

	Content in ppm				corrected ratios						U/Pb ages (Ma)			
Sample	**Pb**	**U**	**Th**	**Th/U**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$
O1	10	249	79	0.32	0.053	0.003	0.354	0.039	0.049	0.001	307	7	308	28
O2	15	438	271	0.62	0.057	0.003	0.315	0.012	0.040	0.001	254	6	278	10
O3	13	206	99	0.48	0.054	0.003	0.541	0.034	0.072	0.004	450	24	439	22
O4	15	367	202	0.55	0.056	0.003	0.363	0.021	0.047	0.002	296	11	315	16
O5	24	319	30	0.09	0.059	0.004	0.719	0.024	0.088	0.003	542	15	550	14
O6	23	559	185	0.33	0.053	0.003	0.342	0.017	0.047	0.001	297	9	298	13
O7	99	261	354	1.36	0.172	0.010	10.523	0.553	0.443	0.022	2365	96	2482	48
O8	19	383	94	0.25	0.051	0.003	0.401	0.017	0.057	0.002	360	13	342	13
O9	14	70	61	0.87	0.079	0.005	2.476	0.117	0.228	0.009	1322	46	1262	34
O10	12	215	128	0.60	0.057	0.003	0.532	0.016	0.067	0.001	420	8	433	10
O11	140	419	89	0.21	0.158	0.009	8.456	0.188	0.389	0.009	2116	39	2281	20
O12	58	953	310	0.33	0.063	0.004	0.621	0.310	0.071	0.012	444	74	491	178
O13	13	353	191	0.54	0.056	0.003	0.339	0.012	0.044	0.001	277	6	297	9
O14	10	181	84	0.47	0.051	0.003	0.434	0.041	0.062	0.003	386	17	366	29
O15	15	307	314	1.02	0.055	0.003	0.426	0.015	0.057	0.002	355	11	361	11
O16	16	139	41	0.29	0.067	0.004	1.200	0.059	0.130	0.003	787	16	800	27
O17	23	507	267	0.53	0.053	0.003	0.384	0.017	0.053	0.002	331	13	330	12
O18	89	226	79	0.35	0.174	0.010	10.981	0.406	0.459	0.017	2434	74	2522	34
O19	9	112	79	0.71	0.059	0.004	0.779	0.043	0.095	0.003	587	17	585	24
O21	38	119	115	0.96	0.132	0.008	6.778	0.311	0.372	0.016	2038	75	2083	40
O22	15	376	123	0.33	0.053	0.003	0.330	0.011	0.045	0.001	284	6	289	9
O23	68	1013	921	0.91	0.060	0.004	0.644	0.020	0.078	0.002	485	10	505	12
O24	23	292	116	0.40	0.058	0.003	0.729	0.025	0.091	0.003	563	17	556	15
O25	17	224	157	0.70	0.059	0.004	0.705	0.035	0.086	0.002	533	13	542	20
O26	31	890	436	0.59	0.070	0.004	0.388	0.024	0.040	0.001	254	7	333	18
O27	20	389	42	0.11	0.057	0.003	0.469	0.054	0.060	0.002	374	14	390	37
O28	23	78	47	0.60	0.117	0.007	5.394	0.229	0.335	0.012	1863	59	1884	36
O29	13	311	139	0.45	0.053	0.003	0.358	0.022	0.049	0.002	310	10	311	17
O30	8	204	52	0.25	0.052	0.003	0.346	0.016	0.048	0.001	303	9	302	12
O31	52	1418	206	0.15	0.054	0.003	0.322	0.029	0.043	0.001	272	8	283	22
O32	11	255	122	0.48	0.053	0.003	0.369	0.014	0.051	0.002	319	9	319	10
O33	14	298	89	0.30	0.055	0.003	0.406	0.016	0.053	0.002	335	11	346	12
O34	14	85	42	0.49	0.077	0.005	2.017	0.071	0.191	0.005	1128	29	1121	24
O35	15	344	139	0.40	0.052	0.003	0.371	0.012	0.052	0.002	324	9	320	9
O36	20	482	171	0.35	0.054	0.003	0.351	0.019	0.047	0.002	299	14	305	14
O37	8	197	67	0.34	0.051	0.003	0.341	0.040	0.049	0.002	307	10	298	30
O38	10	243	77	0.32	0.054	0.003	0.345	0.025	0.046	0.002	291	11	301	18
O39	24	273	158	0.58	0.060	0.004	0.829	0.033	0.100	0.004	616	21	613	18
O40	18	468	304	0.65	0.057	0.003	0.340	0.021	0.044	0.002	275	11	297	16
O41	14	329	90	0.27	0.058	0.003	0.386	0.018	0.048	0.001	302	8	331	13
O42	8	173	65	0.37	0.057	0.003	0.409	0.034	0.052	0.001	327	7	348	24
O43	10	73	83	1.14	0.073	0.004	1.684	0.121	0.166	0.006	992	34	1002	45
O44	67	567	789	1.39	0.065	0.004	1.245	0.052	0.138	0.006	833	32	821	23
O45	44	213	79	0.37	0.085	0.005	2.784	0.083	0.238	0.007	1379	35	1351	22
O46	14	168	33	0.19	0.062	0.004	0.796	0.024	0.094	0.002	577	147	595	13
O47	18	457	137	0.30	0.053	0.003	0.341	0.017	0.046	0.002	293	10	298	13
O48	44	282	178	0.63	0.072	0.004	1.817	0.041	0.182	0.004	1077	22	1052	15
O49	41	478	172	0.36	0.060	0.004	0.825	0.024	0.100	0.003	614	16	611	14

TABLE DR1B: U/Pb analytical data for single grains of zircon for ORC2 sample (Tremp sandstones).

	Content in ppm				corrected ratios						U/Pb ages (Ma)			
Sample	**Pb**	**U**	**Th**	**Th/U**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$
L1	10	193	92	0.48	0.054	0.003	0.430	0.018	0.058	0.001	363	9	363	13
L2	5	66	34	0.51	0.058	0.003	0.764	0.040	0.096	0.001	592	8	577	23
L3	56	581	68	0.12	0.061	0.004	0.942	0.027	0.112	0.003	685	18	674	14
L4	6	163	56	0.35	0.050	0.003	0.308	0.021	0.044	0.001	280	7	273	16
L5	40	472	64	0.14	0.059	0.004	0.798	0.022	0.099	0.003	608	15	596	12
L6	6	125	93	0.74	0.054	0.003	0.375	0.029	0.051	0.001	319	7	323	21
L7	6	141	50	0.35	0.051	0.003	0.336	0.028	0.048	0.001	302	7	294	21
L8	8	195	65	0.33	0.057	0.003	0.383	0.019	0.049	0.001	307	7	329	14
L9	57	1267	449	0.35	0.052	0.003	0.377	0.011	0.052	0.001	328	8	325	8
L10	7	170	70	0.41	0.053	0.003	0.344	0.014	0.047	0.001	296	7	300	10
L11	24	521	248	0.48	0.054	0.003	0.402	0.034	0.054	0.003	338	16	343	24
L12	18	187	97	0.52	0.061	0.004	0.950	0.033	0.113	0.004	688	21	678	17
L13	38	122	81	0.67	0.164	0.010	8.309	0.198	0.366	0.008	2013	40	2265	21
L14	4	65	27	0.41	0.051	0.003	0.491	0.057	0.069	0.002	433	12	406	38
L15	7	164	47	0.29	0.050	0.003	0.331	0.018	0.048	0.001	302	9	291	14
L16	9	223	76	0.34	0.050	0.003	0.330	0.018	0.048	0.001	300	7	289	13
L17	16	350	139	0.40	0.037	0.002	0.276	0.148	0.054	0.004	337	27	248	112
L18	7	162	48	0.29	0.060	0.004	0.383	0.041	0.047	0.002	294	9	329	30
L19	8	178	66	0.37	0.054	0.003	0.408	0.026	0.054	0.003	341	15	347	19
L20	58	497	104	0.21	0.090	0.005	1.683	0.059	0.135	0.004	819	25	1002	22
L21	12	271	93	0.34	0.051	0.003	0.376	0.020	0.053	0.002	335	12	324	15
L22	21	451	129	0.29	0.053	0.003	0.385	0.014	0.053	0.002	333	11	331	10
L23	11	132	65	0.50	0.061	0.004	0.844	0.034	0.100	0.002	613	13	621	18
L25	7	164	59	0.36	0.050	0.003	0.325	0.015	0.047	0.001	295	8	286	11
L26	15	340	106	0.31	0.050	0.003	0.353	0.022	0.052	0.002	324	10	307	16
L27	24	408	97	0.24	0.056	0.003	0.522	0.012	0.068	0.001	424	7	426	8
L28	29	93	75	0.81	0.128	0.008	6.328	0.161	0.358	0.009	1971	42	2022	22
L29	43	850	825	0.97	0.053	0.003	0.432	0.015	0.059	0.002	370	11	364	11
L30	9	229	79	0.35	0.049	0.003	0.320	0.021	0.047	0.001	297	7	282	16
L31	3	66	31	0.48	0.061	0.004	0.459	0.042	0.054	0.002	341	11	384	29
L32	17	169	143	0.85	0.062	0.004	0.989	0.047	0.115	0.005	703	27	698	24
L33	24	92	49	0.54	0.134	0.008	5.722	0.218	0.309	0.011	1734	55	1935	32
L34	13	313	163	0.52	0.052	0.003	0.339	0.012	0.047	0.001	299	8	297	9
L35	19	459	156	0.34	0.051	0.003	0.337	0.018	0.048	0.002	301	10	295	14
L36	20	505	269	0.53	0.052	0.003	0.338	0.011	0.047	0.001	296	9	296	9
L38	20	460	200	0.43	0.054	0.003	0.380	0.021	0.051	0.002	323	11	327	16
L40a	11	255	68	0.27	0.053	0.003	0.379	0.014	0.052	0.002	327	10	326	10
L40b	26	625	176	0.28	0.053	0.003	0.345	0.008	0.048	0.001	299	5	301	6
L41	8	186	66	0.35	0.053	0.003	0.355	0.016	0.048	0.001	304	9	308	12
L42	41	146	63	0.44	0.116	0.007	5.230	0.117	0.327	0.007	1822	34	1858	19
L43	8	192	70	0.36	0.050	0.003	0.327	0.019	0.047	0.001	299	9	287	14
L44	12	286	113	0.40	0.050	0.003	0.346	0.012	0.050	0.001	316	9	301	9
L45	53	1434	134	0.09	0.053	0.003	0.317	0.010	0.043	0.001	272	6	280	8
L47	7	175	60	0.34	0.053	0.003	0.354	0.023	0.048	0.002	305	10	308	17
L48	23	529	147	0.28	0.052	0.003	0.363	0.012	0.051	0.001	319	8	315	9

TABLE DR1C: U/Pb analytical data for single grains of zircon for LEC2 sample (Sobrarbe Delta sandstones).

Sample	**Width** (μm)	**Length** (μm)	**FT mean**	^{4}**He** (mol/g)	**Th** (ppm)	**U** (ppm)	**Age** (Ma)	**corrected age** (Ma)	**Error** (Ma)
EA2-4	148	308	0.856	5.05E-07	185	334	275.1	308.4	30.8
EA2-10	205	332	0.891	4.05E-07	104	306	251.6	273.9	27.4
EA2-11	153	269	0.858	2.11E-07	81	184	213.7	239.2	23.9
EA2-14	187	340	0.884	6.40E-06	1327	4046	301.8	330.5	33.1
EA2-20	178	343	0.880	5.07E-08	46	86	107.8	118.5	11.9
EA2-23	171	337	0.873	2.42E-07	347	246	151.1	167.0	16.7
EA2-24	120	311	0.835	2.30E-07	63	224	197.6	225.6	22.6
EA2-25	171	266	0.869	3.82E-07	138	340	210.4	233.4	23.3
PS3-4	178	237	0.869	5.33E-07	254	534	184.5	204.6	19.3
PS3-5	209	292	0.889	3.21E-07	142	317	188.5	205.6	19.3
PS3-6	160	300	0.866	4.24E-07	123	371	217.9	242.3	22.9
PS3-13	208	338	0.893	5.24E-07	178	484	204.8	222.7	20.9
PS3-15	192	474	0.893	7.92E-07	193	631	240.8	261.8	24.5
PS3-17	133	363	0.850	4.09E-07	168	377	201.7	227.2	21.6
PS3-33	112	230	0.815	2.01E-06	533	1467	259.9	301.8	29.0
PS3-40	132	240	0.837	4.17E-07	613	1036	72.6	82.7	7.9
SMV1-1	166	264	0.866	2.94E-07	121	268	203.7	226.5	22.7
SMV1-3	134	250	0.842	1.93E-07	75	216	169.9	192.8	19.3
SMV1-5	134.3	250	0.842	2.27E-07	102	341	127.6	144.8	14.5
SMV1-10	170	332	0.875	1.45E-06	494	1181	229.9	253.7	25.4
SMV1-11	175	260	0.870	5.53E-07	231	478	213.4	236.4	23.6
SMV1-12	112	267	0.819	3.13E-07	314	874	67.8	78.5	7.9
SMV1-16	189	239	0.875	4.13E-07	115	344	228.7	252.4	25.2
SMV1-19	173	375	0.880	4.62E-06	354	4139	224.9	247.1	24.7
SMV1-24	121	261	0.830	5.25E-06	3121	10630	94.9	108.8	10.9
SMV1-28	174	295	0.874	3.74E-06	1332	3018	230.9	255.0	25.5
SMV1-29	160	251	0.861	3.07E-07	95	297	197.8	220.9	22.1

TABLE DR2A: (U-Th)/He analytical data for single grains of zircon for EA2, PS3 et SMV1 samples (Turbon sandstones).

Sample	**Width** (μm)	**Length** (μm)	**FT mean**	^{4}**He** (mol/g)	**Th** (ppm)	**U** (ppm)	**Age** (Ma)	**corrected age** (Ma)	**Error** (Ma)
O1	90	121	0.731	1.24E-07	370	314	57,4	71.9	7.2
O4	70	201	0.730	4.14E-08	18	42	168.9	211.7	21.2
O5	91	170	0.771	1.38E-07	16	111	224.8	271.5	27.2
O6	111	172	0.798	2.77E-07	99	260	182.7	215.4	21.5
O7	116	184	0.815	1.46E-07	68	124	194.2	225.5	22.6
O9	89	203	0.777	2.62E-08	13	40	112.8	135.5	13.6
O13	77	178	0.744	1.32E-07	61	138	162.0	200.6	20.1
O15	75	170	0.735	6.08E-07	460	1795	59.7	74.5	7.5
O17	112	179	0.804	4.01E-08	30	73	93.7	109.8	10.9
O22	125	151	0.805	1.64E-06	505	1616	176.3	206.5	20.7
O26	91	228	0.777	5.65E-07	2305	539	177.9	213.7	21.4
O27	103	164	0.787	2.67E-07	20	203	241.3	287.2	28.7
O29	123	257	0.835	4.90E-07	157	371	224.2	255.9	25.6
O30	161	257	0.864	4.68E-07	124	239	324.9	361.9	36.2
O31	125	290	0.837	1.03E-05	2123	9425	193.8	220.8	22.1
O34	90	110	0.728	3.04E-08	68	105	47.0	59.1	5.9
O37	80	206	0.758	1.54E-07	78	266	101.5	124.0	12.4
O38	121	174	0.809	5.42E-08	54	158	59.2	69.1	6.9
O39	108	166	0.798	4.93E-08	19	47	178.9	210.9	21.1
O40	134	207	0.836	1.40E-07	143	291	80.5	91.8	9.2
O42	105	179	0.796	5.11E-08	26	73	119.9	141.6	14.2
O43	112	180	0.802	1.99E-07	298	463	69.7	81.8	8.2
O44	121	167	0.801	1.13E-08	13	20	90.4	106.3	10.6
O45	119	138	0.751	7.14E-07	110	502	253.1	311.2	31.1
O46	100	174	0.792	1.19E-07	36	61	322.6	382.1	38.2
O48	92	251	0.792	6.08E-07	340	328	277.4	328.7	32.9

TABLE DR2B: (U-Th)/He analytical data for single grains of zircon for ORC2 sample (Tremp sandstones).

Sample	**Width** (μm)	**Length** (μm)	**FT mean**	**^{4}He** (mol/g)	**Th** (ppm)	**U** (ppm)	**Age** (Ma)	**corrected age** (Ma)	**Error** (Ma)
L1	151	192	0.844	1.478E-07	250	605	41.6	47.1	4.7
L2	152	202	0.840	5.09E-07	273	1534	59.6	67.7	6.8
L3	161	150	0.843	1.38E-06	921	6046	41.3	46.7	4.7
L5	121	185	0.819	6.35E-07	294	1949	58.8	68.1	6.8
L10	174	202	0.864	2,09E-07	147	748	50.0	55.7	5.6
L14	142	183	0.832	3,24E-08	133	1081	5.5	6.5	0.4
L22	152	214	0.847	2,22E-07	191	727	53.7	60.7	6.1
L25	185	231	0.871	1.10E-07	55	243	80.7	89.4	8.9
L28	190	276	0.882	4.30E-08	94	200	36.2	39.7	4.0
L30	172	300	0.871	1.49E-07	137	392	65.9	72.9	7.3
L33	114	185	0.799	1.07E-08	17	39	46.1	54.3	5.4
L34	118	329	0.834	8.11E-08	58	212	67.3	76.9	7.7
L36	125	261	0.838	1.01E-07	27	139	130.1	148.2	14.8
L38	112	160	0.801	2.65E-08	36	102	44.7	52.5	5.3
L41	127	273	0.841	2.78E-07	187	744	66.0	74.9	7.5
L42	145	244	0.851	1.99E-08	33	72	46.6	52.4	5.2
L43	154	257	0.857	4.44E-08	15	71	111.3	124.7	12.5
L44	135	232	0.837	2.16E-08	15	55	69.0	78.6	7.9
L45	126	251	0.835	6.33E-08	29	154	73.6	84.0	8.4
L47	128	258	0.841	3.80E-08	27	102	65.5	74.4	7.4

TABLE DR2C: (U-Th)/He analytical data for single grains of zircon for LEC2 sample (Sobrarbe Delta sandstones).

4.6.3 Triple datation sur des échantillons détritiques de l'avant-pays nord-pyrénéen : Morphologie du rétro-prisme au cours du Paléogène

Cadre géologique de l'étude et échantillons étudiés

Pour cette étude, nous nous intéressons à trois échantillons collectés dans les séries détritiques du Sud du Bassin d'Aquitaine afin de discuter la dynamique du rétro-prisme au Paléogène. Ces trois échantillons ont été préparés à l'ETH Zürich et au CRPG Nancy. Les datations sur zircons ont été effectuées au CRPG Nancy en collaboration avec Raphaël Pik et le comptage des traces de fission sur apatites a été effectué à l'ETH Zürich en collaboration avec Maria Giuditta Fellin.

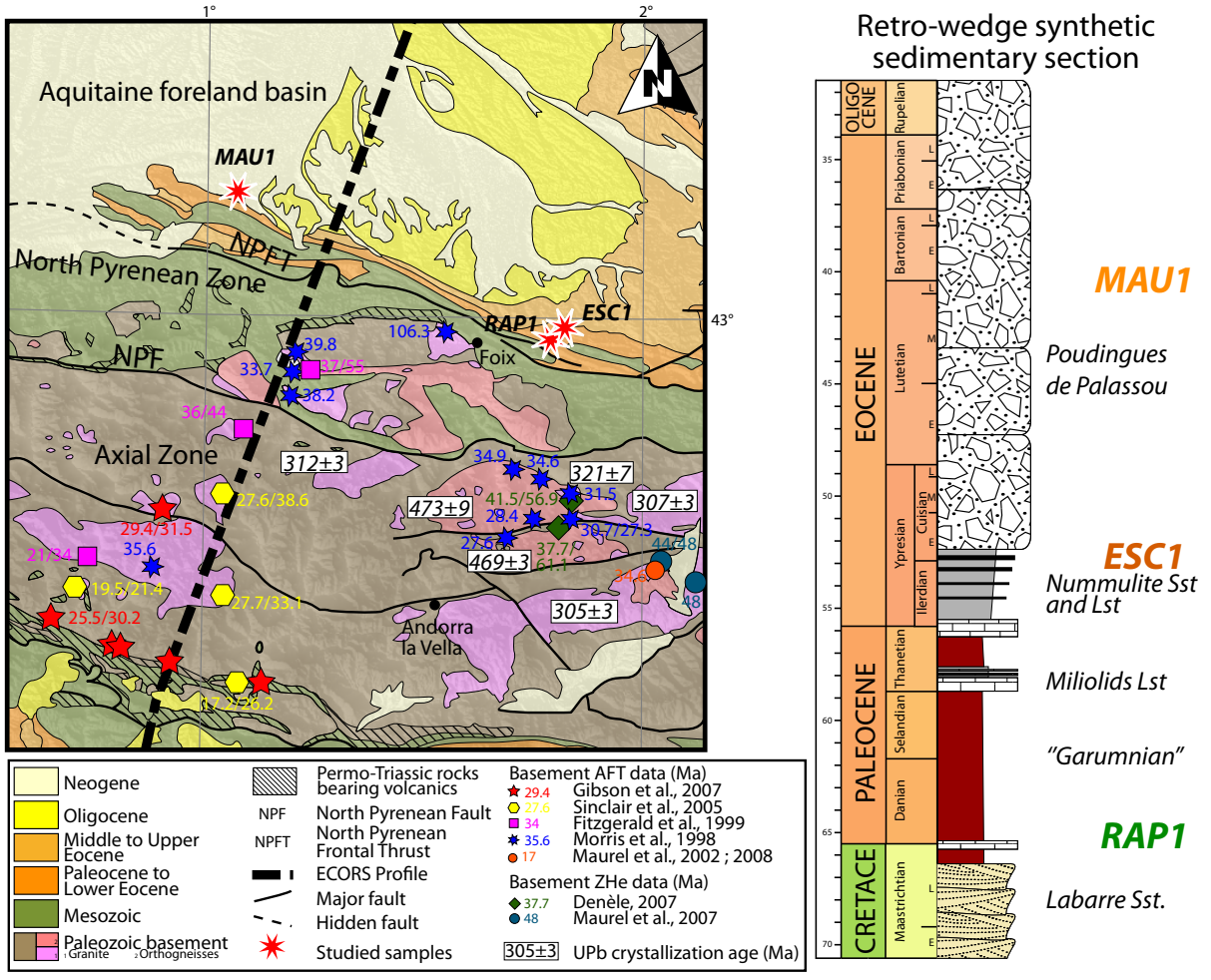


FIGURE 4.29: *a) Position des échantillons collectés lors de cette étude projetés sur un Modèle Numérique de Terrain et la Carte Géologique de France avec les âges* U/Pb *(tirés de Denèle, 2007), Helium sur zircons (Maurel* et al., *2008) et AFT (d'après Morris* et al., *1998 ; Fitzgerald* et al., *1999 ; Sinclair* et al., *2005 ; Gibson* et al., *2007 ; Maurel* et al., *2008) in situ et b) Log synthétique du versant Nord-pyrénéen montrant la positions stratigraphique des échantillons* RAP1, ESC1 *et* MAU1.

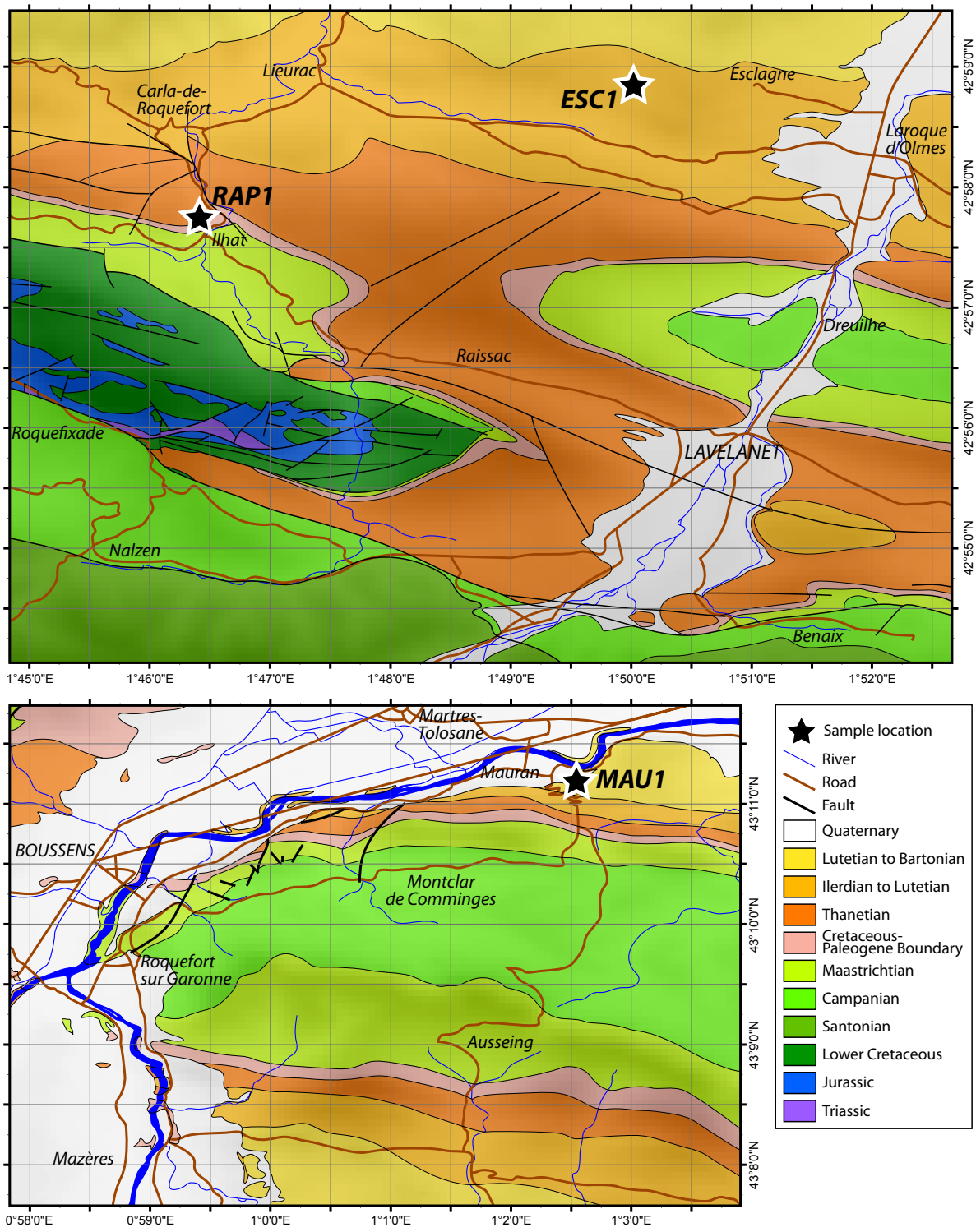


FIGURE 4.30: *Cartes géologiques montrant la position des trois échantillons étudiés sur le versant Nord-pyrénéen.*

Les échantillons ont été collectés dans la Zone Sous-Pyrénéenne, juste au Nord du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéenne (Figure 4.29 a). Les grès les plus anciens ($RAP1$) ont été prélevés dans les séries continentales de la limite Crétacé-Paléocène à l'Ouest de Lavelanet sur la commune d'Ilhat (Figures 4.29 b et 4.30). Un second échantillon a été prélevé dans cette région les formations marines détritiques de la transition Ilerdien-Cuisien. Il s'agit de l'échantillon $ESC1$ situé plus au Nord de Lavelanet sur la commune d'Esclagne (Figures 4.29 b et 4.30). L'échantillon le plus récent a été collecté beaucoup plus à l'Ouest sur la commune de Mauran dans les formations détritiques contientales de la limite Lutétien-Bartonien (Figures 4.29 b et 4.30).

Identification des sources au niveau du Front Nord Pyrénéen

Les datations U/Pb ont été effectuées au CRPG Nancy et les résultats sont donnés dans les Annexes C.1, C.2 et C.3 et présentés dans la Figure 4.31. Ces âges sont comparés avec les source identifiées dans la littérature. A cause de problèmes analytiques, l'erreur individuelle sur les grains de l'échantillon $RAP1$ est très importante ce qui ne permet pas de visualiser proprement les populations.

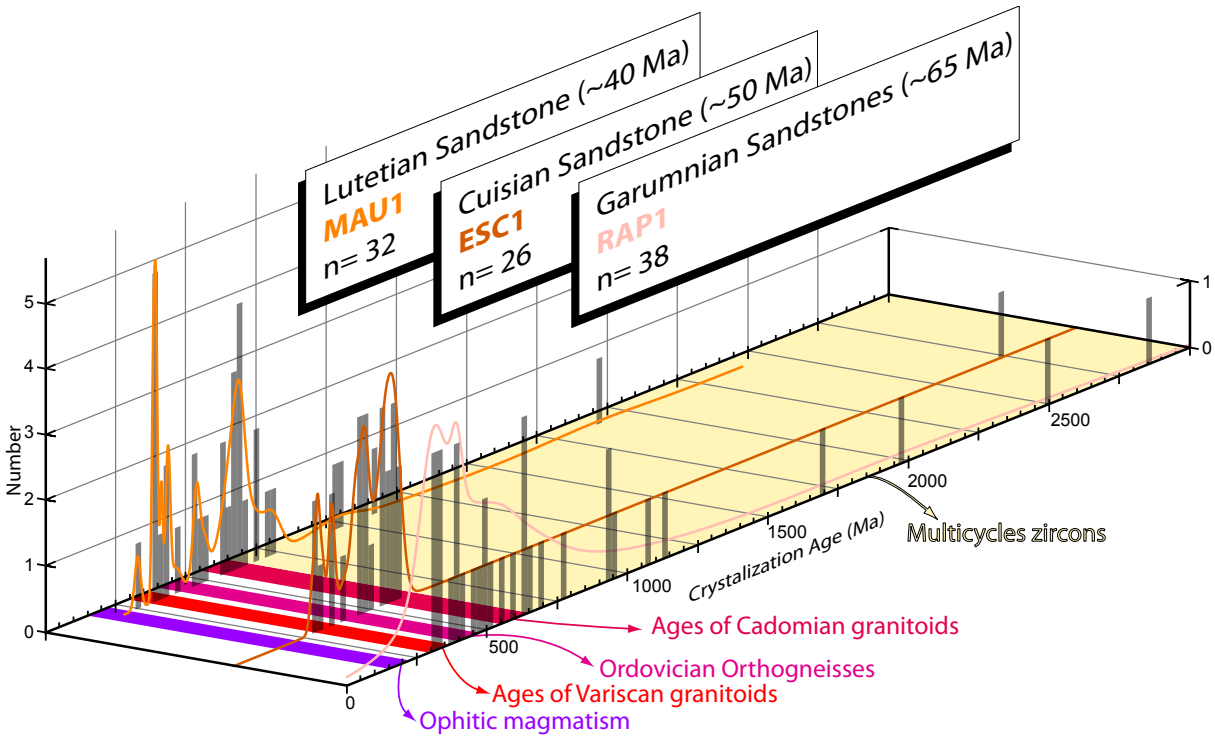


FIGURE 4.31: *Histogramme de répartition des âges $^{206}Pb/^{238}U$ par pas de 20 Ma sur zircons pour les échantillons* RAP1, ESC1 *et* MAU1. *Les gammes d'âges des principales sources sont données à titre indicatif.*

Dans ces trois échantillons, on observe plusieurs populations qui correspondent aux âges généralement identifiés dans les études géochronologiques sur la croûte ibérique et européenne :

- des âges supérieurs à 600 Ma, qui correspondent à des grains recyclés au cours du Protérozoïque ;
- un pic autour de 600 Ma, surtout exprimé dans les échantillons $MAU1$ et $ESC1$;
- une population autour de 450 - 500 Ma, potentiellement dérivée des dômes d'orthogneisses présents dans la Zone Axiale ;

– une population Varisque, avec un pic ancien autour de 360 Ma et un pic tardi-Hercynien autour de 310 Ma ;
– un grain Permo-Triasique dans l'échantillon $MAU1$ qui peut correspondre au volcanisme tholéiitique de cette période (ophite).

Il est à noter que les grains Paléozoïques peuvent également avoir connu plusieurs cycles d'érosion-enfouissement, notamment lors de l'érosion post-Hercynienne. Dans ce cas, c'est la méthode $(U-Th)/He$ qui permet de discriminer ces populations.

Afin de discuter plus en détail les différentes sources sédimentaires, il est possible de se baser sur les sources actuelles comme base de comparaison. En effet, vue l'évolution sédimentaire et tectonique du bassin d'Aquitaine au cours du Paléogène (Biteau *et al.*, 2006), on peut faire l'hypothèse que les réseaux hydrographiques actuels ont des caractéristiques géomorphologiques équivalentes avec les réseaux anciens même si nous n'avons pas d'informations précises sur les aires drainées, la position du *drainage divide* et le flux d'eau au moment du dépôt de $RAP1$, $ESC1$ et $MAU1$.

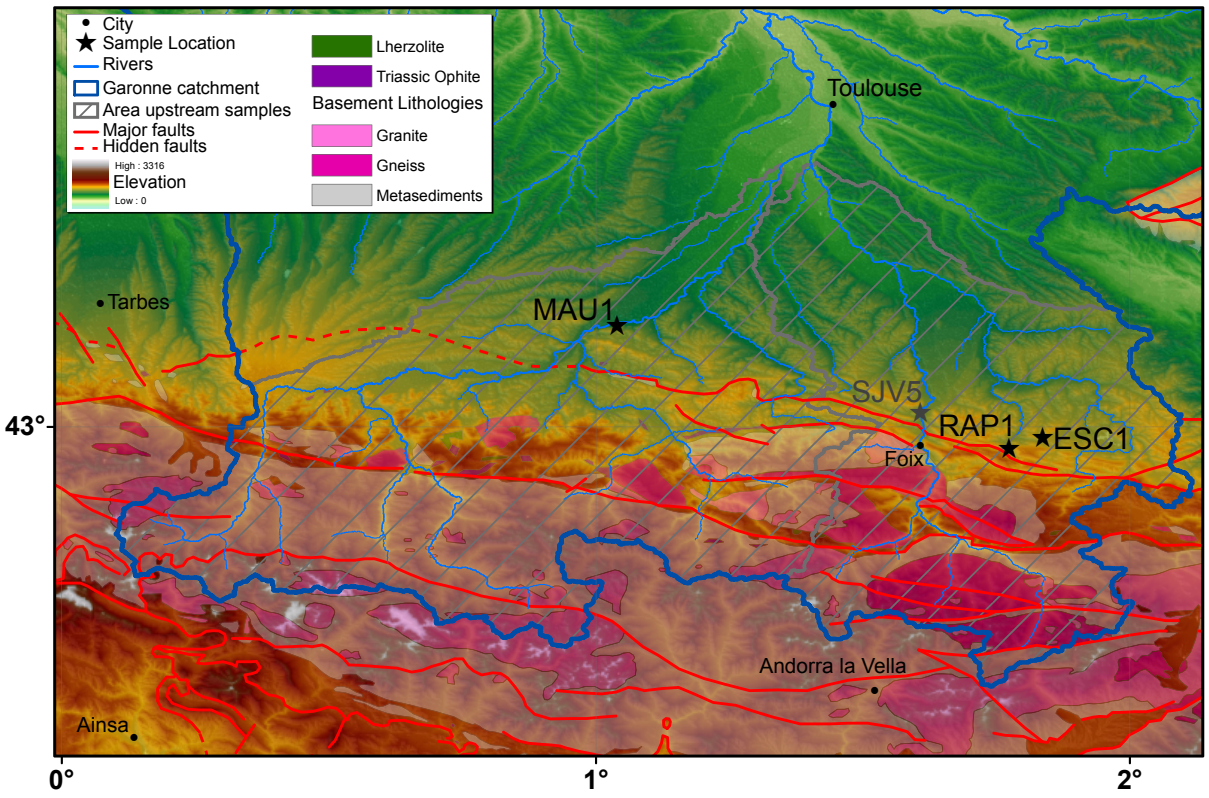


FIGURE 4.32: *Carte géologique simplifiée de la Zone Axiale et des Massifs Nord-Pyrénéens montrant la position des échantillons étudiés (*RAP1, ESC1 *et* MAU1*), ainsi que d'un échantillon de sable de rivière prévu pour une étude future (*SJV5*), par rapport aux sources potentielles de zircons se trouvant dans les bassins versants en amont, projeté sur un Modèle Numérique de Terrain (SRTM). Le réseau hydrographique a été extrait à l'aide du logiciel River Tools et intégré à un Système d'Information Géographiques sous ArcGIS.*

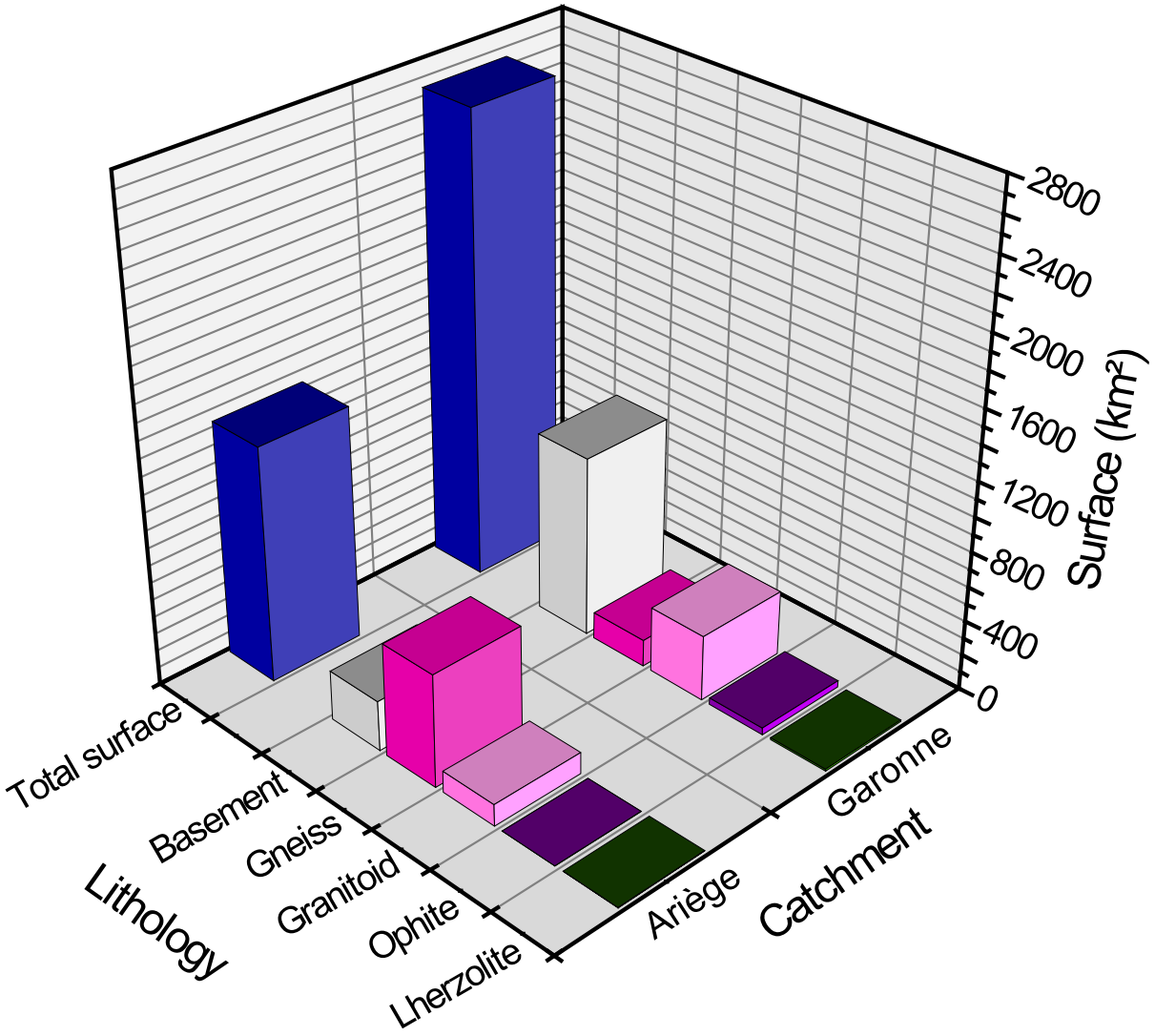


FIGURE 4.33: *Histogrammes des surfaces actuelles des sources potentielles de zircons dans les bassins versants de l'Ariège et de la Garonne représentés par des hachures sur la Figure 4.32. Les surfaces ont été calculées à partir de la digitalisation avec le logiciel ArcGIS des différentes lithologies sources dans la Zone Axiale et les Massifs Nord-Pyrénéens sur la Carte Géologique de France.*

Dans un premier temps, il s'agit de déterminer la surface actuelle des sources situées dans les Massifs Nord-Pyrénéens et dans la Zone Axiale. Pour cela, le réseau hydrographique et les limites des bassins versants considérés ont été extraits d'un Modèle Numérique de Terrain (SRTM) avec le logiciel River Tools puis insérés dans un Système d'Information Géographique. Ensuite, le socle identifié sur la Carte Géologique de France à l'échelle 1/1000000 a été digitalisé avec le logiciel ArcGIS en distinguant les différentes lithologies potentiellement porteuses de zircons : granitoïdes, gneisses, ophites, lherzolites et métasédiments (Figure 4.32). Le socle est découpé suivant les limites des bassins versants, ce qui signifie que cette approche est possible dans les autres bassins versants du rétro-prisme. Comme nous n'avons pas d'échantillons datés dans ces bassins versants, les surfaces ne sont toutefois pas calculées. Pour les bassins versants de l'Ariège et de la Garonne en amont des échantillons $RAP1$, $ESC1$ et $MAU1$,

les surfaces correspondant aux différentes lithologies ont été calculées dans le SIG sous ArcGIS puis les surfaces obtenues sont dessinées sous forme d'histogrammes (Figure 4.33). En ce qui concerne les métasédiments, l'hypothèse est faite que la moitié de la surface actuelle est composée de carbonates et donc par conséquent très peu porteuse de zircons. De plus, la quantité de zircons présente dans les métasédiments détritiques n'est pas connue. La surface totale des métasédiments est donc divisée par deux pour en tenir compte dans les histogrammes de répartition.

Il apparaît clairement que les surfaces cumulées pour chaque lithologie dans les bassins versants considérés sont similaires à la répartition des âges U/Pb dans les échantillons du versant Nord-pyrénéen. Par exemple, le spectre de l'échantillon $MAU1$ dans le bassin versant de la Garonne actuelle montre deux pics majeurs correspondant au plutonisme Varsique ($\sim$ 300 - 360 Ma) et Cadomien ($\sim$ 600 Ma) et un pic plus faible pour les âges Ordoviciens ($\sim$ 450 - 470 Ma). Le recyclage de grains Protérozoïques est faible et un grain a un âge de cristallisation qui pourrait laisser penser qu'il provient du volcanisme ophitique du Trias ($\sim$ 210 Ma). Cette répartition s'approche de la distribution des sources dans le bassin versant de la Garonne en amont de cet échantillon (Figure SourcesNord). On peut donc supposer que les sources sédimentaires dans le bassin versant actuel de la Garonne sont une bonne approximation des sources qui alimentaient les réseaux fluviatiles à la limite Lutétien-Bartonien lors du dépôt de $MAU1$.

En ce qui concerne le bassin versant de l'Ariège, la similitude semble moins frappante. En effet, un premier biais est que les échantillons étudiés sont plus anciens que dans le bassin versant de la Garonne. De plus, pour l'échantillon $ESC1$ on observe un pic majeur pour l'orogenèse Cadomienne, un pic plus petit à l'Ordovicien et un pic faible pour les granitoïdes Varisques alors que les sources actuellement majoritaires à l'affleurement sont les gneisses sur la Carte Géologique de France au millionième. Cependant, il semble que les granites Cadomiens et les gneisses sont parfois mal différenciés sur le terrain et sur la Carte Géologique de France, ce qui peut conduire à des problèmes d'estimation des surfaces. Pour l'échantillon $RAP1$, il n'y a pas de corrélation, celui-ci présentant principalement des grains Varisques. Vu la distance séparant les échantillons $ESC1$ et $RAP1$ sur le terrain, cela permet de mettre en évidence un changement de source majeur dans ce bassin versant entre le Paléocène et l'Eocène. Soit ce changement est dû à une réorganisation totale des réseaux et des apports provenant d'une autre région, soit ce changement est dû à un changement des lithologies à la surface alimentant le bassin. La première hypothèse semble peu probable car un relief pyrénéen existe déjà et les réseaux alimentent le bassin d'avant-pays (Plaziat, 1981 ; Figure 2.35). La deuxième hypothèse implique que les sources mises en évidence au Paléocène sont déjà érodées à l'Eocène. Le passage d'une source Varisque dominante à des gneisses Ordoviciens et des granitoïdes Cadomiens semble aller dans ce sens. Ainsi, il est fort possible qu'on enregistre dans ces deux échantillons l'érosion continue des unités de socle de la Zone Axiale et des Massifs Nord-Pyrénéens en exhumant des niveaux de croûte de plus en plus profonds.

Un moyen de vérifier cette hypothèse serait d'analyser un échantillon de sable de rivière ($SJV5$), ce qui permettrait d'avoir une idée de la répartitions des âges de cristallisation des zircons érodés et transportés actuellement.

Exhumation des sources sédimentaires alimentant l'avant-pays Nord-Pyrénéen

Les données d'exhumation sur les échantillons du versant Nord-pyrénéen sont obtenus par les méthodes $(U-Th)/He$ sur monograins de zircon et Traces de Fission sur apatites.

La mesure de l'Helium dans les zircons préalablement datés par la méthode U/Pb a été effectuée au Laboratoire des Gaz Rares du CRPG Nancy par Raphaël Pik et Bouchaïb Tibari. Pour le moment, seules

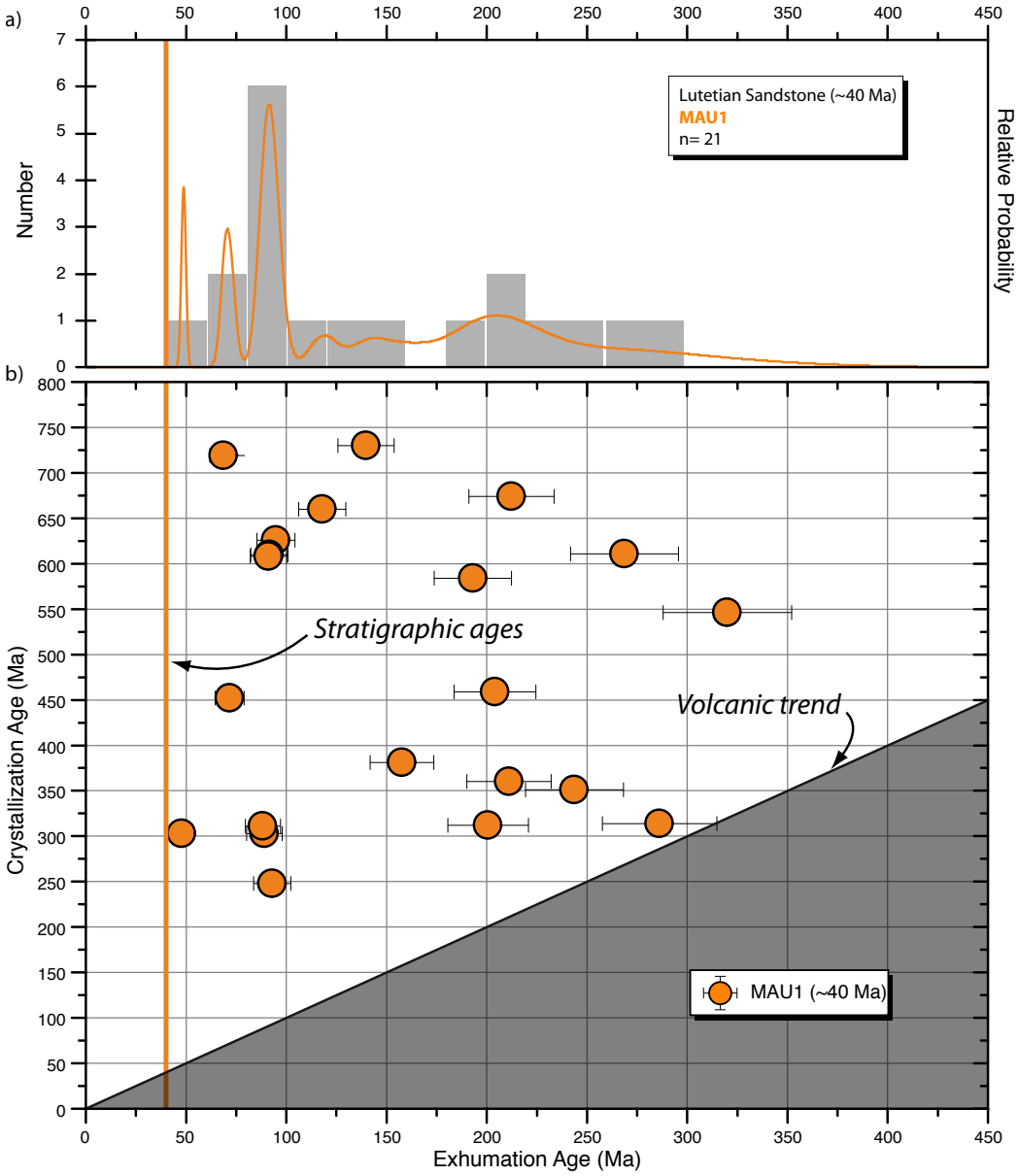


FIGURE 4.34: *Répartition des âges Helium a) en fonction du nombre de grains et montrant les différentes phases d'exhumation et b) en fonction de l'âge de cristallisation des grains obtenus sur les zircons détritique de l'échantillon* MAU1.

des données sont disponibles pour 21 grains de l'échantillon $MAU1$. Les échantillons $RAP1$ et $ESC1$, montés sur la même bague, sont toujours en attente d'analyse à cause des problèmes techniques rencontrés lors de la datation U/Pb de l'échantillon $RAP1$. Les âges obtenus pour l'échantillon $MAU1$ sont compris entre 320 et 47,9 Ma (Figure 4.34 et Table D.1). Comme pour les échantillons détritiques étudiés sur le versant Sud, les grains protérozoïques recyclés ont une large gamme d'âge d'exhumation. Cependant, les grains Varisques présentent une gamme d'âge d'exhumation plus large (de 286,2 à 47,9 Ma) que pour l'échantillon du même âge ($LEC2$). Ces résultats, même s'ils sont partiels, tendent à montrer que les sources sédimentaires du versant Nord sont exhumées plus précocément que sur le versant Sud, à moins qu'il ne s'agisse de grains Varisques recyclés.

Le comptage des traces de fission, effectué en février et mars 2009 à l'ETH Zürich, a permis d'obtenir les premiers résultats sur des apatites détritiques dans le Bassin d'Aquitaine. Il s'agit d'âges dans les échantillons *ESC1* et *MAU1*, localisés sur la Figure 4.30 et dont les résultats du comptage sont présentés dans le Table 4.4 et la Figure 4.35. Pour le détail du comptage, voir l'Annexe E. Le comptage des échantillons $MAU1$ et $ESC1$ a été assez aisé car ceux-ci contenaient de très nombreuses apatites et a pu être mené à terme car ces lames étaient facilement comptables. De plus la concentration en Uranium de ces échantillons est élevée donc la densité de traces est importante et permet de minimiser l'erreur sur l'âge des grains sans toutefois poser de problèmes lors du comptage. Le comptage de l'échantillon $MAU1$ a été effectué avec l'aide de Giuditta Fellin (ETH Zürich, zeta=254). La composition chimique des apatites n'a pas été déterminée. Celle-ci ne devrait cependant pas influencer significativement le calcul des âges car la longueur des traces et leur largeur n'est utilisée que dans les modélisations thermiques et ces méthodes ne sont pas utilisées dans cette étude.

Echantillon	Latitude	Longitude	Nombre de grains	Distribution min-max (Ma±σ)	χ^2 (%)	Dispersion (%)	Age de dépôt	Age central (Ma±σ)	P1 (Ma±σ)	P2 (Ma±σ)	P3 (Ma±σ)
ESC1	42,981367	1,83675	95	30,1-147	5,9	21,1	Yprésien <	-	-	58,7±4 (83%)	105,6±13,3 (17%)
MAU1	43,19225	1,039733	90	21,5-131,2	0,7	17,2	Bartonien	-	50,7±5,8 (35,5%)	65,6±5,6 (60,2%)	105,5±15,5 (4,3%)

TABLE 4.4: *Ages donnés par les traces de fission sur apatites détritiques dans les Pyrénées.*

Pour ces deux échantillons, les différentes populations ont été séparées en utilisant le programme informatique BinomFit écrit par Brandon (2002) qui se base sur une méthode probabiliste. Dans l'échantillon $ESC1$, prélevé dans des séries de l'Eocène inférieur du Nord de l'anticlinal de Lavelanet, 95 grains ont pu être comptés (voir le détail en Annexe E.2). Les âges des grains sont compris entre 30,1 et $147Ma$ (Table 4.4) et deux familles de grains ont été distinguées. La plus jeune a un âge de $58{,}7\pm4Ma$ et représente 83% des grains. La plus ancienne a un âge central de $105{,}6\pm13{,}3Ma$ et représente 17% des grains. La question d'une population ayant un âge central aux alentours de $130Ma$ se pose car l'histogramme de répartition des âges montre un pic pour cet âge. Cependant, compte-tenu de l'erreur importante sur l'âge individuel des grains, ceux-ci sont inclus dans la population de $105{,}6Ma$.

L'échantillon $MAU1$ a été prélevé dans des grès contenus dans la Formation des poudingues de Palassou. L'âge de cet échantillon est assez mal contraint du fait du type continental de la sédimentation mais un âge Lutétien supérieur ou Bartonien est raisonnable. Dans cet échantillon, 90 grains ont été comptés (Annexe E.3) avec des âges compris entre 21,5 et $131{,}2Ma$ (Table 4.4) et trois familles de grains ont été distinguées. La plus jeune a un âge de $50{,}7\pm5{,}8Ma$ et représente 35,5% des grains. La seconde population a un âge central de $65{,}6\pm5{,}6Ma$ et représente 60,2% des grains. Enfin, la plus ancienne a un âge central de $105{,}5\pm15{,}5Ma$ et représente 4,3% des grains.

En premier lieu, il est important de remarquer que les échantillons $MAU1$ et $ESC1$ présentent tous les deux une famille avec un âge d'exhumation ancien comparé à l'histoire de la chaîne. Cet âge situé à la fin du Crétacé inférieur correspond à des stades très précoces de la formation de la chaîne car il s'agit de la période de mouvement transtensif entre la plaque ibérique et et l'Europe. Par conséquent, des roches exhumées à cette période (par exemple des têtes de blocs) fournissent des apatites qu'on retrouve dans les sédiments marins de l'Eocène inférieur mais surtout dans les poudingues de Palassou,

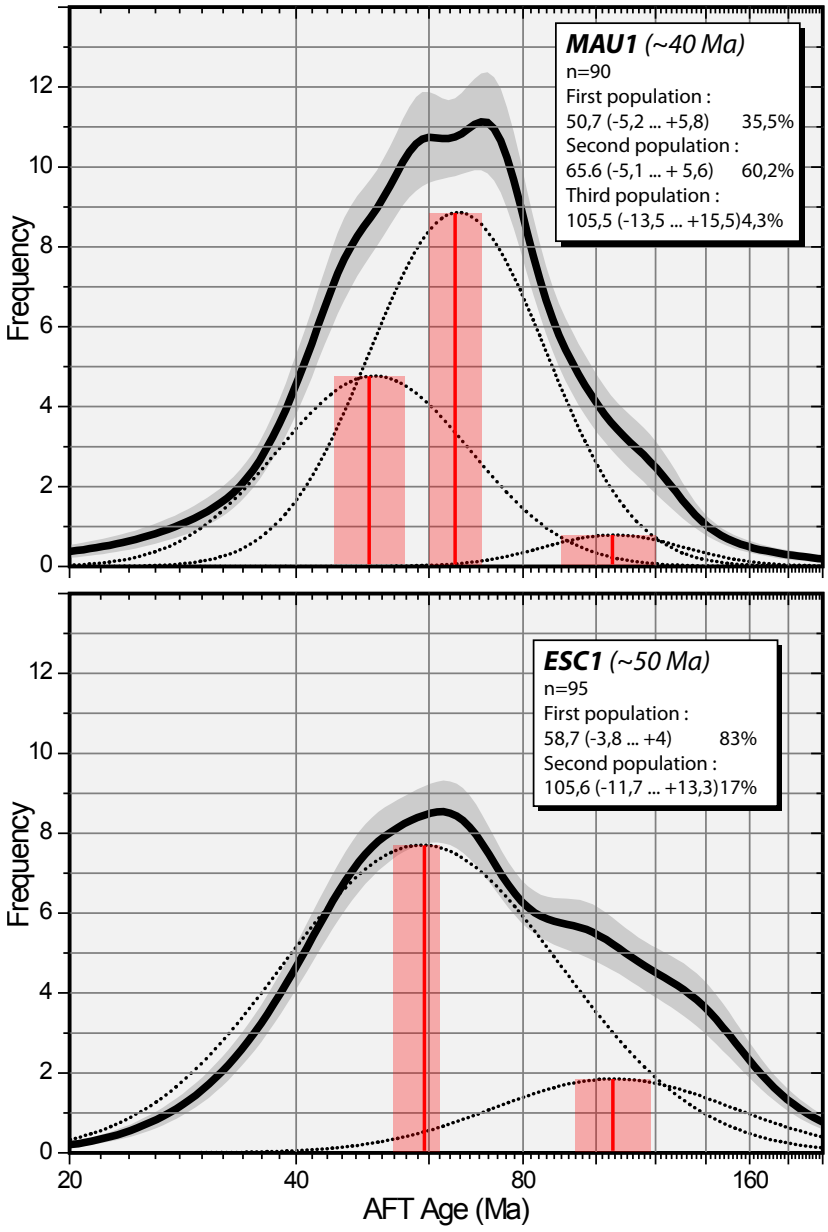


FIGURE 4.35: *Résultats des comptages AFT pour ces échantillons. Pour chaque échantillon, la courbe noire représente le tracé des probabilités de densité, avec l'erreur associée en gris. Les populations d'âges AFT (pointillés noirs) sont obtenues en utilisant le programme informatique BinomFit écrit par Brandon (2002). L'âge central de chaque population est marqué par un trait rouge et les incertitudes sur les âges des populations sont soulignées par les rectangles rouges.*

qui correspondent aux stades tardifs de l'évolution de la chaîne au Nord. Cela laisse penser que des zones exhumées précocement sont restées suffisamment peu enfouies tout au long de l'évolution des Pyrénées pour que les âges soient conservés dans les apatites.

Les populations plus jeunes ont des âges situés pendant les premiers stades de la phase orogénique. Ainsi on trace dans l'enregistrement sédimentaire des bassins des sources qui ont complètement disparu à l'heure actuelle du fait de l'exhumation continue de la Zone Axiale pendant le Paléogène. Les informations

apportées par le couplage avec d'autres thermochronomètres est donc un outil puissant pour apporter des contraintes sur l'évolution des sources et la manière avec laquelle le bassin enregistre l'érosion du relief formé pendant les premiers stades de la croissance orogénique sur le rétro-wedge.

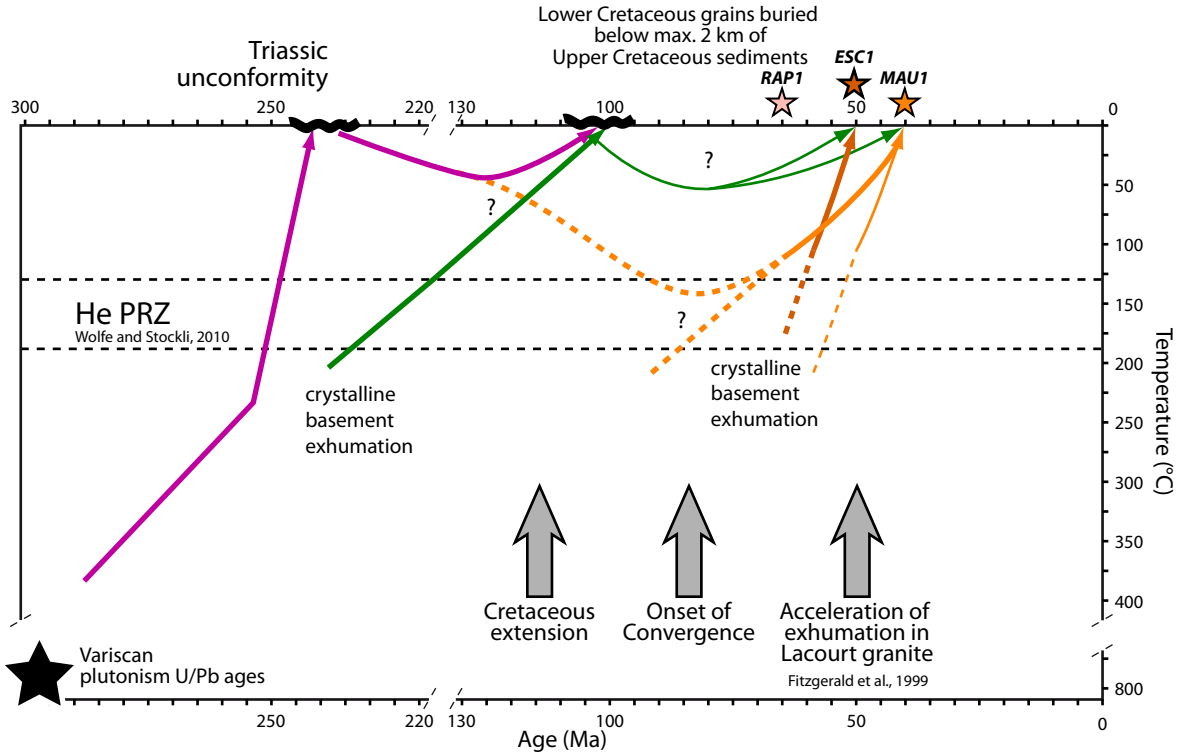


FIGURE 4.36: *Diagramme illustrant l'histoire intégrée du refroidissement des sources du versant Nord-Pyrénéen basée sur la double datation de zircons détritiques (voir Figures 4.31 et 4.34) et les traces de fission sur apatites détritiques. L'évolution thermique est montrée de la fin de l'orogenèse Hercynienne, suivie par l'extension et le magmatisme Triasique, le rifting Crétacé et la convergence à partir du Crétacé supérieur, avec l'accélération de l'exhumation au Cénozoïque. L'épaisseur des traits de l'histoire temps-température est proportionnelle à l'abondance relative des âges d'exhumation obtenus dans les différents échantillons. La position de la Zone de Rétention Partielle de l'Helium est donnée par Wolfe et Stockli (2010).*

A partir des âges obtenus par le comptage des traces de fission, il est possible d'estimer des taux d'exhumation moyens pour les différentes populations et donc les positions dans la croûte à des instants donnés (Figure 4.36), même s'ils ne représenteront pas des taux et réalistes pour les populations les plus anciennes. Les valeurs obtenues mettront tout de même en évidence le fait que les grains résident dans la partie supérieure de la croûte et subissent très peu d'enfouissement. Pour les calculs suivant on considère que le transport depuis la surface jusque dans le bassin est instantané et que, avec un géotherme de $30°C/km$, l'isotherme $110°C$ se situe à environ $3{,}5km$, la différence entre l'âge stratigraphique et l'âge des populations les plus jeunes correspond au temps nécessaire à l'exhumation des unités (lagtime e.g. Bernet *et al.*, 2001). Pour les populations albiennes, l'hypothèse qui semble raisonnable pour l'histoire thermique de ces grains est une exhumation rapide à l'Albien causée par des failles normales puis un enfouissement des têtes de blocs ou des bassins extensifs sous les unités sédimentaires du Crétacé supérieur sans toutefois dépasser 2 km et enfin une exhumation rapide pendant la convergence et l'inversion des

bassins. Le calcul est plus simple pour les populations les plus récentes. Dans l'échantillon $MAU1$ on obtient ainsi des taux de 0,14 km/Ma à 0,35 km/Ma respectivement pour des lagtimes de 25 et 10 Ma. L'échantillon $ESC1$ donne un taux de 0,39 km/Ma avec un lagtime de 9 Ma. Pour mémoire, Fitzgerald *et al.* (1999) donnent des vitesses d'exhumation de l'ordre de 0,2 km/Ma pour la période de 44 à 36 Ma dans le Massif de Ribérot.

4.7 Intégration des données thermochronologiques sur les deux versants du prisme pyrénéen

Les âges thermochronométriques sur grains détritiques obtenus au cours de ce travail de thèse sont fondamentaux pour la compréhension de la chaîne pyrénéenne, principalement parce qu'ils apportent des contraintes supplémentaires sur les phases d'exhumation précoces et les sources à l'érosion. De plus, les âges des différents échantillons sont équivalents entre les deux versants ce qui permet de comparer les âges obtenus (Figure 4.19).

La méthode U/Pb sur zircons a permis d'identifier cinq familles d'âges, présentes sur les deux versants des Pyrénées et caractéristiques de la croûte ibérique et européenne. Il s'agit, de la plus vieille à la plus jeune, du :

- magmatisme Méso-Paléo-Protérozoïque ($> 850\ Ma$) ;
- magmatisme Néo-Protérozoïque ou Cadomien (entre 540 et 850 Ma) ;
- métamorphisme Ordovicien (430 - 500 Ma) ;
- magmatisme Varisque ou Hercynien (380 - 290 Ma) associé à du volcanisme Carbonifère tardi-orogénique ;
- volcanisme Triasique (200 - 250 Ma).

D'un point de vue des sources, deux traits majeurs sont à observer :

- une différence marquée entre le versant Nord et le versant Sud ;
- une homogénéité dans le temps pour chaque versant.

En effet, les datations U/Pb effectuées dans les échantillons du versant Nord-pyrénéen ($MAU1$, $ESC1$ et $RAP1$) montre une composante majeure venant du magmatisme Cadomien et deux populations plus faiblement représentées et dont la part diminue avec le temps (gneisses ordoviciens et granites Varisques).

Sur le versant Sud, la très grande majorité des grains dans les échantillons ($LEC2$, $ORC2$ et grès albiens) provient des granitoïdes Varisques, les autres grains provenant du recyclage d'unités plus anciennes.

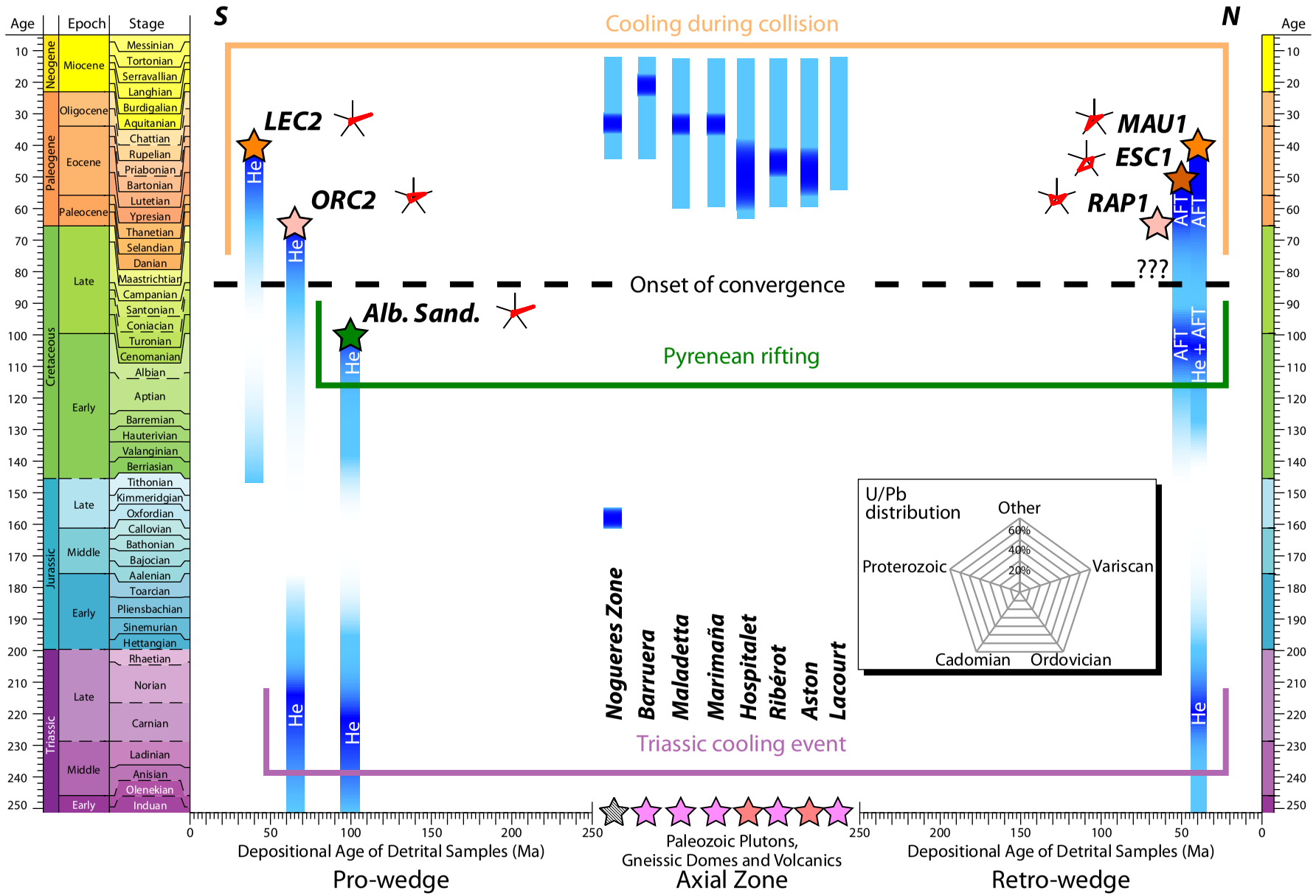
Cette différence est tout à fait corrélable à la géologie de la Zone Axiale. En effet, les orthogneisses et les granites Cadomiens sont reconnus au Nord de la Zone Axiale (à proximité de la Faille Nord-Pyrénéenne) et dans les Massifs Nord-Pyrénéens tandis que le Sud de la Zone Axiale est plutôt caractérisé par des granitoïdes Varisques intrudés dans des métasédiments Paléozoïques et Protérozoïques et des séries volcano-sédimentaires Carbonifères à Trias.

Les données d'exhumation ont été obtenues avec la méthode des traces de fission sur apatites et la méthode (U-Th)/He sur zircons. De part les températures de fermeture des systèmes concernés, respectivement $110°C$ (Ketcham *et al.*, 1999) et $180°C$ (Reiners *et al.*, 2004), ces méthodes permettent de documenter le passage des sources à 3,5 et 6 km de profondeur en considérant un géotherme normal. Trois phases majeures mises en évidence :

– un événement triasique (220 à 230 Ma), visible uniquement avec l'Helium, dont l'âge central peut varier faiblement suivant les échantillons. Les variations dans les âges de cette population pourraient être attribuées à un évènement thermique qui a lieu à la fin du Carbonifère (Jolivet *et al.*, 2007) ;
– un évènement albien (100 à 105 Ma) correspondant à la dénudation post-rift. Cet évènement est visible sur le versant Nord avec les traces de fission et l'Helium et uniquement par l'Helium dans le Sud. L'(U-Th)/He dans les grès Albiens permet d'identifier des grains avec un lagtime court, ce qui montre que la dénudation peut éventuellement être très rapide à cette période ;
– un événement syn-convergence dont l'âge dépend de l'âge stratigraphique de l'échantillon étudié. Les taux d'exhumation moyens qui peuvent être calculés à partir de nos données sont de l'ordre de 0,15 à 0,4 km/Ma, soit comparables avec ceux de la littérature pour les mêmes périodes (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005). Il est toutefois intéressant de remarquer que très peu de grains ont un lagtime court sur le versant Nord-pyrénéen avec la méthode (U-Th)/He. Ceci peut justement être expliqué par les faibles taux moyens d'exhumation qui sont dérivés des âges AFT qui montrent qu'on échantillonne difficilement une Zone de Rétention Partielle dans les bassins versants.

Ces résultats sont synthétisés sur la Figure 4.37 qui présente les principales phases d'exhumation et les sources des grains étudiés en fonction de l'âge stratigraphique de l'échantillon dans les bassins périphériques. Les gammes et les évènements observés sont comparés aux âges d'exhumation *in situ* des unités de socle.

FIGURE 4.37: *(Page suivante) Synthèse des âges thermochronométriques obtenus dans les séries détritiques du pro- et du retro-prisme pyrénéen comparés aux phases d'exhumation des granitoïdes de la Zone Axiale tirés de Sinclair* et al. *(2005). En ordonnées, les âges sont ceux de la Charte Stratigraphique Internationale (Gradstein* et al.*, 2004). L'axe des abscisses est gradué en âge, augmentant vers le centre qui correspond à la Zone Axiale composée de matériel Paléozoïque. Cette graduation est choisie car elle permet de représenter la migration de la déformation vers l'extérieur de la chaîne sans avoir à représenter les différentes unités tectono-sédimentaires dans lesquelles les échantillons ont été collectés. Pour chaque échantillon, on donne un diagramme montrant les quantités relatives des différentes sources identifiées par la datation U/Pb sur zircons. Les barres verticales en dégradé de bleu correspondent aux phases d'exhumation identifiées, un bleu plus sombre représentant une période d'exhumation majeure. Finalement pour chaque phase d'exhumation, là où les méthodes par lesquelles elle a été identifiée est précisée (AFT pour traces de fissions sur apatites et He pour (U-Th)/He sur zircons).*


S
N
Cooling during collision
LEC2
ORC2
MAU1
ESC1
RAP1
Onset of convergence
???
Alb. Sand.
Pyrenean rifting
He
AFT
He + AFT
Nogueres Zone
Barruera
Maladetta
Marimaña
Hospitalet
Ribérot
Aston
Lacourt
Triassic cooling event
U/Pb distribution
Other
Proterozoic
Variscan
Cadomian
Ordovician
60%
40%
20%
Age
Epoch
Stage
Neogene
Paleogene
Cretaceous
Jurassic
Triassic
Miocene
Oligocene
Eocene
Paleocene
Late
Early
Middle
Messinian
Tortonian
Serravallian
Langhian
Burdigalian
Aquitanian
Chattian
Rupelian
Priabonian
Bartonian
Lutetian
Ypresian
Thanetian
Selandian
Danian
Maastrichtian
Campanian
Santonian
Coniacian
Turonian
Cenomanian
Albian
Aptian
Barremian
Hauterivian
Valanginian
Berriasian
Tithonian
Kimmeridgian
Oxfordian
Callovian
Bathonian
Bajocian
Aalenian
Toarcian
Pliensbachian
Sinemurian
Hettangian
Rhaetian
Norian
Carnian
Ladinian
Anisian
Olenekian
Induan
Depositional Age of Detrital Samples (Ma)
Pro-wedge
Paleozoic Plutons,
Gneissic Domes and Volcanics
Axial Zone
Depositional Age of Detrital Samples (Ma)
Retro-wedge

Chapitre 5

Reconstruction de la géométrie des Pyrénées du Crétacé supérieur à l'actuel

Dans cette partie, nous abordons le travail effectué afin de reconstituer la géométrie de l'orogène en coupe et dans l'espace à différentes périodes de l'histoire des Pyrénées. Ainsi ce sont deux coupes qui ont été dessinées, équilibrées et restaurées à quatre étapes clés de la croissance de cette chaîne.

L'estimation de la quantité de raccourcissement finie est fondamentale dans la compréhension des Pyrénées, et des chaînes de montagnes en général, car elle permet de discuter la quantité éventuelle de subduction par rapport à la quantité de matière accrétée. Les quantités de raccourcissement intermédiaires permettent avec l'aide d'un bon calage stratigraphique de reconstruire la séquence de propagation de la déformation vers l'avant-pays, ce qui a des implications majeures sur la géométrie de la chaîne et la distribution de la déformation dans le prisme chevauchant au cours de sa formation.

Une des coupes a été élaborée sur la bordure est de l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne. Par conséquent, elle recoupe une rampe latérale qui borde cette zone et permet de mettre en relation les structures obliques et frontales. Cette coupe est dessinée au niveau de l'anticlinal d'Oliana, où le Bassin de Tremp chevauche les sédiments autochtones du Bassin de l'Ebre. La coupe principale élaborée dans cette étude est parallèle au profil ECORS et propose une nouvelle interprétation de la structure de la Zone Sud-Pyrénéenne.

5.1 Précédentes estimations des quantités de raccourcissement finies dans les Pyrénées

L'estimation des quantités de raccourcissement a toujours été un point crucial pour la compréhension de la chaîne des Pyrénées. En effet, des estimations très variables ont été proposées suivant les études et les modèles considérés.

Les reconstrucions cinématiques du mouvement de la plaque ibérique du Crétacé au Miocène permettent d'estimer les mouvements pour chaque intervalle de temps (basé sur les inversions du champ magnétique).

La campagne de réflection sismique ECORS, menée dans les Pyrénées dans les années 80, a permis d'imager la structure profonde de la chaîne mais a toutefois conduit à plusieurs modèles interprétatifs de l'évolution de la chaîne (Team ECORS Pyrenees, 1988 ; Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Roure *et al.*, 1989 ; Figure 2.5) et d'estimation des quantités de raccourcissement (Roure *et al.*, 1989 ; Muñoz, 1992 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Beaumont *et al.*, 2000). Les différentes estimations sont obtenues notamment par la construction de coupes équilibrées (Roure *et al.*, 1989 ; Muñoz, 1992 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Martinez-Peña et Casas-Sainz, 2003) ou construites à l'aide de données de surface ou de sub-surface (Teixell, 1998).

De plus, la quantité totale ou finie de raccourcissement a été estimée dans des parties distinctes de la chaîne pyrénéenne (Figures 2.22 et 5.1), le long de trois profils principaux respectivement notés a, b et c, sur la carte. Il est important de noter que ces trois coupes principales ne traversent pas forcément les mêmes unités tectoniques, ou alors que les unités ne sont pas forcément distinguées de la même manière suivant les auteurs.

Les estimations obtenues le long de ces profils sont détaillées au cours du temps dans la Figure 5.1 et les valeurs obtenues par les différents auteurs sont synthétisées dans la Table 5.1.

Références	**Raccourcissement**		
	total	**ZA + ZSP**	**ZNP**
Roure *et al.* (1989)	$100 - 120\ km$	$> 45\ km$	$50 - 70\ km$
Muñoz (1992)	$125 - 147\ km$		
Vergés *et al.* (1995)	$125\ km$	$70\ km$ dans Mésozoïque + $23\ km$	$32\ km$
Teixell (1996, 1998)	$75 - 80\ km$	$48\ km$	$23 - 30\ km$ Grandjean (1992)
Beaumont *et al.* (2000)	$165\ km$	$128\ km$	$37\ km$
Fidalgo-Gonzalez (2001)	$115\ km$		
Martinez-Peña et Casas-Sainz (2003)	$103km$		

TABLE 5.1: *Synthèse des quantités de raccourcissement disponible dans la littérature.*

Les quantités de raccourcissement totales mesurées sur les différentes coupes proposées dans la littérature sont comprises entre 75 et 165 km. Mis à part Roure *et al.* (1989) qui donne des valeurs à peu près équivalentes pour la quantité de déformation sur les plaques ibérique et européenne, toutes les autres estimations montrent que environ 30% de la déformation a lieu sur la plaque européenne et le reste se fait dans la croûte ibérique. Il est néanmoins important de rappeler que ces valeurs extrêmes sont obtenues dans des parties distinctes de la chaîne. Ainsi, Teixell (1998) obtient des valeurs de 75 à 82 km en travaillant à l'Ouest de la chaîne, dans le bassin de Jaca (Figure 2.22 a et Figure 5.1 a) et Martinez-Peña et Casas-Sainz (2003) obtiennent une valeur de 103 km sur une coupe restaurée passant par l'unité de Cotiella entre les bassins de Tremp-Graus et Ainsa. A l'inverse, Beaumont *et al.* (2000) obiennent des valeurs de $165km$ à partir de coupes équilibrées au centre de la chaîne, le long du pro-

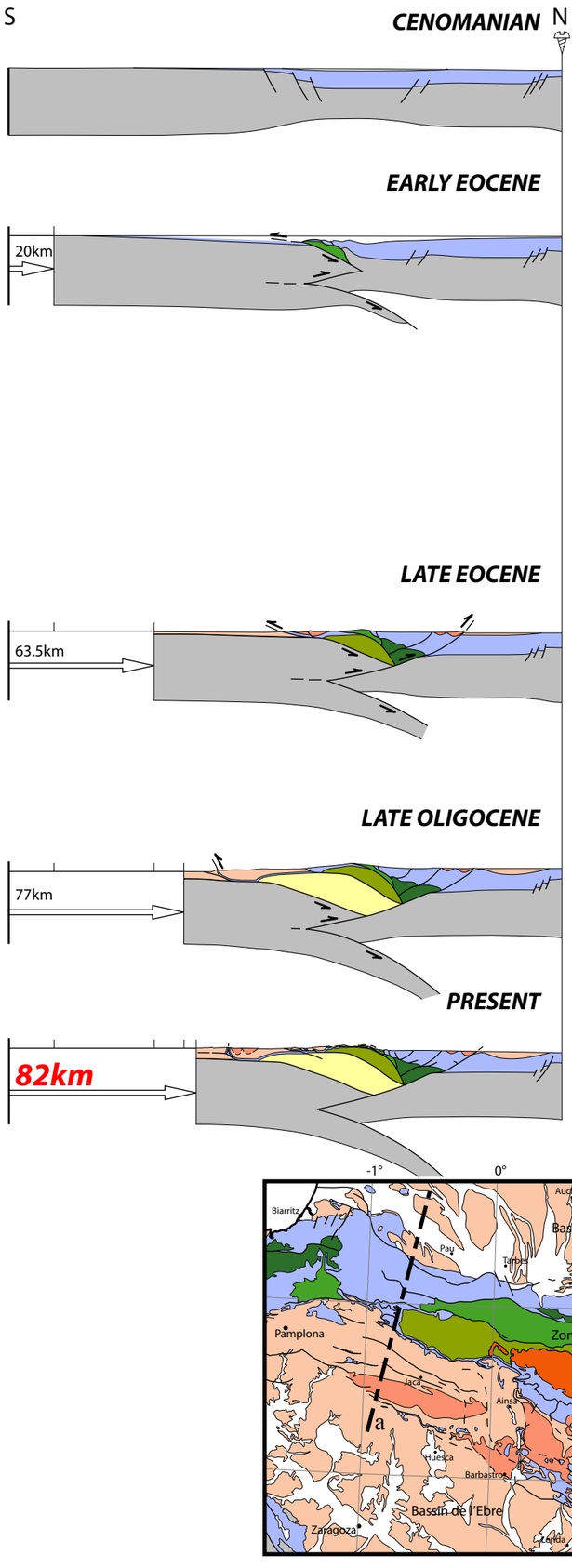
fil ECORS. Plus à l'Est, Vergés *et al.* (1995) et Vergés *et al.* (2002a) obtiennent des valeurs d'environ 125 km et Fidalgo-Gonzalez (2001) obtient une valeur de 115 km pour la période post $C25$ soit après $\sim$56 Ma.

La décroissance des quantités de raccourcissement d'Est en Ouest peut être expliquée par la cinématique de convergence du domaine pyrénéen. La reconstruction de la position de la plaque ibérique par rapport à l'Eurasie fixe entre le Danien (65 Ma) et l'actuel avec les données d'Olivet (1996) montre en effet que la partie Ouest de la chaîne a déjà quasiment atteint sa position actuelle tandis qu'à l'Est, l'écart est plus important (Figure 2.10). Au Lutétien (42 Ma), la rotation de la plaque ibérique dans le sens anti-horaire a déjà réduit cet différence. Par conséquent, des valeurs allant de 125 km à l'Est (Vergés *et al.*, 1995, 2002a) à 80 km à l'Ouest (Teixell, 1998) avec une valeur comprise entre 100 et 120 km au centre (Roure *et al.*, 1989 ; Martinez-Peña et Casas-Sainz, 2003) et des taux de raccourcissement qui augmentent vers l'Est à l'Eocène inférieur sont en accord avec le mouvement de la plaque ibérique à accommoder pour atteindre sa position actuelle. De plus, cette décroissance est en accord avec des arguments cartographiques dans la Zone Axiale (Figures 2.18 ; 2.22) et dans la Zone Sud-Pyrénéenne (Figure 2.25). En effet, les unités de croûte d'origine les plus profondes sont observées à l'Est alors que dans la partie Ouest, le socle Paléozoïque est masqué par la couverture Mésozoïque.

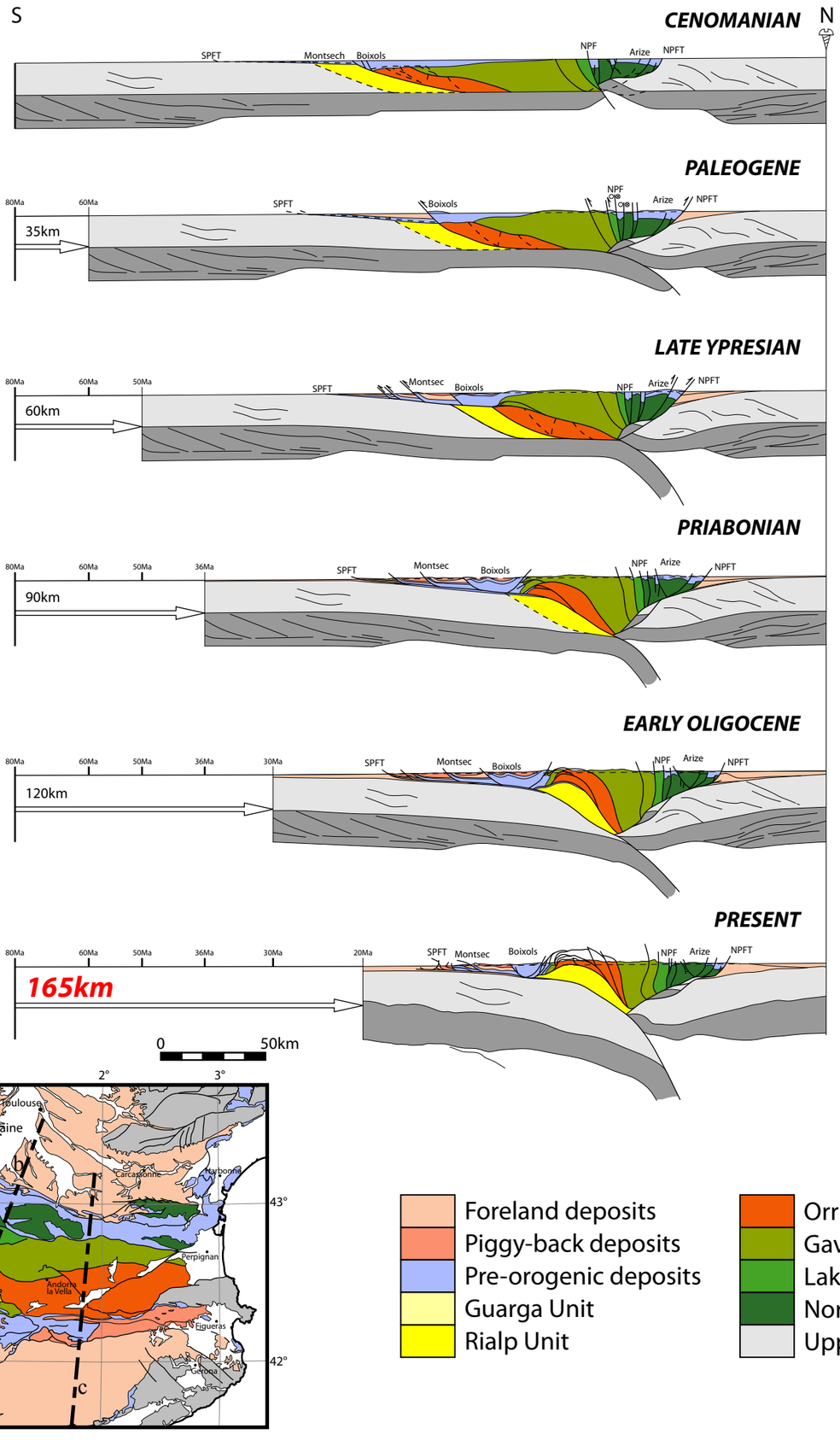
Cependant, des valeurs extrêmes de 147 à 165 km ont également été proposées par Muñoz (1992) ou plus récemment Beaumont *et al.* (2000) dans la partie centrale de la chaîne. Ces différences dans les quantités de raccourcissement devraient entraîner des rotations importantes entre l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne et le Bassin de Jaca ou l'Est de la chaîne. Le raccourcissement variable à l'Est pourrait être en accord avec la présence d'une rampe oblique qui fait chevaucher l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne sur le bassin de l'Ebre. A l'Ouest, la transition entre les deux domaines avec un saut dans les quantités de raccourcissement se fait au niveau de l'anticlinal de Boltaña qui est supposé avoir subi une rotation post-bartonienne d'après les études magnétostratigraphiques dans cette région (Dinarès *et al.*, 1992 ; Rodriguez-Pinto *et al.* ; Oliva-Urcia et Pueyo, 2007).

FIGURE 5.1: *(Page suivante) Différents modèles de coupes crustales des Pyrénées restaurées proposés par a) Teixell (1998) dans la partie Ouest, b) Beaumont* et al. *(2000) dans la zone centrale et c) Vergés* et al. *(1995, 2002a) positionnées sur une carte des unités tectoniques identifiées dans les Pyrénées.*

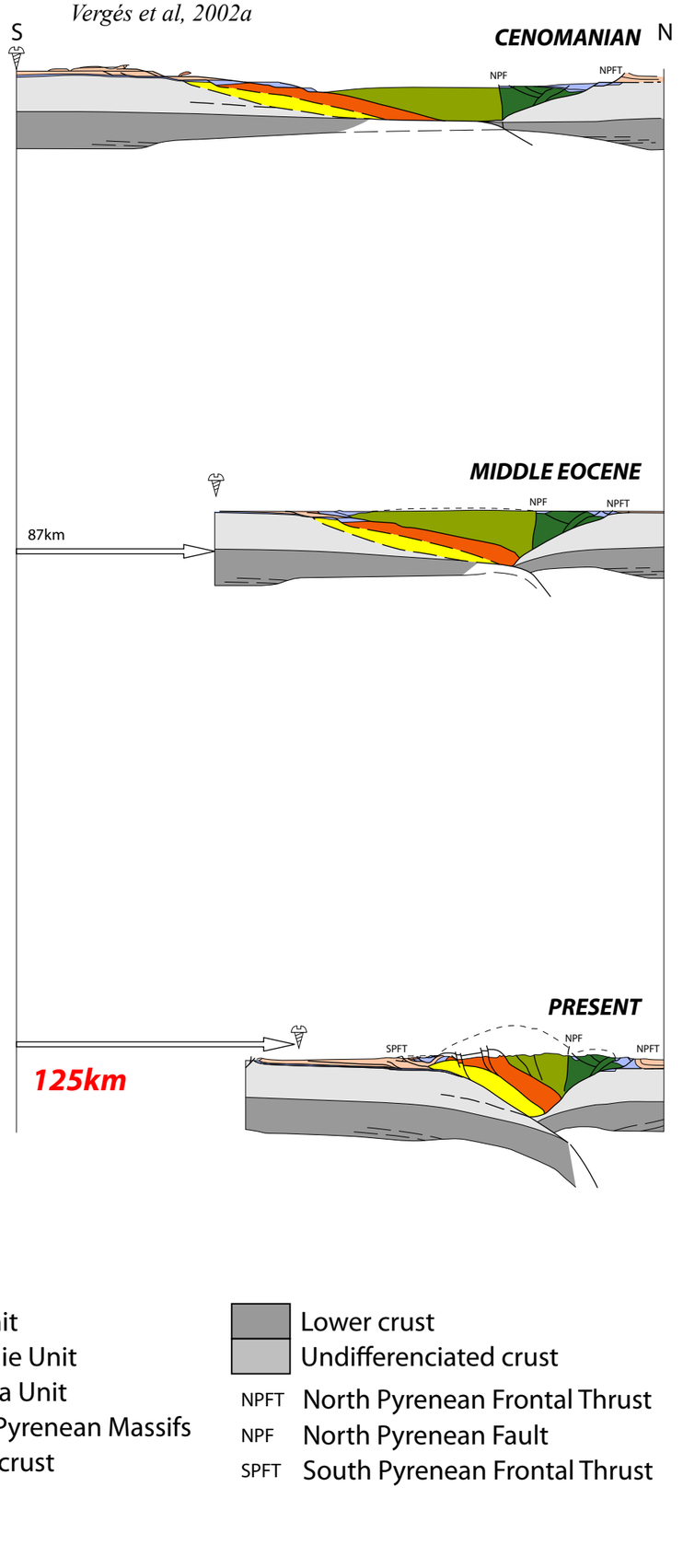
a) Teixell, 1998

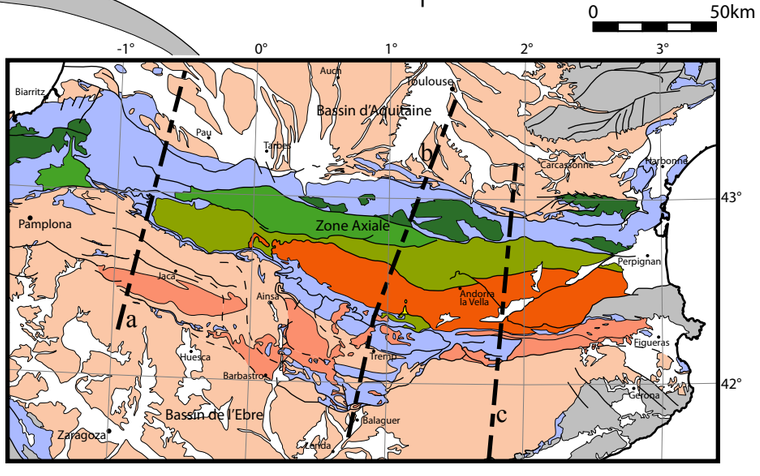


b) Beaumont et al., 2000



c) Vergés et al., 1995
Vergés et al, 2002a





Foreland deposits
Piggy-back deposits
Pre-orogenic deposits
Guarga Unit
Rialp Unit

Orri Unit
Gavarnie Unit
Lakhora Unit
North Pyrenean Massifs
Upper crust

Lower crust
Undifferenciated crust

NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
NPF North Pyrenean Fault
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust

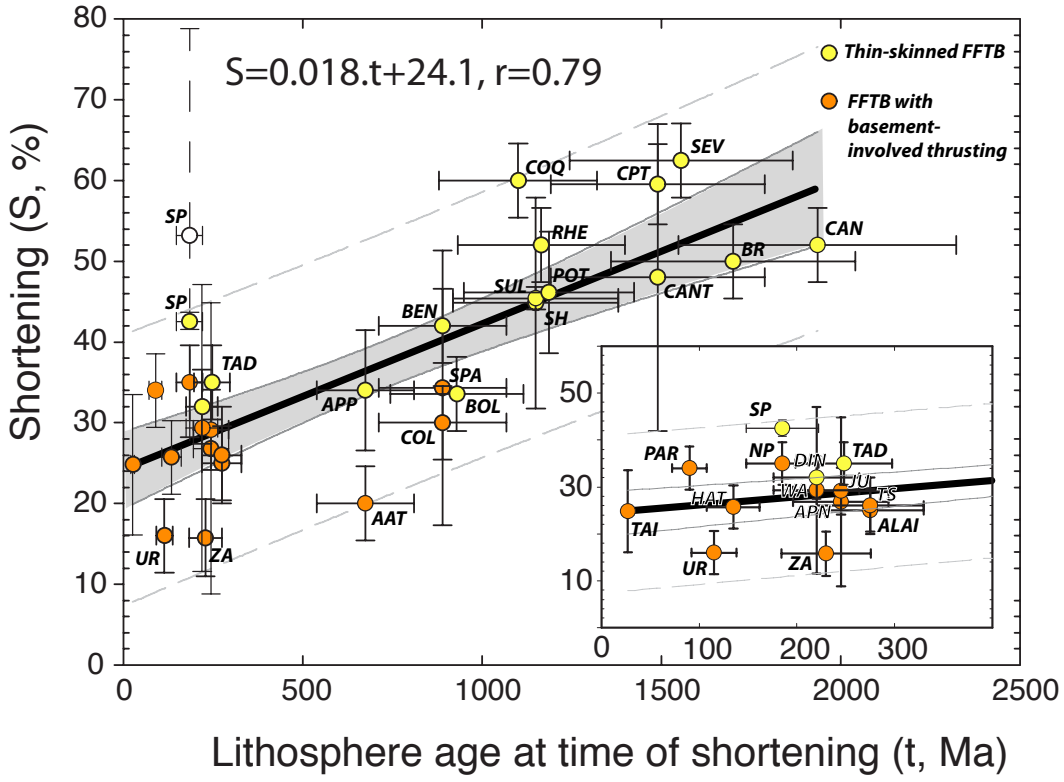


FIGURE 5.2: *Graphe montrant la relation entre le raccourcissement dans les chaînes plissées et l'âge thermique de la marge continentale lors de l'initiation du raccourcissement dans trente chaînes (Mouthereau, 2009). La corrélation empirique est satisfaisante (R^2=0,62) et s'écrit $S(\%)=0{,}018t(Ma)+24{,}1$.*

Malgré ces quelques évidences structurales dans la couverture, l'absence de rotations du même ordre observées dans le socle cristallin de la Zone Axiale laisse la question de ces valeurs extrêmes ouverte. D'un autre point de vue, une compilation des valeurs de raccourcissement dans les zones externes des chaînes de montagnes suggère une relation linéaire entre le raccourcissement des marges au front des chaînes de collison et l'âge thermique de cette marge au début de son raccourcissement (Mouthereau, 2009). Cette relation tend à illustrer le fait que la résistance de la croûte de la marge tend à augmenter avec son âge thermique, ce qui a pour conséquence de localiser la déformation dans les parties superficielles plus faibles de la croûte, conduisant à un raccourcissement plus important. Dans le cas des Pyrénées (SP sur la Figure 5.2), les valeurs de raccourcissement proposées par Muñoz (1992) et Beaumont *et al.* (2000) sont éloignées de la tendance générale, ce qui pourrait suggérer une surestimation des quantités de raccourcissement car l'âge de la marge thermique est bien contraint.

Ces quantités de raccourcissement ont des implications très fortes sur la vitesse de raccourcissement, mais aussi sur la quantité de croûte continentale qui rentre en subduction lors de la formation de l'orogène. Si on compare ces valeurs de raccourcissement avec les reconstructions du mouvement de la plaque ibérique par Srivastava *et al.* (2000) ou Sibuet *et al.* (2004), il est en effet nécessaire d'accommoder une convergence importante d'environ 400 *km*. Dans ce cas, et en se basant sur la tomographie sismique (Vacher et Souriau, 2001) il est légitime d'invoquer une subduction continentale importante de la plaque ibérique sous la plaque européenne. Cependant, au vu des études récentes de tomographie sismique sous les Pyrénées (Souriau *et al.*, 2008), une subduction importante de la croûte ibérique sous l'Eurasie n'est

plus du tout évidente, ce qui est en accord avec les reconstructions des plaques les plus récentes proposées pour la plaque ibérique (Jammes *et al.*, 2009).

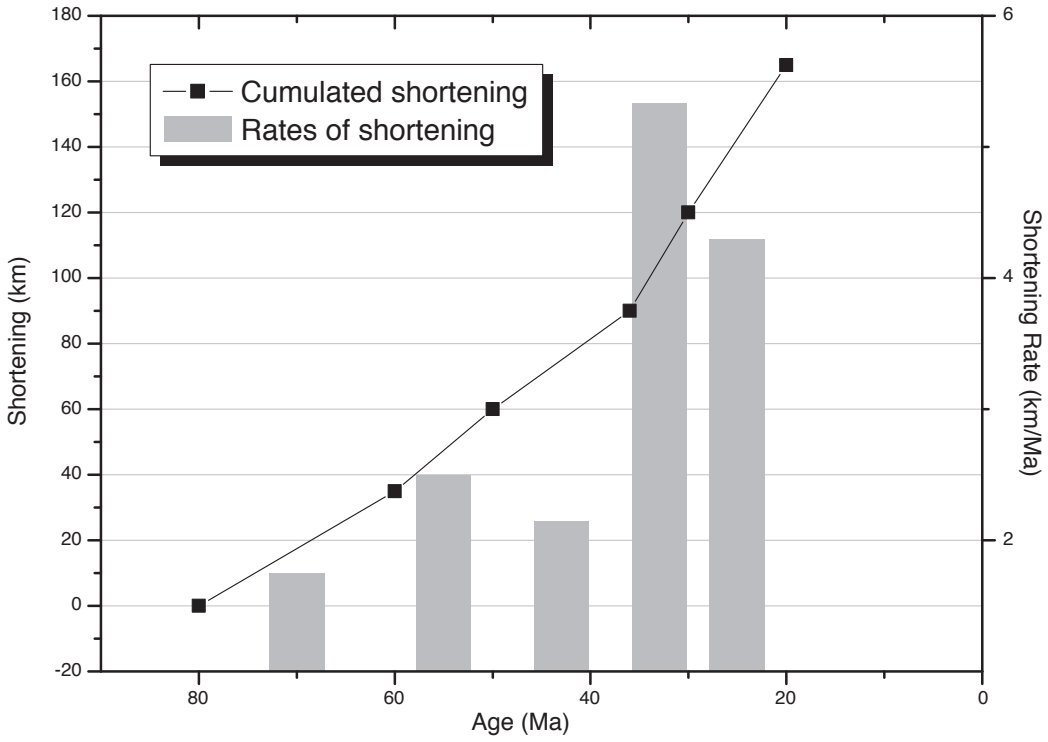


FIGURE 5.3: *Quantités de raccourcissement et taux de raccourcissement obtenus sur la restauration du profil ECORS (Beaumont* et al.*, 2000).*

De plus, on peut noter que les quantités et taux de raccourcissement proposés par Beaumont *et al.* (2000) augmentent plus on avance dans l'histoire de la croissance de la chaîne (Figure 5.3). Ainsi du début de la collision (80 Ma) au Priabonien (36 Ma) 90 km de raccourcissement sont accommodés, ce qui donne un taux de raccourcissement de 2,05 km/Ma. A partir du Priabonien, le raccourcissement augmente de manière très importante (75 km en 16 Ma) correspondant à un taux de 4,69 km/Ma alors même qu'on s'attendrait à une diminution ou une stabilité des quantités de raccourcissement compte-tenu du fait que la distribution du raccourcissement et l'épaississement crustal qui en résulte ainsi que la déformation des parties légères et non amincies de la marge Ibérique s'opposent à la convergence. Ce type de mécanisme est parfaitement bien illustré dans l'exemple de la convergence du continent Indien et la formation du plateau Iranien (Molnar et Stock, 2009 ; Copley *et al.*, 2010) qui ralentit quand la collision se produit. De plus, cela devrait impliquer une accélération de la convergence qui apparaît difficile à démontrer et peu en adéquation avec l'évolution classique des chaînes de collision et du domaine Pyrénéen. En effet, les reconstructions d'Olivet (1996) pour le mouvement de la plaque ibérique (Figure 2.10) montrent que la majorité de la remontée de l'Ibérie a lieu entre le Danien (65 Ma) et le Lutétien (42 Ma) après une période de stagnation vers 65 Ma bien connue dans l'histoire de la convergence de l'Afrique (Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002). Entre le Lutétien et le Rupélien (30 Ma), la plaque ibérique a déjà quasiment atteint sa position actuelle.

Par conséquent, il semble que les estimations de quantités de raccourcissement communément admises le long du profil ECORS par Muñoz (1992) et Beaumont *et al.* (2000) soient fortement surestimées. L'objectif de cette partie est donc de proposer une interprétation du profil ECORS qui soit plus en accord avec les images géophysiques en profondeur (Souriau *et al.*, 2008), les données thermochronométriques récemment acquises dans la région et le cadre de cette thèse ainsi que la prise en compte d'un espace d'amincissement extrême au niveau de la future Faille Nord-Pyrénéenne qui n'était pas pris en compte dans les modèles de Muñoz (1992) ou Beaumont *et al.* (2000) au cours du Crétacé (Jammes *et al.*, 2009). Cette interprétation n'a pas pour but d'être plus précise d'un point de vue de la géométrie actuelle mais son objectif est plutôt d'apporter une image cinématique nouvelle plus en accord avec les données récentes évoquées précédemment.

5.2 Une nouvelle coupe à l'échelle des Pyrénées

La nouvelle interprétation que nous proposons ici est dessinée à partir de données cartographiques (Carte Géologique de Catalogne au 250000e, feuilles Noguera, Pallars Jussa, Solsones et Alt Urgell de la Carte Géologique de Catalogne au 50000e et Carte Géologique de France au 1000000e) synthétisées sur la Figure 5.4) qui montre les différentes unités traversées. Le tracé de la coupe suit une direction N020°E et la topographie a été extraite d'un Modèle Numérique de Terrain avec une résolution de 3 arcsecondes créé à partir des données SRTM de la Nasa.

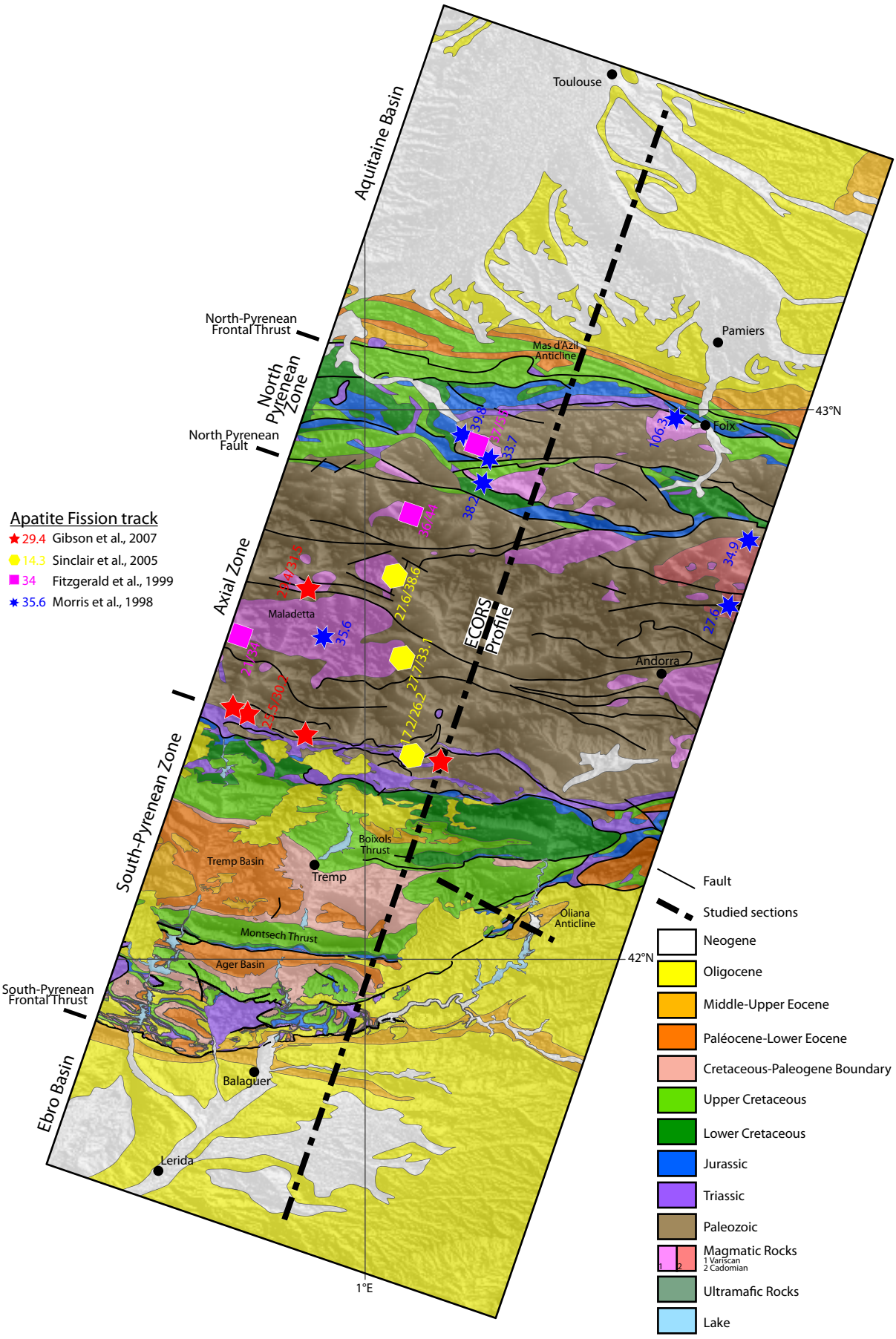
Des données de puits (Lanaja, 1987) pour lesquelles nous avons acquis les synthèses de fin de forage et des coupes déjà publiées ont été utilisées pour contraindre les structures de subsurface sur le versant Nord (Choukroune, 1992 ; Biteau *et al.*, 2006) et le versant Sud (Choukroune, 1992 ; Muñoz, 1992 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Sinclair *et al.*, 2005). De plus, des données géophysiques (tomographie sismique, Souriau *et al.*, 2008 ; gravimétrie, (Casas *et al.*, 1997)), mais également l'interprétation du profil ECORS (Daignières *et al.*, 1982 ; Team ECORS Pyrenees, 1988 ; Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Roure *et al.*, 1989), ont aussi servi à contraindre l'épaisseur et la géométrie de la croûte en profondeur.

5.2.1 Croûte inférieure et Moho

Les contraintes sur la croûte inférieure et le Moho dans notre coupe sont apportées principalement par la sismique (Daignières *et al.*, 1982 ; profil ECORS Team ECORS Pyrenees, 1988 ; Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Roure *et al.*, 1989), la gravimétrie (Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, 1998 ; Casas *et al.*, 1997) et la tomographie sismique (Souriau et Granet, 1995 ; Vacher et Souriau, 2001 ; Souriau *et al.*, 2008).

Le profil ECORS (Team ECORS Pyrenees, 1988 ; Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Roure *et al.*, 1989) a imagé une croûte inférieure d'une épaisseur d'une dizaine de kilomètres d'épaisseur avec des réflecteurs lités. En revanche, les structure crustales sont peu visibles dans le profil et par conséquent nous utilisons les interprétations de Roure *et al.* (1989) pour la géométrie des unités de socle.

FIGURE 5.4: *(Page suivante) Carte géologique des différentes unités traversées par la coupe géologique et âges d'exhumations basse température (traces de fission sur apatites) disponibles le long du profil (Morris* et al.*, 1998 ; Fitzgerald* et al.*, 1999 ; Sinclair* et al.*, 2005 ; Gibson* et al.*, 2007).*


Apatite Fission track
29.4 Gibson et al., 2007
14.3 Sinclair et al., 2005
34 Fitzgerald et al., 1999
35.6 Morris et al., 1998
Aquitaine Basin
North-Pyrenean Frontal Thrust
North Pyrenean Zone
North Pyrenean Fault
Axial Zone
South-Pyrenean Zone
South-Pyrenean Frontal Thrust
Ebro Basin
Toulouse
Pamiers
Foix
Mas d'Azil Anticline
Maladetta
Andorra
ECORS Profile
Tremp Basin
Tremp
Boixols Thrust
Montsech Thrust
Ager Basin
Oliana Anticline
Balaguer
Lerida
43°N
42°N
1°E
Fault
Studied sections
Neogene
Oligocene
Middle-Upper Eocene
Paléocene-Lower Eocene
Cretaceous-Paleogene Boundary
Upper Cretaceous
Lower Cretaceous
Jurassic
Triassic
Paleozoic
Magmatic Rocks
1 Variscan
2 Cadomian
Ultramafic Rocks
Lake

Les différentes études citées précédemment nous permettent de placer une racine crustale sous la Zone Axiale dont la base se situe à une profondeur d'environ 55 km. Cette racine est formée par la subduction de la plaque ibérique sous la plaque européenne. L'épaisseur de la plaque ibérique est d'environ 30 km (Daignières *et al.*, 1982 ; Muñoz, 1992). Un saut dans la profondeur du Moho se produit à l'aplomb de la Faille Nord-Pyrénéenne, celui-ci passant à 25-30 km (Figure 2.8). Le massif des Trois Seigneurs est interprété comme un écaillage de la croûte inférieure et supérieure européenne chevauchant vers le Nord. L'anomalie gravimétrique dans cette région ne laisse en effet pas penser à la présence d'une écaille de manteau lithosphérique.

5.2.2 Géométrie du versant Nord

Les structures tectoniques principales de la Zone Nord-Pyrénéenne et du Bassin d'Aquitaine, ainsi que les interfaces socle/Mésozoïque et Mésozoïque/Cénozoïque sont issues d'articles de la littérature, de la Carte Géologique de France au 1000000e et contraintes par des données de puits obtenues auprès du Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures et de la compagnie Total.

Le Bassin d'Aquitaine

Les puits utilisés dans le bassin d'Aquitaine sont du Nord au Sud *Muret-104*, *Lezat-1*, *Pailhes-1* et enfin *Mas d'Azil-1*. Ils montrent en allant vers le Nord depuis le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen un amincissement important des séries Méso-Cénozoïques, passant de plus de 5000 m à environ 1000 m en une cinquantaine de kilomètres.

Directement au niveau du front, seules des séries du Crétacé sont traversées dans le puits *Mas d'Azil-1*, avec une forte déformation et aussi un redoublement tectonique des séries par une structure également représentée sur la Carte Géologique de France au 1000000e. Dans les puits *Pailhes-1*, *Lezat-1* et *Muret-104* le Trias représente une épaisseur faible d'environ 200 m, le Jurassique et le Crétacé inférieur ne sont pas déposés ou préservés, et le Crétacé supérieur diminue fortement d'épaisseur vers le Nord. Au-dessus de ces séries Mésozoïques, le Cénozoïque représente une épaisseur plus importante, caractérisé surtout par l'Oligocène (remplissage tardif). On note toujours un amincissement des séries vers le Nord mais la région où l'épaisseur du Cénozoïque est maximale se situe plus au Nord qu'au Crétacé supérieur, ce qui est cohérent avec la migration de la zone de flexure en réponse à la charge croissante exercée par le rétro-prisme (Bourrouilh *et al.*, 1995).

Le dessin du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen est repris principalement des coupes proposées par Biteau *et al.* (2006) plus à l'Ouest et dans une moindre mesure par Déramond *et al.* (1993) à l'Est.

La Zone Nord-Pyrénéenne

La partie de la coupe présentant la Zone Nord-Pyrénéenne s'est inspirée de la coupe proposée par Lagabrielle *et al.* (2010) car notre coupe passe quasiment sur le même tracé que celle de ces auteurs. Cette zone est caractérisée, entre le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen et la Faille Nord-Pyrénéenne, par des bassins albiens séparés par plusieurs unités de socle appelées les Massifs Nord-Pyrénéens. Sur la coupe, on rencontre ainsi du Nord au Sud le Bassin de Camarade, le Massif de l'Arize, le Bassin de Tarascon, le Massif des Trois-Seigneurs et enfin le bassin d'Aulus dans lequel affleurent les lherzolites. Au niveau de la Faille Nord-Pyrénéenne, ces bassins ont d'abord subi un intense métamorphisme au Crétacé inférieur pendant la phase de rifting (de 110 à 85 Ma ; Albarède et Michard-Vitrac, 1978 ; Dauteuil

et Ricou, 1989 ; Goldberg et Leyreloup, 1990) avant d'être inversés et fortement déformés lors de la convergence.

Toutefois, des questions se posent quant à la présence des lambeaux de croûte inférieure ou de lambeaux de matériel mantellique sous le bassin d'Aulus et le Massif des Trois Seigneurs, comme proposé par Manatschal (2004) ou Péron-Pinvidic *et al.* (2007). Dans la nouvelle coupe, le substratum du bassin d'Aulus est de la croûte supérieure indifférenciée, comme sur la coupe de Lagabrielle *et al.* (2010), et qui repose sur sa croûte inférieure litée.

Les contraintes thermochronométriques apportées au cours de cette thèse sur le versant Nord montre qu'une phase d'exhumation majeure s'est produite aux alentours de 105 Ma amenant des unités de socle à la surface comme l'indique la signature géochronologique obtenue par la datation U/Pb. De plus, le fait que cette population d'âges donnés par les traces de fission sur apatites soit préservée tout au long de l'Eocène implique que les massifs exhumés au Crétacé inférieur sont restés peu enfouis jusqu'à la convergence pyrénéenne.

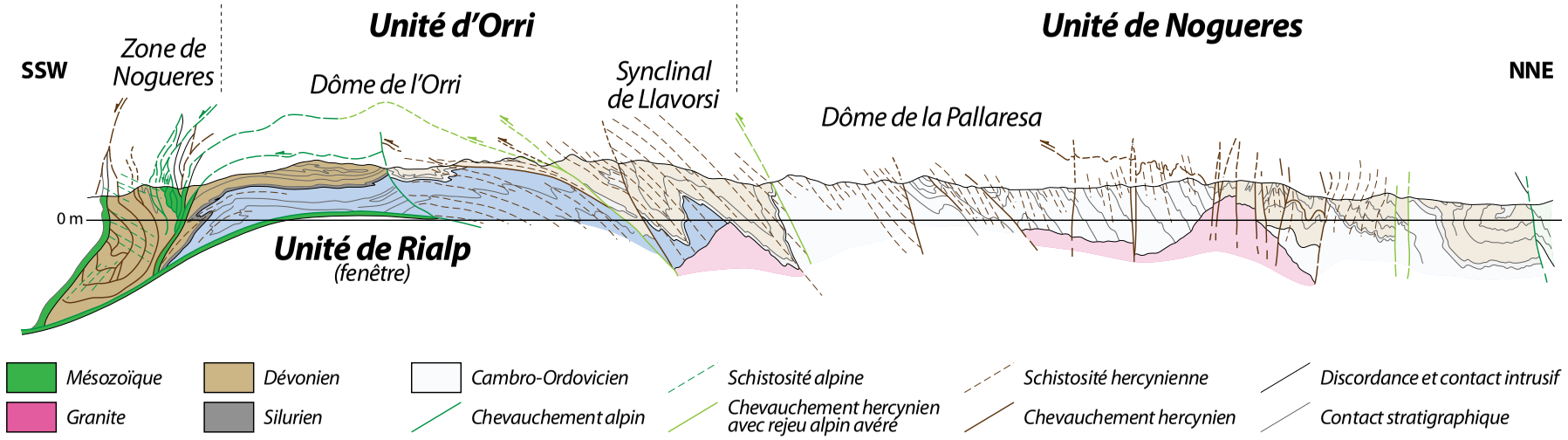
5.2.3 Géométrie de la Zone Axiale

Les structures tectoniques présentes dans la Zone Axiale sont complexes mais la majorité date de la formation de la chaîne Hercynienne et certaines sont réactivées pendant la convergence alpine (Figure 5.5). Un point important concerne la schistosité existante dans ces unités de socle. En effet, on observe un déversement de la schistosité Hercynienne vers le Sud car on passe de plans de schistosité quasiment verticaux au contact de la Faille Nord-Pyrénéenne à des plans sub-horizontaux au dessus de la fenêtre tectonique de Rialp puis qui apparaît encore avec un pendage vers le Sud dans la Zone des Têtes Plongeantes de Nogueres avant de laisser la place à la schistosité Alpine (Muñoz, 1992). De plus, la schistosité est parallèle à peu oblique par rapport aux failles Hercyniennes.

Dans le centre de la Zone Axiale, la déformation alpine vient se superposer à la déformation Varisque et crée un empilement d'unités appelé *antiformal stack*. Il s'agit des unités de Gavarnie/Nogueres, Orri et Rialp de la plus ancienne à la plus récente, qui sont décrites en détail dans la Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées (1998) et par Roure *et al.* (1989) et Muñoz (1992). Par conséquent, si la schistosité Hercynienne a subi des rotations pendant la phase Alpine, les failles aussi ont dû subir une rotation.

Comme c'est surtout la déformation alpine dans la Zone Axiale nous intéresse pour cette étude, la structure de cette zone a été fortement simplifiée. Ainsi, nous conservons uniquement sur le dessin de la nouvelle coupe les structures hercyniennes rejouant lors de la phase alpine comme par exemple le chevauchement limitant les unités de Nogueres et Orri auxquelles s'ajoutent les structures alpines *s.s.*.

FIGURE 5.5: *Coupe géologique de la Zone Axiale montrant les structures tectoniques Hercyniennes, les structures Alpines et les structures Hercyniennes rejouant à l'Alpin formant l'*antiformal stack *d'unités de socle (modifié d'après la Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, 1998).*


SSW
NNE
Zone de Nogueres
Unité d'Orri
Dôme de l'Orri
Synclinal de Llavorsi
Unité de Nogueres
Dôme de la Pallaresa
0 m
Unité de Rialp
(fenêtre)
Mésozoïque
Granite
Dévonien
Silurien
Cambro-Ordovicien
Chevauchement alpin
Schistosité alpine
Chevauchement hercynien avec rejeu alpin avéré
Schistosité hercynienne
Chevauchement hercynien
Discordance et contact intrusif
Contact stratigraphique

5.2.4 Géométries dans la Zone Sud-Pyrénéenne et dans le bassin de l'Ebre

Bassin de l'Ebre

Dans le bassin de l'Ebre, les structures en profondeur et les épaisseurs des séries sédimentaires sont contraintes par les puits *Lerida-1* et *Guisona-1* qui sont projetés sur la coupe parallèlement aux structures tectoniques visibles sur les cartes géologiques. Le puits *Lerida-1* donne la stratigraphie pour la partie la plus au Sud de la coupe. La série Cénozoïque commence directement par le Bartonien qui repose en discordance sur le faciès Muschelkalk du Trias soit une lacune d'environ 200 Ma. Dans cette zone, le socle paléozoïque métamorphique est atteint à 1263 m de profondeur. Plus proche du front, le puits *Guisona-1* montre un épaississement significatif de la série sédimentaire, le socle étant atteint à 2767 m sous la surface. Le Cénozoïque repose toujours en discordance sur le Trias mais il s'agit cette fois du Lutétien sur le Keuper (soit une lacune de 150 Ma). Les dernières contraintes en profondeur sur le bassin de l'Ebre sont données par les puits *Comiols-1* et *Isona1-bis* plus à l'Est où les séries cénozoïques sont reconnues sous les unités allochtones de la Zone Sud-Pyrénéenne.

Nouvelle interprétation de la Zone Sud-Pyrénéenne

La géométrie de la Zone Sud-Pyrénéenne est plus complexe et a pu poser certains problèmes dans le dessin de la nouvelle coupe crustale à travers les Pyrénées proposée dans cette étude. Cette zone est divisée en trois sous-bassins qui se propagent vers le Sud pendant l'élargissement du prisme : le Bassin d'Organya le long du chevauchement de Boixols, le Bassin de Tremp le long du chevauchement de Montsec et finalement le Bassin d'Ager le long du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen.

La géométrie du bassin d'Ager qui chevauche le bassin de l'Ebre, quoique compliquée par des phénomènes de diapirisme, est reprise de coupes plus anciennes effectuées dans cette région (Meigs *et al.*, 1996 ; Meigs et Burbank, 1997). La limite entre le bassin d'Ager et le bassin de Tremp-Graus, marquée par la rampe de Montsec est contrainte par le puits *Comiols-1*.

Afin de contraindre la séquence de déformation et d'estimer la quantité de raccourcissement au niveau des rampes latérales de l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne, une coupe NW-SE d'une vingtaine de kilomètres, perpendiculaire au profil principal et passant par le puits *Isona-1bis* a été élaborée dans la région d'Oliana (Figure 5.6). En effet, l'utilisation des données du puits *Isona-1bis*, quoique situé dans le Bassin de Tremp pose quelques problèmes. Les coupes interprétatives de Muñoz (1992) ou plus récemment de Beaumont *et al.* (2000) incluent les données de ce puits dans la géométrie de la coupe sous le bassin de Tremp car toutes montrent du Paléogène chevauché par du Trias dans cette zone. La présence de ce Paléogène sous le plat de Montsec implique donc l'existence d'un biseau de sédiments cénozoïques très loin en arrière du front, ce qui implique une quantité de raccourcissement importante (Figure 5.7).

La coupe à travers la rampe oblique a été réalisée à partir de la Carte Géologique de Catalogne au 250000e et des feuilles Noguera, Pallars Jussa, Solsones et Alt Urgell de la Carte Géologique de Catalogne au 50000e. A ces informations cartographiques ont été ajoutées des données disponibles dans des publications plus anciennes (Vergés et Muñoz, 1990 ; Puigdefabregas *et al.*, 1992 ; Sussman *et al.*, 2004) et des données de puits de la synthèse de Lanaja (1987). Les puits utilisés pour contraindre la structure profonde sont le puits *Isona-1bis*, par lequel passe la coupe, et les puits *Oliana-1* et *Basella-1*, dont les séries stratigraphiques sont projetées sur la coupe. Ce tracé nous permet de proposer une coupe perpendiculaire aux structures et par conséquent de pouvoir estimer le raccourcissement dans la direction de la coupe.

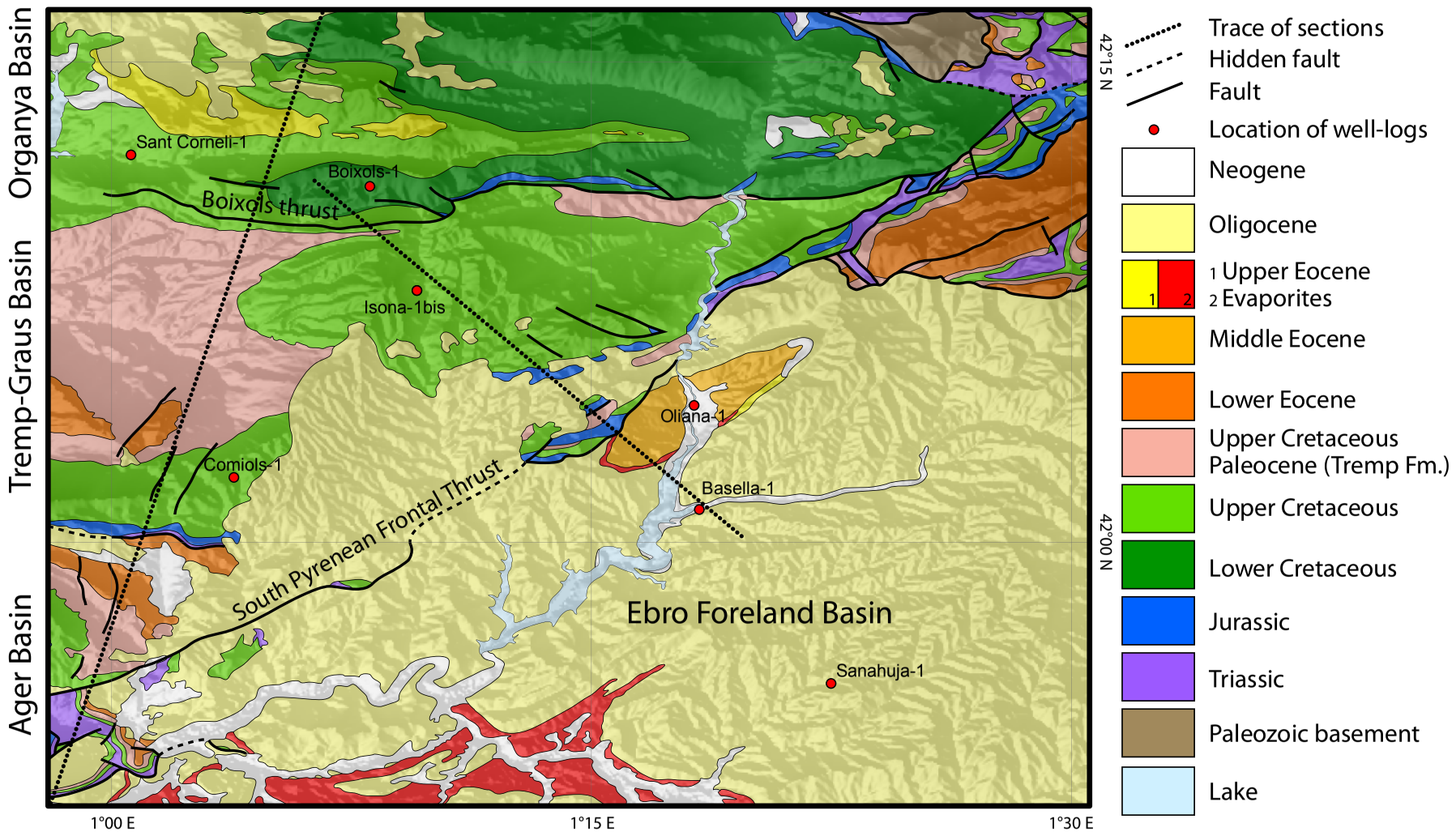


FIGURE 5.6: *Extrait de la Carte Géologique de Catalogne au 250000ème géoréférencée et projetée sur un Modèle Numérique de Terrain (SRTM) montrant la position de la coupe à travers le front Est de l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne et les anticlinaux d'Isona et Oliana ainsi que la position des puits utilisées pour contraindre la structure en profondeur.*

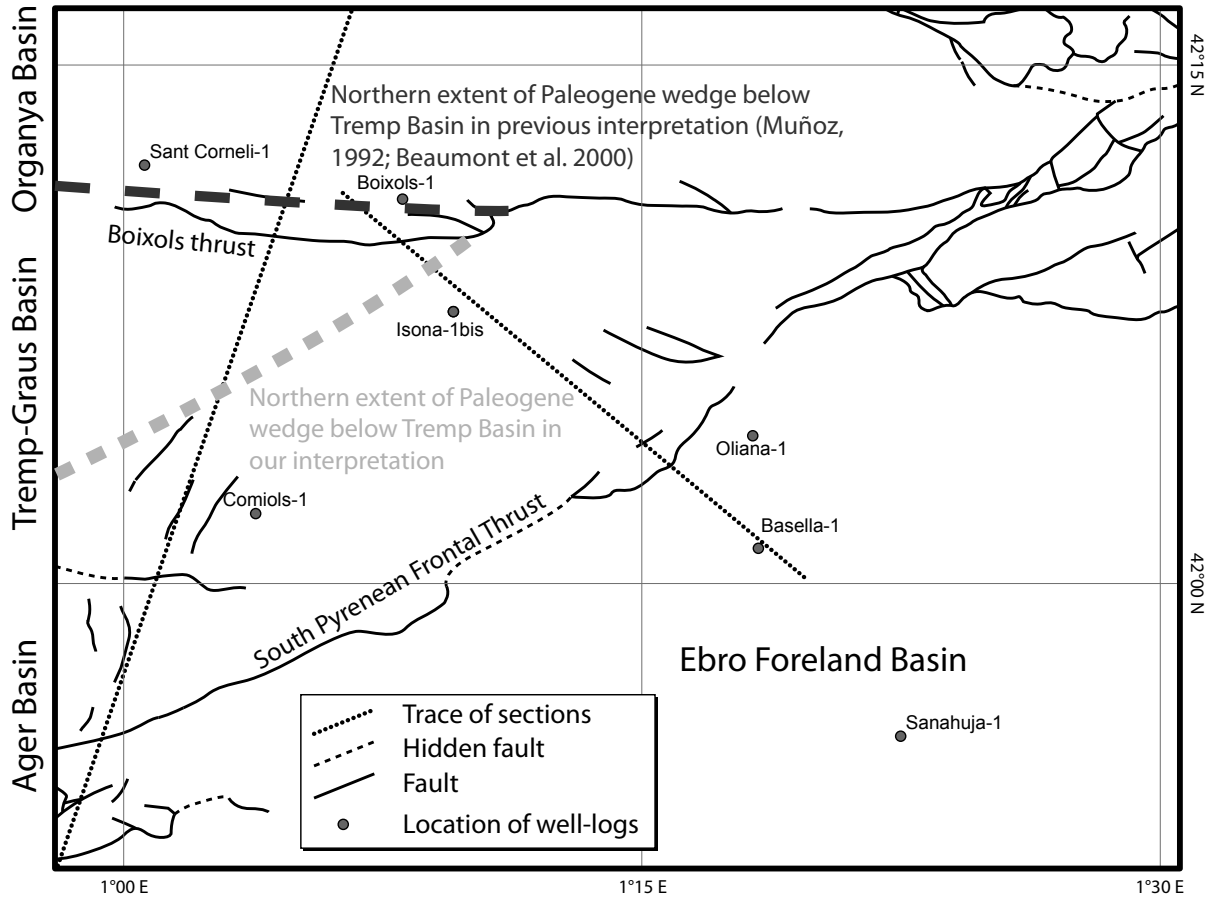


FIGURE 5.7: *Extension septentrionale maximale des sédiments paléogènes sous le Bassin de Tremp suivant les interprétations des données de puits et de la sismique disponible.*

Le puits *Oliana-1* est un des plus ancien (1962) présenté dans la synthèse de Lanaja (1987). Ce puits montre une accumulation de plus de 2920 m de marnes d'âge Eocène. Cependant, aucune structure tectonique n'est décrite dans le rapport final que nous avons à notre disposition. L'épaisseur de la formation marneuse est d'environ 600 m, ce qui a poussé Vergés et Muñoz (1990) et Sussman *et al.* (2004) à proposer une structure en duplex pour expliquer l'épaisseur de marnes présente ici. Nous avons choisi également de conserver cette structure dans l'anticlinal d'Oliana.

Le puits *Basella-1* présente une section de 3850 m qui atteint le socle paléozoïque sur lequel repose directement le Cénozoïque. La succession stratigraphique Eocène marin, Eocène évaporitique, Oligocène conglomératique est projetée sur la coupe et utilisée pour dessiner la géométrie du flanc Sud-Est de l'anticlinal d'Oliana.

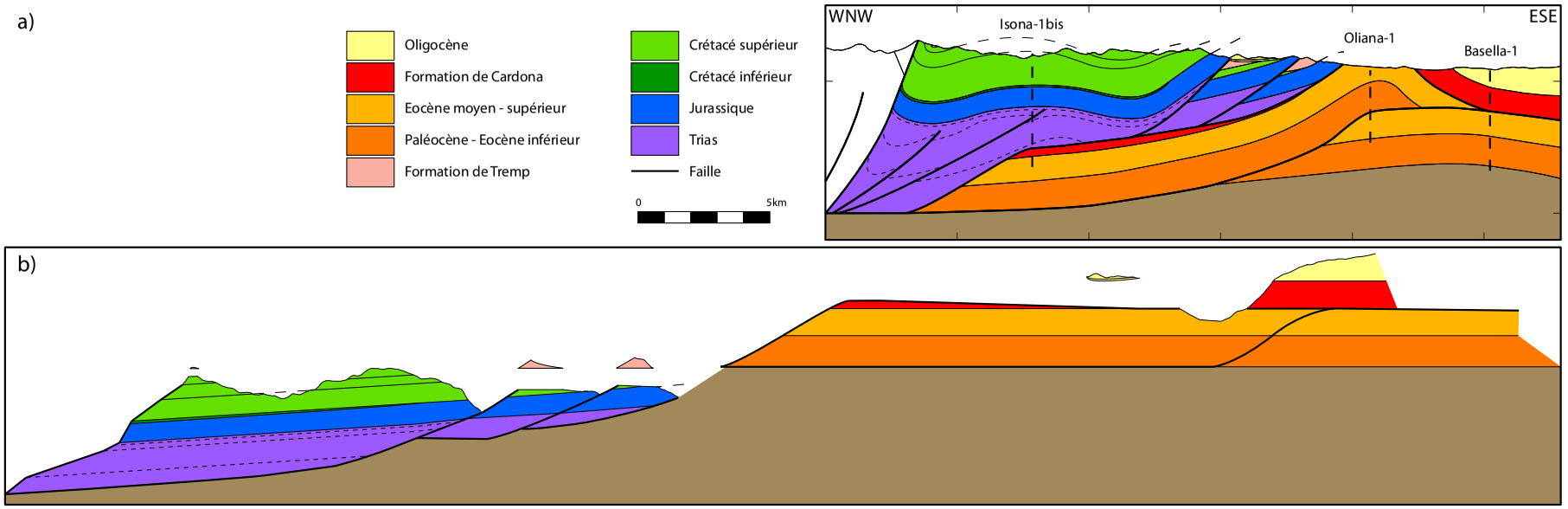


FIGURE 5.8: *a) Coupe géologique au travers le front Est de l'Unité centrale Sud-Pyrénéenne et l'anticlinal d'Oliana (voir position sur la Figure 5.6) et b) rétrodéformation de cette même coupe en considérant la base du Cénozoïque horizontale.*

L'interprétation du puits *Isona-1bis* est plus difficile. On peut par exemple noter que Vergés et Muñoz (1990) n'utilisent pas ce puits dans leur coupe N-S. Au contraire, nous avons choisi de faire passer notre coupe par ce puits, et ce, pour nous donner une contrainte supplémentaire dans l'unité supérieure. La succession sédimentaire reconnue dans ce puits montre une unité allochtone composée de sédiments mésozoïques quasi-continue du Trias au Crétacé supérieur. Cette unité chevauche une série autochtone évaporitique et marneuse datée du Bartonien et qui se retrouve à l'affleurement dans le coeur de l'anticlinal d'Oliana, les évaporites soulignant le contour de ce même pli. Les relations cartographiques entre les unités nous conduisent ainsi à biseauter le Priabonien évaporitique sous la rampe oblique (Figures 5.7 et 5.8). Le contact entre la nappe allochtone et les unités autochtones est pour sa part beaucoup plus problématique car des foraminifères benthiques cénozoïques ont été décrits dans un intervalle inclus dans le Trias. Cela nous a conduit à proposer l'existence d'un duplex de Trias, dans lequel est présent un lambeau de Cénozoïque, et qui s'enracine très rapidement dans le socle en arrière de la coupe.

L'interprétation que nous proposons pour la rampe oblique à l'Est est présentée dans la Figure 5.8.

En considérant la coupe d'Oliana qui passe par le puits *Isona-1bis* et le puits *Comiols-1* dans la rampe de Montsec, nous proposons que les sédiments paléogènes reconnus sous le Bassin de Tremp disparaissent rapidement de manière quasi parallèle à la rampe oblique (Figure 5.7) contrairement à ce qu'impliquent les interprétations de Muñoz (1992) ou Beaumont *et al.* (2000). Ainsi, le mouvement sur cette partie du chevauchement basal serait un mouvement vers l'Est-Sud-Est au niveau de la rampe oblique, et non pas vers le Sud comme proposé par ces auteurs. Par conséquent, comme le raccourcissement déduit de ce puits implique une composante de déplacement vers l'Est et comme il est éloigné du tracé de la coupe, nous proposons de ne pas inclure le biseau de Paléogène existant sous le Bassin de Tremp et issu du puits *Isona-1bis* dans la reconstruction de la Zone Sud-Pyrénéenne, comme Choukroune (1992) et plus récemment Sinclair *et al.* (2005) l'avaient dessiné, et donc de considérer uniquement les épaisseurs des unités allochtones venant de ce puits.

Le bassin d'Organya, situé entre la structure chevauchante de Boixols et la Zone Axiale est dessiné à partir de la Carte Géologique de Catalogne au 250000e et des feuilles Pallars Jussa et Alt Urgell de la Carte Géologique de Catalogne au 50000e qui donnent de nombreuses valeurs de pendages. en reprenant les coupes de Dinarès-Turell et Garcia-Senz (2000) et de la thèse de Garcia-Senz (2002). Les puits *Boixols* et *San Corneli-1* permettent de contraindre l'épaisseur des séries crétacées traversées. De plus, Déramond *et al.* (1993) donne des valeurs de pendages dans les puits.

5.2.5 Mise en cohérence des différentes portions de coupe

Afin de faciliter la lecture, le découpage en unités géologiques sur la coupe a été fait suivant les âges de la Charte Stratigraphique Internationale (Gradstein *et al.*, 2004) pour le Méso-Cénozoïque, excepté sur le versant Sud où la Formation de Tremp ou faciès Garumnien a été conservé indépendamment du Crétacé supérieur ou du Paléocène. Le Néogène n'est pas représenté sur la coupe car son épaisseur est très faible. Les sédiments Paléozoïques et les roches intrusives sont ici regroupés sous l'appellation *socle* ou *croûte supérieure* car leur évolution pré-Alpine n'est pas discutée ici. Les unités visibles sur la coupe (voir la légende de la Figure 5.4) sont donc du sommet vers la base :

- l'Oligocène ;
- l'Eocène moyen et supérieur ;
- le Paléocène et l'Eocène moyen ;
- la Formation de Tremp, uniquement sur le versant Sud-Pyrénéen ;
- le Crétacé supérieur ;
- le Crétacé inférieur ;
- le Jurassique ;
- le Trias ;
- la croûte supérieure *s.s.* ;
- la croûte inférieure.

L'intégration des données géophysiques pour la structure profonde avec les géométries obtenues pour les bassins d'avant-pays (Bassin d'Aquitaine et Bassin de l'Ebre), les chaînes plissées (Zone Nord-Pyrénéenne et Zone Sud-Pyrénéenne) et la Zone Axiale, auxquelles nous ajoutons les contraintes apportées pas la thermochronologie *in situ* (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009) et les âges de refroidissement obtenus pendant cette thèse aboutit au dessin de la nouvelle coupe crustale des Pyrénées que nous proposons dans cette étude (Figure 5.9).

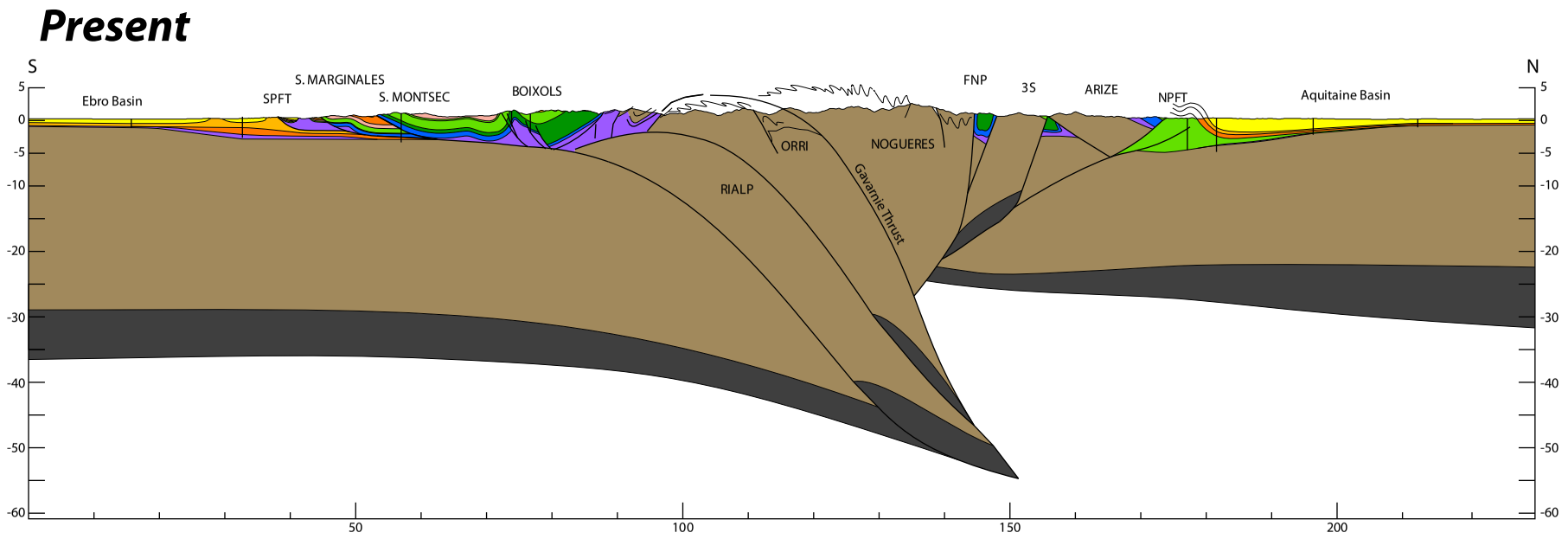


FIGURE 5.9: *Nouvelle coupe géologique crustale Nord-Sud au travers de la chaîne des Pyrénées proposée dans cette étude.*

5.3 Restauration de la nouvelle coupe crustale proposée

La nouvelle coupe crustale au travers les Pyrénées est restaurée à quatre périodes clé de l'évolution de l'orogène. Il s'agit de l'Oligocène (34 Ma), de l'Eocène moyen (47 Ma), du Paléocène (63 Ma) et du Cénomanien (99 Ma). Ces périodes correspondent respectivement à la fin de la déformation, le paroxysme de convergence, une épisode de calme tectonique après la première phase de convergence débutée au Campanien et enfin l'état initial au stade *breakup* Albien.

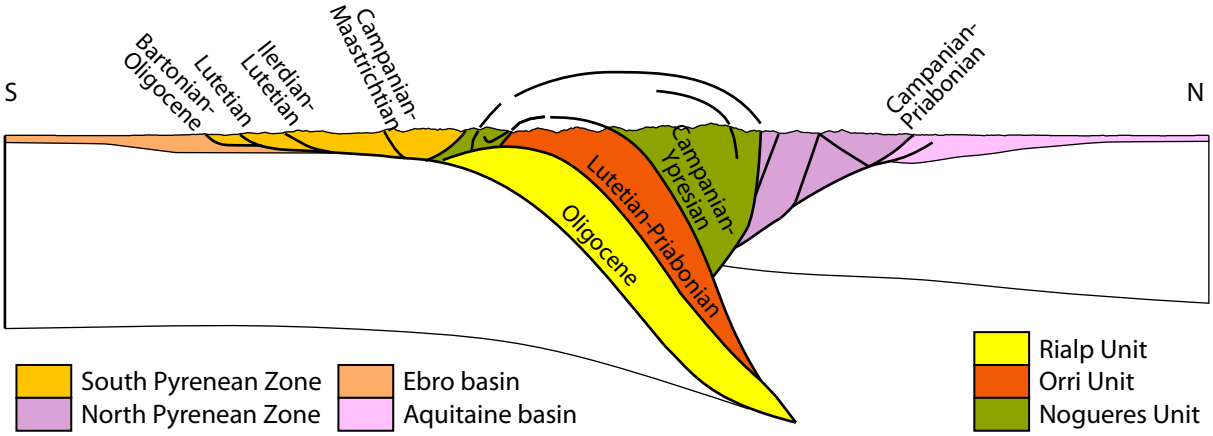


FIGURE 5.10: *Failles majeures délimitant les différentes unités tectoniques le long du profil ECORS et âge du jeu de ces failles utilisés pour la rétrodéformation.*

Pour effectuer la rétro-déformation, le jeu inverse des failles est annulé en fonction de leur période de fonctionnement comme décrit dans la Figure 5.10. Au Nord, le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen fonctionne dès le début de la convergence, soit du Campanien au Priabonien. Les âges sont plus difficilement contraints dans les Massifs Nord-Pyrénéens car il n'y a pas ou peu de sédimentation syn-convergence dans cette zone. Ce sont alors les données thermochronométriques *in situ* de la bibliographie et détritiques de cette étude qui donnent des indications sur la position des sources dans la croûte. ce sont également les âges thermochronométriques *in situ* qui permettent d'estimer la position dans la croûte des plutons granitiques depuis 50 Ma par la méthode des traces de fission sur apatites et plus précocément avec la méthode des traces de fissions sur zircons et les résultats que nous avons obtenu dans les échantillons détritiques. Sur le versant Sud, les déformations les plus récentes ont lieu au niveau du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen et dans le bassin d'Ager à l'Oligocène. C'est ensuite le mouvement de la rampe de Montsec (Ilerdien Lutétien) qui est annulé et enfin le chevauchement de Boixols (Campanien Maastrichtien).

Le travail de restauration présenté dans la Figure 5.11 a été effectué en utilisant le logiciel Illustrator CS4 avec le *plug-in* BABY-UNIVERSE BPT-PRO2, qui permet de mesurer les longueurs des couches repère, mêmes courbés, et de quantifier les surfaces des unités tectoniques limitées par des horizons stratigraphiques et/ou des contacts tectoniques. L'extrémité Nord de la coupe dans le Bassin d'Aquitaine, considérée comme fixe, a servi de *pin line* régionale.

5.3.1 Restauration à l'Oligocène inférieur ($\sim$ 34 Ma)

Pour la restauration au début de l'Oligocène, les dépôts Oligo-Miocène sont enlevés de la coupe et le sommet de l'Eocène supérieur est horizontalisé, sauf dans la Zone Sud-Pyrénéenne. En effet, une surface supposée des séries détritiques de l'Eocène supérieur dans le Bassin de Tremp et le bassin d'Organya est proposée pour tenir compte de la rétrogradation des formations alluviales vers la Zone Axiale, en réponse à la fois à l'augmentation du niveau de base qui suit le passage à un régime endoréique du Bassin de l'Ebre et à l'augmentation de l'érosion comme nous le verrons plus loin.

Le principal mouvement tectonique post-Oligocène correspond à l'imbrication (sous-placage) de l'unité de Rialp sous la Zone Axiale. L'unité d'Orri n'est pas présente à la surface, comme démontré par Fitzgerald *et al.* (1999) et plus récemment Sinclair *et al.* (2005) ou Metcalf *et al.* (2009), car le sous-placage et l'exhumation rapide de l'unité de Rialp n'ont pas encore commencé. De plus, le Bassin d'Organya n'est pas encore basculé et les têtes plongeantes de la Zone de Nogueres ne sont pas exhumées (Sinclair *et al.*, 2005 ; Gibson *et al.*, 2007).

Sur le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen, la déformation est annulée en tenant compte des estimations de Meigs *et al.* (1996) et Meigs et Burbank (1997). Dans le bassin de l'Ebre, la déformation qui se propage sur les évaporites de l'Eocène supérieur et forme les anticlinaux visibles au front est également annulée.

La restauration au début de l'Oligocène annule aussi la déformation qui a lieu à cette période au niveau du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen et du chevauchement qui se propage dans le Crétacé supérieur du Bassin d'Aquitaine traversé par le puits *Mas d'Azil-1*. Cette déformation est marquée notamment par l'anticlinal du Mas d'Azil et les variations d'épaisseur dans les Poudingues de Palassou.

Le raccourcissement entre cette étape et l'état actuel est de 11 km, soit 4,6%.

5.3.2 Restauration à l'Eocène moyen ($\sim$ 47 Ma)

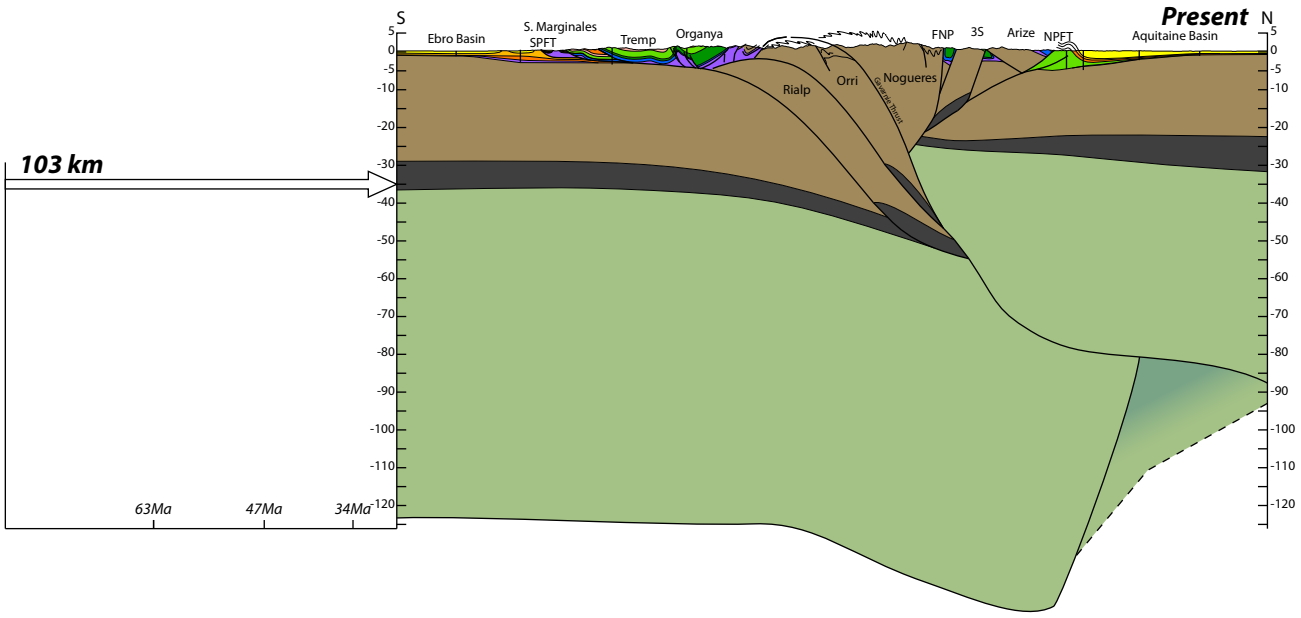
Pour la restauration au début Lutétien, les dépôts de l'Eocène moyen et supérieur sont enlevés et le sommet du Paléocène - Eocène inférieur est horizontalisé. Les Sierras Marginales et le Bassin d'Ager ne sont pas encore incorporées à la chaîne donc le front Sud est constitué par la rampe de Montsec qui s'est mise en place entre l'Ilerdien et le Cuisien (Farrell *et al.*, 1987). Le Bassin de l'Ebre est limité au Sud par un haut de socle recouvert de Trias. Il connait une sédimentation marine tandis que le Bassin de Tremp est déjà sous un régime continental.

Dans la Zone Axiale, la convergence est accommodée par le chevauchement de l'unité de Nogueres, ce qui fournit le matériel détritique préservé dans les bassins *piggy back* comme le montrent la thermochronologie détritique (Chapitre 4). A cette période le pluton de la Maladetta se situe à une profondeur de 8 à 10 km (Metcalf *et al.*, 2009).

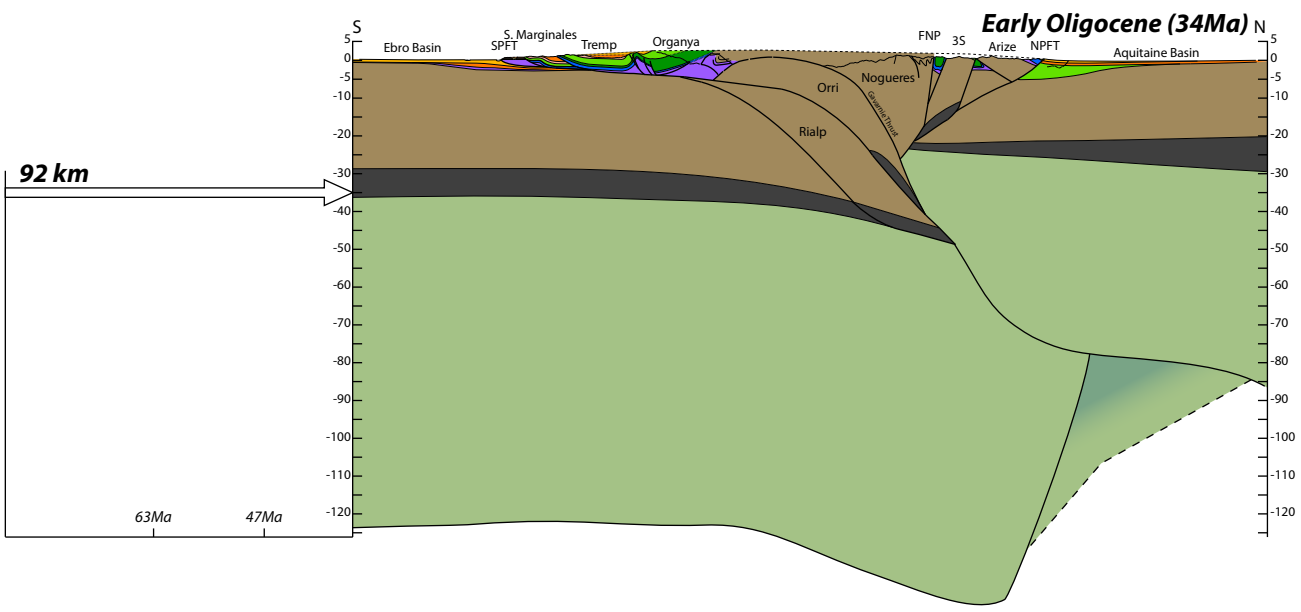
La Zone Nord-Pyrénéenne est sujette à l'inversion des bassins formés pendant le Crétacé. Le Massif des Trois Seigneurs s'écaille et chevauche la croûte européenne.

Le raccourcissement accommodé entre cette étape et l'Oligocène inférieur est de 23 km soit 8,7%.

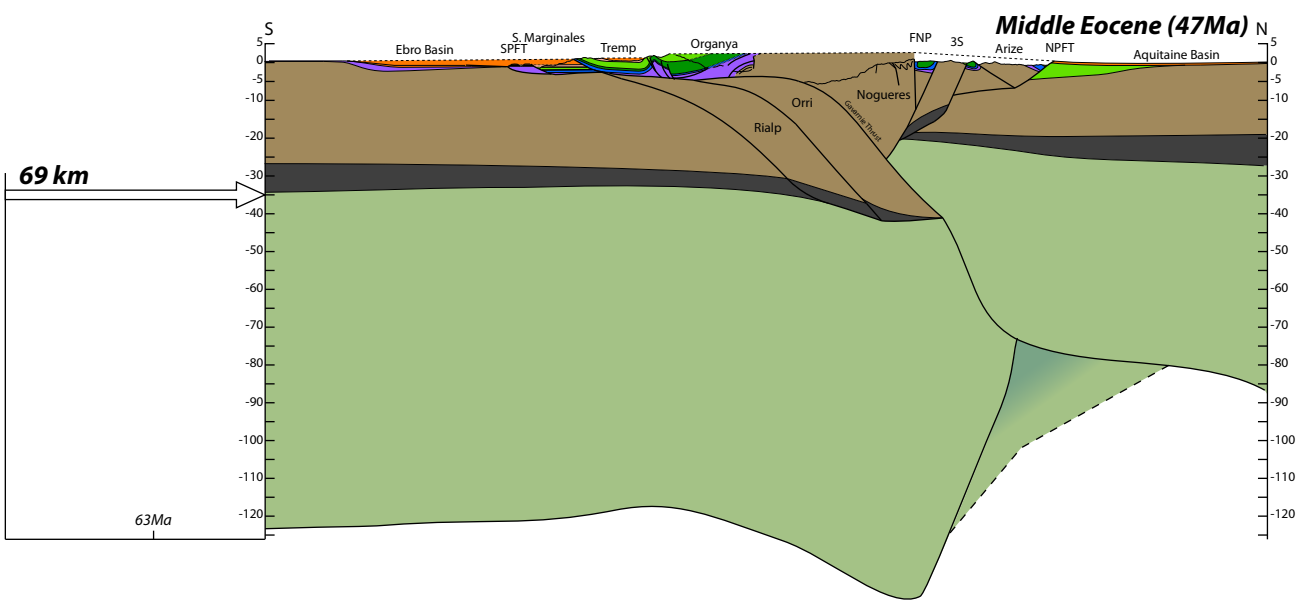
a)


Present
S
N
Ebro Basin
S. Marginales
SPFT
Tremp
Organya
FNP
3S
Arize
NPFT
Aquitaine Basin
Rialp
Orri
Nogueres
Gavarnie Thrust
103 km
63Ma
47Ma
34Ma

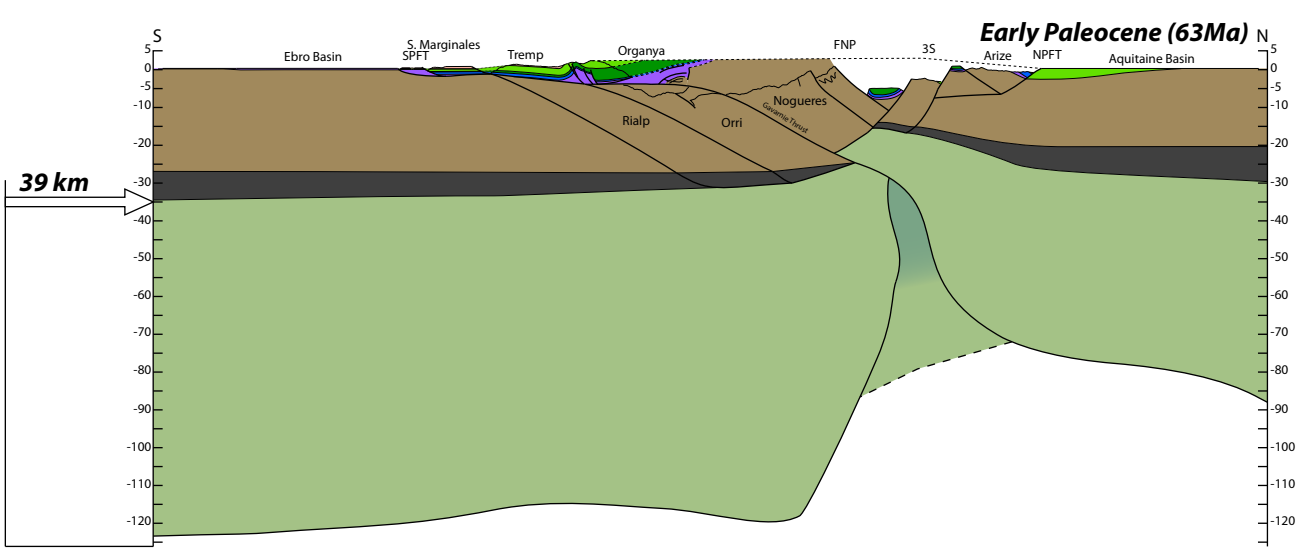
b)


Early Oligocene (34Ma)
S
N
Ebro Basin
S. Marginales
SPFT
Tremp
Organya
FNP
3S
Arize
NPFT
Aquitaine Basin
Rialp
Orri
Nogueres
Gavarnie Thrust
92 km
63Ma
47Ma

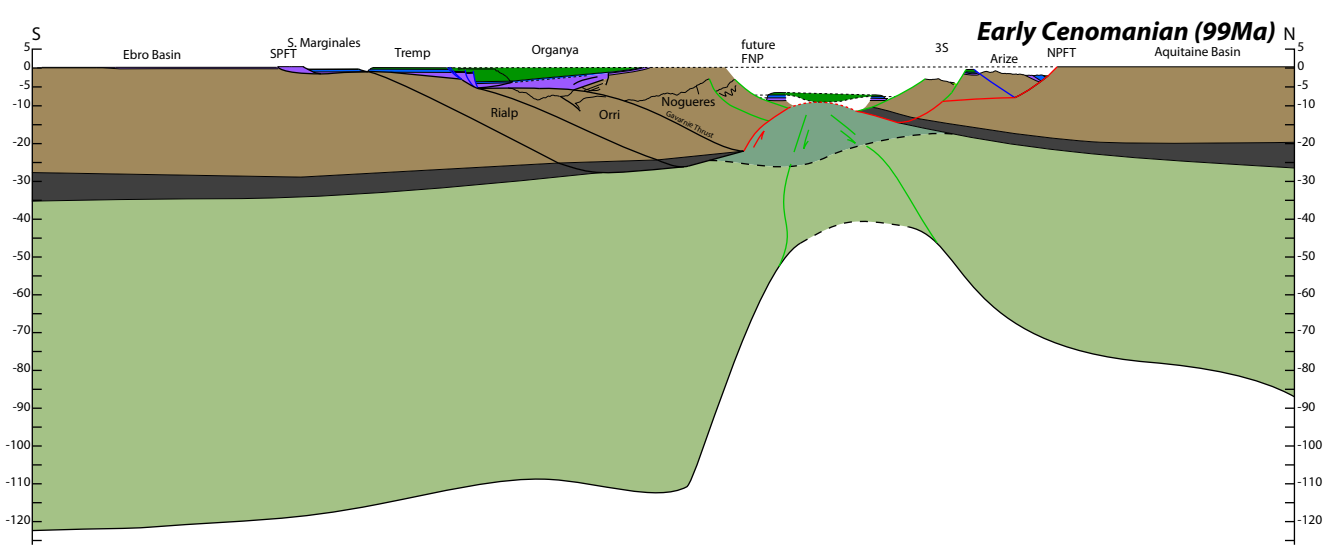
c)

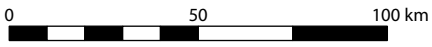

Middle Eocene (47Ma)
S
N
Ebro Basin
S. Marginales
SPFT
Tremp
Organya
FNP
3S
Arize
NPFT
Aquitaine Basin
Rialp
Orri
Nogueres
Gavarnie Thrust
69 km
63Ma

d)


Early Paleocene (63Ma)
S
N
Ebro Basin
S. Marginales
SPFT
Tremp
Organya
FNP
3S
Arize
NPFT
Aquitaine Basin
Rialp
Orri
Nogueres
Gavarnie Thrust
39 km

e)


Early Cenomanian (99Ma)
S
N
Ebro Basin
S. Marginales
SPFT
Tremp
Organya
future
FNP
3S
Arize
NPFT
Aquitaine Basin
Rialp
Orri
Nogueres
Gavarnie Thrust


0
50
100 km

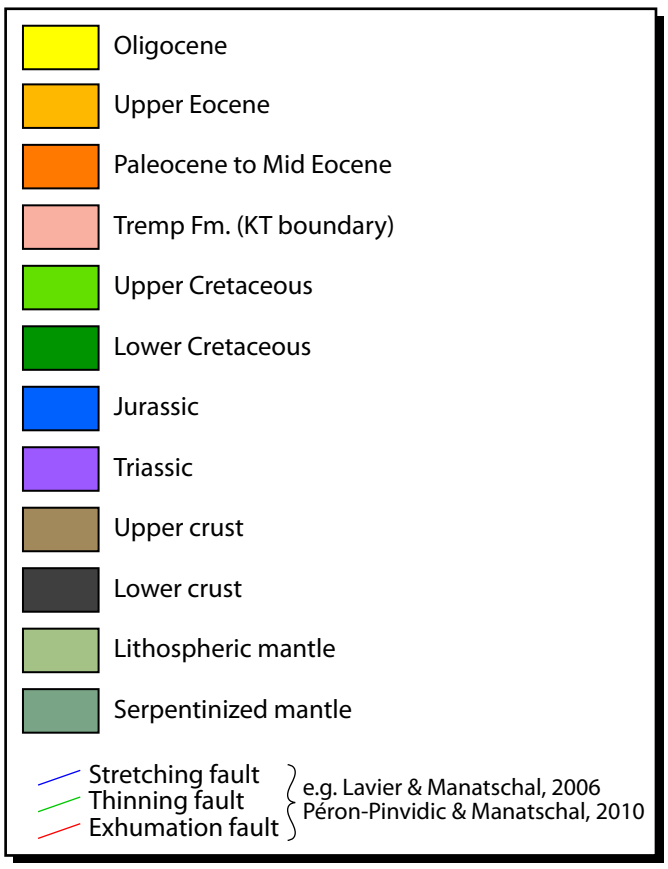

Oligocene
Upper Eocene
Paleocene to Mid Eocene
Tremp Fm. (KT boundary)
Upper Cretaceous
Lower Cretaceous
Jurassic
Triassic
Upper crust
Lower crust
Lithospheric mantle
Serpentinized mantle
Stretching fault
Thinning fault
Exhumation fault
e.g. Lavier & Manatschal, 2006
Péron-Pinvidic & Manatschal, 2010

FIGURE 5.11: *(Page précédente) Restauration de la coupe crustale des Pyrénées proposée dans ce travail (a) à Oligocène inférieur (b), à l'Eocène moyen (c), au Paléocène (d) et au Cénomanien (e). Les estimations des quantités de raccourcissement pour chaque intervalle de temps sont des valeurs minimales compte-tenu de l'incertitude sur la largeur du domaine extrêmement aminci au Crétacé inférieur. L'épaisseur du manteau lithoshérique a été calculée en utilisant la formule de Lachenbruch et Morgan (1990) pour le Cénomanien, puis celui-ci a été déformé à chaque étape.*

5.3.3 Restauration au Paléocène ($\sim$ 63 Ma)

La restauration au Paléocène montre la géométrie des Pyrénées pendant une période de calme tectonique après la première phase de convergence (Olivet, 1996 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004). Les premiers mouvements de l'Unité de Nogueres causent le début de l'inversion du Bassin d'Organya le long du chevauchement de Boixols et la formation sur le front de l'anticlinal de San Corneli. L'érosion du Bassin d'Organya et de la Zone Axiale, principalement de l'unité de Nogueres, fournissent les sédiments continentaux de la Formation de Tremp qui se dépose sur le versant Sud, comme le montrent la double datation de l'échantillon $ORC2$ présentée dans le chapitre précédent.

Le raccourcissement accommodé entre cette étape et l'Eocène moyen est de 30 km.

5.3.4 Etat initial : Cénomanien ($\sim$ 99 Ma)

La restauration à l'état initial est faite au début du Cénomanien, c'est-à-dire la période post-rift dans les Pyrénées. Cette période est de plus marquée par la transgression majeure du Cénomanien (Haq *et al.*, 1987 ; Miller *et al.*, 2005) qui amène des sédiments sur le socle émergeant de la Zone Axiale dans l'unité de Gavarnie. Toute la déformation compressive dans cette région est annulée et la géométrie obtenue est le résultat de l'extension préalable à la formation de la chaîne. La largeur de la chaîne des Pyrénées entre la *pin line* régionale au nord et le bassin de l'Ebre est de 333 km une fois rétrodéformée.

Sur le versant Sud-Pyrénéen, le Bassin de l'Ebre et le Bassin d'Ager sont des zones en érosion tandis que le Bassin de Tremp et le Bassin d'Organya ont connu une sédimentation importante au Crétacé inférieur. Il est à noter que les dépôts du Crétacé inférieur s'épaississent très fortement vers le Nord, à la faveur d'une succession de failles normales. L'étendue du Bassin d'Organya qui s'est développé sur les unités d'Orri et Nogueres n'est pas connue mais une valeur d'une cinquantaine de kilomètres semble raisonnable, comme proposé dans les reconstructions de Muñoz (1992), Beaumont *et al.* (2000) ou Lagabrielle *et al.* (2010). Les failles normales qui limitent le Bassin d'Organya peuvent s'apparenter aux *stretching faults* de Lavier et Manatschal (2006) et Péron-Pinvidic et Manatschal (2010) car leur rejet est peu important (plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres).

Le calcul de l'épaisseur d'une colonne de lithosphère non-déformée pour l'état initial correspond, pour le domaine 1 (voir Table 5.2), est fait à partir de sa paléoaltitude/paléobathymétrie et l'épaisseur de la croûte. Suivant le calcul de Lachenbruch et Morgan (1990), l'épaisseur du manteau lithosphérique est donnée par la formule :

$$H_{lm} = \frac{\rho_{asth} \cdot (P_{wd} + H_0) - H_c \cdot (\rho_{asth} - \rho_{cr})}{\rho_{asth} - \rho_{mant}}$$

Avec H_{lm} l'épaisseur du manteau lithosphérique, H_c l'épaisseur de la croûte, P_{wd} la paléobathymétrie/paléoaltitude, H_0 = 2,4 km, ρ_{asth} = 3200 kg/m^3, ρ_{mant} = 3250 kg/m^3 et ρ_{cr} = 2850 $kg/m3$. Les résultats de ce calcul donnent une épaisseur de 87,9 km pour le manteau lithosphérique sous le bloc de l'Ebre, soit une épaisseur totale de lithosphère de 122,4 km. Sous la plaque Ibérique, la lithosphère s'affine mais l'épaisseur totale est toujours de plus de 100 km.

Restored domains	Domain 1	Domain 2	Domain 3	Domain 4	Domain 5	Domain 6	Domain 7
Tectonic Unit	Ebro Basin	Ager and Tremp basins	Organya Basin	Nogueres Unit	Trois Seigneurs	Arize	Aquitaine Basin
Width (km)	71.6	38.2	48	32.3	20.3	27.3	63
Paleoelevation (km)	0	-0.1	-0.2	0	-0.5	-0.2	0
Crustal thickness Hc (km)	34.5	32	29	25	14	20	29
Upper mantle thickness Hlm (km)	87.9	83.56	79.22	87.9	27.7	40.72	49.4
Lithospheric thickness (km)	122.4	115.56	108.22	112.9	41.7	60.72	78.4
b factor	1	1.05193873	1.10956829	1	1.7833935	1.21316306	1
Variation of lithospheric thickness DHL	0	-4.34	-8.68	0	-21.7	-8.68	0

TABLE 5.2: *Paramètres utilisés pour estimer l'épaisseur du manteau lithosphérique sous les marges ibériques et européennes à la fin du Crétacé inférieur ainsi que les paléobathymétries/paléoaltitudes et épaisseurs crustales pour chaque domaine reconstruit.* ρ_w = 1030 kg/m^3 ; ρ_{asth} = 3200 kg/m^3 ; ρ_{mant} = 3250 kg/m^3 ; ρ_{cr} = 2850 kg/m^3.

La caractéristique la plus frappante de cette reconstruction est la prise en compte de l'amincissement extrême de la lithosphere par le biais de l'exhumation du manteau le long d'un détachement (e.g. Lavier et Manatschal, 2006 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2010) et sa serpentinization (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes *et al.*, 2009). Nous proposons une vergence vers le Sud pour ce détachement fondée sur la géométrie de la Zone Nord-Pyrénéenne et les évidences d'exhumation dans les Massifs Nord-Pyrénées. En effet, les sédiments détritiques de l'avant-pays Nord-pyrénéen montrent qu'une partie importante de ce domaine s'est refroidi rapidement à l'Albien (Chapitre 4) et un âge ancien est conservé dans un massif granitique de l'Arize (Morris *et al.*, 1998). Les failles normales qui découpent l'Unité de Nogueres sont des failles d'amincissement. Le bloc le plus au Nord, qui peut être considéré comme étant la terminaison à l'Est de l'unité de Lakhora (Teixell, 1998), est dans cette configuration un résidu du fameux Bloc H (e.g. Lavier et Manatschal, 2006 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2010). Si cette géométrie de détachement est bien celle qui a permis le rifting pyrénéen au Crétacé inférieur, alors le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen peut être interprété comme une relique du détachement qui a été inversé lors de la compression. Dans ce cas, les Massifs Nord-Pyrénéens qui se trouvent dans le compartiment supérieur du détachement peuvent être considérés comme des blocs allochtones (e.g. Péron-Pinvidic et Manatschal, 2010) et la Zone Nord-Pyrénéenne constitue une marge étirée le long de failles normales d'amincissement (e.g. Lavier et Manatschal, 2006 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2010) qui sont par la suite inversées pour former les structures chevauchantes dans les Massifs Nord-Pyrénéens. Sous cette marge amincie, l'épaisseur de manteau lithosphérique calculée (Table 5.2) passe de quasiment 30 à 50 km, faisant passer l'épaisseur

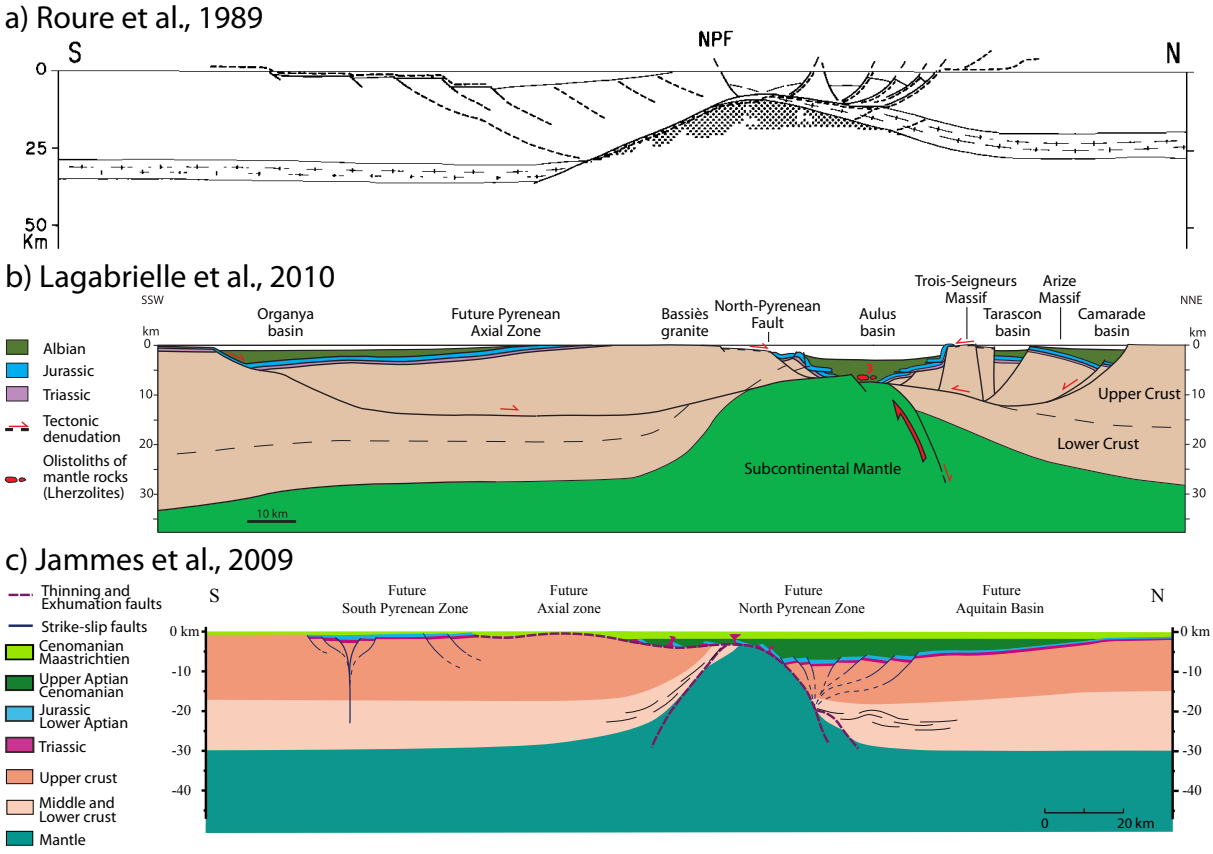


FIGURE 5.12: *Hypothèses de détachement lithosphérique précédemment proposées par a) Roure* et al. *(1989) et b) Lagabrielle* et al. *(2010) pour expliquer la présence du manteau lithosphérique au plancher du bassin d'Aulus. c) Restauration au Santonien du Bassin d'Arzacq montrant un détachement lithosphérique vers le Nord qui permet l'exhumation du manteau lithosphérique (Jammes* et al.*, 2009).*

de la lithosphère de 41,7 *km* sous le bloc qui constituera le Massif des Trois-Seigneurs à 78,4 *km* sous le Bassin d'Aquitaine.

La géométrie de détachement a déjà été proposée pour expliquer l'extension dans les Pyrénées par Roure *et al.* (1989) et aboutit à un raccourcissement de 120 *km* sur la coupe (Figure 5.12 a) mais n'était pas retenue pour expliquer la formation des Pyrénées dans les conclusions de cette publication. Plus récemment, Lagabrielle et Bodinier (2008) puis Lagabrielle *et al.* (2010) ont remis cette hypothèse au goût du jour pour expliquer la formation du Bassin d'Aulus, d'abord en proposant un détachement vers le Sud, puis vers le Nord (Figure 5.12 b). Dans le Bassin d'Arzacq à l'Ouest, Jammes *et al.* (2009) proposent un détachement vers le Nord. Le changement de vergence pourrait être causé par la segmentation de la chaîne, notamment par la Faille de Pampelune qui délimite deux domaines bien distincts dans les Pyrénées pendant la période d'amincissement extrême. Il est également proposé à l'Ouest des Pyrénées par Roca *et al.* (2011).

Le raccourcissement accommodé entre cette étape initiale et le Paléocène est de 39 *km*, ce qui est une valeur minimale compte-tenu des incertitudes sur la largeur du bassin dans lequel le manteau lithosphérique est remonté au fond du bassin. Ainsi la quantité minimale totale de raccourcissement accommodée lors de la convergence est de 103 *km* (Figure 5.13). Contrairement aux taux de raccourcissement dérivés

de la restauration de Beaumont *et al.* (2000) qui augmentent de manière importante après 40 Ma, les valeurs que nous obtenons montrent une diminution progressive ces taux de raccourcissement, ce qui est plus en accord avec la cinématique de la plaque ibérique (Olivet, 1996 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004).

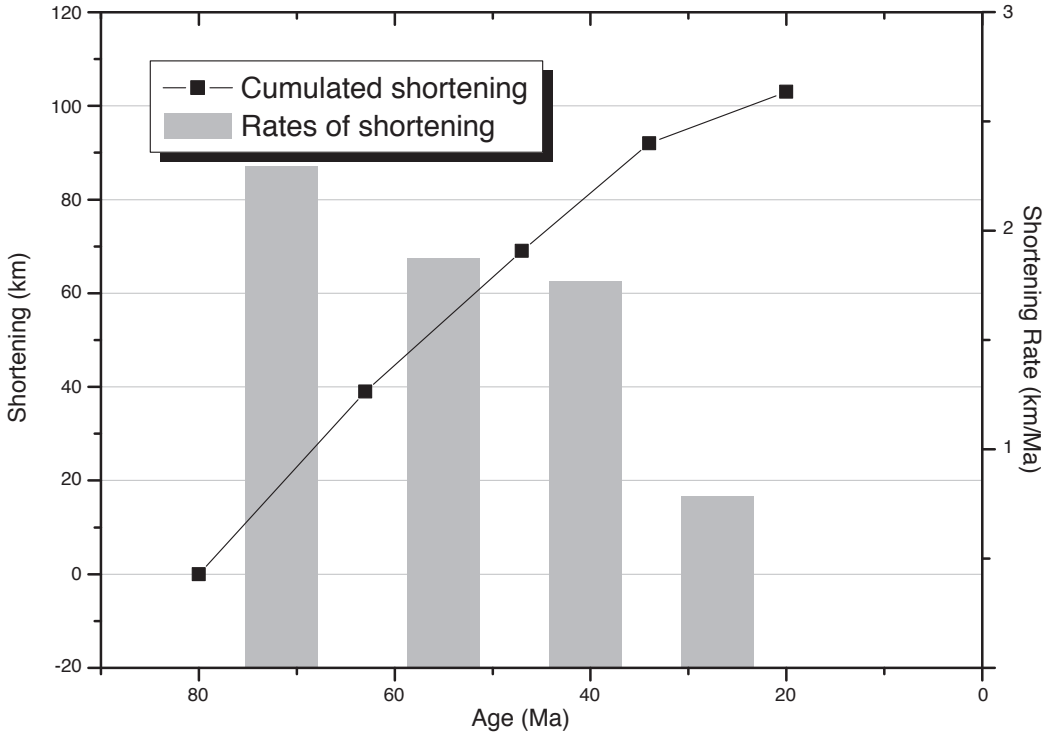


FIGURE 5.13: *Quantités de raccourcissement et taux de raccourcissement obtenus sur la nouvelle coupe crustale des Pyrénées que nous proposons et sa restauration à l'Oligocène, Eocène, Paléocène et Crétacé supérieur.*

Avant un ralentissement important du raccourcissement vers un taux de 0,79 km/Ma au début de l'Oligocène ($\sim$34 Ma), le taux de raccourcissement entre le Crétacé (80 Ma) et la fin de l'Eocène (34 Ma) était de 2 km/Ma, valeur qui est comparable à celle calculée sur les reconstructions de Beaumont *et al.* (2000). Nos résultats sont également du même ordre de grandeur que les valeurs données par Vergés *et al.* (1995) dans la Figure 2.16. En effet, cet auteur montre une accélération des vitesses de convergence à 55 Ma, celles-ci passant de 0,5 à 4,5 km/Ma. Dans notre reconstruction, nous n'avons pas d'étape intermédiaire entre le Paléocène et l'Eocène moyen, mais pour cet intervalle de temps nous avons une vitesse moyenne de 1,875 km/Ma (Figure 5.13). La valeur moyenne qui peut être calculée à partir de la coupe de Vergés *et al.* (1995) est de 2,27 km/Ma, soit $\sim$ 21% de plus que notre valeur. Pour la période entre 47 et 28 Ma, Vergés *et al.* (1995) donnent un taux de raccourcissement de 2 km/Ma contre 1,77 km/Ma sur notre coupe entre 47 et 34 Ma. Si l'intervalle de temps ne fait pas la même durée, les valeurs des taux de raccourcissement sont encore comparables.

En replaçant la position des coupes sur un axe parallèle à l'axe de la chaîne, et en reportant en ordonnées les quantités de raccourcissement (Figure 5.14), il est possible d'imager la décroissance du raccourcissement vers l'Ouest (de 125 à 82 km soit une différence de 43 km). En considérant une distance sur l'axe de la chaîne de $\sim$200 km entre les coupes les plus éloignées, il est possible de déterminer le

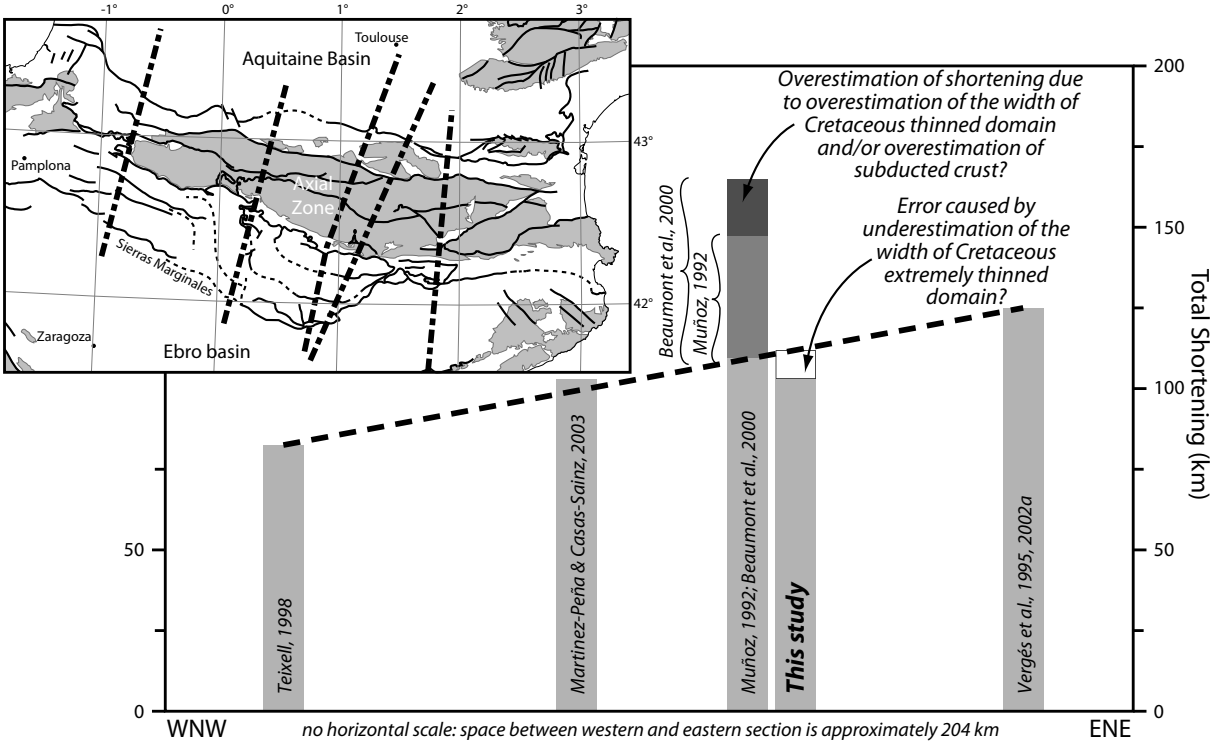


FIGURE 5.14: *Variations des quantités de raccourcissement obtenues dans les Pyrénées sur les coupes de Teixell (1998), Martinez-Peña et Casas-Sainz (2003), Muñoz (1992) et Beaumont* et al. *(2000) sur le profil ECORS, cette étude et Vergés* et al. *(1995, 2002a), respectivement de la plus occidentale à la plus orientale et leur position dans les Pyrénées. La droite en tiretés qui relie la valeur du raccourcissement la plus à l'Ouest à celle la plus à l'Est montre la tendance générale de la décroissance du raccourcissement avec une pente de 0,211.*

taux de décroissance du raccourcissement, soit ici une valeur de 0,211. Il apparaît encore plus clairement que la restauration du profil ECORS par Beaumont *et al.* (2000) sort de la tendance générale dans la chaîne, sans que les observations géologiques et géophysiques n'appuient ce résultat. Il est donc fort peu probable que les Pyrénées du Crétacé aient été un domaine peu aminci de quasiment 400 km de large qui par la suite a subi un raccourcissement important. Le résultat de la compression aurait été un prisme d'accrétion dont nous n'avons aucune trace. Il est néanmoins raisonnable d'invoquer un bassin Albien central dont l'extension latérale est limitée à 20 ou 30 km comme proposé par Jammes *et al.* (2009) ou Lagabrielle *et al.* (2010)

De même, la quantité de raccourcissement obtenue sur notre coupe semble légèrement sous estimée. Cela peut sembler normal vu que nous n'avons aucune contraintes sur la largeur du bassin Crétacé dans lequel le manteau est amené à la surface pendant la période de distension. Finalement, une valeur autour de 100 - 110 km de raccourcissement semble plus raisonnable dans cette région. Cela correspond à un raccourcissement d'environ 30% qui se trouve dans la tendance illustrée dans la Figure 5.2, sachant que toutes les coupes devraient rentrer dans cette tendances.

5.4 Implications sur la cinématique de la plaque Ibérique du Jurassique au Miocène et sur l'inversion de la marge ibérique dans les premiers stades de la convergence Ibérie/Europe

De nombreux modèles sont proposés pour expliquer le déplacement de la plaque Ibérique du Jurassique à sa position actuelle qu'elle atteint au Miocène mais peuvent être regroupés en deux grandes familles : un modèle de décrochement sénestre (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Choukroune *et al.*, 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001) et un modèle d'ouverture en ciseaux (Srivastava *et al.*, 1990 ; Roest et Srivastava, 1991 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004). Ces deux grandes familles de modèles s'opposent notamment sur les données à utiliser (anomalies magnétiques, contraintes géologiques) pour reconstituer le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe fixe pendant une période d'extension contemporaine d'un champ magnétique terrestre très stable, ce qui conduit à des estimations de 100 à 400 km d'extension. Le modèle de Jammes *et al.* (2009) et plus récemment la coupe de Lagabrielle *et al.* (2010) ont remis au goût du jour la possibilité d'un domaine extrêmement aminci et une géométrie de détachement qui explique la remontée du manteau lithosphérique et la présence de lherzolites à l'affleurement. Selon cette hypothèse, l'extension se fait de manière oblique et segmente fortement la marge le long de failles qui compartimentent également la chaîne pendant la convergence (Faille de Pampelune, Faille de la Segre).

Afin de comparer la cinématique de l'Ibérie par rapport aux estimations de raccourcissement disponibles sur les différentes coupes crustales dans les Pyrénées (Muñoz, 1992 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Teixell, 1998 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Vergés *et al.*, 2002a ; cette étude), on considère trois points situés à la terminaison Sud de chacune des coupes. Il s'agit du puits *Valpalmas-1* à l'Ouest, la ville de Balaguer au niveau du profil ECORS et le puits *Castellfullit-1* à l'Est. En utilisant les pôles de rotation eulériens de la plaque Ibérique donnés par Fidalgo-Gonzalez (2001) et Rosenbaum *et al.* (2002), il est possible de calculer les coordonnées de chacun de ces points entre la position ante-divergence (175 Ma) et la position actuelle atteinte au Miocène (Figure 5.15 a). Comme la majorité du mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie fixe se produit au Crétacé pendant la période de polarité normale $C34$, les reconstructions de la position des trois points montrent des trajets différents en fonction du modèle géodynamique (décrochement e.g. Fidalgo-Gonzalez, 2001 ou ouverture en ciseaux e.g. Rosenbaum *et al.*, 2002). A l'état initial, les points qui représentent l'origine de chacune des coupes ne se situent pas à la même position. Cela pose un problème si on considère qu'un point unique dans le Bassin de l'Ebre à l'état actuel devrait également être un point unique au Jurassique vu que les modèles cinématiques utilisés ne montrent pas de variations dans la largeur entre les trois coupes. Cette différence peut s'expliquer par une sous-estimation de la déformation intraplaque dans la plaque Ibérique comme par exemple la formation de la Chaîne Ibérique qui se produit de l'Eocène au Miocène avec un raccourcissement de 25 à 30 km (Muñoz-Jiménez et Casas-Sainz, 1997 ; Casas-Sainz et Gil-Imaz, 1998 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2003 ; del Rio *et al.*, 2006).

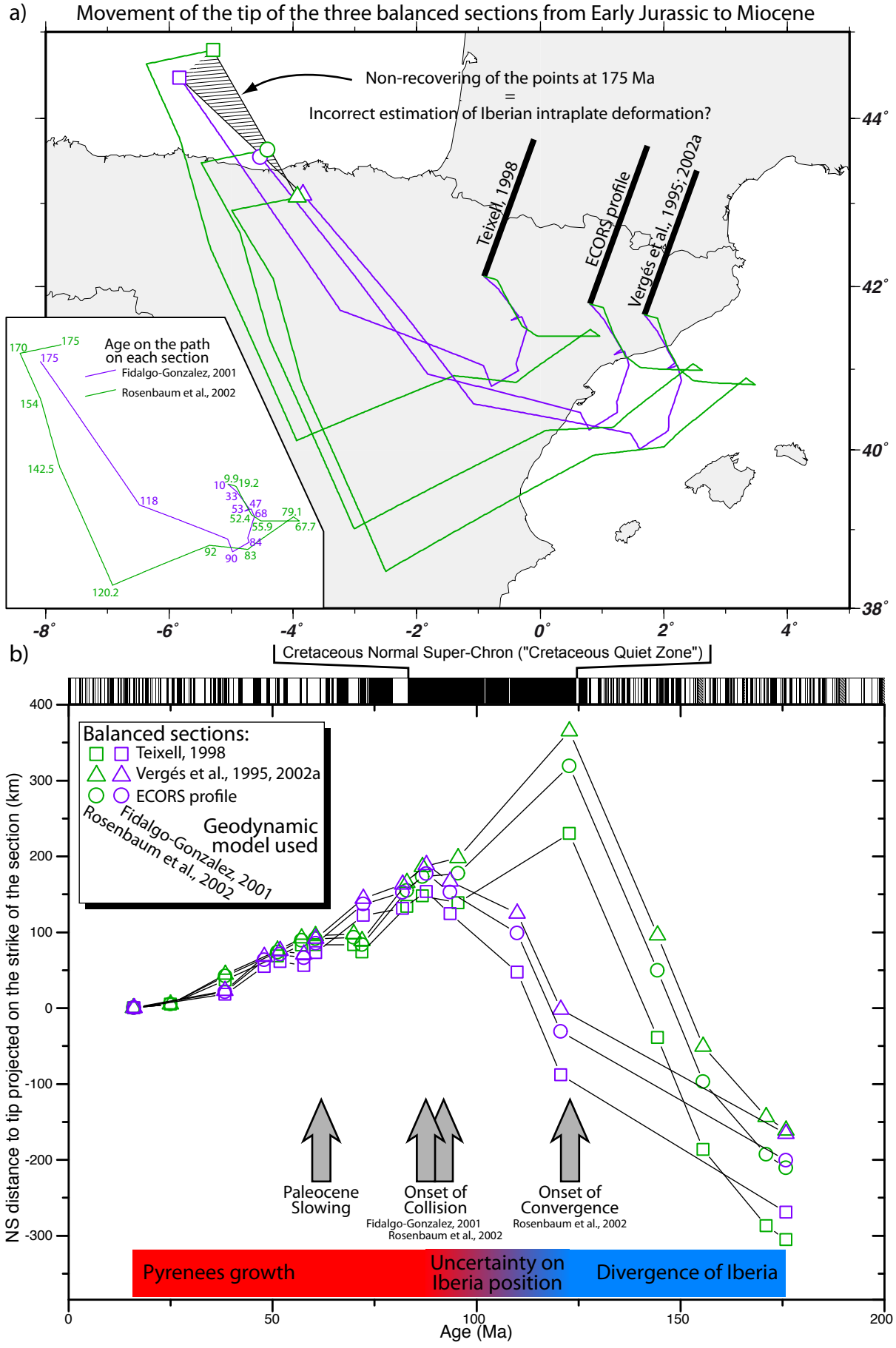

a)
Movement of the tip of the three balanced sections from Early Jurassic to Miocene
Non-recovering of the points at 175 Ma
=
Incorrect estimation of Iberian intraplate deformation?
Teixell, 1998
ECORS profile
Vergés et al., 1995; 2002a
Age on the path on each section
Fidalgo-Gonzalez, 2001
Rosenbaum et al., 2002
44°
42°
40°
38°
-8°
-6°
-4°
-2°
0°
2°
4°
b)
Cretaceous Normal Super-Chron ("Cretaceous Quiet Zone")
Balanced sections:
Teixell, 1998
Vergés et al., 1995, 2002a
ECORS profile
Geodynamic model used
Fidalgo-Gonzalez, 2001
Rosenbaum et al., 2002
NS distance to tip projected on the strike of the section (km)
Paleocene Slowing
Onset of Collision
Fidalgo-Gonzalez, 2001
Rosenbaum et al., 2002
Onset of Convergence
Rosenbaum et al., 2002
Pyrenees growth
Uncertainty on Iberia position
Divergence of Iberia
Age (Ma)

FIGURE 5.15: *(Page précédente) a) Mouvement en fonction du temps de trois points situés à la terminaison Sud des coupes crustales Ouest (puits* Valpalmas-1 *; Teixell, 1998), centrale (ville de Balaguer ; Muñoz, 1992 ; Beaumont* et al.*, 2000 ; cette étude) et Est (puits* Castellfullit-1 *; Vergés* et al.*, 1995, 2002a) en utilisant les modèles cinématiques de Fidalgo-Gonzalez (2001) et Rosenbaum* et al. *(2002). Il est important de noter que la reconstruction de la position initiale de chaque point ne donne pas exactement les mêmes coordonnées suivant le modèle cinématique considéré, ce qui laisse penser qu'une partie de la déformation intraplaque dans l'Ibérie n'est pas prise en compte entre le Jurassique et le Miocène. b) Projection sur la direction des coupes (approximativement* $N020$*) du déplacement horizontal cumulé de ces trois mêmes points. Les périodes d'extension et de convergence selon Fidalgo-Gonzalez (2001) et Rosenbaum* et al. *(2002) sont comparées aux inversions du champ magnétique terrestre (Gradstein* et al.*, 2004), ce qui souligne bien que la période d'incertitude sur la position de l'Ibérie correspond à la période magnétique calme du Crétacé.*

La Figure 5.15 b montre une projection sur l'axe de chacune des coupes de la distance cumulée (positivement pour la convergence, négativement pour la divergence) parcourue par chaque point en fonction du modèle cinématique choisi. Les valeurs en kilomètres sont présentées dans la Table 5.3 et sont converties en taux de convergence pour chaque intervalle de temps. Sur la Figure 5.15, l'augmentation de la distance marque une extension tandis que la diminution de la distance marque la convergence. Dans le cas du modèle de Rosenbaum *et al.* (2002), la transition entre divergence et convergence se produit à 120 Ma contrairement au modèle de Fidalgo-Gonzalez (2001) où cette transition se produit à 84 Ma. Entre ces deux dates, la position de l'Ibérie est incertaine du fait des faibles contrainte apportées par les anomalies magnétiques. Au début de la convergence, une périodes avec des vitesses plus faibles est reconnue. Celle-ci peut être rapprochée du ralentissement de la tectonique qui est observé dans le Bassin de Tremp pendant le dépôt du faciès Garumnien.

La date où les deux modèles se rejoignent pour chacune des coupes est 84 Ma et marque le début de la collision dans les Pyrénées dans la littérature. La double datation sur les zircons détritiques (Chapitre 4) a montré que le début de la collision s'accompagnait de l'inversion du Bassin d'Organya et d'une phase d'exhumation dans l'Unité de Nogueres qui débute à 71 Ma. Les calculs qui suivent sont donc fait pour la période 71-84 Ma. Comme les différents modèles cinématiques ne prennent pas en compte les mêmes intervalles de temps, les distances par rapport à l'origine qui manquent sont extrapolées à partir des vitesses de convergence calculées. Il s'agit des lignes en italique dans la Table 5.3. Il est également nécessaire de recalculer la quantité de raccourcissement pour chaque coupe restaurée des Pyrénées accommodée pendant cet intervalle de temps. Pour la coupe la plus à l'Ouest, Teixell (1998) donne 25 km entre l'état initial et le Paléogène, ce qui fait une valeur de 17 km pour l'intervalle 71-84 Ma. Malgré la différence importante de raccourcissement total entre la coupe de Beaumont *et al.* (2000) et celle que nous proposons, le raccourcissement entre 71 et 84 Ma est identique pour les deux coupes avec une valeur de 24 km. L'estimation est plus difficile pour le coupe située à l'Est, mais en utilisant les taux de raccourcissement donnés par Vergés *et al.* (1995) et présentés dans la Figure 2.16, il est possible d'estimer un raccourcissement de 22 km, avec toutefois une incertitude plus grande.

Fidalgo-Gonzalez (2001)						
Age (Ma)	Teixell (1998)		ECORS		Vergés *et al.* (1995, 2002a)	
	Position Position (km)	Convergence and divergence rate (km/Ma)	Position Position (km)	Convergence and divergence rate (km/Ma)	Position Position (km)	Convergence and divergence rate (km/Ma)
10	0		0		0	
33	18,2171	0,79204783	21,5883	0,93862174	23,3089	1,01343043
43	56,3813	3,81642	65,0869	4,34986	69,5302	4,62213
47	62,8031	1,60545	72,7547	1,91695	77,8347	1,38408333
53	57,5385	-0,8774333	67,6783	-0,8460667	72,8589	-0,8293
56	74,9202	5,7939	87,8372	6,71963333	94,4389	7,19333333
65,6	*115,60812*		*130,302*		*137,80394*	
68	125,7801	4,238325	140,9182	4,42341667	148,6452	4,51719167
71	*128,69388*		*145,73155*		*154,43694*	
78	135,4927	0,97126	156,9627	1,60445	167,951	1,93058
84	158,2253	3,78876667	182,3637	4,2335	194,721	4,46166667
90	128,1515	-5,0123	157,1331	-4,2051	172,0038	-3,7862
107	48,4803	-4,6865412	101,3944	-3,2787471	128,7384	-2,5450235
118	-91,0618	-12,685645	-32,5778	-12,179291	-2,2802	-11,910782
250	-278,0404	-1,4165045	-207,844	-1,3277742	-171,3258	-1,2806485
Rosenbaum *et al.* (2002)						
Age (Ma)	Teixell (1998)		ECORS		Vergés *et al.* (1995, 2002a)	
	Position Position (km)	Convergence and divergence rate (km/Ma)	Position Position (km)	Convergence and divergence rate (km/Ma)	Position Position (km)	Convergence and divergence rate (km/Ma)
9,9	0		0		0	
19,2	5,1403	0,55272043	5,048	0,5427957	4,9995	0,53758065
33,1	37,9145	2,35785612	42,9731	2,72842446	45,5516	2,91741727
46,3	70,5751	2,47428788	75,6479	2,47536364	78,2228	2,47509091
52,4	85,2091	2,39901639	91,5209	2,60213115	94,7265	2,70552459
55,9	85,796	0,16768571	93,8981	0,6792	98,0232	0,94191429
65,6	85,8197	0,0024433	95,724	0,18823711	100,7744	0,28362887
67,7	75,9591	-4,6955238	86,0481	-4,6075714	91,1966	-4,5608571
71	*93,8752053*		*107,275147*		*114,121961*	
79,1	137,8511	5,42912281	159,3779	6,4324386	170,3933	6,94707895
83	152,5348	3,76505128	178,5961	4,92774359	191,9485	5,52697436
84	*156,299851*		*183,523844*		*197,475474*	
92	142,8482	-1,0762889	183,1305	0,50382222	203,8574	1,32321111
120,2	237,5214	3,35720567	328,9157	5,16968794	376,7593	6,13127305
142,5	-40,6432	-12,473749	50,9925	-12,462924	99,0018	-12,455493
154	-192,9484	-13,24393	-100,8643	-13,204939	-52,5923	-13,182096
170	-296,4302	-6,4676125	-199,4401	-6,1609875	-148,4476	-5,9909563
175	-315,5099	-3,81594	-217,8855	-3,68908	-166,5381	-3,6181

TABLE 5.3: *(Page précédente) Estimations de la distance horizontale cumulée parcourue par le point à entre le Jurassique et le Miocène (position et représentation graphique sur la Figure 5.15), projetées sur un axe N*020 *correspondant aux axes des coupes de Teixell (1998) à l'Ouest, du profil ECORS au centre (Muñoz, 1992 ; Beaumont* et al.*, 2000) et de Vergés* et al. *(1995, 2002a) suivant les modèles cinématiques de Fidalgo-Gonzalez (2001) et Rosenbaum* et al. *(2002). Les vitesses de convergence sont calculées pour chaque coupe et chaque intervalle de temps. Les distances en italiques sont calculées à partir des vitesses de convergence pour des dates où les informations n'étaient pas fourni par le modèle.*

- En considérant le modèle cinématique de Fidalgo-Gonzalez (2001) à 84 Ma, les points considérés à la terminaison Sud de chaque coupe se situent respectivement à 158,2 km, 182,4 km et 194,7 km pour les coupes de Teixell (1998), le profil ECORS et Vergés *et al.* (1995, 2002a). La différence entre l'Est et l'Ouest est de 36,5 km, ce qui se rapproche des 43 km de différence de quantité de raccourcissement totale entre la coupe de Teixell (1998) et celle de Vergés *et al.* (1995, 2002a). Les distances horizontales parcourues dans l'axe des trois coupes pour l'intervalle 71-84 Ma sont d'Ouest en Est 29,5 km, 36,7 km et 40,3 km.

  La différence entre la distance horizontale calculée à partir du modèle cinématique et l'estimation du raccourcissement sur les coupes pour l'intervalle 71-84 Ma donne des valeurs de 12,5 km, 12,7 km et 18,3 km d'Ouest en Est.
- En considérant le modèle cinématique de Rosenbaum *et al.* (2002) à 84 Ma, les points considérés à la terminaison Sud de chaque coupe se situent respectivement à 156,3 km, 183,5 km et 197,5 km pour les coupes de Teixell (1998), le profil ECORS et Vergés *et al.* (1995, 2002a). La différence entre l'Est et l'Ouest est de 41,2 km, ce qui se rapproche des 43 km de différence de quantité de raccourcissement totale entre la coupe de Teixell (1998) et celle de Vergés *et al.* (1995, 2002a). Les distances horizontales parcourues dans l'axe des trois coupes pour l'intervalle 71-84 Ma sont d'Ouest en Est 62,5 km, 76,2 km et 83,4 km.

  La différence entre la distance horizontale calculée à partir du modèle cinématique et l'estimation du raccourcissement sur les coupes pour l'intervalle 71-84 Ma donne des valeurs de 45,5 km, 52,2 km et 61,3 km d'Ouest en Est.

Les quantités de raccourcissement estimées sur les trois coupes pour l'intervalle 71-84 Ma sont entre 12 et 60 km inférieures à la distance horizontale qu'un point situé à la terminaison Sud de chacune des coupes doit parcourir.

La différence entre quantité de raccourcissement et déplacement horizontal obtenue à partir le modèle cinématique de Fidalgo-Gonzalez (2001) peut ainsi être interprétée en terme de largeur du domaine extrêmement aminci dans lequel le manteau lithosphérique est amené à l'affleurement qui doit être résorbé avant d'initier la croissance du prisme orogénique à 71 Ma car pour cet auteur, la convergence s'initie à 84 Ma. De plus, ces valeurs doivent s'ajouter à celles déjà estimées sur les coupes. Dans le cas de notre nouvelle interprétation qui montre un domaine extrêmement aminci de 24 km de large, cela porterait la largeur de ce bassin à un maximum de 35-40 km. Ces valeurs sont proches de celles déjà proposées par Jammes *et al.* (2009) à l'Ouest de la chaîne et par Lagabrielle *et al.* (2010) dans la zone sur laquelle nous avons travaillé.

Comme le modèle de Rosenbaum *et al.* (2002) suggère que la convergence entre l'Ibérie et l'Eurasie s'initie il y a 120 Ma et que le début de la collision a lieu à 92 Ma, la largeur du domaine étiré qui doit être refermé doit nécessairement être beaucoup plus grande que celle calculée mais les évidences géologiques et géophysiques ne vont pas dans le sens de ce résultat. D'autre part, d'après les calculs effectués à partir du modèle cinématique de Rosenbaum *et al.* (2002), le passage entre les valeurs minimales à l'Ouest et maximales à l'Est se fait progressivement entre 45 et 61 km mais compte-tenu de l'extension très importante accommodée au Crétacé inférieur, il est difficile de relier ces valeurs à l'évolution de la marge ibérique.

A l'opposé, les valeurs obtenues pour la coupe Ouest et le profil ECORS avec le modèle de Fidalgo-Gonzalez (2001) sont assez proches (∼12 km) et s'éloignent de la valeur obtenue pour la coupe à l'Est (∼18 km). Ce saut entre les valeurs pourrait s'expliquer par la segmentation de la marge lors de la divergence. En effet, la coupe de Teixell (1998) et le profil ECORS sont situés entre la faille de Pampelune et la faille de la Segre qui séparent des domaines distincts Jammes *et al.* (2009). La coupe de Vergés *et al.* (1995, 2002a) se situe à l'Est de la faille de la Segre et par conséquent ce domaine a pu avoir une évolution un peu différente de celle du centre des Pyrénées.

5.5 Champ de vitesse et bilan de matière sortant du prisme

5.5.1 Méthode

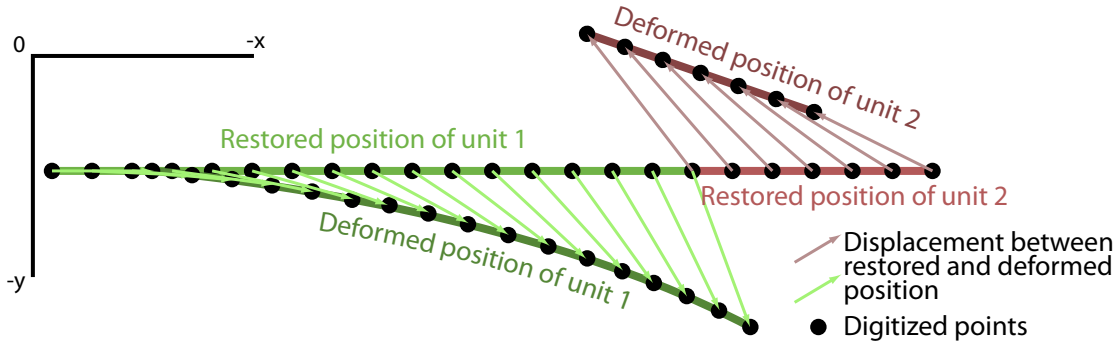


FIGURE 5.16: *Exemple de restauration d'un marqueur passif qui est déformé. Ce marqueur est digitalisé dans un repère cartésien avec un pas le plus régulier possible, de l'ordre du kilomètre sur des coupes réelles. La différence entre l'état déformé et l'état restauré donne le champ de vitesse le long de l'axe de la coupe.*

Le champ de vitesse est calculé à partir de marqueurs présents dans toutes les coupes qui sont déformés passivement de l'état initial à l'état actuel. on peut choisir comme marqueur des interfaces existantes comme la limite croûte supérieure/croûte inférieure, la limite socle/couverture ou le sommet d'une couche de sédiments. Il est également possible de travailler sur un marqueur hypothétique horizontal à l'état initial et qui se retrouve progressivement déformé par la mise en place des différentes unités. Pour pouvoir ensuite calculer le champ de vitesse, il faut pouvoir attribuer des coordonnées à tout point des coupes, ce qui est fait avec le logiciel DIGITIZEIT dans un repère cartésien. Le repère est choisi de manière à montrer le plus clairement possible la construction du prisme pyrénéen. Pour cela on considère la plaque européenne fixe donc on place l'origine du repère à l'extrémité Nord des coupes, x diminuant vers le

Sud et z augmentant vers la surface. Dans chaque coupe, les marqueurs choisis sont ensuite digitalisés avec un pas d'environ 1 km le plus régulier possible (Figure 5.16). On calcule enfin la différence entre la position déformée et la position précédente, ce qui donne le champ de vitesse le long de l'axe de la coupe matérialisé par des flèches qui montrent le mouvement des points entre l'état initial et l'état déformé. Il est également possible de calculer les composantes verticales et horizontales du champ de vitesse.

5.5.2 Champ de vitesse de la coupe ECORS (Beaumont *et al.*, 2000)

Afin de comparer le champ de déplacement fini calculé à partir de notre coupe et sa restauration, le champ de déplacement pour un marqueur de référence situé à l'interface croûte supérieure/croûte inférieure associé à la coupe de Beaumont *et al.* (2000) est tout d'abord estimé. La digitalisation a été effectuée en considérant l'extrémité Nord de la coupe dans le Bassin d'Aquitaine comme fixe (*pin line* régionale). Ce référentiel permet de comparer les vitesses obtenues avec le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie fixe. Dans le bassin de l'Ebre, les flèches ont un tracé horizontal à l'extrémité Sud de la coupe et montrent un sens vers le Nord, ce qui indique la translation des points dans la plaque ibérique avant d'arriver dans la zone orogénique. Sous la haute chaîne, ces flèches plongent, marquant la subduction et leur longueur augmente, ce qui montre une accélération de la vitesse de raccourcissement. Cette accélération est contemporaine de la phase d'exhumation majeure reconnue dans les Pyrénées à la fin de l'Eocène par des vitesses d'exhumation importantes du pluton de la Maladetta (plusieurs km/Ma ; Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009) causées par le sous-placage de l'unité de Rialp sous la Zone Axiale. Cette période est également caractérisée par la multiplication des taux d'exhumation et donc les flux sortants du prisme (75-150 km^2/Ma ; Huyghe *et al.*, 2009) sans commune mesure avec la relative stabilité des flux entrants par accrétion qui a été interprété par ces auteurs comme un forçage climatique sur la tectonique des Pyrénées. Les flèches roses (période 30-20 Ma) montre encore une vitesse importante dans la remontée de l'Ibérie alors que les observations géologiques en surface montre peu de déformation à cette période.

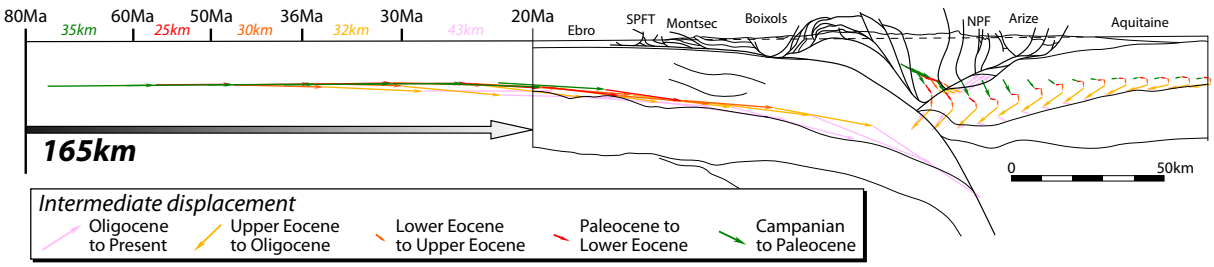


FIGURE 5.17: *Champ de vitesse intermédiaire calculé entre le Crétacé supérieur et le Paléocène, le Paléocène et l'Yprésien, l'Yprésien et le Priabonien, le Priabonien et l'Oligocène et enfin entre l'Oligocène et la fin de la convergence sur la limite croûte supérieure/croûte inférieure à partir de la coupe ECORS restaurée de Beaumont* et al. *(2000).*

L'écaille de socle de la croûte européenne montre un chemin classique dans un prisme orogénique avec d'abord l'incorporation de la matière dans le prisme, puis en enfouissement et finalement une remontée vers la surface. Dans ce cas, tous les mouvements vers le bas se font avec une vitesse lente du Crétacé supérieur à l'Oligocène tandis que la remontée est très rapide à l'Oligo-Miocène. Le mouvement vertical

accommodé pendant cette période est ainsi équivalent au mouvement vers le bas accommodé du Paléocène à l'Oligocène.

Dans le Bassin d'Aquitaine, les flèches du Crétacé supérieur au Paléocène (vertes), du Paléocène à l'Yprésien (rouges) et de l'Oligocène à l'actuel (rose) montrent un déplacement horizontal vers le Nord, ce qui peut être problématique vu que la plaque européenne est considérée comme fixe. Les flèches oranges (Yprésien à Priabonien) montrent uniquement un déplacement vertical et les flèches jaunes (Priabonien à Oligocène) montrent un déplacement vers le Sud. Au final, le déplacement horizontal cumulé du bassin d'Aquitaine est nul entre l'état initial non déformé et l'état actuel, ce qui peut mettre en évidence des problèmes de restauration sur cette coupe. Les mouvements verticaux de ces flèches montrent une subsidence importante au Crétacé supérieur juste au front de la chaîne. Cette subsidence devient quasiment nulle au Paléocène/Eocène inférieur avant d'accélérer de nouveau à l'Eocène/Oligocène et finir quasiment nulle à l'Oligo-Miocène dans le Nord du bassin. L'Oligo-Miocène du Bassin d'Aquitaine chevauché sous la Zone Nord-Pyrénéenne montre un fort soulèvement, possiblement lié à la formation des plis visibles au front.

5.5.3 Champ de vitesse dérivé de la nouvelle interprétation des Pyrénées

Pour déterminer le champ de vitesse dérivé de la coupe crustale des Pyrénées qui est proposée dans cette étude, différents marqueurs sont utilisés.

Dans un premier temps, un seul marqueur est considéré. Il s'agit d'un trait horizontal au Cénomanien situé à une profondeur de 9 km qui est déformé passivement à chaque étape jusqu'à la coupe actuelle. Ce marqueur est présent dans le Bassin de l'Ebre, les unités de Rialp, Orri et Nogueres, le massif des Trois-Seigneurs et enfin le Bassin d'Aquitaine. La partie Nord de l'unité de Nogueres et le Bassin d'Aulus ne sont pas bien contraints par ce marqueur du fait de la forte déformation lors de l'inversion précoce du bassin qui est difficile à estimer et à reconstituer.

La représentation du champ de vitesse total pour chaque intervalle de temps est présentée par rapport au relief et à la structure actuelle des Pyrénées, et comparé avec les âges thermochronométriques par traces de fission sur apatites disponibles dans cette région (Figure 5.18). Les flèches dans le Bassin d'Aquitaine montrent uniquement un déplacement vertical liée à flexure de la marge européenne car il s'agit de la plaque supposée fixe, comme énoncé précédemment. Les flèches associées au Massif des Trois-Seigneurs montrent un léger enfouissement puis une translation vers le Nord qui correspond à la structuration de la Zone Nord-Pyrénéenne pendant le Paléocène et l'Eocène inférieur. Cette période de structuration est confirmée indépendamment par les âges thermochronométriques obtenus dans les formations détritiques du Sud du Bassin d'Aquitaine (Chapitre 4). De l'autre côté de la Faille Nord-Pyrénéenne, les unités ont des mouvements complètement différents. Le Bassin de l'Ebre montre une forte composante de translation horizontale puis un plongement sous la chaîne plissée et la haute chaîne. L'unité de Rialp suit le même trajet jusqu'à l'Oligocène, moment à partir duquel elle est sous-plaquée sous la Zone Axiale et a donc une légère composante verticale. Les unités d'Orri et Nogueres ont des trajets caractéristiques pour les prismes orogéniques. La matière accrétée est d'abord légèrement enfouie puis exhumée. La majorité de l'exhumation pour ces deux unités a lieu après 47 Ma, sachant qu'il y a très peu d'exhumation dans l'unité de Nogueres après l'Oligocène. Cela a pour effet de faire migrer la zone où cette exhumation est la plus forte vers le Sud, ce qui est confirmé par les âges thermochronométriques *in situ*.

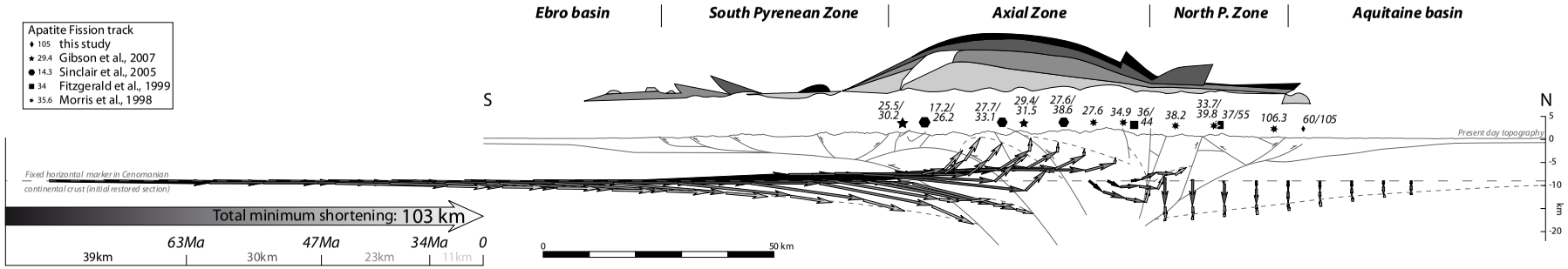

Apatite Fission track
105 this study
29.4 Gibson et al., 2007
14.3 Sinclair et al., 2005
34 Fitzgerald et al., 1999
35.6 Morris et al., 1998
Ebro basin
South Pyrenean Zone
Axial Zone
North P. Zone
Aquitaine basin
S
N
25.5/ 30.2
17.2/ 26.2
27.7/ 33.1
29.4/ 31.5
27.6/ 38.6
27.6
34.9
36/ 44
38.2
33.7/ 39.8
37/55
106.3
60/105
Present day topography
Fixed horizontal marker in Cenomanian
continental crust (initial restored section)
Total minimum shortening: 103 km
63Ma
47Ma
34Ma
0
39km
30km
23km
11km
0
50 km
5
0
-5
-10
-20
km

FIGURE 5.18: *(Page précédente) Champs de vitesse intermédiaires représentés sur la géométrie actuelle de la coupe des Pyrénées à partir d'un marqueur horizontal à une profondeur de 9 km à l'état initial et qui est déformé par la suite. Ce champ de vitesse a été calculé entre le Crétacé supérieur et le Paléocène, le Paléocène et l'Eocène moyen, le l'Eocène moyen et l'Oligocène et enfin entre l'Oligocène et la fin de la convergence. La longueur des flèches est à l'échelle de la coupe. Les domaines grisés à noir représentent graphiquement une quantité de matière érodée entre chaque étape de la restauration et sont comparées aux âges thermochronométriques sur apatites in situ (Morris* et al.*, 1998 ; Fitzgerald* et al.*, 1999 ; Sinclair* et al.*, 2005 ; Gibson* et al.*, 2007) et détritiques de cette étude.*

De manière à obtenir un champ de vitesse et de déplacement uniforme correspondant à la coupe, des marqueurs initialement horizontaux situés tous les 5 km (5, 15, 25, 35 km) ont été digitalisés à chaque étape de construction de la chaîne puis interpolés sur une grille avec une maille élémentaire de 2 km dans le second cas (Figure 5.19). En parallèle, j'ai également estimé la magnitude du cisaillement (en fait taux de cisaillement) pour illustrer l'intensité de la déformation dans la coupe qui est sensé représenter au mieux la réalité géologique.

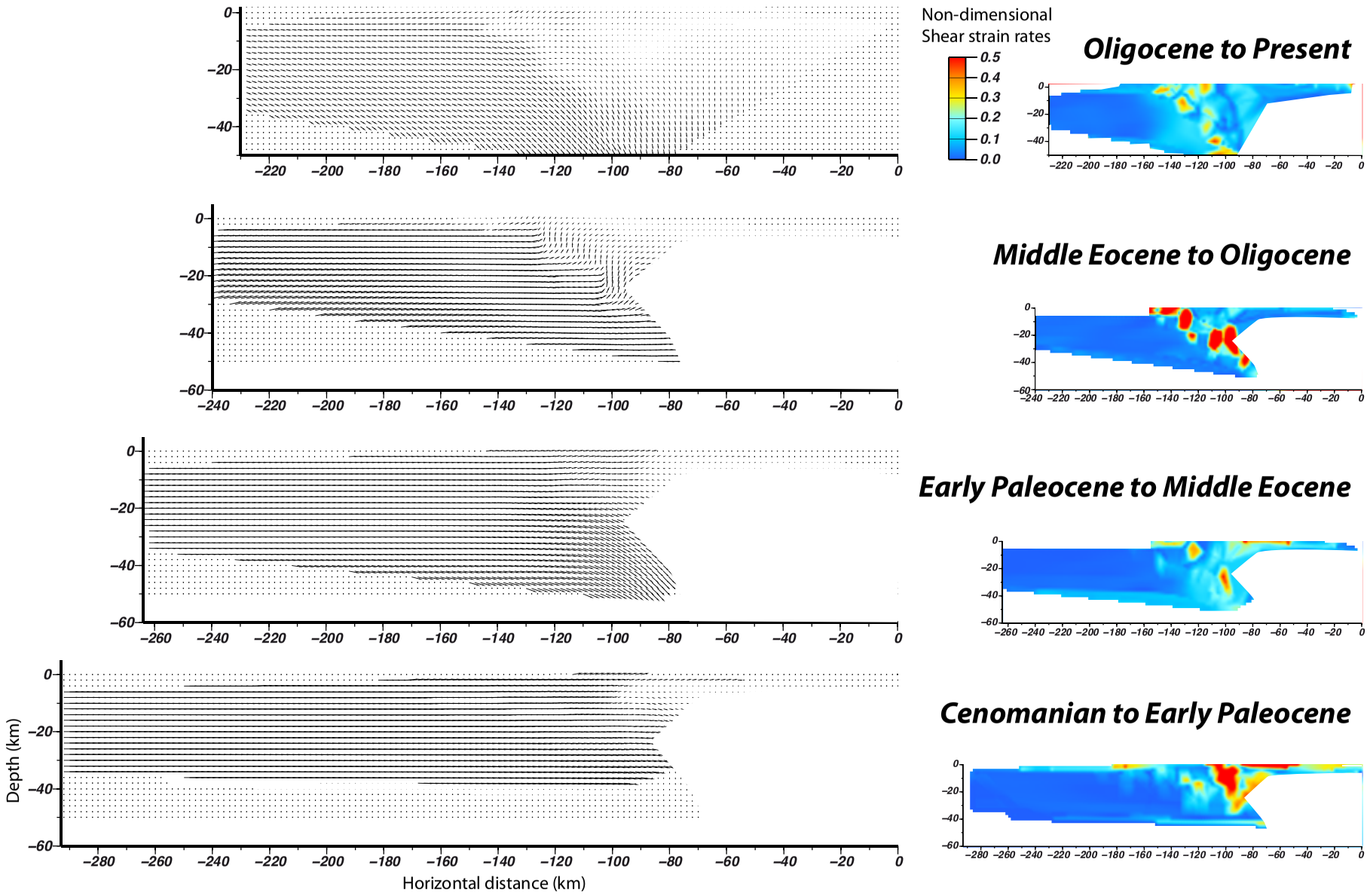
Le champ de vitesse pour la première étape (Cénomanien à Paléocène inférieur) montre la fermeture du domaine extrêmement aminci, marqué par une translation des unités situées au Sud. Le Nord de l'Unité de Nogueres et la Zone Nord-Pyrénéenne connaissent des mouvements verticaux qui marquent le début de l'exhumation syn-orogénique dans ces zones.

Entre le Paléocène et l'Eocène moyen, le soulèvement de la Zone Axiale se généralise, de même que la Zone Nord-Pyrénéenne continue à se soulever. La racine de la chaîne commence à se mettre en place.

De l'Eocène moyen à l'Oligocène, la déformation migre vers le Sud dans le pro-prisme comme le marque sur le terrain la propagation du front de la rampe de Montsec aux Sierras Marginales. Des mouvements verticaux importants s'amorcent dans la Zone Axiale, causés par la mise en place de l'Unité d'Orri qui provoque une exhumation importante de l'Unité de Nogueres (Beamud *et al.*, 2011 ; cette étude).

Entre l'Oligocène et l'actuel, la convergence entre la plaque Ibérique et la plaque Européenne ralentit. La déformation dans la chaîne pyrénéenne est accommodée par le sous-placage de l'unité de Rialp et le plongement du bloc de l'Ebre sous celle-ci.

FIGURE 5.19: *(Page suivante) Champs de vitesse interpolés sur l'épaisseur de la croûte montrant la déformation dans les unités de socle impliquées dans l'orogenèse pyrénéenne et taux de cisaillement maximaux pour les quatre étapes de la restauration (Cénomanien à Paléocène inférieur, Paléocène inférieur à Eocène moyen, Eocène moyen à Oligocène et enfin Oligocène à actuel). Le domaine en blanc correspond aux parties du modèle cinématique non contraint.*


Non-dimensional
Shear strain rates
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
0.0
Oligocene to Present
Middle Eocene to Oligocene
Early Paleocene to Middle Eocene
Cenomanian to Early Paleocene
Depth (km)
Horizontal distance (km)

Dans la deuxième partie de la Figure 5.19, les taux de déformation maximaux γ sont représentés avec une échelle adimensionnelle de 0 à 0,5 identique pour les quatre étapes. Les taux de déformation maximaux sont donnés par l'équation et suivant le protocole décrit par Mouthereau *et al.* (2009) :

$$\gamma = |\dot{\varepsilon}_{max} - \dot{\varepsilon}_{min}|$$

avec $\dot{\varepsilon}_{max}$ le taux de déformation maximal (positif ou négatif) et $\dot{\varepsilon}_{min}$ le taux de déformation minimal (négatif), respectivement dans un plan vertical et horizontal. γ est ici donné comme un proxy de l'intensité de la déformation cisaillante.

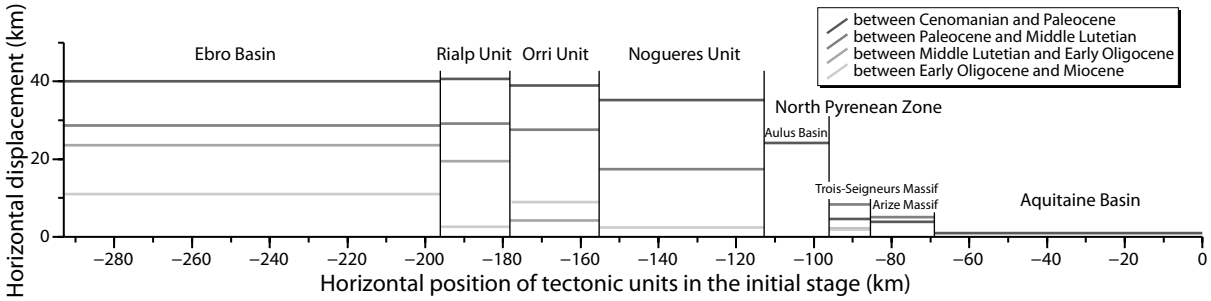


FIGURE 5.20: *Déplacement horizontal de chaque unités entre chaque étape de la restauration en fonction de leur position initiale.*

L'estimation de la composante horizontale du déplacement en fonction de la distance à l'origine (Figure 5.20) montre une diminution des valeurs du Sud vers le Nord pour chaque étape, marquée par des sauts entre les différentes unités qui caractérisent le raccourcissement distribué entre chaque unité.

Le déplacement total calculé pour le Bassin de l'Ebre est de 103 km, celui de Rialp de 92 km, Orri 80 km, Nogueres 52 km, les Trois-Seigneurs 18 km et 0 km pour le Bassin d'Aquitaine, ce qui est normal car la plaque européenne est supposée fixe. Une diminution importante du déplacement horizontal pour une unité donnée marque l'accrétion d'une unité dans le prisme. Du fait de la géométrie particulière du Bassin d'Aulus et de notre méconnaissance de son devenir lors de l'initiation de la convergence (subduction possible d'une partie du matériel entraîné avec le manteau), il est difficile d'estimer son déplacement horizontal.

5.5.4 Flux de matière au travers du prisme orogénique

Le flux de matière entrant et sortant dans le prisme est estimé pour chaque étape à partir du champ de vitesse pour les flux d'érosion et graphiquement sur les coupes pour les flux d'accrétion.

Les flux entrants dans le prisme, mesurés sur la coupe et rapportés à la durée de l'intervalle de temps, sont présentés dans la Table 5.4. Ils sont fonction de la séquence de déformation qui est connue et sert de base à la restauration des coupes. Ainsi les résultats apportés par la thermochronométrie (Chapitre 4) couplé à la reconstitution de la cinématique de la plaque Ibérique montrent que le prisme commence à croître à 71 Ma. Le Bassin d'Organya et l'Unité de Nogueres sont donc incorporés pour former le pro-prisme et au Nord, la Zone Nord-Pyrénéenne est accrétée. Le rétro-prisme est ensuite uniquement caractérisé par du glissement stable et aucune matière n'y est accrétée. Sur le versant Sud, les âges thermochronométriques donnés pour la Maladetta par Metcalf *et al.* (2009) montrent que l'Unité d'Orri commence à se mettre en place à partir de 50 Ma et ce mouvement est connecté au jeu de la rampe

de Montsec (Farrell *et al.*, 1987). Par conséquent, le Bassin de Tremp et l'Unité d'Orri sont incorporés au prisme dans la coupe à l'Eocène moyen. Entre l'Eocène moyen et l'Oligocène, le prisme se propage toujours vers le Sud et le Bassin d'Ager est accrété (Meigs *et al.*, 1996). Entre l'Oligocène et la fin de la convergence, l'Unité de Rialp est accrétée sous la Zone Axiale. La déformation au front se manifeste par du plissement dans les séries de l'avant-pays.

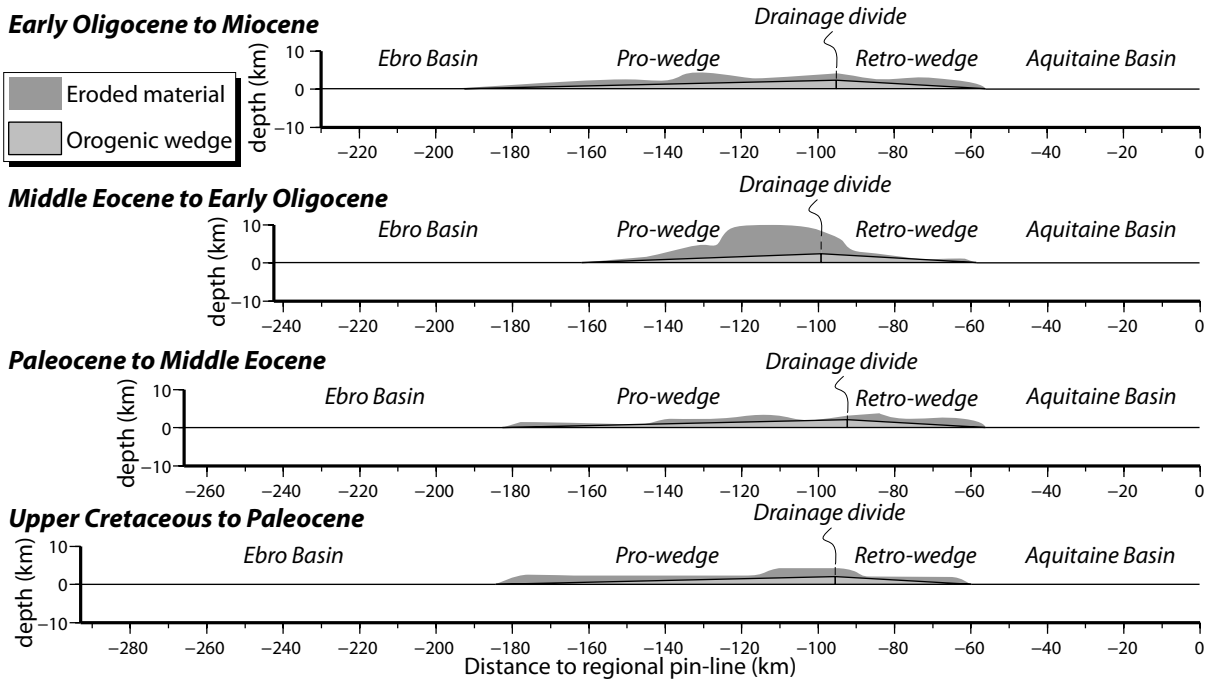


FIGURE 5.21: *Estimation des flux d'érosion à partir du champ de déplacement interpolé dans le prisme. Dans le cas où on considère une topographie ancienne avec une pente égale à la pente α du prisme actuel, seul la surface en dehors du prisme est prise en compte. Si on considère une topographie nulle, la surface érodée est représentée par tous les marqueurs au dessus de 0.*

L'estimation des flux sortants à chaque étape est faite à partir de deux hypothèses extrêmes sur la géométrie du prisme (Figure 5.21) :

- une topographie nulle. Tous les marqueurs au-dessus de 0 sont érodés ;
- la pente topographique α du prisme actuel est conservée. Tous les marqueurs qui se situent au-dessus de la topographie sont érodés.

Le fait de conserver la pente topographique du prisme constante ($\sim 3°$ au Nord et $\sim 1°$ au Sud) permet de placer la ligne de partage des eaux indépendamment de sa position actuelle et permet donc d'estimer les flux sortants vers le Sud et vers le Nord (Figure 5.22). Cette méthode permet également de proposer une altitude maximale à chaque étape. On trouve ainsi une altitude maximale qui augmente de 1850 à 2000 m du Paléocène à l'actuel le long de cette coupe.

Du modèle cinématique nous sortons des surfaces exhumées pour les différentes marqueur initiaux situés à 5, 15, 25 et 35 km. Ce choix est dicté par le fait que l'exhumation finie (et non instantanée) peut être très hétérogène dans le prisme notamment en raison des rotations lors par exemple du sous-placage.

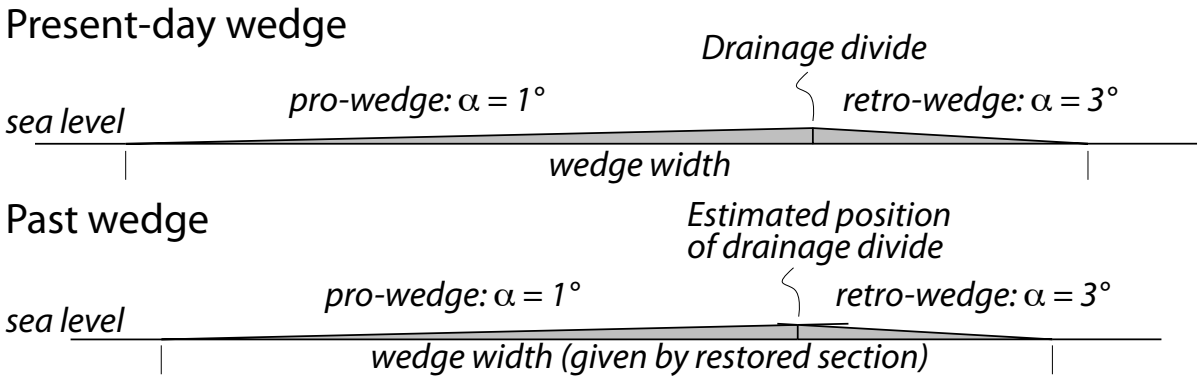


FIGURE 5.22: *Méthode de définition du* drainage divide *en supposant une pente topographique constante pour chaque flanc de l'orogène et en connaissant la largeur du prisme d'après les coupes restaurées.*

Les valeurs obtenues selon ces hypothèses sont ensuite moyennées, ce qui permet de prendre en compte l'incision du relief, et rapportées à l'intervalle de temps considéré, ce qui permet de les comparer avec les flux entrants (Table 5.4).

Intervalle	S		N		total	
	Entrant	Sortant	Entrant	Sortant	Entrant	Sortant
(Ma)	(km^2/Ma)	(km^2/Ma)	(km^2/Ma)	(km^2/Ma)	(km^2/Ma)	(km^2/Ma)
34-20	25,72183	13,18671	0	5,82896	25,72183	19,01567
47-34	1,75592	22,45225	0	5,968501	1,75592	28,42075
63-47	22,67795	7,803297	0	4,716966	22,67795	12,52026
71-63	38,32294	15,81302	15,28811	5,063481	53,61106	20,8765
total	88,47864	59,25528	15,28811	21,57791	103,7668	80,83319

TABLE 5.4: *Flux de matière entrant et sortant du prisme orogénique pyrénéen, sur les versants Nord et Sud, estimé à partir des coupes crustales équilibrées et restaurées et du champ de vitesse.*

Les flux d'accrétion et d'érosion estimés totaux sont respectivement d'environ 104 et 81 km^2/Ma sur l'ensemble de la chaîne. Sur le versant Nord, ces valeurs sont 15 et 22 km^2/Ma, sachant qu'il existe une incertitude sur la taille du domaine extrêmement aminci au Crétacé et sur la quantité de matière déposée dans ce bassin qui doit être incorporée dans le prisme. Sur le versant Sud, on obtient des valeurs de l'ordre de 88 et 59 km^2/Ma respectivement pour le flux entrant et le flux sortant.

La Figure 5.23 montre un schéma évolutif des flux d'accrétion entrant dans le prisme et les flux d'érosion qui enlèvent de la matière au prisme. Lors de la première étape, le prisme se construit à partir d'une surface nulle. Le flux entrant est plus important que le flux sortant. Du Paléocène à l'Eocène moyen, le prisme s'élargit tandis que les flux sortant sont faibles. En effet, à cette période, les bassins connaissent principalement une sédimentation carbonatée et l'accélération et la migration de de la subsidence caractéristiques d'un stade de sous-remplissage (e.g. Sinclair, 1997).

Le point majeur concerne la taille et la forme du prisme à l'Oligocène inférieur (34 Ma). En effet, à cette période l'accrétion du Bassin d'Ager a déjà eu lieu et le jeu sur le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen est faible à nul. Le Bassin de l'Ebre est déjà passé en régime endoréique et la sédimentation au front est principalement évaporitique (Figure 2.43 d). Les Bassins d'Ager et Tremp connaissent une

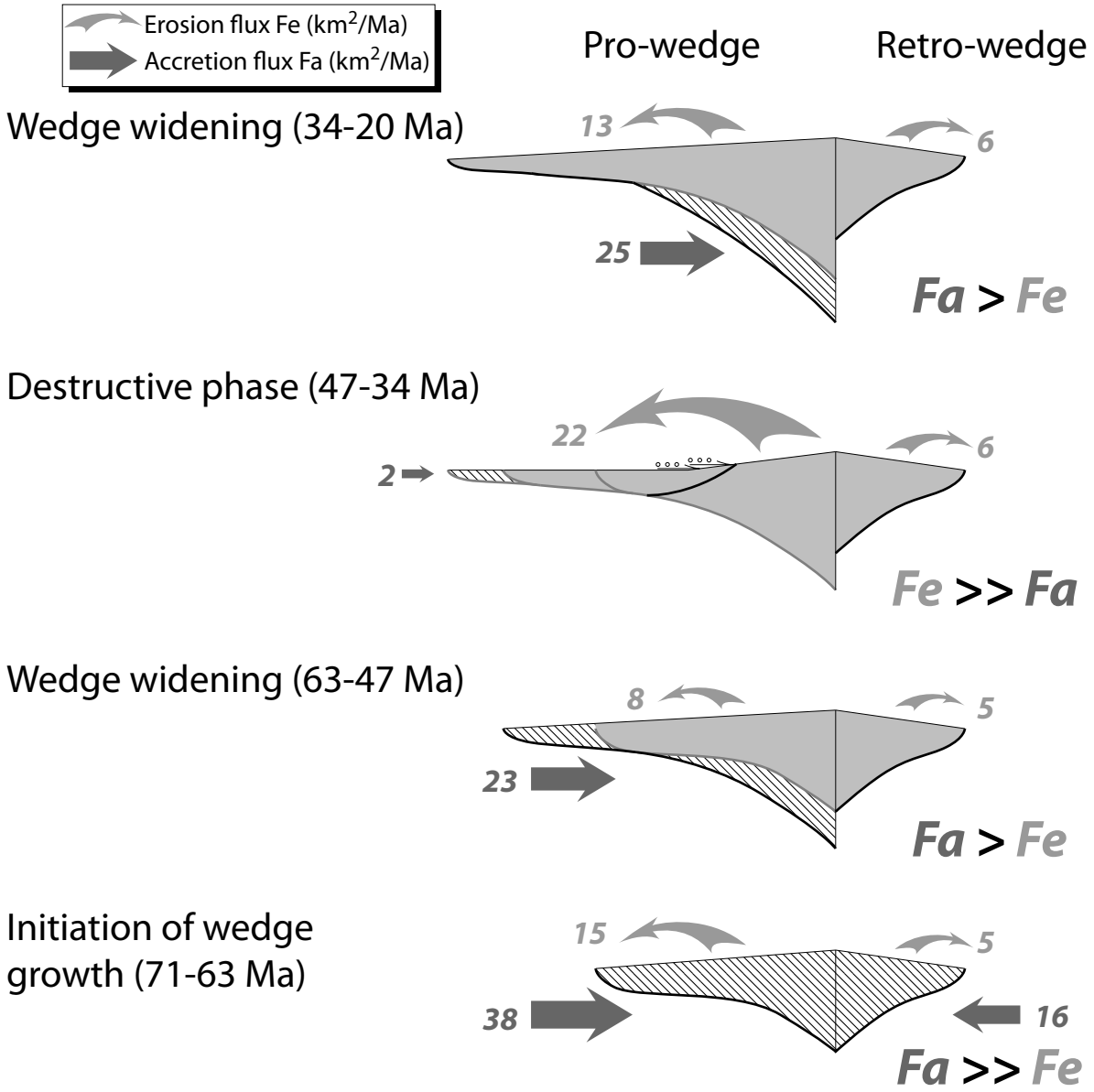


FIGURE 5.23: *Evolution des flux d'érosion et des flux d'accrétion dans les Pyrénées du Crétacé supérieur au Miocène. Les domaines hachurés sont les unités qui sont accrétées dans le prisme qui est représenté en gris.*

sédimentation alluviale et les conglomérats ont une extension réduite en bordure de la Zone Axiale. Il a été montré que ceux-ci rétrogradent sur le relief en réponse à l'augmentation du niveau de base (Vincent, 2001 ; Beamud *et al.*, 2003 ; Babault *et al.*, 2005). L'arrêt du jeu des failles dans les zones frontales semble plutôt lié à l'activation de structures hors-séquence dans les zones internes dès la fin de l'Eocène qui causent des discordances progressives dans les conglomérats (e.g. rétro-chevauchement de Morreres ; Beamud *et al.*, 2011). Nous faisons donc l'hypothèse qu'à cette période, la largeur du prisme a fortement diminué et que la pente topographique a augmenté, ce qui permet de conserver l'altitude du *drainage divide*. C'est également à cette période que le flux sortant est maximal sur le versant Sud. Ces caractéristiques semblent montrer un contrôle climatique majeur sur la destruction de la chaîne et

l'activation de structures hors-séquence dans les zones internes (e.g. Willett *et al.*, 2006 et Figure 1.22 b).

De l'Oligocène à la fin de la convergence, l'Unité de Rialp est accrétée, ce qui cause l'exhumation de la zone des têtes plongeantes, et la déformation reprend au niveau du front, marquée par le plissement des séries du Bassin de l'Ebre. Le prisme pyrénéen retrouve donc une largeur supérieure à celle de l'Eocène moyen. De plus, les flux d'érosion à cette période sont comparables aux flux entrant dans le Bassin de l'Ebre calculés avec les cartes isopaques interpolées à partir des données de puits (Chapitre 3, Figure 3.15). En effet, ramené en taux de sédimentation, on obtient des valeurs de taux d'érosion de l'ordre de 0,13 mm/a pour l'Oligocène contre un taux de sédimentation de 0,11 mm/a pour cette même période (Tabletablevolume). Vu que le Bassin de l'Ebre est en régime endoréique à cette période, tous les dépôts sont préservés à l'intérieur du bassin et donc il semble normal que les estimations soient comparables. Pour le Paléocène et l'Eocène sur le versant Sud et tous les intervalles étudiés sur le versant Nord, les flux d'érosion sont beaucoup plus importants que ceux préservés dans le Bassin de l'Ebre et le Bassin d'Aquitaine. Par conséquent, on peut penser qu'une grande partie du matériel érodé a été dispersée sous forme de particules fines ou dissoutes dans le domaine océanique.

5.6 Bilan : apports de cette nouvelle coupe et de son interprétation sur la connaissance des Pyrénées

Plusieurs coupes crustales ont déjà été proposées dans les Pyrénées et des quantités de raccourcissement très variables étaient associées à ces coupes. Le point qui porte le plus à discussion est l'estimation du raccourcissement à 165 km dans le centre des Pyrénées (Beaumont *et al.*, 2000) alors que les quantités proposées sont de 82 km à l'Ouest (Teixell, 1998) et 125 km à l'Est (Vergés *et al.*, 1995, 2002a). En effet, la décroissance des valeurs d'Est en Ouest semble en accord avec les observations géologiques de surface, géophysiques (Souriau *et al.*, 2008) et cinématiques (Olivet, 1996). Les quantités de raccourcissement proposées par Beaumont *et al.* (2000) sont plus en accord avec les reconstitutions cinématiques de Srivastava *et al.* (2000) et Rosenbaum *et al.* (2002) qui nécessitent la fermeture d'un domaine étiré de quasiment 400 km de largeur.

La nouvelle coupe que nous proposons, au travers une restauration à l'état pré-convergence, apporte une nouvelle estimation des quantités de raccourcissement dans le centre de la chaîne pyrénéenne. A l'état initial, la géométrie que nous proposons pour le domaine aminci est un détachement crustal qui permet d'amener au plancher du bassin formé le manteau lithosphérique qui fournit les lherzolites (Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.*, 2010). A partir de la coupe, nous estimons une largeur de 24 km pour le domaine extrêmement aminci. Le détachement a une vergence vers le Sud, fondée sur la géométrie des blocs de croûte au Nord et au Sud (e.g. Péron-Pinvidic et Manatschal, 2010).

Le raccourcissement estimé à partir de notre coupe entre le Crétacé supérieur et la fin de la convergence est de 103 km mais il s'agit d'un estimation minimale compte-tenu de l'incertitude sur la largeur du domaine extrêmement aminci.

La comparaison des quantités de raccourcissement avec les modèles cinématiques permet d'apporter des précisions sur la largeur du domaine extrêmement aminci qui doit être refermé avant d'initier la construction du prisme orogénique. Suivant les reconstructions cinématiques, la largeur de ce domaine va de 12 à 260 km, respectivement selon Fidalgo-Gonzalez (2001) et Rosenbaum *et al.* (2002) et dépend

de l'âge de l'initiation de la convergence. Rapporté à l'intervalle 71-84 Ma, soit la période pendant la quelle les deux reconstructions cinématiques montrent un convergence de l'Ibérie vers l'Eurasie fixée et le début de la croissance du prisme à partir des données thermochronométriques, les valeurs sont comprises entre 12 et 60 km.

Le champ de vitesse calculé dans le prisme permet d'estimer des flux entrants et sortant. Le versant Nord se construit rapidement et ensuite glisse sans s'élargir. Les flux d'érosion sont faibles et relativement constants du Crétacé supérieur au Miocène dans cette partie de la chaîne ($\sim$5 km^2/Ma). Sur le versant Sud, les flux d'accrétion varient suivant les intervalles de temps. Entre l'Eocène moyen et l'Oligocène, il n'y a pas d'unité de socle accrétée et donc les flux diminuent fortement. Les flux d'érosion connaissent une diminution lors de la croissance du prisme entre le Paléocène et l'Eocène moyen. Les flux d'érosion augmentent très fortement à l'Eocène supérieur-Oligocène alors que l'accrétion s'est arrêtée et que des structures tectoniques fonctionnent hors-séquence dans la chaîne.

Entre l'Oligocène et le Miocène, l'élargissement de la chaîne reprend, avec l'incorporation dans le prisme de l'unité de Rialp et la déformation qui a lieu au niveau du front.

En résumé, les flux d'érosion associés au champ de vitesse sur la coupe crustale des Pyrénées montrent clairement l'évolution du prisme orogénique qui peut être résumée en quatre points :

- Du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen, les flux d'érosion totaux sont faibles et les vitesses de raccourcissement sont importantes, nous sommes donc dans la phase de croissance et d'élargissement du prisme.
- A la fin de l'Eocène, les vitesses de convergence sont encore importantes et le flux d'érosion connait une forte augmentation sans que de nouvelles unités soient accrétées. Cependant à cette période, des structures tectoniques sont activées dans les zones internes et la propagation du front s'arrête ce qui laisse penser à un contrôle climatique qui s'exerce au début du régime *icehouse*.
- A partir de l'Oligocène, les vitesses de convergence dérivées de la coupe sont faibles mais une nouvelle unité est ajoutée au prisme par sous-placage tandis que le flux d'érosion total est important, ce qui correspond à la phase de stabilité du prisme.
- Depuis la fin de la convergence, le prisme est soumis à l'érosion et ne peut plus s'élargir. Le relief a néanmoins été remodelé par les glaciers et l'incision Miocène dont l'origine reste débattue.

Conclusions et perpsectives

Les travaux effectués au cours de cette thèse permettent d'apporter un éclairage nouveau sur des points clés de l'évolution pré-convergence de l'Ibérie et sur la construction de la chaîne des Pyrénées à partir du crétacé supérieur.

La première partie de ce travail a été consacrée à l'évolution des bassins d'avant-pays qui jouxtent la chaîne des Pyrénées (Chapitre 3) au travers une étude de données de puits et une étude de terrain menée dans le cadre du Master 2 de Benoit Berthier (2010). La première approche se focalise sur des données de puits réparties dans le Bassin de l'Ebre et la Zone Sud-Pyrénéenne qui ont permis d'établir des cartes montrant la géométrie du bassin à la fin de la période de rifting Crétacé au travers les dépôts mésozoïques préservés sous le Cénozoïque discordant. Il apparaît ainsi que des structures héritées du cycle orogénique Hercynien exercent un contrôle majeur dans la déformation ante-convergence en faisant remonter tout le bloc Est d'abord au Crétacé, puis à l'Oligo-Miocène lors de l'ouverture du Golfe du Lion et la surrection des Chaînes Catalanes.

Dans un second temps, les données de puits ont été utilisées pour reconstituer la subsidence du Bassin de l'Ebre de la fin du Trias au Miocène. Les calculs de subsidence sont présentés sous forme d'un profil et de cartes qui permettent de distinguer plusieurs phases de subsidence majeures :

1. fin du Trias : début de l'ouverture de l'Atlantique ;
2. fin du Jurassique et Crétacé inférieur dans le Bassin d'Organya au Nord et à l'Ouest. Cette phase est corrélée à la propagation de l'Atlantique vers le Nord qui ouvre le Golfe de Gascogne et amincit le domaine pyrénéen jusqu'à faire affleurer le manteau lithosphérique au plancher des bassins ;
3. Crétacé supérieur dans le bassin de Tremp : initiation de la subsidence flexurale par le chargement tectonique ;
4. Paléocène à Oligocène : migration de la subsidence vers le Sud en réponse à l'augmentation de la charge orogénique.

Les épaisseurs des séries sédimentaires pour chaque intervalle de temps ont ensuite été dérivées en volumes sédimentaires par l'intermédiaire de cartes d'isopaques. Les volumes servent également au calcul des taux de sédimentation et d'accumulation dans les bassins. Dans le Bassin de l'Ebre et la Zone Sud-Pyrénéenne, les volumes sédimentaires augmentent à partir du Crétacé supérieur puis connaissent un ralentissement au Paléocène. Cette diminution est contemporaine du ralentissement de la tectonique et de la convergence. A partir de l'Eocène inférieur, les taux de sédimentation augmentent fortement et connaissent leur maximum à l'Oligocène inférieur alors que le Bassin de l'Ebre est endoréique depuis le Priabonien. L'Oligocène inférieur correspond en effet au maximum d'exhumation dans la Zone Axiale (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009 ; Beamud *et al.*, 2011) causé par le sous-placage de l'unité de Rialp et qui peut être amplifié par un effet climatique (Huyghe *et al.*, 2009). De l'Oligocène supérieur au Miocène, le flux sédimentaire diminue et comble complètement l'avant-pays même si la subsidence est quasiment finie.

Une étude plus spécifique de l'érosion du relief et du transport des matériaux détritiques a été menée dans les Sierras Exteriores, à la limite entre le bassin *piggy back* de Jaca et le bassin non déformé de

l'Ebre. Par une analyse fine des faciès sédimentaires couplée à une datation précise par biostratigraphie des séries étudiées, il a été possible de discuter les effets relatifs de la tectonique et du climat sur la disparition définitive des plateformes carbonatées de la marge distale à la limite Lutétien-Bartonien. En effet, les plateformes carbonatées qui se développent sur la marge Sud des Pyrénées de l'Ilerdien au Lutétien sont connues pour migrer vers le Sud-Ouest en réponse à l'augmentation de la flexure et l'ennoiement du bassin (Vergés et Burbank, 1996) afin de rester dans des environnements de vie favorables aux producteurs carbonatés (e.g. Beavington-Penney et Racey, 2004) pendant le stade de sous-remplissage du bassin (e.g. Sinclair, 1997). De ce fait, la limite Lutétien-Bartonien qui marque la disparition définitive des plateformes carbonatées pyrénéennes au profit de grands édifices deltaïques, a souvent été interprétée comme le résultat de l'augmentation du flux sédimentaire détritique entrant dans le bassin et donc le passage vers un stade sur-rempli. Notre étude a permis de montrer au contraire que suite à l'augmentation du flux détritique, la plateforme carbonatée de Guara dans les Sierras Exteriores s'adapte, ce qui est marqué par un faciès mixte carbonate-grès. A la limite Lutétien-Bartonien, les plateformes disparaissent de manière synchrone que ce soit dans les domaines protégés des apports détritiques (sommet des anticlinaux) et dans les synclinaux. A cette période, l'enregistrement sédimentaire montre une augmentation de l'amplitude des variations du niveau marin et dans les zones internes, l'exhumation commence à augmenter rapidement. Nous proposons donc que la disparition définitive des carbonates dans l'avant-pays Sud-pyrénéen est un effet couplé de la tectonique régionale et des instabilités climatiques qui commencent à s'établir (Huyghe *et al.*, soumis).

La seconde partie de ce travail a consisté à apporter des nouvelles données de thermochronologie détritique dans les bassins d'avant-pays (Chapitre 4). Les bassins d'avant-pays sont en effet un lieu privilégié pour étudier l'exhumation des zones sources dans les premiers stades de formation de la chaîne car ce sont eux qui recueillent et préservent les traces des unités des zones internes qui sont complètement érodées par la suite. De plus, il n'existait pas encore d'âges dans les séries détritiques syn-orogéniques alors que les zones internes de la chaîne sont relativement bien connues. Néanmoins, les méthodes basse température utilisées (traces de fission ou Helium sur apatites et zircons) et l'histoire des Pyrénées font que seules les phases d'exhumation plus récentes que 50 Ma sont enregistrées dans la Zone Axiale. Quelques âges plus anciens (mésozoïques) étaient disponibles mais peu expliqués. Les méthodes de plus haute température comme $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotites ou les domaines de diffusion sur feldspaths potassiques documentent plutôt un refroidissement post-hercynien.

L'approche choisie a donc été une double datation des zircons par les méthodes U/Pb et (U-Th)/He réalisée au CRPG Nancy en collaboration avec Raphaël Pik couplée aux traces de fission dur apatites comptées à l'ETH Zürich en collaboration avec Maria Giuditta Fellin. Cette approche permet en effet de pouvoir identifier les provenances des grains détritiques car les sources potentielles sont peu nombreuses (en terme de quantité et non de volume) et ont une signature géochronologique caractéristique (Trias, Carbonifère, Ordovicien, Néoprotérozoïque et Méso-Paléoprotérozoïque). Les âges de refroidissement permettent d'identifier les différentes phases d'exhumation depuis le Trias jusqu'à la période orogénique sur la marge ibérique et européenne. Des datations sur des échantillons des séries post-rift de l'Albien ont également été ajoutés à nos résultats pour compléter l'histoire de la marge ibérique.

Sur le versant Nord, les principaux résultats obtenus sont :

1. la mise évidence par datation U/Pb d'une source Néoprotérozoïque (cycle orogénique Cadomien) qui devient de plus en plus dominante dans les zones en érosion entre la fin du Crétacé supérieur et la limite Lutétien-Bartonien. Au contraire, l'importance des sources varisques ou ordoviciennes diminue avec l'âge des sédiments. Nous interprétons cela en terme de dénudation de la croûte qui amène des niveaux structuraux de plus en plus profonds à la surface ;
2. la mise en évidence d'un épisode majeur de refroidissement au Trias moyen ;
3. la mise en évidence d'une phase d'exhumation à l'Albien comme indiquée par les datations (U-Th)/He sur zircons et les âges AFT détritiques. Cela implique que les niveaux qui ont été exhumés à cette période sont soit restés à la surface ou soit plus probablement très peu enfouis lors du Crétacé supérieur ;
4. la mise en évidence d'une exhumation avec des taux de 0,15 à 0,4 km/Ma au Paléogène, soit comparables avec ceux de la littérature pour les mêmes périodes (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005).

La répartition des sources anciennes dans les échantillons comparée aux sources actuelles affleurantes a pu montrer que le versant Nord-pyrénéen a très vite dans l'histoire de la chaîne acquis une structuration, d'un point de vue thermochronologique, comparable à la géométrie actuelle. Cela implique une relative stabilité géomorphologique (relief, taille des bassins versants) des réseaux de drainage et leur localisation sur le flanc rétro.

Sur le versant Sud, les principaux résultats obtenus sont :

1. la mise en évidence par datation U/Pb sur zircons d'une source Varisque prédominante dans les séries pré- et syn-orogéniques.
2. la mise en évidence d'un épisode de refroidissement majeur au Trias qui s'observe par la discordance des sédiments de cet âge sur les granitoïdes Varisques de la Zone Axiale (Zwart, 1979) et qui peut être également déduite de l'étude des puits du Bassin de l'Ebre (Lanaja, 1987) ;
3. la mise en évidence d'une phase d'exhumation à l'Albien moins bien reconnue qu'au Nord mais associée à une phase d'érosion/dépôt de grès Albiens dans la Zone Sud-Pyrénéenne dont l'origine peut être située dans le Bassin de l'Ebre ou l'Ouest de la Zone Axiale.
4. la mise en évidence dans les échantillons syn-orogéniques d'un passage du recyclage de grains du Bassin d'Organya exhumés précocement à une exhumation rapide de grains venant des zones internes.

Ces résultats apportent des précisions sur la séquence d'exhumation déjà relativement bien connue au Sud (Fitzgerald *et al.*, 1999 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Metcalf *et al.*, 2009 ; Beamud *et al.*, 2011). En effet, la comparaison des âges d'exhumation avec les vitesses de convergence montre que l'exhumation s'est initiée dans la Zone Axiale à 71 Ma alors que cette phase était seulement suggérée par la modélisation thermique ou des observations indirectes par ces auteurs. De plus les résultats obtenus nous permettent de confirmer la séquence d'exhumation de l'unité de Nogueres au Paléogène et d'apporter des contraintes sur la localisation des sources sédimentaires sur le versant Sud-pyrénéen à l'Albien, au Paléocène et à l'Eocène.

La dernière partie de ce travail a permis, sur la base des données de la littérature et celles énoncées précédemment de préciser le modèle de convergence entre l'Ibérie et l'Europe à partir d'une coupe crustale équilibrée et restaurée (Chapitre 5).

Une nouvelle interprétation de la Zone Sud-Pyrénéenne et de sa mise en place précise la séquence de déformation sur le versant pro du prisme. Ainsi, les vitesses de raccourcissement sont plus en accord avec l'évolution classique des chaînes de montagnes qui montrent une diminution de la convergence au cours de la croissance du prisme de collision. La restauration de cette coupe à quatre périodes clés de l'évolution de la chaîne nous a permis de discuter la géométrie initiale du domaine pyrénéen aminci et des flux (accrétion et érosion) sur chaque versant de la chaîne.

La géométrie pré-convergence obtenue à l'état initial dans la partie centrale des Pyrénées fait apparaître un détachement incliné vers le Sud qui permet de faire remonter le manteau lithosphérique à la surface entre une lithosphère ibérique d'environ 120 km d'épaisseur et une lithosphère européenne de 80 km d'épaisseur. Ce résultat est en accord avec les interprétations récentes de la mise en place des lherzolites dans les bassins crétacés (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.*, 2010). Le détachement est dessiné avec une vergence Sud, fondée sur l'interprétation structurale des blocs de croûte de part et d'autre du bassin en utilisant la classification de Lavier et Manatschal (2006) et Péron-Pinvidic et Manatschal (2010). Ainsi, nous interprétons les Massifs Nord-Pyrénées comme des blocs allochtones entre lesquels des bassins Albiens se développent, ce que supportent les datations sur zircons et apatites des sédiments détritiques des séries paléogènes du Bassin d'Aquitaine qui montrent une exhumation à l'Albien et pas ou peu d'enfouissement par la suite. C'est également dans ce domaine que le volcanisme alcalin et un métamorphisme de Haute Température est observé.

La quantité de raccourcissement totale obtenue par la restauration de la coupe est au minimum de 103 km. Les incertitudes sur cette valeur proviennent surtout du manque de contraintes sur la largeur du domaine extrêmement aminci où le manteau affleure. La comparaison avec les modèles cinématiques du mouvement de la plaque Ibérique par rapport à l'Eurasie fixe permet d'apporter des contraintes supplémentaires. En effet, suivant les reconstructions considérées, un domaine de 12 à 60 km de largueur n'est pas pris en compte dans les coupes pour l'intervalle de temps 84-71 Ma. Du fait que certaines reconstructions (Srivastava *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002) font débuter la convergence il y a 120 Ma, cela porte la largeur de ce domaine à 150-250 km suivant la partie de la chaîne qui est considérée. Vu que les images géophysiques des Pyrénées ne montrent pas une telle quantité de matière en subduction sous la chaîne (Souriau *et al.*, 2008), les reconstructions cinématiques de Olivet (1996) et Fidalgo-Gonzalez (2001) semblent mieux représenter le mouvement de l'Ibérie pendant la période magnétique calme du Crétacé. Nous n'avons néanmoins pas pu tester le modèle de Jammes *et al.* (2009) pour lequel aucun pôle de rotation n'a été proposé. Il semble donc que l'actuel Bassin d'Aulus dans lequel sont présente les lherzolites ait été au Crétacé inférieur un bassin d'une largeur de 30 à 40 km et qui a subi un métamorphisme important à cette période.

Pendant toute la durée de la croissance des Pyrénées les taux d'érosion que nous estimons sur le versant Nord Pyrénéen sont très supérieurs aux taux de sédimentation enregistrés dans le Bassin d'Aquitaine (Sinclair *et al.*, 2005). Nous interprétons cette différence comme étant due à l'export de matériel sédimentaire en dehors du bassin. Sur le versant Sud, les taux d'érosion calculés au début de la croissance orogénique sont également plus importants que les taux de sédimentation, certainement pour les mêmes raisons. A partir de l'Oligocène, ces valeurs deviennent comparables, ce que nous interprétons comme une conséquence de la fermeture des connexions océaniques du Bassin de l'Ebre au Priabonien (Costa *et*

al., 2010) qui permettent la préservation de tout le matériel arraché au prisme orogénique. La cessation de l'accrétion d'unités à l'Eocène supérieur, couplée aux flux d'érosion les plus importants de la période orogénique sur le versant Sud et à la déformation sur des structures hors-séquences qui montrent un rétrécissement de la largeur du prisme orogénique sont des arguments qui permettent de proposer un forçage climatique sur la tectonique pyrénéenne au début de l'Oligocène.

Les nouvelles données structurales, sédimentaires et thermochronologiques acquises pendant cet travail de thèse et intégrées à la connaissance actuelle des Pyrénées vont maintenant permettre de comparer l'évolution de la chaîne à un modèle numérique couplé de la croissance d'un prisme orogénique et de la flexure de la lithosphère.

Modèle 2D dynamique couplé bassin-prisme

Le modèle développé par Frédéric Mouthereau et Carole Petit (GéoAzur) s'inscrit dans une volonté de pouvoir modéliser le remplissage des bassins par une approche combinant croissance d'une prisme orogénique, son érosion 3D et le transport/dépôt de sédiments. Par rapport aux modélisations couplées existantes des bassins d'avant-pays et des prismes, celle-ci tient compte d'une érosion réaliste 3D type détachement limité dans la chaîne et du érosion/transport de la matière érodée dans le bassin. L'évolution de la taille du prisme est fonction du matériel accrété, de la vitesse de convergence et de la rigidité flexurale de la plaque inférieure. La cinématique du prisme est fonction du prisme et de la compensation isostatique.

Une première tentative de comparaison avec les données issues de l'analyse des bassins a été présentée à l'EGU 2010 (Filleaudeau *et al.*, 2010). Elle a montré que le modèle numérique est capable de reproduire la subsidence de l'avant-pays avec le même ordre de grandeur pour l'épaisseur des sédiments au front et pour la largeur du bassin au cours de la croissance du prisme (Figure 6.1). La modélisation donne pour chaque incrément les valeurs de α et β ainsi que le champ de déplacement à l'intérieur du prisme

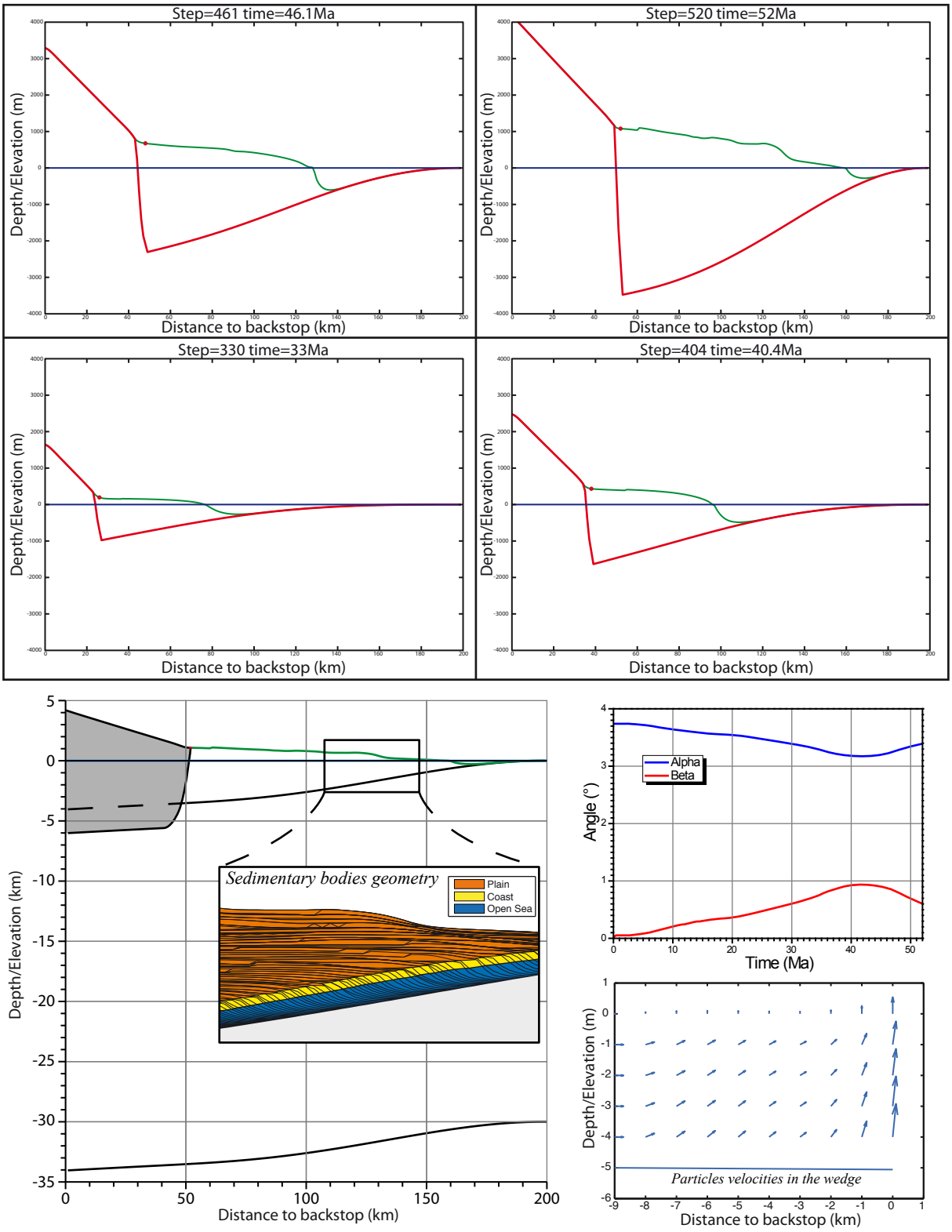


FIGURE 6.1: *Altitude du prisme et forme du bassin d'avant-pays à quatre pas de temps de la modélisation. Le modèle donne également des architectures sédimentaires, les valeurs de α et β et le champ de déplacement à l'intérieur du prisme.*

Bibliographie

Albarède F. et Michard-Vitrac A., 1978. Age and significance of the North Pyrenean metamorphism, *Earth and Planetary Science Letters*, 40, pp. 327–332.

Allen P. et Allen J., 2005. *Basin analysis : principles and applications*, Blackwell Publishing, oxford, 549 p.

Alonso-Zarza A., Armentros I., Braga J., Muñoz A., Pujalte V., Ramos E., Aguirre J., Alonso-Gavilan G., Arenas C., Baceta J., Carballeira J., Calvo J., Corrochano A., Fornos J., Gonzalez A., Luzon A., Martin J., Pardo G., Payros A., Pérez A., Pomar L., Rodriguez J. et Villena J., 2002. Tertiary. In : Gibbons W. et Moreno T., éditeurs, *The Geology of Spain*, Geological Society, London, pp. 293–334.

Alvarez-Marron J., Rubio E. et Torné M., 1997. Subduction-related structures in the North Iberian Margin, *Journal of Geophysical Research*, 102(B10), pp. 22,497–22,511.

Anadon P., Colombo F., Esteban M., Marzo M., Robles S., Santanach P. et Solé i Sugrañes L., 1979. Evolucion tectonoestratigrafica de los Catalanides, *Acta Geologica Hispanica*, 14, pp. 242–270.

Anastasio D. et Holl J., 2001. Transverse fold evolution in the External Sierra, southern Pyrenees, Spain, *Journal of Structural Geology*, 23, pp. 379–392.

Andeweg B. et Cloetingh S., 1998. Flexure and 'unflexure' of the North Alpine German-Austrian Molasse Basin : constraints from forward tectonic modelling. In : Mascle A., Puigdefabregas C., Luterbacher H. et Fernandez M., éditeurs, *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geological Society Special Publications, **134**, London, pp. 403–422.

Arbues P., Pi E. et Berastegui X., 1996. Relaciones entre la evolucion sedimentaria del grupo de arén y el cabalgamiento de boixols (campaniense terminal-maastrichtiense del pirineo meridional-central), *Geogaceta*, 20, pp. 446–449.

Ardèvol L., Klimowitz J., Malagon J. et Nagtegaal P., 2000. Depositional sequence response to foreland deformation in the upper Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain, *AAPG Bulletin*, 84(4), pp. 566–587.

Arenas C., Millan H., Pardo G. et Pocovi A., 2001. Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia) : controls on basin margin fans and fluvial systems, *Basin Research*, 13, pp. 65–89.

Arenas C. et Pardo G., 1999. Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain) : sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151, pp. 127–148.

Aslanian D., Moulin M., Olivet J.-L., Unternehr P., Matias L., Bache F., Rabineau M., Nouzé H., Klingelheofer F., Contrucci I. et Labails C., 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean : Kinematic constraints, *Tectonophysics*, 468, pp. 98–112.

Babault J., 2004. *Dynamique de l'érosion dans une chaîne de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont. L'exemple des Pyrénées*, Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 218 p.

Babault J., Bonnet S., Ruiz G. et van den Driessche J., 2008. A comment on 'Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronoloical data and modelling' by M. Gibson, H.D. Sinclair, G.J. Lynn and F.M. Stuart, *Basin Research*, p. 3.

Babault J., van den Driessche J., Bonnet S., Castelltort S. et Crave A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24, pp. 19.

Babault J., Loget N., van den Driessche J., Castelltort S., Bonnet S. et Davy P., 2006. Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis ?, *Geomorphology*, 81, pp. 155–165.

Bally A., Gordy P. et Stewart G., 1966. Structure, seismic data and orogenic evolution of southern canadian rocky mountains, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14, pp. 337–381.

Baltzer F. et Purser B., 1990. Modern alluvial fan and deltaic sedimentation in a foreland tectonic setting : the Lower Mesopotamian Plain and the Arabian Gulf, *Sedimentary Geology*, 67, pp. 175–197.

Banda E., Albert-Beltran J., Torné M. et Fernandez M., 1991. Regional geothermal gradients and lithospheric structures in Spain. In : Cermak V. et Rybach L., éditeurs, *Exploration of the deep continental crust. Terrestrial heat flow and the lithosphere structure*, Springer-Verlag, New York, pp. 176–186.

Barbera X., Cabrera L., Marzo M., Parés J. et Agusti J., 2001. A complete terrestrial Oligocene magnetobiostratigraphy from the Ebro Basin, Spain, *Earth and Planetary Science Letters*, 187, pp. 1–16.

Barnolas A. et Teixell A., 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, southern Pyrenees), *Geology*, 22, pp. 1107–1110.

Barrier L., 2002. *Intéractions déformation - sédimentation dans les systèmes compressifs supra-crustaux. Exemples naturels et analogiques*, Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 222 p.

Barros A. et Lettenmaier D., 1994. Dynamic modelling of orographically induced precipitation, *Review of Geophysics*, 32(3), pp. 265–284.

Barruol G. et Souriau A., 1995. Anisotropy beneath the Pyrenees range from teleseismic shear wave splitting, *Geophysical Research Letters*, 22(4), pp. 493–496.

Barruol G., Souriau A., Vauchez A., Diaz J., Gallart J., Tubia J. et Cuevas J., 1998. Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting, *Journal of Geophysical Research*, 103(B12), pp. 30039–30054.

Barso Romeu D. et Ramos E., 2007. Procedencia de los conglomerados sinorogénicos de La Pobla de Segur, Pirineos centro-meridionales, *Geogaceta*, 41, pp. 19–22.

Beamud E., Garcés M., Cabrera L., Muñoz J. et Almar Y., 2003. A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain, *Earth and Planetary Science Letters*, 216, pp. 501–514.

Beamud E., Muñoz J., Fitzgerald P., Baldwin S., Garcés M., Cabrera L. et Metcalf J., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates : constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees, *Basin Research*, p. 23.

Beaumont C., 1981. Foreland basins, *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 65, pp. 291–329.

Beaumont C., Muñoz J., Hamilton J. et 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*, 105(B4), pp. 8121–8145.

Beavington-Penney S. et Racey A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera : applications in palaeoenvironmental analysis, *Earth Science Reviews*, 67, pp. 219–265.

Bentham P. et Burbank D., 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South Central Pyrenees. In : Friend P. et Dabrio C., éditeurs, *Tertiary Basin of Spain*, Cambridge University Press, pp. 144–152.

Berggren W., Kent D., Swisher C. et Aubry M., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In : Berggren W., Kent D., Aubry M. et Hardenbol J., éditeurs, *Geochronology, Time Scale and Global Correlations : an Unified Temporal Framework for an Historical Geology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **54**, Tulsa, pp. 129–212.

Berner R., Lasaga A. et Garrels R., 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years, *American Journal of Science*, 283, pp. 641–683.

Bernet M., 2009. A field-based estimate of the zircon fission-track closure temperature, *Chemical Geology*, 259, pp. 181–189.

Bernet M., Van der Beek P., Pik R., Huyghe P., Mugnier J., Labrin E. et Szulc A., 2006. Miocene to Recent exhumation of the central Himalaya determined from combined detrital zircon fission-track and U/Pb analysis of Siwalik sediments, western Nepal, *Basin Research*, 18, pp. 393–412.

Bernet M., Brandon M., Garver J. et Molitor B., 2004. Fundamentals of detrital zircon fission-track analysis for provenance and exhumation studies with examples from the European Alps. In : Bernet M. et Spiegel C., éditeurs, *Detrital thermochronology - Provenances analysis, exhumation, landscape evolution of mountain belts*, Geological Society of America Special Paper 378, Boulder Colorado, pp. 25–36.

Bernet M. et Garver J., 2005. Fission-track analysis of detrital zircon, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, pp. 205–238.

Bernet M. et Spiegel C., 2004. Introduction : Detrital thermochronology. In : Bernet M. et Spiegel C., éditeurs, *Detrital thermochronology - Provenances analysis, exhumation, landscape evolution of mountain belts*, Geological Society of America Special Paper 378, Boulder, Colorado, pp. 1–6.

Bernet M., Zattin M., Garver J., Brandon M. et Vance J., 2001. Steady-state exhumation of the European Alps, *Geology*, 29(1), pp. 35–38.

Berthier B., 2010. Etude sédimentologique et biostrtigraphique de la plate-forme de Guara (Eocène) dans le bassin sud-pyrénéen : implications sur les facteurs de contrôle de la sédimentation, Mémoire de Master, Université Pierre et Marie Curie, 59 p.

Béziat D., Joron J., Monchoux P., Treuil M. et Walgenwitz F., 1991. Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France), *Chemical Geology*, 89, pp. 243–262.

Bilotte M., Cosson J., Crochet B., Peybernès B., Roche J., Taillefer F., Tambareau Y., Ternet Y. et Villatte J., 1988. *Notice explicative, carte géologique de France (1/50000), feuille Lavelanet (1076)*, BRGM, Orléans.

Biteau J.-J., Le Marrec A., Le Vot M. et Masset J.-M., 2006. The Aquitaine Basin, *Petroleum Geoscience*, 12, pp. 247–273.

Bohaty S. et Zachos J., 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene, *Geology*, 31(11), pp. 1017–1020.

Boillot G. et Capdevila R., 1977. The Pyrenees : Subduction and collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 35, pp. 151–160.

Bond R. et McClay K., 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. In : Buchanan J. et Buchanan P., éditeurs, *Basin inversion*, Geological Society Special Publications, **88**, London, pp. 415–431.

Bourrouilh R., Richert J.-P. et Zolnaï G., 1995. The North Pyrenean Aquitaine Basin, *AAPG Bulletin*, 79(6), pp. 831–853.

Bradshaw J., 1957. Laboratory studies of the rate of growth of the foraminifera *Steblus becarii* (Linné) var. *tepida* Cushman, *Journal of Paleontology*, 31, pp. 1138–1147.

Brandon M., 1992. Decomposition of fission-track grain-age distributions, *American Journal of Science*, 292, pp. 535–564.

Brandon M., 1996. Probability density plot for fission-track grain-age samples, *Radiation Measurements*, 26(5), pp. 663–676.

Brandon M., 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using BinomFit, *On Track*, 24, pp. 13–18.

Brandon M., Roden-Tice M. et Garver J., 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State, *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), pp. 985–1009.

Braun J. et Sambridge M., 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales : a new method based on irregular spatial discretization, *Basin Research*, 9, pp. 27–52.

Brunet M., 1986. The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins, *Tectonophysics*, 129, pp. 343–354.

Buis M. et Cugny P., 1978. Les poudingues de Palassou entre l'Ariège et le Doutouyre (Pyrénées ariégeoises), *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 114, pp. 212–236.

Burbank D., Blythe A., Putkonen J., Pratt-Sitaula B., Gabet E., Oskin M., Barros A. et Ojha T., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas, *Nature*, 426, pp. 652–655.

Burbank D., Puigdefàbregas C. et Muñoz J., 1992. The chronology of Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain, *Geological Society of America Bulletin*, 104, pp. 1101–1120.

Burchette T. et Wright V., 1992. Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*, 79, pp. 3–57.

Byerlee J., 1978. Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 116, pp. 615–626.

Cabrera L., Roca E. et Santanach P., 1988. Basin formation at the end of a strike-slip fault : the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees), *Journal of the Geological Society*, 145, pp. 261–268.

Caja M., Marfil R., Garcia D., Remacha E., Morad S., Mansurberg H., Amorosi A., Martinez-Calvo C. et Lahoz-Beltra R., 2010. Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the eocene hecho group, spanish pyrenees : implications for the tectonic evolution of a foreland basin, *Basin Research*, 22, pp. 157–180.

Camara P. et Klimowitz J., 1985. Interpretacion geodinamica de la vertiente centro-occidental Surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp), *Estudios Geologicos*, 41, pp. 391–404.

Campbell I., Reiners P., Allen C., Nicolescu S. et Upadhyay R., 2005. He-Pb double dating of detrital zircons from the Ganges and Indus Rivers : Implication for quantifying sediment recycling and provenance studies, *Earth and Planetary Science Letters*, 237, pp. 402–432.

Canérot J., Majesté-Menjoulas C. et Ternet Y., 2004. Nouvelle interprétation structurale de la "faille Nord-Pyrénéenne" en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous, *C. R. Geoscience*, 336, pp. 135–142.

Canérot J., 1989. Early Cretaceous rifting and salt tectonics of the Iberian margin of the western Pyrenees (France). Structural consequences, *Bulletin du Centre de Recherche et Exploration-Production, ELF Aquitaine*, 13(1), pp. 87–99.

Carignan J., Hild P., Mevelle G., Morel J. et Yeghicheyan D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS : a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH, *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), pp. 187–198.

Caroff M., Bellon H., Chauris L., Carron J.-P., Chevrier S., Gardinier A., Cotten J., Le Moan Y. et Neidhart Y., 1995. Magmatisme fissural Triasico-Liasique dans l'Ouest du Massif Armoricain (France) : Pétrologie, âge et modalités de mise en place, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, pp. 1921–1936.

Carpéna V. et Mailhé D., 1993. Fission-track dating : its importance in geology. In : Roth E. et Poty B., éditeurs, *Nuclear Methods of Dating*, Kluwer Academic Publishers, pp. 189–233.

Carrapa B., DeCelles P., Reiners P., Gehrels G. et Sudo M., 2009. Apatite triple dating and white mica 40Ar/39Ar thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes : a multiphase tectonothermal history, *Geology*, 37, pp. 407–410.

Casas A., Keary P., Rivero L. et Adam C., 1997. Gravity anomaly map of the Pyrenean region and comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, 150, pp. 65–78.

Casas-Sainz A. et Faccenna C., 2001. Tertiary compressional deformation of the Iberian plate, *Terra Nova*, 13, pp. 281–288.

Casas-Sainz A. et Gil-Imaz A., 1998. Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros basin, northern Spain, *Geol Rundsch*, 86, pp. 802–818.

Cascella A. et Dinarès-Turell J., 2009. Integrated calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigaphy from the uppermost marine Eocene deposits of the southeastern Pyrenean foreland basin : evidences for a marine Priabonian depostition, *Geologica Acta*, 7(1-2), pp. 281–296.

Castelltort S., Guillocheau F., Robin C., Rouby D., Nalpas T., Lafont F. et R. E., 2003. Fold control on the stratigraphic record : a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees, *Basin research*, 15, pp. 527–551.

Castelltort S. et Simpson G., 2006. Growing mountain ranges and quenched river networks, *C. R. Geoscience*, 338, pp. 1184–1193.

Catalunya I. G. d., 2006a. *Mapa geologic comarcal de Catalunya 1 :50000 – Noguera*, Institut Cartographic de Catalunya et Institut Geologic de Catalunya, Barcelone.

Catalunya I. G. d., 2006b. *Mapa geologic comarcal de Catalunya 1 :50000 – Solsones*, Institut Cartographic de Catalunya et Institut Geologic de Catalunya, Barcelone.

Catalunya I. G. d., 2007a. *Mapa geologic comarcal de Catalunya 1 :50000 – Alt Urgell*, Institut Cartographic de Catalunya et Institut Geologic de Catalunya, Barcelone.

Catalunya I. G. d., 2007b. *Mapa geologic comarcal de Catalunya 1 :50000 – Pallars Jussa*, Institut Cartographic de Catalunya et Institut Geologic de Catalunya, Barcelone.

Cederbom C., Schlunegger F., Sinclair H. et van der Beek P., 2008. Late Neogene climatic, tectonic and geodynamic (?) forcing on the European Alps recorded by the erosion history of the North Alpine Foreland Basin, In : *Geophysical Research Abstracts*, volume 10, Vienna, Austria, 2008. General Assembly European Geosciences Union (EGU).

Cederbom C., Sinclair H., Schlunegger F. et Rahn M., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps, *Geology*, 32(8), pp. 709–712.

Champagnac J., Molnar P., Anderson R., Sue C. et Delacou B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps, *Geology*, 35(3), pp. 195–198.

Champagnac J., Schlunegger F., Norton K., von Blanckenburg F., Abbülh L. et Schwab M., 2009. Erosion-drievn uplift of the modern central Alps, *Tectonophysics*, 474, pp. 236–249.

Chantraine J., Autran A. et Cavelier C., 1996. *Carte Géologique de la France à 1/1000000 (6ème édition)*, BRGM, Orléans.

Chapple W., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts, *Geological Society of America Bulletin*, 89, pp. 1189–1198.

Charmoy M., 2010. Etude de l'exhumation et de la provenance des sédiments du Sud des Pyrénées à l'Albien : Datations U/Pb et (U-Th)/He de la Formation des Grès du Turbon, Mémoire de Master, ENSG-CRPG Nancy, 48 p.

Cherniak D. et Watson E., 2000. Pb diffusion in zircon, *Chemical Geology*, 172, pp. 5–24.

Choukroune P., 1970. Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne, *Bulletin BRGM*, 4, pp. 49–63.

Choukroune P., 1974. *Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale*, Thèse de doctorat, Montpellier, 226 p.

Choukroune P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, pp. 143–158.

Choukroune P., Le Pichon X. et Séguret M., 1973. Bay of Biscay and Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, 18, pp. 109–118.

Choukroune P. et Mattauer M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec les modèles actuels, *Bulletin de la Société Geologique de France*, 7(20), pp. 689–700.

Choukroune P., Roure F., Pinet B. et Team E., 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile, *Tectonophysics*, 173, pp. 411–423.

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

Clift P., 2006. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 241, pp. 571–580.

Codilean A., Bishop P. et Hoey T., 2006. Surface process models and the links between tectonics and topography, *Progress in Physical Geography*, 30(3), pp. 307–333.

Collectif , 1998. *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées*, Bureau des Recherches Géologiques et Minières et Instituto Tecnologico Geominero de España, 729 p.

Copley A., Avouac J. et Royer J., 2010. India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate : Implications for the forces driving plate motions, *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 115, pp. B03410.

Costa E., Garcés M., Lopez-Blanco M., Beamud E., Gomez-Paccard M. et Larrasoaña J., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basins (NE Spain) : magneto-chronological constraints, *Basin Research*, 22, pp. 904–917.

Crampton S. et Allen P., 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development : Example from the north alpine foreland basin, *AAPG Bulletin*, 79, pp. 1495–1514.

Dahl P., 1997. A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing in U-bearing minerals, with implications for geochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, 150, pp. 277–290.

Dahlen F., 1984. Noncohesive Critical Coulomb Wedges : An Exact Solution, *Journal of Geophysical Research*, 89(B12), pp. 10,125–10,133.

Dahlen F., Suppe J. et Davis D., 1984. Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges : Cohesive Coulomb Theory, *Journal of Geophysical Research*, 89(B12), pp. 10,087–10,101.

Daignières M., Gallart J., Banda E. et Hirn A., 1982. Implications of the sismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range, *Earth and Planetary Science Letters*, 57, pp. 88–100.

Dauteuil O. et Ricou L., 1989. Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen, *Geodinamica Acta*, 3, pp. 237–250.

Davis D. et Engelder T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts, *Tectonophysics*, 119, pp. 67–88.

Davis D., Suppe J. et Dahlen F., 1983. Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges, *Journal of Geophysical Research*, 88(B2), pp. 1153–1172.

DeCelles P., Gehrels G., Quade J. et Ojha T., 1998. Eocene-early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal, *Tectonics*, 17(5), pp. 741–765.

DeCelles P. et Giles K., 1996. Foreland basin systems, *Basin Research*, 8, pp. 105–123.

Deloule E., Alexandrov P., Cheilletz A., Laumonier B. et Barbey P., 2002. In-situ U-Pb zircon ages for early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France : the Canigou orthogneisses, *International Journal of Earth Sciences*, 91, pp. 398–405.

Denèle Y., 2007. *Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet*, Thèse de doctorat, Thèse de l'Université de Toulouse III, 300 p.

Déramond J., Graham R., Hossack J., Baby P. et Crouzet G., 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci.*, 301(16), pp. 1213–1216.

Déramond J., Souquet P., Fondecave-Wallez M.-J. et Specht M., 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps : model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). In : Williams G. et Dobb A., éditeurs, *tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*, Geological Society Special Publications, **71**, London, pp. 193–219.

Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Brunet M.-F., Cadet J.-P., Crasquin S. et Sandulescu M., 2000. *Atlas Peri-Tethys – Palaeogeographical maps – 24 maps and explanatory*, Commision pour la Carte Géologique du Monde.

Dercourt J., Zonenshain L., Ricou L., Kazmin V., Le Pichon X., Knipper A., Grandjacquet C., Sbortshikov I., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D., Boulin J., Sibuet J.-C., Savostin L., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M., Lauer J. et Biju-Duval B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, pp. 241–315.

Desegaulx P., Kooi H. et Cloetingh S., 1991. Consequence of foreland basin development on thinned continental lithosphere : application to the Aquitaine basin (SW France), *Earth and Planetary Science Letters*, 106, pp. 116–132.

Dinarès J., McClelland E. et Santanach P., 1992. Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from paleomagnetic data : an example from the southern Pyrenees. In : McClay K., éditeur, *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, pp. 265–275.

Dinarès-Turell J. et Garcia-Senz J., 2000. Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution, *Journal of Geophysical Research*, 105(B8), pp. 19,405–19,418.

Dodson M., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, pp. 259–274.

Dorobek S., 1995. Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins : controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology. In : Dorobek S. et Ross G., éditeurs, *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins*, SEPM Special Publication, 52, pp. 127–147.

Dreyer T., Corregidor J., Arbues P. et Puigdefabregas C., 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain, *Sedimentary Geology*, 127, pp. 127–169.

Eichenseer H. et Luterbacher H., 1992. The marine Paleogene of the Tremp Region (NE Spain) - Depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors, *Facies*, 27, pp. 119–152.

Farley K., 2000. Helium diffusion from apatite : general behavior as illustrated by Durango Fluorapatite, *Journal of Geophysical Research*, 105, pp. 2903–2914.

Farley K., 2002. (U-Th)/He dating : techniques, calibrations, and applications. In : Porcelli P., Ballentine C. et Wieler R., éditeurs, *Noble Gas Geochemistry*, Review in Mineralogy and Geochemistry, pp. 819–843.

Farley K., Wolf R. et Silver L., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp. 4223–4229.

Farrell S., Williams G. et Atkinson C., 1987. Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella Thrusts, south central Pyrenees, Spain, *Journal of the Geological Society*, 144, pp. 907–914.

Faure G., 1986. *Principles of isotope geology*, Wiley, New York, 589 p.

Fernandez O., Muñoz J., Arbues P., Falivene O. et Marzo M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces : An example of growth strat and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain), *AAPG Bulletin*, 88(8), pp. 1049–1068.

Fidalgo-Gonzalez , 2001. *La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intra-plaque*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 340 p.

Filleaudeau P.-Y., 2007. Enregistrement stratigraphique et sédimentologique d'un épisode de déformation dans l'avant-pays sud-pyrénéen à l'Eocène moyen : Exemple de l'anticlinal de Boltaña, Mémoire de Master, Université de Rennes 1, 28 p.

Filleaudeau P.-Y., Mouthereau F. et Petit C., 2010. A coupled thermokinematic-depositional model of the Pyrenean building, In : *Geophysical Research Abstracts*, volume 12, Vienna, Austria, 2010. General Assembly European Geosciences Union (EGU).

Fischer M., 1984. Thrust tectonics in the North Pyrenees, *Journal of Structural Geology*, 6(6), pp. 721–726.

Fitzgerald P., Muñoz J., Coney P. et Baldwin S., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth and Planetary Science Letters*, 173, pp. 157–170.

Fleischer R., Price P. et Walker R., 1965. The ion explosion spike mechanism for formation of charged particle tracks, *Journal of Applied Physics*, 36(11), pp. 3645–3652.

Fleischer R., Price P. et Walker R., 1975. *Nuclear Tracks in Solids : Principles and Applications*, University of California Press, Berkeley, 605 p.

Flemings P. et Jordan T., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins : Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology, *Geology*, 18, pp. 430–434.

Franke W., 2000. The mid-European segment of the Variscides : tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In : Franke W., Haak V., Oncken O. et Tanner D., éditeurs, *Orogenic Processes : Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Geological Society Special Publication, **179**, London, pp. 35–62.

Galbraith R., 1981. On statistical models for fission track counts, *Mathematical Geology*, 13, pp. 471–478.

Galbrun B., Feist M., Colombo F., Rocchia R. et Tambareau Y., 1993. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager Basin, Province of Lerida, Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102, pp. 41–52.

Garcia-Castellanos D., Vergés J., Gaspar-Escribano G. et Cloetingh S., 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia), *Journal of Geophysical Research*, 108(B7), pp. 18.

Garcia-Senz J., 2002. *Cuencas extensivas del Cretacico inferior en los Pirineos Centrales, formacion y subsecuente inversion*, Thèse de doctorat, Universitat de Barcelona, 302 p.

Garrido-Megias A. et Rios L., 1972. Sintesis géologica del Secundario y Terciario entre los rios Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente sur-pirenaica, provincias de Huesca y Lérida, *Boletin Geologico y Minero*, 83, pp. 1–47.

Garver J. et Brandon M., 1994. Fission-track ages of detrital zircons from cretaceous strata, southern british columbia : implications for the baja bc hypothesis, *Tectonics*, 13, pp. 401–420.

Garzanti E., Vezzoli G., Ando S., Lavé J., Attal M., France-Lanord C. et DeCelles P., 2007. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya), *Earth and Planetary Science Letters*, 258, pp. 500–515.

Garzanti E., Vezzoli G., Ando S., Paparella P. et Clift P., 2005. Petrology of Indus River sands : a key to interpret erosion history of the Western Himalayan Syntaxis, *Earth and Planetary Science Letters*, 229, pp. 287–302.

Gaspar-Escribano J., van Wees J., ter Voorde M., Cloetingh S., Roca E., Cabrera L., Muñoz J., Ziegler P. et Garcia-Castellanos D., 2001. Three-dimensional flexural modelling of the Ebro Basin (NE Iberia), *Geophysical Journal International*, 145, pp. 349–367.

Geel T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits : empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, pp. 211–238.

Genser J., Cloetingh S. et Neubauer F., 2007. Late orogenic rebound and oblique Alpine convergence : New constraints from subsidence analysis of the Austrian Molasse basin, *Global and Planetary Change*, 58(1-4), pp. 214–223.

Gerlach S., 1972. Substratum : general introduction. In : Kinne O., éditeur, *Marine Ecology*, Wiley, New York, pp. 1245–1250.

Gibson M., Sinclair H., Lynn G. et Stuart F., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling, *Basin Research*, 19, pp. 323–334.

Gilham R. et Bristow C., 1998. Facies architecture and geometry of a prograding carbonate ramp during the early stages of foreland basin evolution : Lower Eocene sequences, Sierra del Cadi, SE Pyrenees, Spain. In : Wright V. et Burchette T., éditeurs, *Carbonate Ramps*, Geological Society Special Publications, **149**, London, pp. 181–203.

Gislason S., Oelkers E., Eiriksdottir E., Kardjilov M., Gisladottir G., Sigfusson B., Snorrason A., Elefsen S., Hardardottir J., Torssander P. et Oskarsson N., 2009. Direct evidence of the feedback between climate and weathering, *Earth and Planetary Science Letters*, 277, pp. 213–222.

Godard V., Pik R., Lavé J., Cattin R., Tibari B., de Sigoyer J., Pubellier M. et Zhu J., 2009. Late cenozoic evolution of the central longmen shan, eastern tibet : Insight from (u-th)/he thermochrnonometry, *Tectonics*, 28.

Goldberg J.-M. et Leyreloup A., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, pp. 194–207.

Goldberg J.-M. et Maluski H., 1988. Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen, *C. R. Acad. Sci.*, 306, pp. 429–435.

Gong Z., van Hinsbergen D., Vissers R. et Dekkers M., 2009. Early Cretaceous syn-rotational extension in the Organya basin–New constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotation, *Tectonophysics*, 473(3-4), pp. 312–323.

Gong Z., Langereis C. et Mullender T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay, *Earth and Planetary Science Letters*, 273, pp. 80–93.

Gradstein F., Ogg J. et Smith A., 2004. *A Geologic Time Scale*, Cambridge University Press, Cambridge, 589 p.

Grandjean G., 1992. *Mise en évidence des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales au travers du projet ECORS Arzacq-Pyrénées*, Thèse de doctorat, Université Montpellier 2, 290 p.

Graveleau F., 2008. *Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avants-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie Centrale)*, Thèse de doctorat, Thèse de l'Université de Montpellier, 487 p., Montpellier.

Green P., 1981. A new look at statistics in fission track dating, *Nuclear Tracks*, 5, pp. 77–86.

Guillocheau F., 1990. *Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple du Dévonien armoricain*, Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, 257 p.

Gunnell Y., Calvet M., Brichau S., Carter A., Aguilar J.-P. et Zeyen H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts : Insights from thermo- and biochronology in Eastern Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, 278, pp. 208–218.

Gupta S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin, *Geology*, 25(1), pp. 11–14.

Gurnis M., 2001. Sculpting the Earth from inside out, *Scientific American*, p. 8.

Hallock P., 1984. Distribution of larger foraminiferal assemblages on two Pacific coral reefs, *Journal of Foraminiferal Research*, 14, pp. 250–261.

Hallock P., 1985. Why are larger foraminifera large ?, *Paleobiology*, 11, pp. 195–208.

Hallock P. et Glenn E., 1986. Larger foraminifera : a tool for palaeoenvironmental analysis for Cenozoic depositional carbonate facies, *Palaios*, 1, pp. 55–64.

Haq B., Hardenbol J. et Vail P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235, pp. 1156–1167.

Haynes J., 1965. Symbiosis, wall structure and habitat in foraminifera, *Special Publication-Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 16, pp. 40–43.

Heard T. et Pickering K., 2008. Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle-Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees, *Sedimentology*, 55, pp. 809–844.

Heilbron M., Mohriak W., Valeriano C., Milani E., Almeida J. et Tupinamba M., 2000. From collision to extension : the roots of Southeastern Continental Margin of Brazil. In : Mohriak W. et Talwani M., éditeurs, *Atlantic Rifts and Continental Margins*, AGU, pp. 1–32.

Holl J. et Anastasio D., 1993. Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain, *Geology*, 21, pp. 271–274.

Homewood P., Mauriaud P. et Lafont F., 1999. Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers – Vade mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs-réservoir, *Bulletin du Centre de Recherche et Exploration-Production, ELF Aquitaine*, 25, pp. 81.

Horton B., Parra M., Saylor J., Nie J., Mora A., Torres V., Stockli D. et Strecker M., 2010. Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures, *GSA Today*, 20(7), pp. 4–10.

Hottinger L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 30, pp. 239,253.

Hourigan J., Reiners P. et Brandon M., 2005. U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(13), pp. 3349–3365.

Hubbert M. et Rubey W., 1959. Role of fluids in mechanics of overthrust faulting, *Geological Society of America Bulletin*, 70, pp. 115–166.

Hurford A., Fitch F. et Clarke A., 1984. Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating, *Geological Magazine*, 121, pp. 269–277.

Hurford A. et Green P., 1983. The Zeta age calibration of fission-track dating, *Isotope Geoscience*, 1, pp. 285–317.

Hurford A. et Hammerschmidt K., 1985. 40Ar/39Ar and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs : calibration ages for fision track dating standards, *Chemical Geology*, 58, pp. 23–32.

Huyghe D., 2010. *Changements climatiques globaux et forçage tectonique au Paléogène : Exemples du bassin de Paris et des Pyrénées au Paléogène*, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 351 p.

Huyghe D., Castelltort S., Mouthereau F., Serra-Kiel J., Filleaudeau P.-Y., Emmanuel L., Berthier B. et Renard M., soumis. Large scale facies change in the middle-Eocene South-Pyrenean foreland basin : the role of tectonics and prelude to Cenozoic ice-ages, *Sedimentary Geology*.

Huyghe D., Mouthereau F., Castelltort S., Filleaudeau P.-Y. et Emmanuel L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets : implications for mountain building, *Earth and Planetary Science Letters*, 288, pp. 421–433.

Innocent C., Briqueu L. et Cabanis B., 1994. Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees : magmatism in post-orogenic extension ?, *Tectonophysics*, 238, pp. 161–181.

Jammes S., 2009. *Processus d'amincissement crustal en contexte transtensif : l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées Basques*, Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, 245 p., Strasbourg.

Jammes S., Manatschal G., Lavier L. et Masini E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean : Example of the Western Pyrenees, *Tectonics*, 28, pp. 24.

Johnson D. et Beaumont C., 1995. Preliminary results from a planform kinematic model of orogen evolution, surface processes, and the development of clastic foreland basin stratigraphy. In : Dorobek S. et Ross G., éditeurs, *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins*, SEPM Special Publication, **52**, pp. 3–24.

Johnson J. et Hall Jr C., 1989. Tectono-stratigraphic model for the Massif d'Igountze-Mendibelza, western Pyrenees, *Journal of the Geological Society*, 146, pp. 925–932.

Jolivet M., Labaume P., Monié P., Brunel M., Arnaud N. et Campani M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain), *Tectonics*, 26, pp. 17.

Jordan T., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States, *AAPG Bulletin*, 65, pp. 2506–2520.

Jordan T. et Watts A., 2005. Gravity anomalies, flexure and the elastic thickness structure of the India-Eurasia collisional system, *Earth and Planetary Science Letters*, 236, pp. 732–750.

Juez-Larré J. et Andriessen P., 2006. Thectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia sinc the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U-Th)/He thermochronology. A case history of the Catalan Coastal Ranges, *Earth and Planetary Science Letters*, 243, pp. 159–180.

Ketcham R., Donelick R. et Carlson W., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics III. Extrapolation to geological time scales, *American Mineralogist*, 84(9), pp. 1235–1255.

Koons P., 1990. The two sided wedge in orogeny ; Erosion and collision from the sand box to the Southern Alps, New Zealand, *Geology*, 18, pp. 679–682.

Kraml M., Pik R., Rahn M., Selbekk R., Carignan J. et Keller J., 2006. A new multi-mineral age reference material for $^{40}Ar/^{39}Ar$, (U-Th)/He and Fission Tarck dating methods : the Limberg t3 Tuff, *Geostandards and Analytical Research*, 30(2), pp. 73–86.

Kuhlemann J., 2000. Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe), *Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 52, pp. 1–91.

Kuhlemann J., Frisch W., Szekely B., I. D. et M. K., 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps : tectonic versus climatic control, *International Journal of Earth Sciences*, 91, pp. 818–837.

Kutzbach J., Guetter P., Ruddiman W. et Prell W., 1989. Sensitivity of Climate to Late Cenozoic Uplift in Southern Asia and the American West : Numerical Experiments, *Journal of Geophysical Research*, 94(D15), pp. 18,393–18,407.

Labaume P., Mutti E. et Séguret M., 1987. Megaturbidites : A depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain, *Geo-Marine Letters*, 7, pp. 91–101.

Labourdette R. et Jones R., 2007. Characerization of fluvial architectural elements using a three-dimensional outcrop dataset : Escanilla braided system, South-Central Pyrenees, Spain, *Geosphere*, 3 (4), pp. 13.

Lachenbruch A. et Morgan P., 1990. Continental extension, magmatism and elevation ; formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, 174(1-2), pp. 39–62.

Lacombe O. et Jolivet L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, *Tectonics*, 24, pp. 20.

Lacombe O. et Mouthereau F., 1999. Qu'est-ce que le front des orogènes ? L'exemple de l'orogène pyrénéen, *C. R. Acad. Sci.*, 329, pp. 889–896.

Lafont F., 1994. *Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et le géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca (Pyrénées espagnoles)*, Thèse de doctorat, Thèse de l'Université de Rennes 1, 264 p.

Lagabrielle Y. et Bodinier J.-L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks : field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees, *Terra Nova*, 20, pp. 11–21.

Lagabrielle Y., Labaume P. et 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 lherzolite bodies, *Tectonics*, 29, pp. 26.

Lago M., Arranz E., Pocovi A., Galé C. et Gil-Imaz A., 2004. Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees : a record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension. In : Wilson M., Neumann E.-R., Davies G., Timmerman M., Heeremans M. et Larsen B., éditeurs, *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*, Geological Society Special Publications, **223**, London, pp. 439–464.

Lallemand S., Schnurle P. et Malavieille J., 1994. Coulomb theory applied to accretionary and non-accretionary wedges - Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion, *Journal of Geophysical Research*, 99(B6), pp. 12.033–12.0055.

Lanaja J., 1987. *Contribucion de la Exploracion Petrolifera al conocimiento de la geologia de España*, IGME, Madrid, 465 p.

Larrasoaña J., Parés J., Del Valle J. et Millan H., 2003. Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited : implications for the Iberian-Eurasian Mesozoic plate boundary, *Tectonophysics*, 362, pp. 161–182.

Laumonier B., Marignac C. et Kister P., 2010. Polymetamorphism and crustal evolution of eastern Pyrenees during the Late Carboniferous Variscan orogenesis, *Bulletin de la Société Geologique de France*, 181(5), pp. 411–428.

Lavier L. et Manatschal G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, 440, pp. 324–328.

Lavé J. et Avouac J., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 26561–26591.

Lawver L. et Gahagan L., 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the Circum-Antarctic region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198, pp. 11–37.

Le Pichon X., Bergerat F. et Roulet M., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation, *Special Paper Geological Society of America*, 218, pp. 111–131.

Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J. et Sibuet J.-C., 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne, In : *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Technip, Paris, pp. 11–44.

Lee J., 1974. Towards understanding the niche of foraminifera. In : Hedley R. et Adams C., éditeurs, *Foraminifera, vol. 1*, Academic Press, London, pp. 207–260.

Leutenegger S., 1984. Symbiosis in benthic foraminifera, *Journal of Foraminiferal Research*, 14, pp. 16–35.

Caride de Liñan C., 1994. *Mapa Geologico de la Peninsula Iberica, Baleares y Canarias. Escala 1 :1000000*, Instituto Tecnologico Geominero de España.

Lopez-Blanco M., Marzo M., Burbank D., Vergés J., Roca E., Anadon P. et Piña J., 2000. Tectonic and climatic controls on the development of foreland fan deltas : Montserrat and Sant Llorenç del Munt systems (Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain), *Sedimentary Geology*, 138, pp. 17–39.

Lopez-Blanco M., Marzo M. et Muñoz J., 2003. Low-Amplitude, synsedimantary folding of a deltaic complex : Roda Sandstone (lower Eocene), South-Pyrenean Foreland Basin, *Basin Research*, 15, pp. 73–95.

Lopez-Martinez N., Arribas M., Robador A., Vicens E. et Ardèvol L., 2006. Los carbonatos danienses (Unidad 3) de la Fm Tremp (Pirineos sur-centrales) : paleogeografia y relacion con ele limite Cretacico-Terciario, *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 19(3-4), pp. 233–255.

Losantos M., Aragonès E., Berastegui X., Palau J., Puigdefabregas C. et Soler M., 2002. *Mapa geologic de Catalunya 1 :250000 – 2è édition*, Institut Cartographic de Catalunya et Institut Geologic de Catalunya, Barcelone.

Lucazeau F. et Vasseur G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins, *Tectonophysics*, 164, pp. 251–258.

Luterbacher H., 1998. Sequence stratigraphy and the limitations of biostratigraphy in the marine Paleogene strat of the Tremp Basin (central part of the southern Pyrenean foreland basin, Spain. In : De Graciansky P., Hardenbol J., Jacquin T. et Vail P., éditeurs, *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, Society for Sedimentary Geology Special Publication, **60**, pp. 303–309.

Luzon A., 2005. Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the Northern Ebro Basin, NE Spain : Tectonic control and palaeogeographical evolution, *Sedimentary Geology*, 177, pp. 19–39.

Mahéo G., 2002. *Exhumation des roches de très haute température, dômes et décrochements, Karakorum*, Thèse de doctorat, Université Claude Bernard, Lyon.

Malavieille J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes, *Bulletin de la Société Geologique de France*, 7, pp. 129–138.

Manatschal G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margin based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps, *International Journal of Earth Sciences*, 93, pp. 432–466.

Mari J.-L. Sismique de puits, p. 45.

Martinez A., Rivero L. et Casas A., 1997. Integrated gravity ans seismic interpretation of duplex structures and imbricate thrust systems in the southeastern Pyrenees (NE Spain), *Tectonophysics*, 282, pp. 303–329.

Martinez-Peña M. et Casas-Sainz A., 2003. Cretaceous-Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain), *International Journal of Earth Sciences*, 92, pp. 99–113.

Marzoli A., Renne P., Piccirillo E., Ernesto M., Bellieni G. et De Min A., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province, *Science*, 284, pp. 616–618.

Mata M., Casas A., Canals A., Gil A. et Pocovi A., 2001. Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain, *Basin Research*, 13, pp. 91–111.

Mattauer M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 10, pp. 3–12.

Maurel O., Brunel M. et Monié P., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France), *C. R. Geoscience*, 334, pp. 941–948.

Maurel O., Monié P., Pik R., Arnaud N., Brunel M. et Jolivet M., 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees : an $^{40}Ar/^{39}Ar$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs, *International Journal of Earth Sciences*.

Mazurek M., Hurford A. et Leu W., 2006. Unravelling the multi-stage burial history of the Swiss Molasse Basin : integration of apatite fission track, vitrinite reflectance and biomarker isomerisation analysis, *Basin Research*, 18, pp. 27–50.

McClay K., Muñoz J. et Garcia-Senz J., 2004. Extensional salt tectonics in a contractional orogen : A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees, *Geology*, 32(9), pp. 737–740.

McHone J., 2002. Volatile emission of Central Atlantic Magmatic Province basalts : Mass assumptions and environmental consequences. In : Hames W., McHone J., Renne P. et Ruppel C., éditeurs, *The Central Atlantic Magmatic Province*, American Geophysical Union Monograph, **136**, pp. 241–254.

Meigs A., 1997. Sequential development of selected Pyrenean thrust faults, *Journal of Structural Geology*, 19(3-4), pp. 481–502.

Meigs A. et Burbank D., 1997. Growth of the South Pyrenean orogenic wedge, *Tectonics*, 16(2), pp. 239–258.

Meigs A., Vergés J. et Burbank D., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet, *Geological Society of America Bulletin*, 108(12), pp. 1608–1625.

Melick J., Cavanna G., Benevelli G., Tinterri R. et Mutti E., 2004. The Lutetian Ainsa sequence : an example of a small turbidite system deposited in a tectonically controlled basin, *Search and Discovery*, p. 7.

Metcalf J., Fitzgerald P., Baldwin S. et Muñoz J., 2009. Thermochronology of a convergent orogen : Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Puton in the Central Pyrenean Axial Zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 287, pp. 488–503.

Miall A., 1995. Collision-related foreland basins. In : Busby C. J. et Ingersoll R. V., éditeurs, *Tectonics of sedimentary basins*, Blackwell Science, Oxford, pp. 393–424.

Millan H., 1996. *Estructura y cinematica del frente de cabalgamiento surpirenaico, Sierras Exteriores aragonesas*, Thèse de doctorat, Universidad de Zaragoza, 330 p.

Millan H., Aurell M. et Melendez A., 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain) : a case study for a tectonic orogin of sequences and systems tracts, *Sedimentology*, 41, pp. 1001–1024.

Millan H., Den Bezemer T., Vergés J., Marzo M., Muñoz J., Roca E., Cirés J., Zoetemeijer R., Cloetingh S. et Puigdefabregas C., 1995. Palaeo-elevation and effective elastic thickness evolution at mountain ranges : inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin, *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), pp. 917–928.

Millan-Garrido H., Oliva-Urcia B. et Pocovi-Juan A., 2006. La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental), *Geogaceta*, 40, pp. 35–38.

Miller K., Kominz M., Browning J., Wright J., Mountain G., Katz M., Sugarman P., Cramer B., Christie-Blick N. et Pekar S., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change, *Science*, 310, pp. 1293–1298.

Miller K., Wright J. et Fairbanks R., 1991. Unlocking the ice house : Oligocene-Miocene oxygen isotopes, and margin erosion, *Journal of Geophysical Research*, 96(B4), pp. 6829–6848.

Minnigh L., van Calsteren P. et den Tex E., 1980. Quenching : An additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees), *Geology*, 8, pp. 18–21.

Molina E., Angori E., Arenillas I., Brinkhuis H., Crouch E., Luterbacher H., Monechi S. et Schmitz B., 2003. Correlation between the Paleocene/Eocene boundary and the Ilerdian at Campo, Spain, *Revue de Micropaléontologie*, 46, pp. 95–109.

Molina E., Ortiz N. et Serra-Kiel J., 1988. Implicaciones paleoecologicas de los foraminiferos en el Eoceno del Prepirineo oscense (sector de Arguis), *Revista Española de Paleontologia*, 3, pp. 45–57.

Molnar P., 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates, *Geology*, 29, pp. 1071–1074.

Molnar P. et England P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?, *Nature*, 346, pp. 29–34.

Molnar P. et Stock J., 2009. Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics, *Tectonics*, 28(3), pp. TC3001.

Montgomery D., Balco G. et Willett S., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology*, 29(7), pp. 579–582.

Morata D., Puga E., Demant A. et Aguirre L., 1997. Geochemistry and tectonic setting of the "ophites" from the external zones of the Betic Cordilleras (S. Spain), *Estudios Geologicos*, 53, pp. 107–120.

Morris R., Sinclair H. et Yelland A., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen : implications for sediment discharge, *Basin Research*, 10, pp. 69–85.

Moulin M., Aslanian D. et Unternehr P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic ocean, *Earth Science Reviews*, 98, pp. 1–37.

Mouthereau F., 2009. *La collision des marges continentales : rhéologie et croissance orogénique*, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Pierre et Marie Curie, 70 p.

Mouthereau F., Fillon C. et Ma K.-F., 2009. Distribution of strain rates in the Taiwan orogenic wedge, *Earth and Planetary Science Letters*, 284, pp. 361–385.

Muñoz J., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In : McClay K., éditeur, *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, pp. 235–246.

Muñoz J., Martinez A. et Vergés J., 1986. Thrust sequence in the Eastern Pyrenees, *Journal of Structural Geology*, 8, pp. 399–405.

Mutti E., 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain), *Sedimentology*, 24, pp. 107–131.

Mutti E., Bernoulli D., Ricci Lucchi F. et Tinterri R., 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins, *Sedimentology*, 56, pp. 267–318.

Muñoz-Jiménez A. et Casas-Sainz A., 1997. The Rioja Trough (N Spain) : tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin, *Basin Research*, 9, pp. 65–85.

Naylor M. et Sinclair H., 2008. Pro- vs. retro-foreland basins, *Basin Research*, 20, pp. 285–303.

Nichols G. et Thompson B., 2005. Bedrock lithology control on contemporaneous alluvial fan facies, Oligo-Miocene, southern Pyrenees, Spain, *Sedimentology*, 52, pp. 571–585.

Nijman W., 1998. Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin : towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. In : Mascle A., Puigdefabregas C., Luterbacher H. et Fernandez M., éditeurs, *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geological Society Special Publications, **134**, London, pp. 135–162.

Oliva-Urcia B. et Pueyo E., 2007. Gradient of shortening and vertical-axis rotations in the southern Pyrenees (Spain), insights from a synthesis of paleomagnetic data, *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 20(1-2), pp. 105–118.

Olivet J.-L., 1996. Kinematics of the Iberian plate, *Bulletin du Centre de Recherche et Exploration-Production, ELF Aquitaine*, 20, pp. 131–195.

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

Pagani M., Zachos J., Freeman K., Tipple B. et Bohaty S., 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene, *Science*, 309, pp. 600–603.

Palassou P.-B., 1784. *Essai sur la minéralogie des monts-Pyrénées*, Chez Didot Jeune, à Paris, 32ç p.

Payros A., Orue-Etxebarria X. et Pujalte V., 2006. Covarying sedimentary and biotic fluctuations in Lower-Middle Eocene Pyrenean deep-sea deposits : Palaeoenvironmental implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, pp. 258–276.

Payros Agirre A., 1997. *El Eoceno de la cuenca de Pamplona : Estratigrafia, facies y evolucion paleogeografica*, Thèse de doctorat, Université du Pays Basque, 366 p.

Pearson P. et Palmer M., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years, *Nature*, 406, pp. 695–699.

Peizhen Z., Molnar P. et Downs W., 2001. Increased sedimentation rates and grain size 2-4Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature*, 410, pp. 891–897.

Pelletier J., 2004. Estimate of three-dimensional flexural-isostatic response to unloading : Rock uplift due to late Cenozoic glacial erosion in the Western United States, *Geology*, 32(2), pp. 161–164.

Péron-Pinvidic G., Manatschal G., Minshull T. et Sawyer D., 2007. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins : Evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, 26, pp. 19.

Pickering K. et Bayliss N., 2009. Deconvolving tectono-climatic signals in deep-marine siliciclastics, Eocene Ainsa basin, Spanish Pyrenees : Seesaw tectonics versus eustasy, *Geology*, 37(3), pp. 203–206.

Pickering K. et Corregidor J., 2005. Mass transport complexes and tectonic control on confined basin-floor submarine fans, Middle Eocene, south Spanish Pyrenees. In : Hodgson D. et Flint S., éditeurs, *Submarine Slope Systems : Processes and Products*, Geological Society Special Publications, **244**, London, pp. 51–74.

Pik R., Marty B., Carignan J. et Lavé J., 2003. Stability of the upper nile drainage network (ethiopia) deduced from (u-th)/he thermochronometry : implications for uplift and erosion of the afar plume dome, *Earth and Planetary Science Letters*, 215, pp. 73–88.

Pik R., Marty B., Carignan J., Yirgu G. et Ayalew T., 2008. Timing of East African Rift development in southern Ethiopia : Implications for mantle plume activity and evolution of topography, *Geology*, 36(2), pp. 167–170.

Plaziat J.-C., 1981. Late Cretaceous to late Eocene palaeogeographic evolution of Southwest Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, pp. 263–320.

Poblet J. et Hardy S., 1995. Reverse modelling of detachment folds ; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain), *Journal of Structural Geology*, 17(12), pp. 1707–1724.

Poblet J., Muñoz J., Travé A. et Serra-Kiel J., 1998. Quantifying the kinematics of detachment folds using the 3D geometry : application to the Mediano Anticline (Pyrenees, Spain), *Geological Society of America Bulletin*, 110(1), pp. 111–125.

Pous J., Ledo J., Queralt P. et Muñoz J., 1997. Constraints on the deep structure of the Pyrenees from new magnetotelluric data, *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 8(4), pp. 395–400.

Price R., 1973. Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In : De Jong K. et Scholten R., éditeurs, *Gravity and Tectonics*, Wiley, New York, pp. 491–502.

Pueyo E., Millan H. et Pocovi A., 2002. Rotation velocity of a thrust : a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees), *Sedimentary Geology*, 146, pp. 191–208.

Pueyo E., Parés J., Millan H. et Pocovi A., 2003. Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (a case study in the Southern Pyrenees), *Tectonophysics*, 362, pp. 345–366.

Puigdefabregas C., Muñoz J. et Vergés J., 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In : McClay K., éditeur, *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, pp. 247–254.

Puigdefabregas C. et Souquet P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and tertiary from the Pyrenees, *Tectonophysics*, 129, pp. 173–203.

Pujalte V., Baceta J., Schmitz B., Orue-Etxebarria X., Payros A., Bernaola G., Apellaniz E., Caballero F., Robador A., Serra-Kiel J. et Tosquella J., 2009. Redefinition of the Ilerdian Stage (Early Eocene), *Geologica Acta*, 7(1-2), pp. 177–194.

Péron-Pinvidic G. et Manatschal G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from iberia-newfoundland : a new point of view, *International Journal of Earth Sciences*, 98 (7), pp. 1581–1597.

Péron-Pinvidic G. et Manatschal G., 2010. From microcontinents to extensional allochthons : witnesses of how continents rift and break apart ?, *Petroleum Geoscience*, 16(3), pp. 189.

Rahl J., Reiners P., Campbell I., Nicolescu S. et Allen C., 2003. Combined single-grain (U-Th)/He and U/Pb dating of detrital zircons from the Navajo Sandstone, Utah, *Geology*, 31(9), pp. 761–764.

Raymo M. et Ruddiman W., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate, *Nature*, 359, pp. 117–122.

Reiners P., 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, pp. 151–179.

Reiners P. et Brandon M., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, pp. 419–466.

Reiners P., Campbell I., Nicolescu S., Allen C., Hourigan J., Garver J., Mattinson J. et Cowan D., 2005. (U-Th)/(He-Pb) double dating of detrital zircons, *American Journal of Science*, 305, pp. 259–311.

Reiners P., Spell T., Nicolescu S. et Zanetti K., 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry : He diffusion and comparisons with $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, pp. 1857–1887.

Remacha E. et Fernandez L., 2003. High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain), *Marine and Petroleum Geology*, 20, pp. 711–726.

Ricci Lucchi F., 1986. The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Appenines. In : Allen P. et Homewood P., éditeurs, *Foreland Basins*, IAS Special Publication, **8**, pp. 105–139.

del Rio P., Barbero L. et Stuart F., 2006. Historia del levantamiento tectonico de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica, España) : restricciones en base a cronologia mediante huellas de fision y (U-h)/He en apatitos, *Geogaceta*, 40, pp. 7–10.

Robin C., Guillocheau F. et Gaulier J.-M., 1998. Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris basin, *Terra Nova*, 10, pp. 323–329.

Roca E., Muñoz J., Ferrer O. et 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, pp. 33.

Rocher M., Lacombe O., Angelier J., Deffontaines B. et Verdier F., 2000. Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France) : insights from combined structural and paleostress analyses, *Journal of Structural Geology*, 22, pp. 627–645.

Rodriguez-Pinto A., Pueyo E., Barnolas A., Pocovi A., Samso J. et Gil-Peña I. Magnetoestratigrafia Cuisiense-Luteciense preliminar de la cuenca surpirenaica occidental, pp. 81–84.

Roe G., 2005. Orographic precipitation, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, pp. 645–671.

Roest W. et Srivastava S., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, 19, pp. 613–616.

Rosenbaum G. et Lister G., 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene : spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions, *Earth Science Reviews*, 69, pp. 281–306.

Rosenbaum G., Lister G. et Duboz C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359, pp. 117–129.

Ross C., 1972. Biology and ecology of *Marginopora vertebralis* (Foraminiferida), Great Barrier Reef, *Journal of Protozoology*, 19, pp. 181–192.

Rossi P., Cocherie A., Fanning M. et Ternet Y., 2003. Datation U-Pb sur zircons des dolérites tholéiitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relation avec les tufs volcaniques dits "infra-liasiques" nord-pyrénéens, *C. R. Geoscience*, 335, pp. 1071–1080.

Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Muñoz J., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Séguret M., Camara P. et Deramond J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections : geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, 8(1), pp. 41–50.

Ruddiman W., 1997. *Tectonic Uplift and Climate Change*, Plenum Press, 558 p.

Ruddiman W. et Kutzbach J., 1989. Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere Climate by Plateau Uplift in Southeast Asia and the American West, *Journal of Geophysical Research*, 94(D15), pp. 18,409–18,427.

Ruddiman W., Prell W. et Raymo M., 1989. Late Cenozoic Uplift in Southern Asia and the American West : Rationale for General Circulation Modeling Experiments, *Journal of Geophysical Research*, 94 (D15), pp. 18,379–18,391.

Saura E. et Teixell A., 2000. Relacion entre los conglomerados oligocenos y las estructuras tectonicas en la zona de Les Nogueres (Pirineo Central), *Geotemas*, 1(2), pp. 201–203.

Saura E. et Teixell A., 2006. Inversion of small basins : effects on structural variations at the leading edge of the Axial Zone antiformal stack (Southern Pyrenees, Spain), *Journal of Structural Geology*, 28, pp. 1909–1920.

Scheibner C., Rasser M. et Mutti M., 2007. The Campo section (Pyrenees, Spain) revisited : Implications for changing benthic carbonate assemblages across the Paleocene-Eocene boundary, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248, pp. 145–168.

Schettino A. et Turco E., 2009. Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas region, *Geophysical Journal International*, 178, pp. 1078–1097.

Sclater J. et Christie P., 1980. Continental stretching : an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin, *Journal of Geophysical Research*, 85, pp. 3711–3739.

Séguret M., 1972. *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées*, Thèse de doctorat, Thèse de l'Université de Montpellier, 160 p.

Séguret M. et Daignières M., 1986. Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees ; Discussion, *Tectonophysics*, 129, pp. 303–318.

Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samso J., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J. et Zabrevskaya E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene, *Bulletin de la Société Geologique de France*, 169, pp. 281–299.

Serra-Kiel J., Mato E., Saula E., Travé A., Ferrandez-Canadell C., Busquets P., Samso J., Tosquella J., Barnolas A., Alvarez-Pérez G., Franquès J. et Romero J., 2003a. An inventory of the marine and transitional Middle/Upper Eocene deposits of the Southeastern Pyrenean Foreland Basin (NE Spain), *Geologica Acta*, 1(2), pp. 210–229.

Serra-Kiel J., Travé A., Mato E., Saula E., Ferrandez-Canadell C., Busquets P., Tosquella J. et Vergés J., 2003b. Marine and transitional Middle/Upper Eocene Units of the Southeastern Pyrenean Foreland Basin (NE Spain), *Geologica Acta*, 1(2), pp. 177–200.

Shackelton N. et Kennett J., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of teh Antarctic glaciation : oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281, In : *Initial Report Deep Sea Drilling Project, **29***, U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 743–755.

Sibuet J.-C., Srivastava S. et Spakman W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics, *Journal of Geophysical Research*, 109, pp. 18.

Sinclair H., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins : An Alpine perspective, *Geological Society of America Bulletin*, 109(3), pp. 324–346.

Sinclair H., GIbson M., Naylor M. et Morris R., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling orogenic fluxes, *American Journal of Science*, 305, pp. 369–406.

Smith R., 2006. Progress on the theory of orographic precipitation. In : Willett S., Hovius N., Brandon M. et Fisher D., éditeurs, *Tectonic, Climate and Landscape Evolution*, Geological Society of America Spacial Publication, 398, pp. 1–16.

Soler-Gijon R. et Lopez-Martinez N., 1998. Sharks and rays (chondrichthyes) from the Upper Cretaceous red beds of the south central Pyrenees (Lleida, Spain) : indices of an India-Eurasia connection, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, pp. 1–12.

Soto R. et Casas A., 2001. Geometria y cinematica de las estructuras norte-sur de la cuenca de Ainsa, *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 14(3-4), pp. 199–211.

Souquet P. et Mediavilla F., 1976. Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci.*, 282, pp. 2139–2142.

Souriau A., Chevrot S. et Olivera C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismc data, *Tectonophysics*, 460, pp. 206–214.

Souriau A. et Granet M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data, *Journal of Geophysical Research*, 100(B9), pp. 18.117–18.134.

Spear F., 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*, Mineralogical Society of America Monograph, 799 p.

Srivastava S., Schouten H., Roest W., Klitgord K., Kovacs L., Verhoef J. et Macnab R., 1990. Iberian plate kinematics : a jumping plate boundary between Eurasia and Africa, *Nature*, 344, pp. 756–759.

Srivastava S., Sibuet J.-C., Cande S., Roest W. et Reid I., 2000. Magnetic evidence for slow sea-floor spreading during the formation of Newfoundland and Iberian margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 182, pp. 61–76.

Steiger R. et Jäger E., 1977. Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, 36, pp. 359–362.

Summerfield M. et Hulton N., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins, *Journal of Geophysical Research*, 99, pp. 13871–13883.

Sussman A., Butler R., Dinarès-Turell J. et Vergés J., 2004. Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature : an example from the Southern Pyrenees, Spain, *Earth and Planetary Science Letters*, 218, pp. 435–449.

Swie-Djin N., 1976. Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes, *Geologie En Mijnbouw*, 55(1-2), pp. 18–40.

Sztrakos K. et Castelltort S., 2001. La sédimentologie et les foraminifères bartoniens et priaboniens des coupes d'Arguis (prépyrénées aragonaises, Espagne). Incidence sur la corrélation des biozones à la limite Bartonien/Priabonien, *Revue de Micropaléontologie*, 44(3), pp. 233–247.

Séranne M., 1999. Early Oligocene stratigraphic turnover on west Africa continental margin : a signature of the Tertiary greenhouse to icehouse transition ?, *Terra Nova*, 11, pp. 135–140.

Tagami T. et O'Sullivan P., 2005. Fundamentals of Fission-Track Thermochronology, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), pp. 19–47.

Team ECORS Pyrenees , 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, 331, pp. 508–511.

Teixell A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees : basement and cover thrust geometries, *Journal of the Geological Society*, 153, pp. 301–310.

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

Thinon I., 1999. *Structure profonde de la marge nord-Gascogne et du bassin armoricain*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Torné M., de Cabissole B., Bayer R., Casas A., Daignières M. et Rivero A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile, *Tectonophysics*, 165, pp. 105–116.

Tosquella J., 1988. *Estudi sedimentologic i biostratigrafic de la Formacio Gresos de Roda (Eocè, Conca Tremp-Graus)*, Thèse de doctorat, Universitat Barcelona.

Tucholke B., Sawyer D. et Sibuet J.-C., 2007. Break-up of the Newfoundland-Iberia rift. In : Karner G., Manatschal G. et Pinheiro L., éditeurs, *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, Geological Society Special Publication, **282**, pp. 9–46.

Urgeles R., Camerlenghi A., Garcia-Castellanos D., De Mol B., Garcés M., Vergés J., Haslam I. et Hardman M., 2010. New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean, *Basin Research*, p. 23.

Vacher P. et 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, pp. 460–470.

Vera J., 2004. *Geologia de España*, Sociedad Geologica de España - Instituto Geologico y Minero de España, 890 p.

Vergés J., 1993. *Estudi geologic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolucio cinematica en 3D.*, Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.

Vergés J. et Burbank D., 1996. Eocene-Oligocene Thrusting and basin configuration in eastern and central Pyrenees (Spain). In : Friend P. et Dabrio C., éditeurs, *Tertiary Basins of Spain*, Cambridge University press, pp. 120–133.

Vergés J., Fernandez M. et Martinez A., 2002a. The Pyrenean orogen : pre-, syn-, and post-collisional evolution, *Journal of the Virtual Explorer*, 8, pp. 55–74.

Vergés J., Marzo M. et Muñoz J., 2002b. Growth strata in foreland settings, *Sedimentary Geology*, 146, pp. 1–9.

Vergés J., Marzo M., Santaeularia T., Serra-Kiel J., Burbank D., Muñoz J. et Giménez-Montsant J., 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. In : Mascle A., Puigdefabregas C., Luterbacher H. et Fernandez M., éditeurs, *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geological Society Special Publications, **134**, London, pp. 107–134.

Vergés J., Millan H., Roca E., Muñoz J., Marzo M., Cirés J., Den Bezemer T., Zoetemeijer R. et Cloetingh S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections, *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), pp. 893–915.

Vergés J. et Muñoz J., 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees, *Bulletin de la Société Geologique de France*, 2, pp. 265–271.

Vernon A., van der Beek P., Sinclair H. et Rahn M., 2008. Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database, *Earth and Planetary Science Letters*, 270, pp. 316–329.

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

Villa I. et Puxeddu M., 1994. Geochronology of the Lardello geothermal field : new data and the 'closure temperature' issue, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, pp. 415–426.

Villien A. et Matheron P., 1989. Géodynamique de la zone Nord Pyrénéenne : conséquences sur l'exploration pétrolière, *Bulletin du Centre de Recherche et Exploration-Production, ELF Aquitaine*, 131, pp. 3–19.

Vincent S., 2001. The Sis palaeovalley : a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building, *Sedimentology*, 48, pp. 1235–1276.

Vissers R., 1992. Variscan extension in the Pyrenees, *Tectonics*, 11, pp. 1369–1384.

Wagner G. et van der Haute P., 1992. *Fission-track dating*, Kluwer Academic Publishers.

Walcott R., 1970. Flexure of the lithosphere at Hawaii, *Tectonophysics*, 9, pp. 435–446.

Walsh J. et Ridd P., 2009. Processes, sediments, and stratigraphy of the Fly River Delta. In : Bolton B., éditeur, *Developments in Earth & Environmental Sciences*, Elsevier, pp. 153–176.

Watts A., 2001. Gravity anomalies, flexure and crustal structure at the Mozambique rifted margin, *Marine and Petroleum Geology*, 18, pp. 445–455.

Watts A., Lamb S., Fairhead J. et Dewey J., 1995. Lithospheric flexure and bending of Central Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, 134, pp. 9–21.

Watts A., Peirce C., Collier J., Dalwood R., Canales J. et Henstock T., 1997. A seismic study of lithospheric flexure in the vincinity of Tenerife, Canary Islands, *Earth and Planetary Science Letters*, 146, pp. 431–447.

Watts A. et Ryan W., 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins, *Tectonophysics*, 36, pp. 25–44.

Whipple K., 2001. Fluvial landscape response time : how plausible is steady-state denudation ?, *American Journal of Science*, 301, pp. 313–325.

Whipple K., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts, *Nature Geoscience*, 2, pp. 97–104.

Whipple K., Kirby E. et Brocklehurst S., 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief, *Nature*, 401, pp. 39–43.

Whipple K. et Meade B., 2004. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady-state, *Journal of Geophysical Research*, 109, pp. 24.

Whipple K. et Meade B., 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing, *Earth and Planetary Science Letters*, 243, pp. 218–228.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J. et Spiegel W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses, *Geostandards Newsletter*, 19(1), pp. 1–23.

Willenbring J. et von Blanckenburg F., 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling, *Nature*, 465, pp. 211–214.

Willett S., 1999. Orogeny and orography : the effects of erosion on the structure of mountain belts, *Journal of Geophysical Research*, 104(B12), pp. 28,957–28,981.

Willett S., 2010. Late Neogene erosion of the Alps : a climate driver ?, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, pp. 411–437.

Willett S., Beaumont C. et Fullsack P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens, *Geology*, 21, pp. 371–374.

Willett S., Schlunegger F. et Picotti V., 2006. Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps, *Geology*, 34(8), pp. 613–616.

Willett S., Slingerland R. et Hovius N., 2001. Uplift, shortening, and steady-state topography in active mountain belts, *American Journal of Science*, 301, pp. 455–485.

Williams G. et Fischer M., 1984. A balanced secton across the Pyrenean orogenic belt, *Tectonics*, 3 (7), pp. 773–780.

Wolf R., Farley K. et Kass D., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer, *Chemical Geology*, 148(1-2), pp. 105–114.

Wolf R., Farley K. et Silver L., 1996. Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp. 4231–4240.

Wolfe M. et Stockli D., 2010. Zircon (U-Th)/He thermochronometry in the KTB drill hole, Germany, and its implications for bulk He diffusion kinetics in zircon, *Earth and Planetary Science Letters*, 295 (1-2), pp. 69–82.

Yelland A., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen, *Nuclear Tracks and radiation Measurements*, 17(3), pp. 293–299.

Zachos J., Dickens G. et Zeebe R., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycles dynamics, *Nature*, 451, pp. 279–283.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E. et Billups K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65Ma to Present, *Science*, 292, pp. 686–693.

Zachos J., Stott L. et Lohmann K., 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures, *Paleoceanography*, 9(2), pp. 353–387.

Zeyen H. et Fernandez M., 1994. Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis : Application to the NE Spanish Geotransect, *Journal of Geophysical Research*, 99(B9), pp. 18.089–18.102.

Ziegler P., 1990. *Geological atlas of Western and Central Europe (2nd and completely revised edition), Shell International Petroleum Maatschappi B.V.*, Geological Society Publishing House, Bath, 239, 56 encl. pp.

Zwart H., 1979. The geology of central Pyrenees, *Leidse Geologische Mededelingen*, 50(1), pp. 1–74.

Zwart H., 1986. The Variscan geology of the Pyrenees, *Tectonophysics*, 129, pp. 9–27.

Annexe A

Synthèse des échantillons collectés au cours des différentes missions de terrain

latitude	longitude	PYF	Damien	age	localité	analyse		lame	Tmax
41,986500	0,745861	AG-C-1		Cuisien P3	Ager				
42,013389	0,877500	AG-P-1		Paléocène K5P1A	Ager	MO			-
43,013200	1,888633	AIG1		e3	Aigues-Vives	MO	AFT	X	-
43,003300	2,738333	ALB1		c6-7	Albas		AFT	X	
43,003800	2,738850	ALB3		c6-7	Albas		AFT	X	
43,004483	2,739933	ALB6		e1	Albas		AFT		
43,005050	2,739983	ALB8		e1	Albas		AFT	X	
43,005733	2,739933	ALB10		e2	Albas		AFT	X	
42,295833	0,094750	ANX1		Lutétien moy1	Mondot ? ? ?	MO			430
42,313500	0,075528	ARC-L-1		Lutétien moy1	Arcusa	MO			-
42,296139	-0,426500	ARG-G-1		Garumnien	Arguis		AFT	X	
			AR-MP-1		Arguis	MO			-
42,947450	2,410417	ARQ1							
42,222694	0,053333	BAR1		Lutétien sup			AFT	X	
42,185279	0,192070		BSB-9		Belsué	MO			420
43,042417	2,728917	CJ1		e3	Coustouge		AFT	X	
43,044867	2,735200	CJ2		e3	Coustouge	MO			448
43,042450	2,745100	CJ3		e3	Coustouge				
42,153861	0,797639	CM-C-1		Cuisien P4F	col de Montllobat	MO			-
42,154833	0,804083	CM-C-2	Tp-1	Cuisien P3C	col de Montllobat				
42,147333	0,808556	CM-IC-1	CM-C-H	Cuisien P2-3	col de Montllobat				
42,184333	0,059194	COL1		Bart-Oligo					
42,390861	0,394667		CPO2-4		Campo	MO			425
			CPO2-15		Campo	MO			426
			CPO2-20		Campo	MO			426
			CPO2-34		Campo	MO			433
			CPO2-69		Campo	MO			428
			CPO2-72		Campo	MO			433
42,393389	0,395750	CPO-G-1		Garumnien P1	Campo				
42,393389	0,395750	CPO-G-2		Garumnien P1	Campo	MO			-
42,388972	0,396306	CPO-I-0		Ilerdien P2-3	Campo				
42,388583	0,392917	CPO-I-1		Ilerdien P2-3	Campo				
42,393861	0,395917	CPO-K-1		Crétacé K5	Campo				
42,391583	0,395056	CPO-T-1		Thanétien P2	Campo				
42,390111	0,394972	CPO-T-2		Thanétien P2	Campo				
42,390167	0,394861	CPO-T-3		Thanétien P2	Campo				
42,281167	0,079667	ERI1		Lutétien moy2	Eripol		AFT	X	
42,981367	1,836750	ESC1		e3	Esclagne		AFT	X	
42,329033	0,570500	FSC2		K5E					
41,602083	1,546472	JB-P-3	JB-P-2	Priabonien	Jorba	MO			-
42,341500	-0,003750	LB-L-1		Lutétien moy2	Las Bellostas				
42,341639	-0,004139	LB-L-2		Lutétien moy2	Las Bellostas	MO			-
42,220528	0,046722	LEC1		Lutétien moy2					
42,219528	0,046861	LEC2		Lutétien moy2			AFT	X	
43,192250	1,039733	MAU1		e4-6	Mauran		AFT	X	

Suite page suivante

latitude	longitude	PYF	Dam	age	localité	analyse		lame	Tmax
42,316056	0,204917	MED-C-1		Cuisien inf	Mediano				
42,314750	0,020333	MP1		Cuisien					
42,397283	0,596200	OBA1		K4A	Monasterio d'Obarra	MO			
42,397283	0,596200	OBA2		K4A	Monasterio d'Obarra				
42,156528	0,984306	ORC-G-1	ORC-R	Garumnien K5P1A	Orcau				
42,156528	0,984306	ORC-G-2		Garumnien K5P1A	Orcau	MO	AFT	X	-
42,167361	0,983333	ORC-K-1		Crétacé K5E	Orcau				
42,166000	0,983556	ORC-K-2		Crétacé K5E	Orcau				
42,165528	0,983167	ORC-K-3		Crétacé K5E	Orcau				
42,164417	0,982222	ORC-K-4		Crétacé K5E	Orcau				
42,163778	0,982667	ORC-K-5		Crétacé K5E	Orcau				
42,297861	0,545167		PdR4	Cuisien P3C	Puebla de Roda	MO			-
42,155278	0,765056	PM-C-1		Lutétien P6G	Port de Montanyana	MO			-
42,156611	0,766972	PM-L-1		Cuisien P4H	Port de Montanyana	MO			-
43,073983	1,313583	PRA1		e3	Mas d'Azil		AFT		
43,062433	1,348917	PRA2		c6-7	Mas d'Azil		AFT	X	
43,113117	1,326167	PRA3			Mas d'Azil				
43,105317	1,277100	PRA4		c6-7	Mas d'Azil		AFT	X	
42,946000	2,036750	PUI1		e3	Puivert	MO	AFT	X	-
42,960800	1,773667	RAP1		c7-e1	Rapy		AFT	X	
42,297750	0,545806	RDA-C-1		Cuisien P3C	Puebla de Roda	MO			-
42,297139	0,547611	RDA-C-2		Cuisien P3C	Puebla de Roda	MO			-
42,325389	0,573667	RDA-G-1		Garumnien K5P1A	Puebla de Roda		AFT	X	
42,330528	0,571583	RDA-K-1		Crétacé K5E	Puebla de Roda				
42,329417	0,570250	RDA-K-2		Crétacé K5E	Puebla de Roda				
42,329417	0,570250	RDA-K-3		Crétacé K5E	Puebla de Roda				
42,319267	0,583983	RIG1		P2-3		MO			
42,195552	0,242412		SA-18			MO			429
42,292833	0,570650	SEM1		P7F ?	San Esteban de Mall				
41,518639	1,523917		SM-5		Santa Maria (Igualada)	MO			-
42,332639	0,080861	SOB1		Lutétien sup	Arcusa	MO			433
43,012167	1,601567	SJV1		c7a	Saint Jean de Verges				
43,012033	1,601567	SJV2		e1 ?	Saint Jean de Verges				
43,024050	1,600267	SJV3		e6					
43,026017	1,605133	SJV4		e7					
43,028567	1,608200	SJV5		Quat	Crampagna				
			TP-C		Tremp	MO			441
42,156361	0,876528	TR-G-1		Garumnien K5P1A	Tremp	MO	AFT	X	-
42,058000	0,888889	TR-K-1		Crétacé K5E	Tremp				
42,406333	0,457367	TUR1		K3A ou K5C ?	Egea				

Echantillon	Latitude	Longitude	Age	Localité	Pays
AIG1	43,013200	1,888633	Thanétien	N-Flanc Nord de Lavelanet	France
ALB1	43,003300	2,738333	Maastrichtien	Coupe Albas	France
ALB3	43,003800	2,738850	Maastrichtien	Coupe Albas	France
ALB6	43,004483	2,739933	Danien	Coupe Albas	France
ALB8	43,005050	2,739983	Danien	Coupe Albas	France
ARG G1	42,296139	-0,426500	Danien	Arguis - Coupe Sud	Espagne
BAR1	42,222694	0,053333	Lutétien sup	Delta Sobrarbe	Espagne
CJ 1	43,042417	2,728917	Thanétien	Coustouge	France
ERI 1	42,281167	0,079667	Lutétien moy	Delta Sobrarbe	Espagne
ESC 1	42,981367	1,836750	Thanétien	W-Flanc Nord de Lavelanet	France
LEC 2	42,219528	0,046861	Lutétien moy	Delta Sobrarbe	Espagne
MAU 1	43,192250	1,039733	Bartonien	W-Mas d'Azil	France
ORC G2	42,156528	0,984306	Maastrichtien	Tremp Basin - Orcau	Espagne
PRA1	43,073983	1,313583	Thanétien	S-Flanc Synclinal Mas d'Azil	France
PRA2	43,062433	1,348917	Maastrichtien	S-Flanc Synclinal Mas d'Azil	France
PRA4	43,105317	1,277100	Maastrichtien	S-Flanc Synclinal Mas d'Azil	France
PUI 1	42,946000	2,036750	Thanétien	Flanc N Anticlinal de Puivert	France
RAP1	42,960800	1,773667	Danien	Rapy-anticlinal du Planteurel	France
RDA G1	42,325389	0,573667	Maastrichtien	Coupe Roda de Isabena	Espagne
TR G1	42,156361	0,876528	Maastrichtien	Route Sud de Tremp	Espagne

TABLE A.2: *Echantillons choisis pour les analyses thermochronométriques*

Les échantillons collectés lors des missions de terrain et choisis pour cette étude thermochronométrique l'ont été pour répondre à plusieurs questions :

- Les échantillons ALB1 à 8, ARG-G1, ORC-G2 (Figure A.2), PRA2 et 4 RAP1, RDA-G1, TR-G1 proviennent des formations fluviatiles et alluviales de la limite Crétacé-Paléogène (Formation de Tremp sur le versant espagnol, Vitrollien/Rognacien en France ; Figure 2.35). Quelles sont les sources sédimentaires au début de l'évolution de l'orogène ? En effet, à cette période, une épaisse couverture sédimentaire continentale est déposée alors que les zones de relief source sont mal identifiées.
- D'où vient l'alimentation du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen du Crétacé supérieur au Bartonien ? Les échantillons RAP1, ALB1 et PRA2 forment la base de trois sections situées au niveau de l'anticlinal du Mas d'Azil (PRA1 à 4), de l'anticlinal de Lavelanet (RAP1, ESC1, AIG1, PUI1 ; Figure A.3) et au front de la nappe des Corbières (ALB1 à 8 et CJ1 ; Figure A.4).
- Peut-on préciser les schémas existants des sources pour le bassin sud-pyrénéen à l'Eocène supérieur ? Pour cela un échantillonnage a été effectué dans le Delta du Sobrarbe (Figure A.5) dans les séries du Lutétien moyen (ARC1, ER1), supérieur (LEC2 ; Figure A.6), Bartonien (BAR1) et de l'Oligocène (COL1)

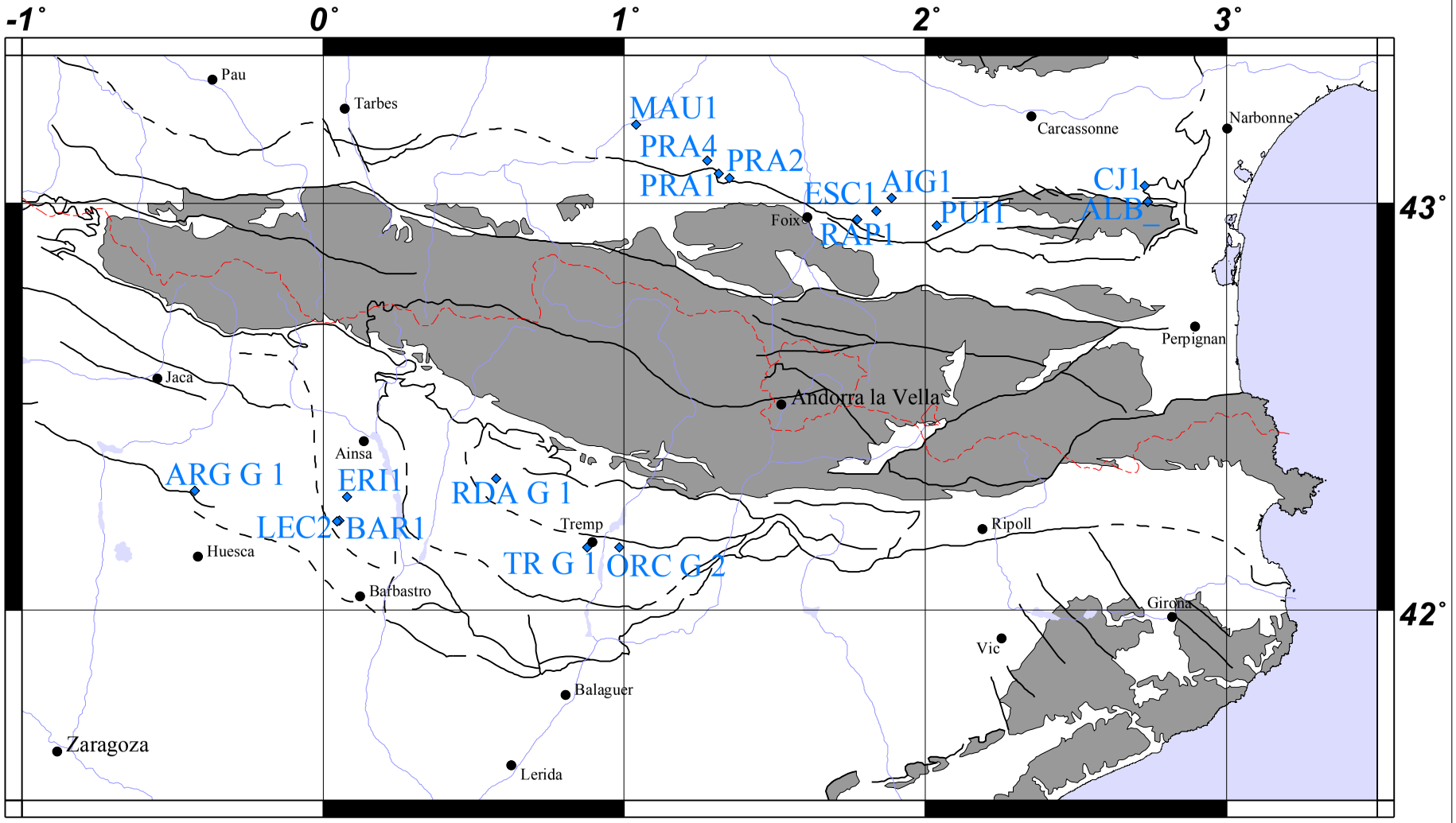


FIGURE A.1: *Localisation des échantillons sélectionnés pour les analyses thermochronométriques. Les zones grisées correspondent au socle. Les traits noirs sont les failles majeures (en tireté lorsqu'elles sont masquées) et les traits en rouge marquent les frontières.*

FIGURE A.2: *Panorama de l'affleurement situé au Sud d'Orcau (Catalogne) sur la LV*-5112 *où l'échantillon ORC*2 *a été prélevé (*$42,156528^{\circ}N$ $0,984306^{\circ}E$*).*

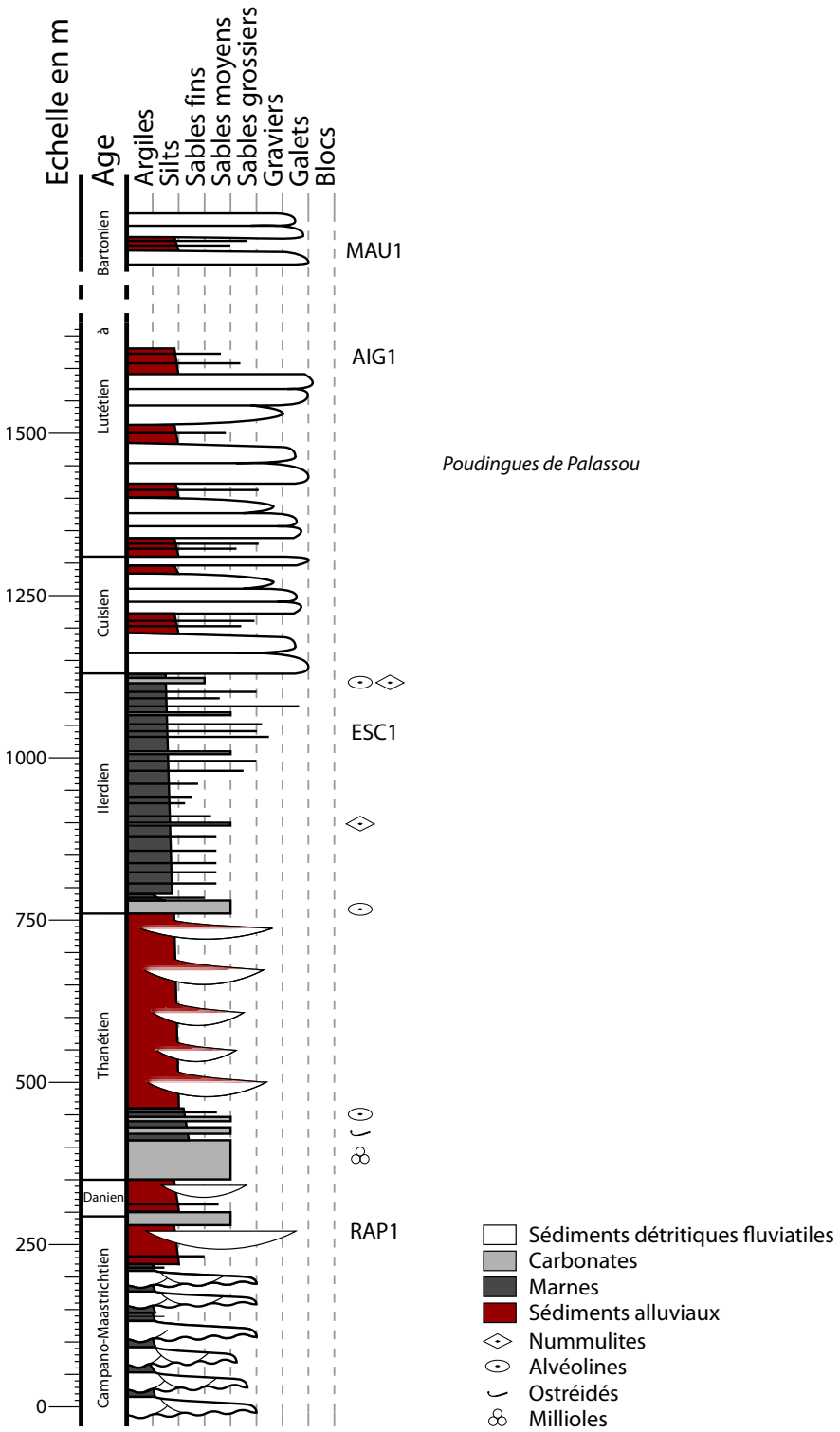


FIGURE A.3: *Log synthétique réalisé à partir de la notice de la carte géologique de France au 50000e, feuille de Lavelanet (Bilotte* et al.*, 1988) montrant la postion stratigraphique des échantillons RAP-1, ESC-1 et AIG-1 et MAU-1 qui est projeté.*

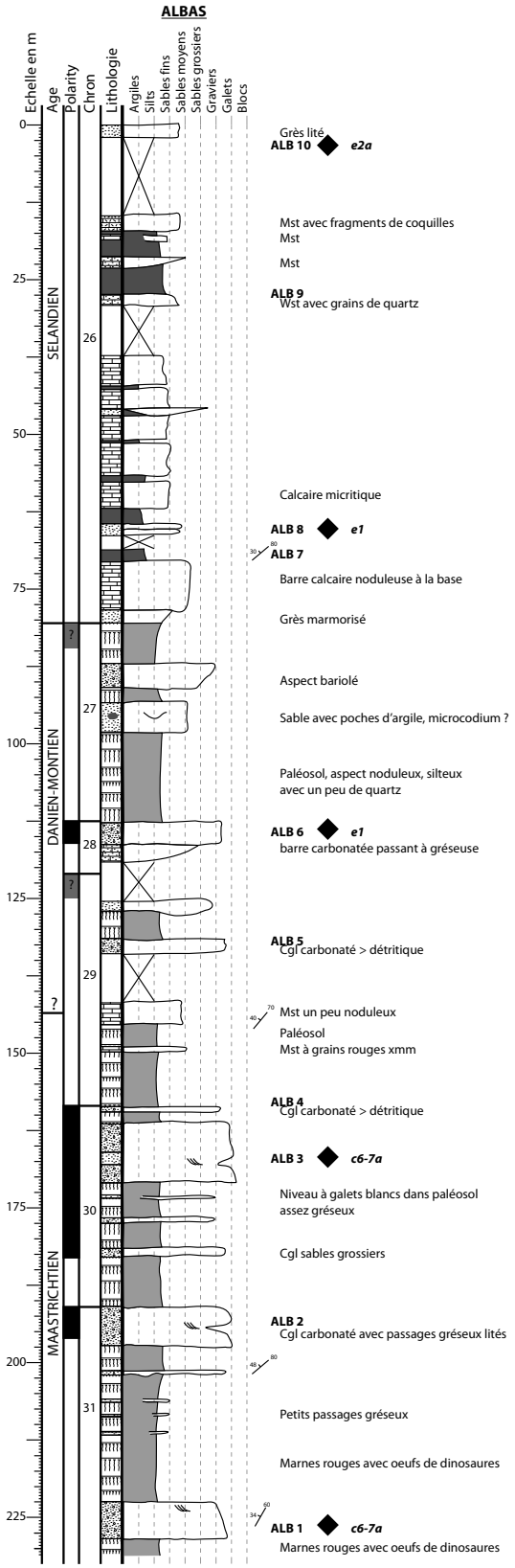


FIGURE A.4: *Log levé à proximité de la localité d'Albas (11) montrant la position des échantillons ALB-1 à ALB-10.*

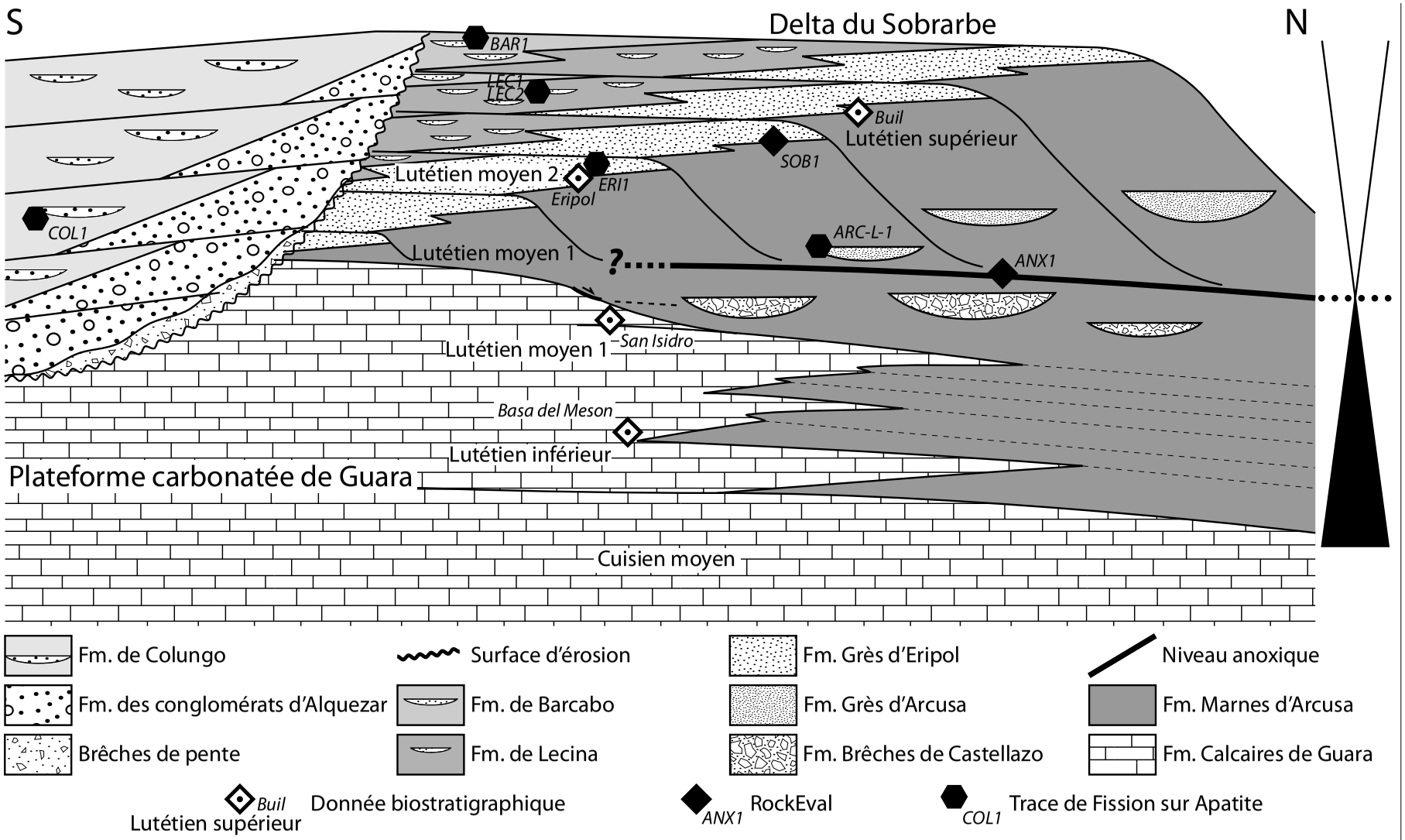


FIGURE A.5: *Relation entre Calcaires de Guara, Delta du Sobrarbe et conglomérats Oligocène dans la partie Sud du bassin d ?Ainsa et position des échantillons collectés. Les âges biostratigraphiques sont fournis par J. Serra-Kiel sur la base des biozones des macroforaminifères benthiques (Serra-Kiel* et al., *1998).*

FIGURE A.6: *Photographie de l'affleurement situé au Sud-Est de Lecina (Aragon) sur la A-2205 où l'échantillon LEC2 a été prélevé (*$42,219528\,^{\circ}N\ 0,046861\,^{\circ}E$*).*

Annexe B

Préparation des échantillons utilisés pour les études thermochronométriques

B.1 Séparation des Minéraux lourds

Les échantillons, préalablement lavés, ont été fragmentés ou sciés pour les plus durs, puis ils ont été passés dans un broyeur à mâchoires (Figure B.1 a) et enfin dans un broyeur vertical à disques (Figure B.1 b) pour obtenir une poudre d'une granulométrie d'environ 250μm.

Une première séparation entre la fraction minérale lourde et les fractions plus légères est effectuée dans l'eau sur une table vibrante Wilfley (Figure B.1 c). Pour ce dispositif, la pente et la fréquence de vibration du plateau ainsi que la quantité d'eau coulant transversalement et longitudinalement peuvent être ajustés tout au long de la séparation pour améliorer la répartition des particules. Lors de cette étape, les particules les plus fines sont très facilement éliminées. Les phyllosilicates comme les micas sont aussi très bien séparés car il vont avoir tendance à flotter. Les minéraux les plus lourds vont se répartir dans un éventail en fonction de la pente et du flux d'eau. Les différents résidus de cette séparation sont ensuite séchés dans un four dont la température est fixée à 45°C (Figure B.1 d).

La séparation des différents minéraux lourds se fait dans une solution d'iodure de méthylène (CH_2I_2) dont la densité a été baissée à 3,1 par ajout d'acétone (Figure B.1 e). La toxicité de ce produit implique de travailler sous hotte en prenant des précautions particulière pour éviter tout contact avec la peau. La séparation se fait par décantation des grains dans la liqueur dense. Les minéraux ayant une densité supérieure à 3,1 comme les zircons ou les apatites vont ainsi couler. Cette étape permet d'aliminer principalement des minéraux comme le quartz qui a une densité moyenne de 2,7. A la fin de cette phase, les minéraux lourds ainsi que la fraction restant à la surface de la liqueur dense sont rincés à l'acétone pour enlever toute trace d'iodure de méthylène et séchés.

Les minéraux ayant des caractéristiques magnétiques comme les oxydes de fer sont éliminés sur un séparateur magnétique Frantz (Figure B.1 f). La poudre est versée sur une glissière ayant une pente de $11,5^\circ$ passant à travers un champ magnétique où l'intensité du courant est fixée à 0,3 et $1,2A$. Au niveau de l'aimant, la glissière se sépare en deux parties. Les minéraux magnétiques restent ainsi sur la partie supérieure, à cause de l'attraction exercée par le champ magnétique, tandis que les minéraux non magnétiques sont collectés dans la partie inférieure.

Pour finir, les apatites sont séparées des zircons par une solution d'iodure de méthylène dont la densité est fixée à 3,3. Les zircons et les autres minéraux ayant une densité supérieure à 3,3 sont entrainés vers le fond. les apatites vont être récupérées dans un deuxième temps lors de la vidange de l'entonnoir. Les minéraux sont une nouvelle fois rincés à l'acétone puis séchés.

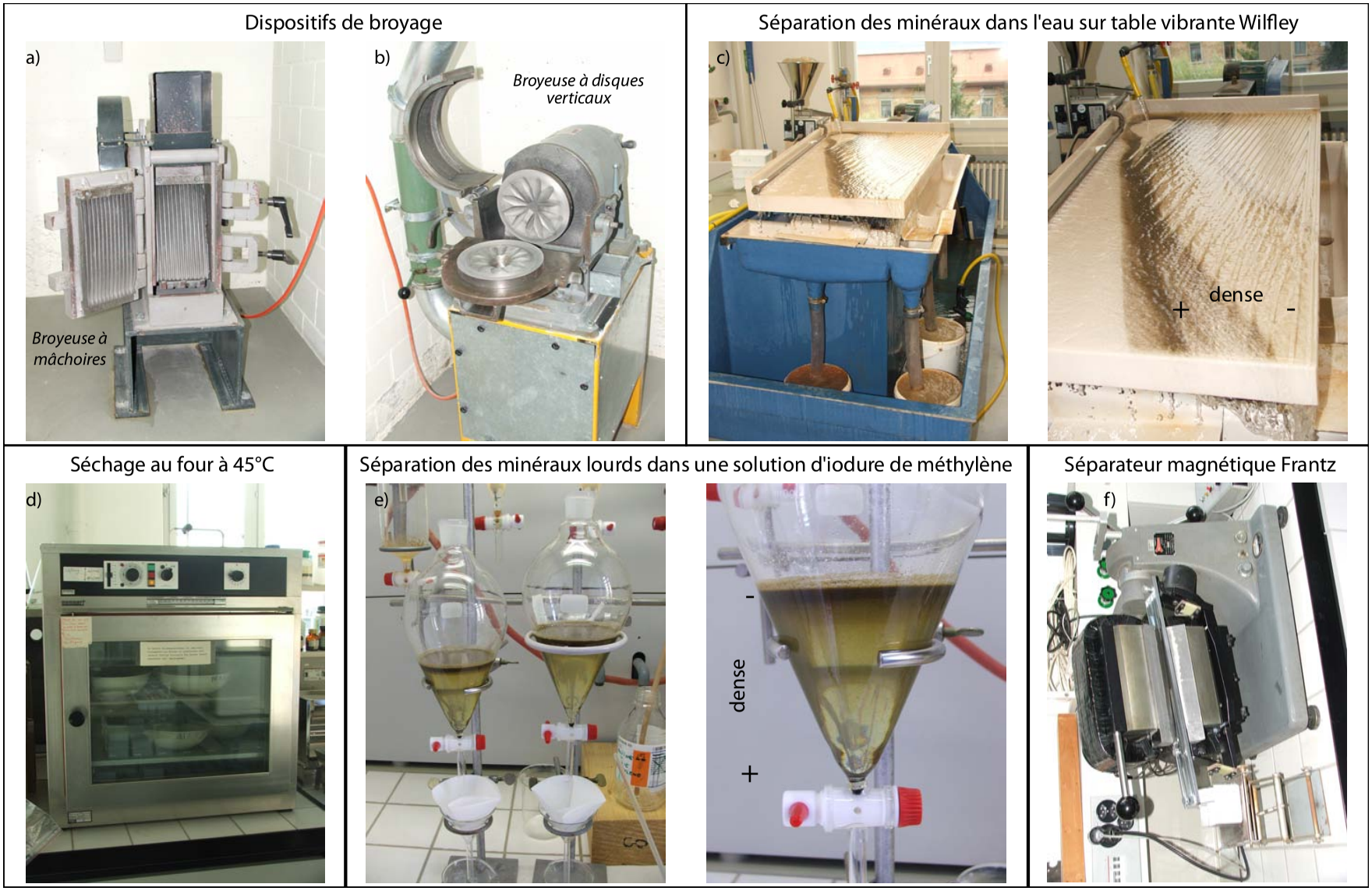


FIGURE B.1: *Matériel utilisé pour la séparation des minéraux*

B.2 Préparation des apatites en laboratoire

B.2.1 Montage des échantillons avant l'irradiation

Les apatites obtenues par la séparation des minéraux lourds doivent ensuite être préparées pour être irradiées. L'irradiation des échantillons entraîne la désintégration du ^{235}U, permettant de calculer la concentration en Uranium et ainsi d'obtenir un âge thermochronométrique. Dans un premier temps, les apatites sont montées dans une résine (Figure B.2 a) puis polies (Figure B.2 b) pour obtenir une section plane des grains. L'étape suivante consiste en un attaque acide aussi appelée *etching* (Figure B.2 c). Durant cette phase, les apatites montées dans le résine sont plongées dans un bain d'acide nitrique à $5{,}5N$ pendant $20s$. L'acide va attaquer les parties du grain où la matrice a été endommagée par la désintégration d'un radioélément et révéler les traces de fission spontanées. La dernière étape avant de pouvoir envoyer les échantillons à l'irradiation est la mise en place d'un mica en contact avec les grains (Figure B.2 d). Ce mica va servir de moniteur externe pour enregistrer la désintégration du ^{235}U dans le réacteur.

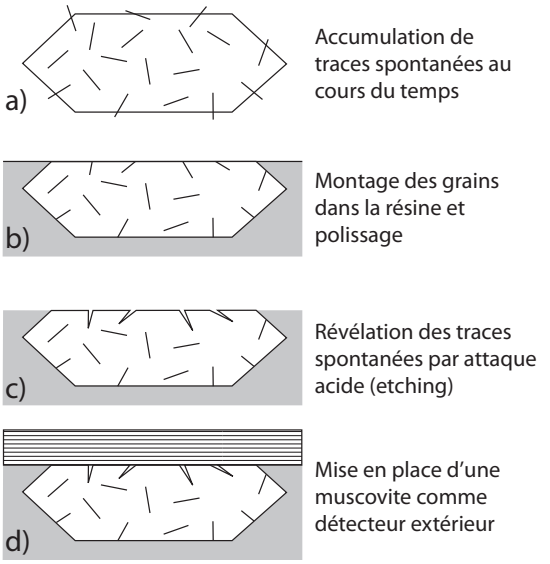


FIGURE B.2: *Processus de préparation des apatites avant l'irradiation (d'après Tagami et O'Sullivan, 2005).*

B.2.2 Irradiation

Les grains d'apatites montés et préparés lors des étapes précédentes sont ensuite conditionnés pour l'irradiation et envoyés au Centre d'Irradiation de l'Université de l'Etat de l'Oregon où ils ont été irradiés pendant 7h. Le conditionnement des échantillons est résumé dans la figure B.3. A la base et au sommet sont placés des morceaux de verre dont la concentration en Uranium est connue (dosimètre CN5) auxquels des moniteurs externes sont attachés. Ces dosimètres sont utilisés pour quantifier le flux de neutrons qui traverse les tubes. Chaque échantillon et son moniteur externe est placé dans le tube. Un standard dont l'âge est connu est aussi placé dans le tube. Le standard est utilisé pour la calculer le Zeta lors de la calibration. Le standard peut également révéler un problème lors de l'irradiation.

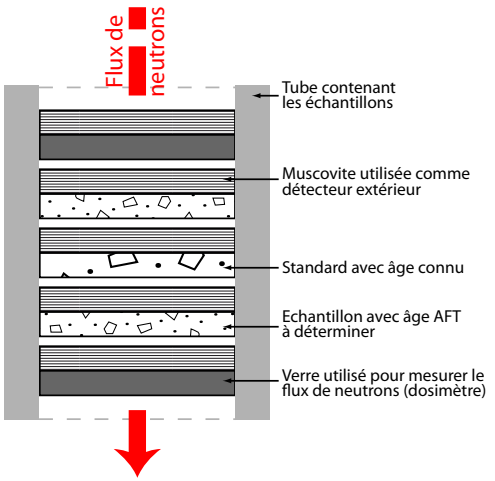


FIGURE B.3: *Conditionnement des échantillons pour l'irradiation.*

B.2.3 Préparation des échantillons pour le comptage

Après l'irradiation, les échantillons sont laissés au repos pendant plusieurs semaines pour que leur radioactivité redevienne suffisamment basse et permette leur manipulation. Les échantillons sont sortis des tubes et les moniteurs externes sont détachés de la pastille de résine contenant les grains. Les moniteurs externes sont ensuite plongés dans un solution d'acide fluorhydrique pendant 40 min afin de révéler les traces de fission résultant de la désintégration du ^{235}U induites par le flux de neutrons dans le réacteur (Figure B.4 a). Les montages contenant les grains dont les âges sont à déterminer et les moniteurs externes dont les traces induites ont été révélées après l'irradiation sont collés sur des lames minces et enfin prêts pour le comptage et le calcul des âges d'exhumation.

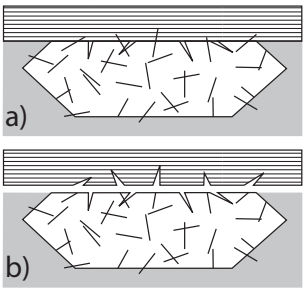


FIGURE B.4: *Processus de préparation des apatites avant le comptage (d'après Tagami et O'Sullivan, 2005).*

Annexe C

Mesures U/Pb

Cette annexe regroupe les mesures U/Pb effectuée sur les échantillons $ESC1$, $MAU1$ et $RAP1$ au CRPG Nancy sous le direction de Raphaël Pik au cours de cette thèse.

	Teneurs en ppm				Rapports corrigés						Age U-Pb (Ma)			
Echantillon	**Pb**	**U**	**Th**	**Th/U**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$
R1	13	114	73	0,64	0,248	0,029	1,171	1,276	0,128	0,018	775	100	787	469
R2	15	276	180	0,65	0,228	0,028	0,653	0,483	0,062	0,002	390	10	510	260
R3	19	217	144	0,67	0,158	0,019	0,896	0,520	0,102	0,006	623	36	650	246
R5	12	275	144	0,52	0,207	0,028	0,747	0,368	0,051	0,005	319	28	566	194
R6	25	380	175	0,46	0,283	0,039	0,434	0,902	0,077	0,013	476	78	366	496
R7	10	64	43	0,66	0,240	0,026	1,944	1,329	0,182	0,019	1078	102	1097	378
R8	11	86	41	0,48	0,266	0,029	1,434	1,476	0,156	0,020	934	111	903	481
R9	27	421	19	0,05	0,152	0,019	0,537	0,391	0,074	0,005	459	28	437	230
R10	15	351	160	0,46	0,222	0,029	0,281	0,417	0,050	0,005	313	34	251	286
R11	14	265	75	0,28	0,217	0,028	0,581	0,486	0,063	0,007	392	43	465	272
R12	31	548	154	0,28	0,447	0,038	0,091	1,002	0,065	0,025	405	149	88	661
R14	8	59	21	0,37	0,549	0,027	2,396	2,338	0,157	0,058	941	315	1241	532
R15	55	116	90	0,78	0,254	0,010	15,543	2,196	0,557	0,018	2854	74	2849	127
R16	122	302	193	0,64	0,198	0,004	11,771	0,512	0,472	0,007	2490	29	2586	40
R17	21	283	50	0,18	0,139	0,016	0,757	0,394	0,088	0,004	545	21	572	205
R18	9	242	214	0,88	0,187	0,025	0,379	0,305	0,046	0,004	288	25	326	203
R19	15	181	73	0,40	0,349	0,031	0,908	1,054	0,097	0,015	596	90	656	446
R20	14	212	116	0,55	0,222	0,024	0,594	0,610	0,078	0,008	486	47	473	329
R21	12	165	64	0,39	0,271	0,032	0,632	0,829	0,081	0,012	505	70	497	417
R22	14	337	168	0,50	0,211	0,026	0,360	0,328	0,049	0,004	309	23	313	219
R23	13	188	9	0,05	0,271	0,032	0,717	0,783	0,079	0,012	488	73	549	381
R24	138	447	5	0,01	0,151	0,005	5,948	0,707	0,359	0,007	1978	31	1968	98
R25	16	373	151	0,41	0,244	0,030	0,313	0,462	0,051	0,007	320	44	277	306
R26	12	120	38	0,32	0,289	0,036	0,978	1,245	0,113	0,019	693	108	693	496
R27	12	164	37	0,23	0,230	0,031	0,632	0,838	0,087	0,012	538	68	498	421
R28	10	208	58	0,28	0,304	0,035	0,523	0,646	0,053	0,009	335	56	427	359
R29	19	378	225	0,60	0,265	0,029	0,520	0,479	0,057	0,006	360	37	425	278
R30	56	216	157	0,73	0,156	0,012	4,232	1,006	0,300	0,009	1692	45	1680	179
R31	14	157	71	0,45	0,294	0,034	0,844	1,176	0,104	0,020	638	116	621	501
R32	26	448	174	0,39	0,237	0,033	0,604	0,695	0,068	0,010	426	58	480	365
R33	39	442	448	1,01	0,151	0,018	0,909	0,456	0,103	0,005	632	28	656	218
R34	8	149	52	0,35	0,440	0,038	0,493	1,063	0,063	0,023	392	137	407	546
R35	19	422	148	0,35	0,228	0,029	0,363	0,451	0,051	0,006	321	40	315	290
R37	148	1117	694	0,62	0,238	0,023	1,379	1,003	0,154	0,011	925	61	880	357
R38	11	242	83	0,34	0,339	0,034	0,325	0,652	0,055	0,013	344	79	286	406
R39	42	393	135	0,34	0,157	0,018	1,053	0,674	0,123	0,007	747	40	731	288
R40	20	219	220	1,01	0,274	0,033	0,742	1,077	0,106	0,016	651	91	564	489

TABLE C.1: *Résultats analytiques pour la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de l'échantillon* RAP1.

	Teneurs en ppm				Rapports corrigés						Age U-Pb (Ma)			
Echantillon	**Pb**	**U**	**Th**	**Th/U**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$
esc15	18	241	212	0,88	0,068	0,001	0,864	0,016	0,086	0,001	535	6	632	9
esc16	32	739	19	0,03	0,053	0,000	0,389	0,008	0,050	0,001	315	6	334	6
esc17	61	1272	341	0,27	0,058	0,001	0,446	0,012	0,055	0,001	348	8	375	8
esc18	22	314	108	0,34	0,069	0,001	0,821	0,017	0,082	0,001	506	8	609	10
esc19	38	980	914	0,93	0,058	0,001	0,370	0,011	0,045	0,001	285	8	320	8
esc20	37	562	157	0,28	0,062	0,001	0,692	0,012	0,076	0,001	473	6	534	7
esc21	9	121	85	0,71	0,068	0,001	0,922	0,021	0,087	0,001	539	8	663	11
ESC6	14	244	41	0,17	0,057	0,000	0,593	0,011	0,069	0,001	428	7	473	7
esc22	19	304	30	0,10	0,057	0,000	0,625	0,013	0,073	0,001	451	8	493	8
esc22	19	304	30	0,10	0,057	0,000	0,625	0,013	0,073	0,001	451	8	493	8
esc25	13	275	12	0,04	0,056	0,000	0,450	0,009	0,056	0,001	350	6	377	6
esc26	11	204	76	0,37	0,089	0,006	0,601	0,081	0,063	0,002	395	10	478	50
esc27	11	141	95	0,68	0,082	0,002	0,937	0,041	0,089	0,001	549	7	671	21
esc28	26	334	39	0,12	0,059	0,000	0,796	0,013	0,091	0,001	560	8	595	7
esc29	31	756	430	0,57	0,190	0,005	1,252	0,038	0,048	0,001	299	5	825	17
esc30	56	809	652	0,81	0,059	0,000	0,674	0,012	0,081	0,001	500	8	523	7
esc11	9	108	34	0,31	0,065	0,001	0,979	0,024	0,095	0,001	583	8	693	12
ESC-1	293	649	307	0,47	0,182	0,001	13,237	0,467	0,525	0,018	2721	76	2697	33
esc10	35	579	304	0,52	0,058	0,000	0,587	0,011	0,071	0,001	442	7	469	7
esc9	35	546	53	0,10	0,076	0,003	0,807	0,077	0,075	0,006	468	38	601	42
ESC-3	22	282	27	0,10	0,059	0,000	0,803	0,010	0,093	0,001	571	7	598	6
esc8	24	307	173	0,56	0,062	0,001	0,822	0,015	0,093	0,001	571	8	609	8
ESC-4	132	1653	385	0,23	0,063	0,000	0,796	0,012	0,093	0,001	573	8	594	7
esc7	12	158	18	0,11	0,062	0,001	0,801	0,020	0,087	0,002	535	11	598	11
esc12	31	378	715	1,89	0,062	0,000	0,836	0,014	0,094	0,001	581	9	617	8
esc13	13	196	17	0,08	0,059	0,001	0,675	0,011	0,075	0,001	467	5	524	6

TABLE C.2: *Résultats analytiques pour la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de l'échantillon* ESC1.

	Teneurs en ppm				Rapports corrigés						Age U-Pb (Ma)			
Echantillon	**Pb**	**U**	**Th**	**Th/U**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$
mau1	34	118	94	0,80	0,117	0,000	5,414	0,065	0,340	0,004	1885	18	1887	10
mau2	5	68	29	0,43	0,070	0,001	0,776	0,036	0,093	0,001	573	7	583	20
mau3	26	542	107	0,20	0,056	0,000	0,409	0,006	0,056	0,001	351	4	348	5
mau4	11	254	78	0,31	0,056	0,000	0,355	0,010	0,050	0,000	312	3	308	7
mau6	28	365	27	0,07	0,068	0,000	0,742	0,019	0,088	0,002	546	10	563	11
mau7	34	541	206	0,38	0,058	0,000	0,575	0,008	0,074	0,001	459	5	461	5
mau8	15	175	152	0,86	0,070	0,002	0,804	0,050	0,099	0,001	610	7	599	28
mau11	65	736	226	0,31	0,063	0,000	0,845	0,011	0,102	0,001	626	7	622	6
mau12	31	365	196	0,54	0,061	0,000	0,814	0,009	0,099	0,001	610	6	605	5
mau13	23	548	454	0,83	0,054	0,000	0,349	0,004	0,048	0,001	303	3	304	3
mau14	11	130	67	0,52	0,068	0,001	0,755	0,027	0,094	0,002	581	9	571	16
mau16	30	350	264	0,75	0,062	0,000	0,839	0,010	0,099	0,001	611	6	618	5
mau17	3	55	0	0,00	0,059	0,001	0,355	0,020	0,057	0,001	360	4	309	15
mau18	14	326	142	0,43	0,065	0,001	0,383	0,013	0,050	0,001	314	5	329	10
mau19	10	106	83	0,78	0,065	0,001	0,950	0,022	0,110	0,002	674	12	678	11
mau20	10	232	61	0,26	0,054	0,000	0,334	0,006	0,048	0,001	304	4	293	5
mau21	13	165	121	0,73	0,064	0,000	0,779	0,016	0,095	0,001	584	7	585	9
mau22	47	458	71	0,15	0,066	0,000	1,052	0,015	0,120	0,001	730	8	730	7
mau23	19	366	168	0,46	0,073	0,004	0,481	0,060	0,061	0,002	382	11	399	41
mau24	21	205	89	0,43	0,069	0,001	1,035	0,023	0,118	0,002	719	9	721	11
mau25	68	2026	589	0,29	0,166	0,006	0,312	0,048	0,039	0,001	248	8	275	37
mau26	13	215	23	0,11	0,060	0,001	0,574	0,012	0,073	0,001	452	6	461	8
mau28	51	604	527	0,87	0,061	0,000	0,826	0,009	0,099	0,001	608	6	611	5
mau29	21	231	119	0,52	0,063	0,000	0,913	0,015	0,108	0,001	661	8	659	8
mau30	15	345	105	0,30	0,055	0,000	0,358	0,006	0,049	0,001	311	4	311	5
mau31	45	994	400	0,40	0,071	0,000	0,407	0,007	0,053	0,000	332	3	346	5
mau32	30	446	92	0,21	0,061	0,001	0,594	0,022	0,078	0,001	483	6	473	14
M11	15	108	60	0,55	0,077	0,002	1,564	0,153	0,157	0,008	943	44	956	59
M12	86	621	51	0,08	0,080	0,001	1,764	0,039	0,161	0,003	961	14	1032	14
M13	17	223	101	0,45	0,062	0,000	0,751	0,028	0,091	0,003	559	19	569	16
M15	167	1056	199	0,19	0,141	0,002	3,476	0,170	0,184	0,008	1089	44	1522	38
M16	38	474	329	0,69	0,062	0,000	0,769	0,030	0,094	0,003	581	20	579	17

TABLE C.3: *Résultats analytiques pour la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de l'échantillon* MAU1.

Annexe D

Mesures He

Cette annexe regroupe les mesures $(U-Th)/He$ effectuée sur l'échantillon $MAU1$ au CRPG Nancy sous le direction de Raphaël Pik pendant cette thèse.

Sample	**Width** (μm)	**Length** (μm)	**FT mean**	^{4}**He** (mol/g)	**Th** (ppm)	**U** (ppm)	**Age** (Ma)	**corrected age** (Ma)	**Error** (Ma)
mau3	219	117	0.851	8.39E-07	180	682	216.5	254.3	25.4
mau4	222	120	0.854	7.96E-07	310	760	178.5	209.2	20.9
mau6	212	99	0.835	2.80E-07	49	175	280.5	335.7	33.6
mau7	281	99	0.855	2.36E-07	43	233	181.8	212.7	21.3
mau11	205	90	0.822	2.86E-07	194	606	82.1	99.9	10.0
mau12	247	77	0.800	1.72E-07	69	397	77.8	97.3	9.7
mau13	232	106	0.847	5.45E-07	721	1121	78.8	93.0	9.3
mau16	256	108	0.856	5.63E-07	96	417	239.8	280.0	28.0
mau17	202	119	0.800	9.96E-08	9	102	179.4	224.3	22.4
mau18	302	98	0.856	1.50E-07	42	100	255.2	298.2	29.8
mau19	205	119	0.848	6.34E-07	168	590	188.1	221.8	22.2
mau20	248	80	0.830	2.28E-08	26	96	41.8	50.4	5.0
mau21	209	128	0.855	1.45E-06	365	1493	172.1	201.3	20.1
mau22	213	113	0.849	6.83E-07	110	1005	123.9	146.0	14.6
mau23	224	65	0.801	1.71E-06	381	2294	134.2	167.5	16.8
mau24	201	95	0.830	2.80E-07	150	840	59.9	72.2	7.2
mau25	210	99	0.836	1.43E-06	1279	2983	81.5	97.5	9.7
mau26	249	93	0.828	8.88E-07	436	2554	62.5	75.5	7.6
mau28	180	105	0.840	1.10E-07	114	229	80.2	95.4	9.5
mau29	192	50	0.752	4.41E-08	15	83	96.0	127.6	12.8
mau30	214	103	0.841	1.00E-07	67	225	77.8	92.5	9.2

TABLE D.1: *Résultats analytiques pour la datation (U-Th)/He des zircons de l'échantillon* MAU1.

Annexe E

Comptage des traces de fission sur apatites

E.1 Echantillon BAR1

```
==================ZetaAge Program v. 4.8 (Brandon 1/20/05)==================
DATE/TIME: 05-15-2009/14:21:27 FILENAME: C:\DATA\PIERRE~1\YALE\EXEC\BAR1.FTA
BAR1, ETH370, #9, PIERRE 18/02/09

>>NEW PARAMETERS--ZETA METHOD<<
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2):      1.663E+06
                                    RELATIVE ERROR (%):      1.10
              EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm):     12.17
                ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2):    332.46    13.48
                          SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2):      6.240E-07
------ GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER ------
Grain    RhoS    (Ns)     RhoI    (Ni)  Squares  U+/-2s     Grain  Age (Ma)
 no.    (cm^-2)          (cm^-2)                           Age     --95% CI--
   1   3.21E+05 (   2)  8.01E+05 (   5)   10      6   5  114.5   10.5  642.5
   2   3.21E+05 (   4)  3.61E+06 (  45)   20     26   8   25.4    6.4   67.1
   3   2.29E+05 (   1)  2.29E+05 (   1)    7      2   3  270.7    3.5 9501.6
   4   3.56E+05 (   2)  1.96E+06 (  11)    9     14   8   53.2    5.4  226.3
   5   1.00E+05 (   1)  5.01E+05 (   5)   16      4   3   61.1    1.2  476.2
   6   9.43E+04 (   1)  5.66E+05 (   6)   17      4   3   51.2    1.0  369.1
   7   1.07E+06 (   8)  1.12E+07 (  84)   12     82  18   26.8   11.0   54.1
   8   9.62E+05 (  12)  2.24E+06 (  28)   20     16   6  118.3   54.6  236.3
   9   2.29E+05 (   2)  1.14E+06 (  10)   14      8   5   58.4    5.9  254.4
  10   2.86E+05 (   5)  1.26E+06 (  22)   28      9   4   64.1   18.6  167.9
  11   2.67E+05 (   1)  1.60E+06 (   6)    6     12   9   51.2    1.0  369.1

>>NEW PARAMETERS--ZETA METHOD<<
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2):      1.605E+06
                                    RELATIVE ERROR (%):      1.19
              EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm):     12.17
                ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2):    332.46    13.48
                          SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2):      6.240E-07
------ GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER ------
Grain    RhoS    (Ns)     RhoI    (Ni)  Squares  U+/-2s     Grain  Age (Ma)
 no.    (cm^-2)          (cm^-2)                           Age     --95% CI--
  12   7.12E+05 (   4)  1.07E+06 (   6)    9      8   6  177.7   36.8  709.8
  13   8.01E+05 (   2)  4.81E+06 (  12)    4     36  21   47.1    4.8  196.8
```

```
  14   4.01E+05 (   4)  2.00E+06 (  20)   16     15   7   54.8   13.2  157.4
  15   8.01E+05 (   2)  2.00E+06 (   5)    4     15  13  110.5   10.2  621.2
  16   1.23E+05 (   2)  1.23E+06 (  20)   26      9   4   28.5    3.0  109.0
  17   2.67E+05 (   1)  3.47E+06 (  13)    6     26  14   23.2    0.5  135.3
  18   5.34E+05 (   2)  1.87E+06 (   7)    6     14  10   79.8    7.7  388.6
  19   4.58E+05 (   2)  1.83E+06 (   8)    7     14  10   70.1    6.9  326.0
  20   6.87E+05 (   3)  2.98E+06 (  13)    7     23  12   63.7   11.2  220.3

>>NEW PARAMETERS--ZETA METHOD<<
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2):      1.577E+06
                                    RELATIVE ERROR (%):      1.27
               EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm):     12.17
                 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2):    332.46    13.48
                           SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2):      6.240E-07
------ GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER ------
Grain    RhoS    (Ns)     RhoI    (Ni)  Squares  U+/-2s     Grain  Age (Ma)
 no.    (cm^-2)          (cm^-2)                           Age     --95% CI--
  21   1.20E+06 (   6)  5.61E+06 (  28)    8     43  16   57.1   19.0  136.9
  22   1.20E+06 (   6)  3.21E+06 (  16)    8     25  12   99.2   31.4  259.3
  23   4.37E+05 (   3)  1.02E+06 (   7)   11      8   6  114.6   18.7  474.4
  24   4.01E+05 (   2)  1.20E+06 (   6)    8      9   7   91.1    8.6  471.2
  25   1.14E+06 (   5)  2.75E+06 (  12)    7     21  12  110.3   30.1  324.9
  26   6.01E+05 (   3)  6.01E+05 (   3)    8      5   5  257.0   35.0 1709.6
  27   8.01E+05 (   3)  4.54E+06 (  17)    6     35  17   48.1    8.7  158.1
  28   5.34E+05 (   7)  1.45E+06 (  19)   21     11   5   97.3   34.2  235.7
  29   2.67E+05 (   3)  1.42E+06 (  16)   18     11   5   51.0    9.2  169.5
  30   6.87E+05 (   6)  1.37E+06 (  12)   14     11   6  131.5   40.2  366.9
  31   8.01E+05 (   6)  2.94E+06 (  22)   12     23  10   72.5   23.7  179.4
  32   6.41E+05 (   4)  9.29E+06 (  58)   10     72  19   18.7    4.8   48.7
POOL 4.91E+05 ( 115) 2.39E+06 ( 559)                    13.1   56.9  45.8  70.5

MEAN URANIUM CONCENTRATION +/-2SE (ppm):   17.5,   1.5

 POOLED AGE WITH 68% CONF. INTERVAL(Ma):   56.9,  50.9 --  63.5 (  -5.9   +6.6)
                 95% CONF. INTERVAL(Ma):         45.8 --  70.5 ( -11.0  +13.7)
      REDUCED CHI^2, DEGREES OF FREEDOM:    1.2878,   31
                      CHI^2 PROBABILITY:   13.1%
 >>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

CENTRAL AGE WITH 68% CONF. INTERVAL(Ma):   61.8,  54.4 --  70.3 (  -7.5   +8.5)
                 95% CONF. INTERVAL(Ma):         48.1 --  79.5 ( -13.8  +17.7)
                     AGE DISPERSION (%):   33.4

 CHI^2 AGE WITH 68% CONF. INTERVAL (Ma):   56.9,  50.9 --  63.5 (  -5.9   +6.6)
                95% CONF. INTERVAL (Ma):         45.8 --  70.5 ( -11.0  +13.7)
        NUMBER AND PERCENTAGE OF GRAINS:   32,   100%
```

E.2 Echantillon ESC1

==========ZetaAge Program v. 4.8 (Brandon 1/20/05)==========
DATE/TIME: 04-02-2009/16:49:29 FILENAME: C:\DATA\PIERRE~1\YALE\EXEC\ESC1.FTA
ESC1, ETH370, #14, PYF 27/03/09

>>NEW PARAMETERS--ZETA METHOD<<
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1.519E+06
RELATIVE ERROR (%): 1.50
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 12.17
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 332.46 13.48
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6.240E-07
------ GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER ------

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age	Age (Ma) --95% CI--	
1	1.60E+06	(8)	3.00E+06	(15)	8	24	12	134.5	49.2	330.0
2	1.07E+06	(4)	2.40E+06	(9)	6	19	13	113.7	25.2	390.2
3	1.60E+06	(25)	6.41E+06	(100)	25	51	10	63.1	38.9	98.0
4	5.34E+05	(2)	1.87E+06	(7)	6	15	11	75.6	7.3	368.3
5	1.20E+06	(6)	4.41E+06	(22)	8	35	15	69.8	22.8	172.9
6	4.01E+05	(3)	8.01E+05	(6)	12	6	5	128.2	20.4	565.8
7	1.34E+06	(10)	2.40E+06	(18)	12	19	9	139.8	57.6	313.0
8	1.60E+06	(8)	3.21E+06	(16)	8	26	13	126.3	46.6	305.5
9	1.31E+06	(9)	2.77E+06	(19)	11	22	10	119.6	47.5	271.8
10	3.47E+06	(13)	1.44E+07	(54)	6	116	31	61.1	30.3	112.0
11	2.40E+06	(36)	9.75E+06	(146)	24	78	13	62.2	41.8	89.7
12	1.07E+06	(4)	2.14E+06	(8)	6	17	12	127.5	27.8	455.0
13	1.78E+06	(20)	3.47E+06	(39)	18	28	9	128.7	71.1	223.8
14	1.60E+06	(6)	4.81E+06	(18)	6	39	18	85.1	27.3	217.8
15	1.34E+06	(5)	3.74E+06	(14)	6	30	16	91.4	25.4	259.8
16	1.60E+06	(8)	6.81E+06	(34)	8	55	19	60.1	23.7	129.6
17	5.34E+05	(3)	4.27E+06	(24)	9	34	14	32.9	6.1	103.2
18	6.87E+05	(3)	3.43E+06	(15)	7	28	14	52.4	9.4	176.2
19	1.78E+06	(10)	7.30E+06	(41)	9	58	18	62.1	27.4	123.9
20	9.62E+05	(6)	2.72E+06	(17)	10	22	10	90.0	28.7	232.8
21	1.40E+06	(7)	2.40E+06	(12)	8	19	11	147.0	48.9	393.7
22	1.87E+06	(7)	1.44E+07	(54)	6	116	31	33.3	12.5	71.8
23	1.87E+06	(7)	4.54E+06	(17)	6	36	17	104.5	36.3	258.7
24	8.01E+05	(3)	4.54E+06	(17)	6	36	17	46.3	8.4	152.3
25	2.67E+05	(1)	1.87E+06	(7)	6	15	11	40.3	0.8	274.9
26	1.47E+06	(11)	7.48E+06	(56)	12	60	16	50.0	23.4	95.1
27	1.87E+06	(7)	3.74E+06	(14)	6	30	16	126.5	43.0	326.1
28	5.34E+05	(5)	3.10E+06	(29)	15	25	9	44.5	13.1	112.8
29	6.01E+05	(6)	3.00E+06	(30)	16	24	9	51.4	17.2	122.2
30	2.40E+06	(9)	1.26E+07	(47)	6	101	29	48.9	20.8	99.1
31	2.14E+06	(8)	1.26E+07	(47)	6	101	29	43.6	17.5	91.2
32	2.14E+06	(12)	1.18E+07	(66)	9	94	23	46.3	22.5	85.2

33	5.34E+05 (2)	2.94E+06 (11)	6	24	14	48.6	4.9	207.1
34	1.20E+06 (6)	5.41E+06 (27)	8	43	17	57.0	18.9	137.4
35	8.01E+05 (6)	4.54E+06 (34)	12	36	12	45.4	15.3	106.6
36	2.94E+06 (11)	9.62E+06 (36)	6	77	26	77.5	35.3	153.2
37	1.34E+06 (5)	9.35E+06 (35)	6	75	25	37.0	11.0	91.9
38	1.80E+06 (18)	1.06E+07 (106)	16	85	17	43.1	24.4	70.8
39	2.88E+06 (18)	1.43E+07 (89)	10	114	24	51.2	28.9	85.0
40	1.07E+06 (4)	4.81E+06 (18)	6	39	18	57.6	13.8	168.2
41	3.56E+05 (2)	1.42E+06 (8)	9	11	8	66.4	6.5	308.9
42	1.28E+06 (8)	4.97E+06 (31)	10	40	14	65.8	25.8	143.4
43	1.60E+06 (6)	7.75E+06 (29)	6	62	23	53.1	17.7	126.9
44	2.80E+06 (21)	1.10E+07 (82)	12	88	19	64.7	37.9	104.7
45	1.34E+06 (5)	3.21E+06 (12)	6	26	15	106.3	29.0	313.3
46	6.68E+05 (5)	4.54E+06 (34)	12	36	12	38.0	11.3	94.8
47	1.60E+06 (6)	6.14E+06 (23)	6	49	20	66.8	21.9	164.4
48	8.01E+05 (3)	6.41E+06 (24)	6	51	21	32.9	6.1	103.2
49	2.48E+06 (17)	6.56E+06 (45)	11	53	16	95.3	50.9	167.9
50	1.40E+06 (7)	4.01E+06 (20)	8	32	14	89.1	31.5	214.1
51	5.34E+05 (4)	1.47E+06 (11)	12	12	7	93.4	21.3	302.8
52	2.40E+06 (9)	1.26E+07 (47)	6	101	29	48.9	20.8	99.1
53	1.34E+06 (5)	6.41E+06 (24)	6	51	21	53.7	15.7	139.2
54	4.01E+05 (2)	3.41E+06 (17)	8	27	13	31.6	3.3	124.0
55	1.07E+06 (6)	3.21E+06 (18)	9	26	12	85.1	27.3	217.8
56	8.37E+06 (47)	2.17E+07 (122)	9	174	32	96.8	67.5	136.0
57	6.68E+05 (5)	5.74E+06 (43)	12	46	14	30.1	9.1	73.6
58	2.70E+06 (27)	5.41E+06 (54)	16	43	12	125.4	75.9	201.0
59	1.25E+06 (7)	2.85E+06 (16)	9	23	11	110.9	38.3	277.9
60	8.01E+05 (8)	5.51E+06 (55)	16	44	12	37.3	15.1	77.2
61	1.25E+06 (7)	8.19E+06 (46)	9	66	19	39.1	14.6	85.2
62	8.90E+05 (5)	4.10E+06 (23)	9	33	14	56.0	16.3	146.1
63	1.18E+06 (11)	7.05E+06 (66)	15	56	14	42.5	20.0	79.9
64	1.40E+06 (35)	7.17E+06 (179)	40	57	9	49.4	33.2	71.0
65	8.74E+05 (12)	4.44E+06 (61)	22	36	9	50.0	24.3	92.6
66	9.62E+05 (6)	3.53E+06 (22)	10	28	12	69.8	22.8	172.9
67	1.76E+06 (11)	6.09E+06 (38)	10	49	16	73.4	33.6	144.4
68	1.87E+06 (7)	7.75E+06 (29)	6	62	23	61.7	22.5	140.7
69	5.71E+06 (57)	2.12E+07 (212)	16	170	24	67.7	49.5	90.9
70	1.60E+06 (8)	7.41E+06 (37)	8	59	19	55.2	21.9	118.1
71	1.96E+06 (11)	7.30E+06 (41)	9	58	18	68.1	31.3	132.9
72	8.90E+05 (5)	4.27E+06 (24)	9	34	14	53.7	15.7	139.2
73	1.87E+06 (7)	5.07E+06 (19)	6	41	18	93.7	32.9	227.2
74	3.21E+06 (16)	1.38E+07 (69)	8	111	27	58.7	31.6	101.2
75	2.94E+06 (11)	9.88E+06 (37)	6	79	26	75.4	34.4	148.7
76	2.67E+06 (10)	6.94E+06 (26)	6	56	22	97.4	41.6	205.0
77	2.20E+06 (11)	5.61E+06 (28)	8	45	17	99.3	44.4	202.5
78	1.60E+06 (10)	8.33E+06 (52)	10	67	19	49.0	22.0	96.0
79	2.40E+06 (24)	6.01E+06 (60)	16	48	12	100.6	59.8	162.7

```
  80   8.01E+05 (   3)  4.81E+06 (  18)    6     39  18   43.8    7.9  142.7
  81   1.34E+06 (   5)  2.40E+06 (   9)    6     19  13  140.7   36.8  450.2
  82   2.67E+05 (   1)  8.01E+05 (   3)    6      6   7   91.0    1.6  971.5
  83   1.20E+06 (   6)  6.61E+06 (  33)    8     53  18   46.8   15.7  110.1
  84   1.28E+06 (   8)  5.77E+06 (  36)   10     46  15   56.8   22.5  121.7
  85   1.60E+06 (   7)  6.87E+06 (  30)    7     55  20   59.7   21.8  135.6
  86   1.78E+06 (  10)  5.70E+06 (  32)    9     46  16   79.3   34.5  162.6
  87   8.01E+05 (   4)  1.80E+06 (   9)    8     14   9  113.7   25.2  390.2
  88   1.60E+06 (   6)  4.27E+06 (  16)    6     34  17   95.6   30.3  250.0
  89   1.00E+06 (   5)  4.81E+06 (  24)    8     39  16   53.7   15.7  139.2
  90   1.20E+06 (   9)  2.27E+06 (  17)   12     18   9  133.4   52.3  309.7
  91   1.60E+06 (   6)  8.01E+06 (  30)    6     64  23   51.4   17.2  122.2
  92   4.42E+05 (   8)  2.38E+06 (  43)   29     19   6   47.6   19.0  100.4
  93   1.07E+06 (   4)  5.61E+06 (  21)    6     45  19   49.5   12.0  141.1
  94   5.74E+06 (  43)  1.01E+07 (  76)   12     81  19  141.5   95.1  207.3
  95   4.54E+06 (  17)  1.71E+07 (  64)    6    137  34   67.2   36.7  115.0
POOL   1.63E+06 ( 948)  6.21E+06 (3619)            5.9   65.8   59.0   73.5


MEAN URANIUM CONCENTRATION +/-2SE (ppm):   49.7,   2.2

 POOLED AGE WITH 68% CONF. INTERVAL(Ma):   65.8,  62.2 --  69.6 (  -3.6   +3.8)
                 95% CONF. INTERVAL(Ma):         59.0 --  73.5 (  -6.9   +7.7)
      REDUCED CHI^2, DEGREES OF FREEDOM:    1.2374,   94
                     CHI^2 PROBABILITY:    5.9%
 >>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

CENTRAL AGE WITH 68% CONF. INTERVAL(Ma):   66.1,  62.1 --  70.3 (  -4.0   +4.2)
                 95% CONF. INTERVAL(Ma):         58.5 --  74.6 (  -7.6   +8.5)
                     AGE DISPERSION (%):   21.1

 CHI^2 AGE WITH 68% CONF. INTERVAL (Ma):   65.8,  62.2 --  69.6 (  -3.6   +3.8)
                95% CONF. INTERVAL (Ma):         59.0 --  73.5 (  -6.9   +7.7)
        NUMBER AND PERCENTAGE OF GRAINS:   95,   100%
```

E.3 Echantillon MAU1

```
==================ZetaAge Program v. 4.8 (Brandon 1/20/05)==================
DATE/TIME: 04-02-2009/16:55:59 FILENAME: C:\DATA\PIERRE~1\YALE\EXEC\MAU1.FTA
MAU1-2, ETH370, #4, PYF 25/03/09

>>NEW PARAMETERS--ZETA METHOD<<
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2):      1.807E+06
                                      RELATIVE ERROR (%):      1.23
               EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm):     12.17
                 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2):    332.46    13.48
                           SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2):      6.240E-07
```

------ GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER ------

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age	Age (Ma) --95% CI--	
1	5.07E+06	19	1.84E+07	69	6	124	30	82.7	46.8	137.7
2	1.20E+06	6	1.14E+07	57	8	77	20	32.3	11.1	72.8
3	8.01E+05	3	3.47E+06	13	6	23	13	71.7	12.7	247.6
4	2.40E+06	9	7.21E+06	27	6	49	19	100.6	41.3	215.8
5	2.94E+06	11	8.55E+06	32	6	58	20	103.4	46.8	207.0
6	4.81E+06	18	1.95E+07	73	6	131	31	74.2	41.5	124.3
7	6.68E+05	5	2.40E+06	18	12	16	8	84.8	24.2	229.2
8	5.34E+05	3	2.67E+06	15	9	18	9	62.3	11.1	209.0
9	1.74E+06	13	1.16E+07	87	12	78	17	45.2	22.9	80.4
10	8.01E+05	3	1.87E+06	7	6	13	9	131.2	21.4	540.8
11	4.01E+06	15	2.14E+07	80	6	144	32	56.6	30.0	97.9
12	2.14E+06	8	6.41E+06	24	6	43	17	100.7	38.8	226.5
13	2.94E+06	11	1.66E+07	62	6	112	28	53.7	25.2	101.4
14	4.27E+06	16	1.74E+07	65	6	117	29	74.1	39.8	128.1
15	5.34E+05	2	7.48E+06	28	6	50	19	23.0	2.5	84.6
16	1.34E+06	5	7.21E+06	27	6	49	19	56.8	16.7	145.0
17	1.78E+06	10	1.30E+07	73	9	88	21	41.6	18.9	79.6
18	4.01E+06	30	2.08E+07	156	12	140	23	57.8	37.6	85.3
19	2.85E+06	16	1.48E+07	83	9	100	22	58.1	31.5	99.0
20	1.34E+06	10	5.88E+06	44	12	40	12	68.8	30.6	136.3
21	3.47E+06	26	1.71E+07	128	12	115	21	61.0	38.3	93.0
22	8.01E+05	6	6.54E+06	49	12	44	13	37.5	12.9	85.4
23	8.01E+05	4	4.61E+06	23	8	31	13	53.7	13.1	151.2
24	2.80E+06	21	1.11E+07	83	12	75	16	76.0	44.5	122.8
25	7.21E+06	27	2.96E+07	111	6	200	38	73.0	45.9	111.2
26	8.01E+05	3	2.94E+06	11	6	20	12	84.5	14.7	303.0
27	3.77E+06	47	1.91E+07	238	20	128	17	59.2	42.3	81.0
28	3.74E+06	14	1.42E+07	53	6	95	26	79.5	40.5	143.6
29	4.14E+06	31	2.16E+07	162	12	146	23	57.5	37.7	84.3
30	5.34E+06	20	2.14E+07	80	6	144	32	75.1	43.4	122.7
31	1.07E+06	8	4.67E+06	35	12	31	11	69.4	27.4	149.0
32	1.60E+06	8	8.61E+06	43	8	58	18	56.6	22.6	119.2
33	3.21E+06	16	1.08E+07	54	8	73	20	89.0	47.4	156.1
34	1.87E+06	7	6.41E+06	24	6	43	17	88.4	31.8	206.4
35	1.00E+06	5	6.01E+06	30	8	40	15	51.2	15.1	129.1
36	4.01E+05	2	5.61E+06	28	8	38	14	23.0	2.5	84.6
37	5.16E+06	29	1.94E+07	109	9	131	25	79.8	50.9	120.3
38	5.34E+05	2	2.40E+06	9	6	16	11	70.3	7.0	314.8
39	3.74E+06	14	1.95E+07	73	6	131	31	57.9	29.9	102.2
40	1.40E+06	7	7.61E+06	38	8	51	17	56.1	20.8	124.3
41	1.07E+06	4	7.75E+06	29	6	52	19	42.7	10.6	117.0
42	2.14E+06	8	1.47E+07	55	6	99	27	44.3	17.9	91.7
43	2.67E+05	1	8.01E+05	3	6	5	6	108.2	1.9	1140.3
44	3.74E+06	14	1.90E+07	71	6	128	30	59.5	30.7	105.2

45	5.34E+05	(2)	2.40E+06	(9)	6	16	11	70.3	7.0	314.8
46	3.21E+06	(12)	1.84E+07	(69)	6	124	30	52.6	25.7	96.6
47	3.21E+06	(12)	2.22E+07	(83)	6	149	33	43.8	21.5	79.5

>>NEW PARAMETERS--ZETA METHOD<<

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1.779E+06

RELATIVE ERROR (%): 1.17

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 12.17

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 332.46 13.48

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6.240E-07

------ GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER ------

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age	Age (Ma) --95%	CI--
48	1.25E+06	(7)	1.18E+07	(66)	9	80	20	31.9	12.1	68.0
49	2.14E+06	(12)	9.97E+06	(56)	9	68	18	63.7	30.8	118.6
50	1.60E+06	(6)	5.88E+06	(22)	6	40	17	81.7	26.7	202.0

>>NEW PARAMETERS--ZETA METHOD<<

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1.823E+06

RELATIVE ERROR (%): 1.18

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 12.17

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 254.00 30.00

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 1.015E-06

------ GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER ------

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age	Age (Ma) --95%	CI--
51	1.56E+06	(19)	7.96E+06	(97)	12	53	11	45.5	26.1	74.3
52	1.53E+06	(14)	6.46E+06	(59)	9	43	11	55.2	28.3	98.9
53	2.68E+06	(87)	1.34E+07	(435)	32	89	9	46.2	36.2	58.2
54	1.58E+06	(32)	4.58E+06	(93)	20	31	6	79.5	51.3	119.2
55	1.92E+06	(39)	8.82E+06	(179)	20	59	9	50.4	34.6	71.3
56	2.16E+06	(105)	6.73E+06	(328)	48	45	5	73.8	58.6	92.1
57	1.21E+06	(48)	6.82E+06	(270)	39	46	6	41.1	29.5	55.9
58	1.48E+06	(12)	7.76E+06	(63)	8	52	13	44.4	21.6	82.1
59	5.25E+06	(64)	1.00E+07	(122)	12	67	12	120.5	87.6	163.8
60	7.88E+06	(48)	1.67E+07	(102)	6	112	22	108.2	75.2	153.3
61	1.59E+06	(21)	7.50E+06	(99)	13	50	10	49.2	29.0	78.8
62	3.61E+06	(22)	1.12E+07	(68)	6	75	18	74.9	43.9	121.6
63	3.08E+06	(25)	1.13E+07	(92)	8	76	16	62.9	38.6	98.1
64	1.71E+06	(104)	6.72E+06	(409)	60	45	5	58.7	46.8	72.9
65	0.00E+00	(0)	8.21E+04	(3)	36	1	1	59.9	2.0	537.4
66	3.25E+06	(33)	1.35E+07	(137)	10	90	16	55.7	36.8	81.6
67	1.89E+06	(23)	1.03E+07	(126)	12	69	12	42.4	25.8	66.0
68	4.13E+06	(67)	1.38E+07	(224)	16	92	12	69.0	51.6	90.8
69	3.28E+06	(20)	1.05E+07	(64)	6	70	18	72.4	41.3	120.1
70	3.15E+06	(32)	1.16E+07	(118)	10	78	14	62.7	40.9	92.9
71	3.28E+05	(5)	7.88E+05	(12)	15	5	3	97.5	26.6	287.8

72	3.39E+06 (31)	1.74E+07 (159)	9	116	19	45.2	29.6	66.4
73	8.21E+05 (5)	5.58E+06 (34)	6	37	13	34.9	10.4	87.0
74	3.33E+06 (54)	1.03E+07 (167)	16	69	11	74.6	53.8	101.6
75	1.64E+05 (2)	1.89E+06 (23)	12	13	5	21.5	2.3	81.0
76	4.11E+06 (25)	1.76E+07 (107)	6	117	23	54.1	33.4	83.8
77	2.74E+06 (78)	8.13E+06 (231)	28	54	7	77.8	59.4	100.8
78	2.22E+06 (54)	6.94E+06 (169)	24	46	7	73.7	53.2	100.4
79	3.94E+06 (60)	1.32E+07 (201)	15	88	13	68.9	50.7	92.1
80	4.00E+06 (65)	1.35E+07 (219)	16	90	12	68.5	51.0	90.5
81	3.08E+05 (5)	1.60E+06 (26)	16	11	4	45.5	13.3	116.8
82	4.93E+05 (12)	2.01E+06 (49)	24	13	4	57.0	27.4	107.3
83	2.59E+06 (21)	1.12E+07 (91)	8	75	16	53.5	31.5	86.1
84	1.31E+06 (12)	6.02E+06 (55)	9	40	11	50.9	24.6	94.8
85	4.84E+06 (59)	1.18E+07 (144)	12	79	13	94.3	68.4	128.1
86	6.90E+05 (7)	4.04E+06 (41)	10	27	8	40.2	14.9	88.4
87	4.93E+05 (9)	1.26E+06 (23)	18	8	3	91.0	36.8	200.2
88	1.81E+06 (22)	7.80E+06 (95)	12	52	11	53.7	32.0	85.4
89	1.15E+06 (14)	5.34E+06 (65)	12	36	9	50.1	25.8	89.2
90	1.31E+06 (8)	3.78E+06 (23)	6	25	10	81.1	31.1	183.9
POOL	2.13E+06 (1951)	1.03E+07 (9402)			0.7	62.0	56.4	68.3

MEAN URANIUM CONCENTRATION +/-2SE (ppm): 69.1, 2.2

POOLED AGE WITH 68% CONF. INTERVAL(Ma): 62.0, 59.1 -- 65.2 (-3.0 +3.1)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 56.4 -- 68.3 (-5.7 +6.2)
REDUCED CHI^2, DEGREES OF FREEDOM: 1.4101, 89
CHI^2 PROBABILITY: 0.7%
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

CENTRAL AGE WITH 68% CONF. INTERVAL(Ma): 61.9, 58.6 -- 65.3 (-3.2 +3.4)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 55.6 -- 68.7 (-6.2 +6.9)
AGE DISPERSION (%): 17.2

CHI^2 AGE WITH 68% CONF. INTERVAL (Ma): 61.0, 58.1 -- 64.1 (-2.9 +3.1)
95% CONF. INTERVAL (Ma): 55.4 -- 67.2 (-5.6 +6.2)
NUMBER AND PERCENTAGE OF GRAINS: 88, 98%