UNIVERSITE ECOLOGIE BRETAGNE GEOSCIENCES LOIRE AGRONOMIE ALIMENTATION

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité *: Sciences de la Terre et de l'Environnement*

Par
Alexandre ORTIZ

Géométries et bilan érosion-sédimentation d'un rétro-bassin d'avant-pays durant son évolution finie-orogénique et post-orogénique : le cas du système Pyrénées / bassin d'Aquitaine / golfe de Gascogne de 38 à 0 Ma

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 18 Décembre 2019
Unité de recherche : UMR 6118

Rapporteurs avant soutenance :

Philippe RAZIN	Professeur, ENSEGID
Jean-Yves Reynaud	Professeur, Université de Lille

Composition du Jury :

Rapporteurs :	Philippe RAZIN	Professeur, ENSEGID
	Jean-Yves Reynaud	Professeur, Université de Lille
Président du jury : Yves Lagabrielle		Directeur de Recherche, CNRS, Université de Rennes 1
Examinateurs :	Sophie Leleu	Maître de Conférences, ENSEGID
	Sébastien Castelltort	Professeur, Université de Genève
Dir. de thèse :	Guillocheau François	Professeur, Université de Rennes 1

Invités

Charlotte Fillon	Ingénieure, Centre Scientifique et Technique Total Pau
Julien Bourget	Ingénieur, Centre Scientifique et Technique Total Pau
Eric Lasseur	Géologue Chercheur, BRGM Orléans
Justine Briais	Géologue Chercheur, BRGM Orléans
Cécile Robin	Maître de Conférence, Co-direction de thèse, Université de Rennes 1

Ce travail a été cofinancé par TOTAL et le BRGM dans le cadre du projet de recherche OROGENE - Source-to-Sink.

This work is funded and carried out in the framework of the BRGM-TOTAL project OROGENE - Source-to-Sink.

0.1 Résumé

Les bassins d'avant-pays ont été largement étudiés durant leur évolution syn-orogénique du point de vue, déformation-sédimentation, routage sédimentaire en relation avec l'orogène en construction durant la phase de collision continentale. Cependant peu d'études se sont attachées à comprendre leur évolution tardi-orogénique sur ces différentes thématiques. Le bassin d'Aquitaine, depuis la découverte du champ gazier de Lacq en 1949, a fait l'objet de nombreuses synthèses sur l'évolution générale du remplissage sédimentaire du Mésozoïque à l'actuel. Parallèlement, à l'échelle internationale, se posait la question des bilans sédimentaires globaux ou locaux issus de l'érosion des reliefs terrestres, et plus particulièrement des chaînes de montagnes.

Le propos de cette thèse est d'étudier le système « source-to-sink » du système Pyrénées et de son rétro-bassin d'avant-pays, le bassin d'Aquitaine et de son équivalent profond, le golfe de Gascogne (« Bay of Biscay »), durant le Cénozoïque.

Cette étude se fonde sur un jeu de données de 75 000 km de lignes sismiques et de nombreux forages, à la fois des puits pétroliers et également des puits issus de la Banque du Sous-Sol, BSS du BRGM. Ce travail a nécessité (1) une ré-évaluation biostratigraphique de certains forages, soit au travers de nouvelles analyses, soit au travers d'une réattribution stratigraphique des déterminations de faunes et flores déjà disponibles, (2) une analyse en termes de stratigraphie sismiques du jeu de données sismique, calées en lithologies, âge et milieu de sédimentation sur les puits, et une quantification des volumes de roches préservées dans ces deux bassins, (3) une quantification des volumes érodés issus du Massif central à partir d'une analyse géomorphologique des formes du relief du Massif central, menée en collaboration avec G. Baby, P. Bessin, et J. Baptiste, (4) une quantification des volumes érodés issus des Pyrénées à partir des données thermochronologiques de basse température, issue des travaux de N. Daril, C. Fillon et M. Fox, (5) une synthèse de l'ensemble de ces données sous forme de cartes d'isopaques, de cartes paléogéographique, de cartographie des surfaces d'aplanissement et de cartes de volumes érodés et préservés. Cette étude amène à la proposition d'un modèle stratigraphique de la phase finie-orogénique et post-orogénique en plusieurs phases d'évolution tectono-sédimentaire.

Le passage de la phase orogénique à post-orogénique s'opère entre 27.1 et 25.2 Ma. Il correspond dans le bassin, à la succession de trois surfaces d'érosion qui fossilisent l'ensemble des structures compressives liées à la propagation des chevauchements/ anticlinaux associés au niveau de décollement « triasique ». La période orogénique est découpée en deux phases distinctes, (1) la première, jusqu'à 43.5 Ma (Lutétien), est caractérisée par une forte subsidence au front du Chevauchement Nord-Pyrénéen, soit une évolution en « foredeep », correspondant à la flexure de la lithosphère eurasiatique liée à la construction du prisme orogénique, (2) la deuxième, de 43.5 à 27.1 Ma, est caractérisée par la migration de la subsidence vers le bassin, dans des sous-bassins contrôlés par l'activité des chevauchements.

La période post-orogénique est découpée en deux phases distinctes, (1) la première, de 25.2 à 16 Ma environ, correspond à la mise en place du rebond isostatique qui entraîne la migration d'une

très faible subsidence en direction au Nord (à la verticale de l'ex-forebulge orogénique) et localise les dépotcentres ainsi que les incursions marines, (2) la deuxième, entre 16 et 10.6 Ma, correspond à une surrection à la fois du bassin d'Aquitaine mais aussi des Pyrénées et du Massif central. Elle engendre la mise en place d'un by-pass généralisé dans le bassin d'Aquitaine. Cette phase correspond à un évènement ouest-européen sans doute lié à une activité mantellique.

La quantité totale de roches préservés dans le bassin d'Aquitaine et le golfe de Gascogne est de 92 200 km^3 ($\pm$ 31 500 km^3). La répartition des sédiments préservés entre le golfe de Gascogne et le bassin d'Aquitaine au cours du temps évolue d'un facteur multiplicatif de 2.08 (en faveur du bassin d'Aquitaine) entre 66.0 et 33.9 Ma à un facteur multiplicatif de 0.01 (en faveur du golfe de Gascogne) entre 5.3 et 0 Ma. Cette balance est due aux différents stades d'évolution de la subsidence/surrection dans le bassin d'Aquitaine.

Les taux de sédimentation montrent deux périodes d'augmentation des flux sédimentaires, la première à la limite Eocène-Oligocène que nous relions à la fois à la période d'exhumation paroxysmale pyrénéenne mais également au refroidissement global contemporain. La deuxième, à 5.3 Ma, semble correspondre à l'augmentation mondiale des flux, dont l'origine climatique est favorisée par les auteurs.

La quantité totale de roches érodées issues des Pyrénées et du Massif central est de 34 335 km^3 ($\pm$ 10 275 km^3). La différence observée entre les volumes sédimentés et les volumes érodées peut s'expliquer par l'apport de sédiments issus des courants à partir du Pliocène, la non prise en compte des volumes issus des massifs cantabriques et une sous-estimation des volumes érodés.

0.2 Abstract

The foreland basins have been extensively studied during their syn-orogenic evolution from the deformation-sedimentation and sedimentary routing point of view, in relation to the orogen under construction during the continental collision phase. However, few studies have focused on understanding their post-orogenic evolution on these different themes. The Aquitaine basin, since the discovery of the Lacq gas field in 1949, has been the subject of many syntheses on the general sedimentary evolution from Mesozoic to the present. At the same time, at the international level, there was the question of global and local sedimentary balances resulting from the erosion of landforms, and more particularly of mountain ranges.

The purpose of this thesis is to study the "source-to-sink" system of the Pyrenees system and its foreland basin, the Aquitaine Basin and its deep equivalent, the Bay of Biscay during the Cenozoic.

This study is based on a data set of 75,000 km of seismic lines and numerous boreholes, both oil wells and wells from the “Banque du Sous-Sol”, BSS BRGM. This work required (1) a biostratigraphic re-evaluation of certain boreholes, either through new analyzes, or through a stratigraphic reallocation of the determinations of fauna and flora already available, (2) an analysis in terms of seismic stratigraphy of the seismic data set, calibrated in lithologies, age and depositional environment on the wells, and a quantification of the volumes of rocks preserved in these two basins, (3) a quantification of the eroded volumes coming from the Massif central from a geomorphological analysis of the Massif central relief, conducted in collaboration with G. Baby, P. Bessin, and J. Baptiste, (4) a quantification of eroded volumes from the Pyrenees from thermochronological data of low temperature, resulting from the work of N. Daril, C. Fillon and M. Fox, (5) a synthesis of all these data in the form of isopach maps, paleogeographic maps, cartography of flattened surfaces and eroded and preserved volume maps.

This study leads to the proposition of a stratigraphic model of the late-orogenic and post-orogenic phase in several phases of tectono-sedimentary evolution.

The transition from the orogenic to post-orogenic phase occurs between 27.1 and 25.2 Ma. It corresponds in the basin, to the succession of three erosional surfaces that fossilize all the compressive structures related to the propagation of thrusts / anticlines associated with the "Triassic" detachment level.

The orogenic period is divided into two distinct phases, (1) the first, up to 43.5 Ma (Lutetian), is characterized by a strong subsidence at the front of the North-Pyrenean Thrust, an evolution in "foredeep", corresponding to the flexure of the Eurasian lithosphere related to the construction of the orogenic prism, (2) the second, from 43.5 to 27.1 Ma, is characterized by the migration of subsidence towards the basin, in sub-basins controlled by the thrust activity.

The post-orogenic period is divided into two distinct phases, (1) the first, approximately 25.2 to 16 Ma, corresponds to the establishment of the isostatic rebound which causes the migration of a very weak subsidence towards the North (at the vertical of the orogenic forebulge) and locates

depotcentres and marine incursions, (2) the second, between 16 and 10.6 Ma, corresponds to an uplift of the Aquitaine basin but also the Pyrenees and the Massif central. It implies the establishment of a generalized bypass in the Aquitaine basin. This phase corresponds to a West European event undoubtedly linked to a mantle activity.

The total quantity of rocks preserved in the Aquitaine basin and the Bay of Biscay is 92,200 km up3 ($\pm$ 31,500 km^3). The distribution of preserved sediments between the Bay of Biscay and the Aquitaine basin through time evolves by a multiplicative factor of 2.08 (in favor of the Aquitaine basin) between 66.0 and 33.9 Ma to a multiplicative factor of 0.01 (in favor of the Bay of Biscay) between 5.3 and 0 Ma. This balance is due to the different stages of subsidence / uplift evolution in the Aquitaine basin.

The sedimentation rates show two periods of increase in sedimentary fluxes, the first at the Eocene-Oligocene limit, which is relate to both the period of Pyrenean paroxysmal exhumation and to contemporary global cooling. The second, at 5.3 Ma, seems to correspond to the global flux increase, of climatic origin favored by the authors.

The total amount of eroded rocks from the Pyrenees and the Massif central is 34 335 km^3 ($\pm$ 10 275 km^3). The difference observed between the sedimented volumes and the eroded volumes can be explained by, the contribution of sediments from the currents since Pliocene time, the not taking into account the volumes coming from the Cantabrian massifs and an underestimation of the eroded volumes.

0.3 Remerciements

Nous sommes trois mois après la soutenance, il est temps de remercier toutes les personnes qui m'ont accompagné pendant cette aventure... j'oublierai sans doute certaines personnes mais je n'ai pas besoin de l'écrire noir sur blanc pour qu'elles soient au courant de ma gratitude.

Tout d'abord, je tiens a remercier François et Cécile mes directeurs rennais. Merci de m'avoir fait confiance pour cette thèse, du début à la fin, cette dernière ne m'a pas épargné. Je vous suis reconnaissant pour toute la sympathie, le soutien et l'humanité que vous avez eu a mon égard pendant cette période. Ces trois ans sont remplit de très bons souvenirs, au labo, sur le terrain, aux différents congrès et workshop. J'ai passé des moments extrêmement agréables à vos cotés. Je vous remercie également pour tous les connaissances que vous m'avez fait partagés pendant ce périple.

Ensuite je tiens a remercier les orléanais, en particulier Eric et Justine. Merci pour tous ces moments à Orléans et autres. Les discussions scientifiques " ah mais en faite c'est le rebond ! ! ! ! ! ! " et les moments passés au Bec à Vin. Merci à Isabelle T. pour toutes ces discussions sur le golfe de Gascogne, le fameux haut des landes au tour de Mojitos. Je pense également à Julien B., Olivier S., Eglantine H., Bruno T., Guillaume B.

Je remercie également les palois, en particulier Charlotte, merci pour ton accueil dans le Sud et pour ton aide à la fin de la rédaction.

Maintenant on arrive au gros du morceau, les copains rennais. Tout d'abord merci aux "vieux doctorants ". En particulier mes deux anciens co-bureaux, la Deul et Momor, merci pour votre bienveillance et les moments partagés dans le bureaux avec les plantes, les poissons, les courses de bateaux, le basket... Ensuite bien-sur je pense à Babyte et Bob merci a tous les deux pour les moments scientifiques et surtout autres. Une pensée également pour JPP, dit la ponte ou Jpeg. J'ai une pensé également pour la queue croisé à Québec. Je remercie également Jessica, Djess ou Jessichatte ma collègue de projet de labo et de Pyrénéologie.

Je remercie également Luc dit Lucho ou Saluc, mon collègue de master et de thèse, on se sera soutenue pendant trois ans et surtout sur la fin et on aura passé de très bonnes soirées. Et pour finir sur la partie rennaise, je remercie "en vrac" toutes les personnes suivantes pour tous ces bons moments, Pierre D., Mathilde M., Remi C., Camille B., France P., Nicolas M., Tarik K. (merci de m'avoir supporté dans le bureau pendant la rédaction), Julien M., Jan W., Jerome D., la MAF, Nathaline, Geraldine G. et puis une pensée pour les professeurs de rennes, Thierry N., La Boulv, la Branquette de veau, La Daut, La Pouj, La Pitre.

La meilleur pour la fin, merci Mathilde, ma petite consistance.

Table des matières

0.1 Résumé 2
0.2 Abstract 5
0.3 Remerciements 7

Introduction **25**

1 Contexte géologique **31**
1.1 La cinématique Ibérie Eurasie : de l'extension à la collision 33
1.1.1 Cinématique de l'ouverture du golfe de Gascogne 33
1.1.2 Convergence Ibérie-Eurasie : La remontée de l'Ibérie et la collision continentale 42
1.2 La structure profonde des Pyrénées 47
1.3 Les domaines structuraux pyrénéens 53
1.4 Les taux de raccourcissements dans les pyrénées issus des coupes équilibrées 55
1.5 L'évolution du remplissage sédimentaire tertiaire du bassin d'Aquitaine 59
1.5.1 Le remplissage sédimentaire anté-priabonien 59
1.5.2 Le remplissage sédimentaire post-bartonien 64
1.5.3 Les calages biostratigraphiques 65
1.6 L'évolution climatique au cours du Tertiaire 69

2 Sediment routing system and sink preservation during the post-orogenic evolution of a retro-foreland basin : the case example of the North Pyrenean (Aquitaine, Biscay Bay) Basins **71**

3 Évolution du remplissage sédimentaire du bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne du Priabonien au Pliocène **101**
3.1 Introduction 103
3.1.1 Méthode de réalisation des cartes présentées dans ce chapitre 106
3.1.2 La limite des données de forages et de puits 107
3.2 Le Priabonien : dépôt-centres et paléogéographie 109
3.2.1 Le Priabonien du Bassin d'Aquitaine, cartes d'isohypses et carte paléogéographique 109
3.2.2 Carte d'isopaques du Priabonien 111

3.3 L'Oligocène : dépôt-centres et paléogéographie . . . 119
3.3.1 Le Rupélien du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique . . . 119
3.3.2 Carte d'isopaques de l'Oligocène . . . 122
3.3.3 Le Chattien du Bassin d'Aquitaine, carte paléogéographique . . . 130
3.3.4 L'Oligocène du Golfe de Gascogne . . . 133
3.4 L'Aquitanien et le Burdigalien : dépôt-centres et paléogéographie . . . 136
3.4.1 L'Aquitanien du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique . . . 136
3.4.2 Le Burdigalien du Bassin d'Aquitaine, cartes d'isohypses et carte paléogéographique . . . 144
3.4.3 Carte d'isopaques de l'Aquitanien et du Burdigalien . . . 151
3.4.4 L'Aquitanien et le Burdigalien du Golfe de Gascogne . . . 153
3.5 Le Langhien et le Serravallien : dépôt-centres et paléogéographie . . . 157
3.5.1 Le Langhien et le Serravallien du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique . . . 157
3.5.2 Carte d'isopaques du Langhien et du Serravallien . . . 167
3.5.3 Le Langhien et le Serravallien du Golfe de Gascogne . . . 169
3.6 Le Tortonien et le Messinien : dépôt-centres et paléogéographie . . . 172
3.6.1 Le Tortonien et le Messinien du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique . . . 172
3.6.2 Carte d'isopaques du Tortonien et du Messinien . . . 179
3.6.3 Le Tortonien et le Messinien du Golfe de Gascogne . . . 181
3.7 Le Pliocène : dépôt-centres et paléogéographie . . . 184
3.7.1 Le Pliocène du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique . . . 184
3.7.2 Carte d'isopaques du Pliocène . . . 190
3.7.3 Le Pliocène du Golfe de Gascogne . . . 192
3.8 L'évolution tectonique post-priabonienne du bassin d'Aquitaine . . . 195
3.8.1 L'Oligocène : dernière phase de structuration de la période syn-orogénique . . . 195
3.8.2 L'Aquitanien : le passage au régime post-orogénique . . . 196
3.8.3 Du Burdigalien au Tortonien : dernière phase de déformation majeure dans le bassin d'Aquitaine . . . 199

4 Siliciclastique sediment volumes and rates (sink) of the North Pyrenean Retro-foreland Basin 203
4.1 Introduction . . . 205
4.2 Geological setting . . . 206
4.3 Tectonic, relief and denudation evolution of the Pyrenees . . . 207

4.4 Stratigraphic and tectonic evolution of the Aquitaine Basin and Bay of Biscay deep Basin . . . 207
4.5 Measurement of siliciclastic sediment volumes and rates (sink) . . . 207
4.6 Isopach maps : results and interpretation (figs. 4.3, 4.4, 4.5 et 4.6) . . . 209
4.6.1 Paleocene-Eocene (66-33.9 Ma) . . . 209
4.6.2 Oligocene (33.9-23.03 Ma) . . . 214
4.6.3 Miocene (23.03-5.3 Ma) . . . 214
4.6.4 Plio-Pleistocene (5.3-0 Ma) . . . 215
4.7 Measurement of the siliciclastic sediment budget : results (fig. 4.7) . . . 215
4.8 Measurement of the siliciclastic sediment budget : discussion . . . 216
4.8.1 The 35 Ma increase . . . 216
4.8.2 The 5.3 Ma increase and the long-term volume increase . . . 217
4.8.3 Sediment budget evolution between onshore and offshore . . . 218
4.9 Conclusion . . . 219
4.10 Supplementary material . . . 219

5 Quantification des volumes terrigènes érodés dans les domaines en érosion : Les Pyrénées et le Massif central 223
5.1 Introduction . . . 225
5.2 Quantification des volumes érodés dans le domaine pyrénéen à partir des données thermochronologique . . . 227
5.2.1 Introduction . . . 227
5.2.2 Données disponibles et méthodologie d'investigation . . . 229
5.2.3 Résultats du modèle d'inversion linéaire et incertitudes asscociées . . . 232
5.2.4 L'évolution de la position du divide de la chaîne pyrénéenne au cours du Paléogène à l'actuel : revue bibliographique et informations ponctuelles issues du remplissage du bassin d'Aquitaine . . . 237
5.2.5 Quantité de matières érodées issues des Pyrénées alimentant le bassin d'Aquitaine depuis 45 Ma . . . 243
5.3 Quantification des volumes érodés du Massif central à partir d'une analyse géomorphologique . . . 251
5.3.1 Introduction . . . 251
5.3.2 Les surfaces d'aplanissements . . . 251
5.3.3 Méthode d'interpolation de la surface S3 avec les dépôts du bassin d'Aquitaine 256
5.3.4 Résultats d'interpolation de la surface S3 et quantités de matières érodées issues du Massif central alimentant le bassin d'Aquitaine . . . 257

6 Bilan érosion sédimentation 267
6.1 Comparaison entre volumes érodés et volumes sédimentés . . . 269
6.2 Carte "source to sink" haute résolution . . . 271

6.2.1 Définition des "boites" du bilan érosion-sédimentation 271
6.2.2 Le Priabonien 271
6.2.3 L'Oligocène 274
6.2.4 Le Miocène 275
6.2.5 Le Pliocène et le Pléistocène 278
6.2.6 Les incertitudes sur le bilan érosion-sédimentation 279

7 Conclusions **281**

Table des figures

1.1 Les quatre principaux modèles cinématiques d'ouverture du Golfe de Gascogne, (Choukroune et al., 1973) 34

1.2 A : les plaques tectoniques et leurs limites, considérées dans les reconstitutions géodynamiques (Olivet, 1996), B : Cartes des anomalies magnétiques, présentée dans Filleaudeau (2011) et modifiée d'après Roest and Srivastava (1991a) 37

1.3 Le modèle décrochant dans un rift étroit avec formation de bassin de type pull-appart. a) reconstitution de la zone transformante nord-pyrénéenne et architecture des bassins en pull-appart durant l'Albien, d'après Choukroune and Mattauer (1978). b) bassins de type pull-appart albo-cénomaniens compatible avec un mouvement décrochant senestre et transtensif, d'après Choukroune (1992). 39

1.4 Synthèse des scénario de la cinématique des plaques Ibérie/Europe et notamment des déplacements de la plaque ibérique durant le Crétacé Inférieur (anomalie M0, 120 Ma) et durant le début de la convergence fin Crétacé (anomalie A33 à 80 Ma) (modifié d'après Vissers et al. (2016)) NA : Amérique du Nord ; IB : Ibérie ; EUR : Europe ; NGFZ : Zone de fracture Açores-Gibraltar. a) Modèle de rift transtensif (Olivet, 1996) b) Modèle d'ouverture en ciseaux (Srivastava et al., 2000; Sibuet et al., 2004). c) Modèle d'ouverture en ciseaux (Vissers and Meijer, 2012a). d) Reconstruction cinématique du mouvement Mésozoïque de l'Ibérie impliquant un mouvement transtensif durant la fin Jurassique, suivi par une convergence orthogonale durant le Crétacé supérieur (Jammes et al., 2009). La figure synthétique est issue de Ducoux (2017) 40

1.5 Interprétation de la cinématique des plaques eurasiatique et ibérique du Tithonien à l'Eocene, (Jammes et al., 2009) 41

1.6 Déplacement des plaques mises en jeu dans la convergence pyrénéenne d'après (Handy et al., 2010) 43

1.7 Reconstitutions cinématiques de 83 Ma à 20 Ma : ligne rouge (Macchiavelli et al., 2017), ligne bleu (Vissers and Meijer, 2012a), ligne verte (Rosenbaum et al., 2002), ligne violette (Srivastava et al., 1990), d'après (Macchiavelli et al., 2017) 44

1.8 Diagramme montrant les prédictions de taux de convergence entre l'Afrique et l'Europe d'après Macchiavelli et al. (2017) 45

1.9 Les principaux modèles des géométries de l'orogène pyrénéenne avant les campagnes ECORS, A : d'après Choukroune (1976); Mattauer (1990) ; B : d'après Boillot and Capdevila (1977) ; C : d'après Williams and Fischer (1984) ; D : Deramond et al. (1985), la figure synthétique est issue de Lacan (2008) 48
1.10 Modèle proposé pour la structure profonde des Pyrénées, à partir du profil de sismique réflexion ECORS, Filleaudeau (2011) modifié d'après Muñoz (1992). 49
1.11 Représentation de la topographie, de l'anomalie de Bouguer et de la tomographie sur les deux transects ECORS, issus de Ducoux (2017) modifiée d'après Chevrot et al. (2014) 50
1.12 Coupe géologique issue des données tomographique d'après Wang et al. (2016) 50
1.13 Coupes d'échelle lithosphérique réalisées à partir des acquisitions tomographiques d'après Chevrot et al. (2018) 51
1.14 Carte des différents domaines de la chaîne pyrénéenne d'après Filleaudeau (2011) . . 53
1.15 Coupes équilibrées à travers les Pyrénées : (A) Coupe ECORS Pyrénées (Roure et al., 1989) ; (B) Coupe ECORS Arzacq (Teixell, 1998) 55
1.16 Coupes restaurées à partir du profil ECORS Pyrénées du Cénomanien à l'actuel d'après Mouthereau et al. (2014) 56
1.17 Coupes restaurées à partir du profil ECORS Aracq du Santonien moyen à l'actuel d'après Teixell et al. (2016) 58
1.18 Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine au Paléocène (Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Serrano, 2001) 60
1.19 Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine à l'Yprésien (Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Serrano, 2001) 61
1.20 Carte paléogéographique du Lutétien inférieur à moyen (BRGM, 2018) 62
1.21 Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine du Bartonien (Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Serrano, 2001) 63
1.22 Tableau biostratigraphique de la partie Sud du bassin d'Aquitaine, présenté dans Serrano (2001) d'après Sztrakos et al. (1998) 65
1.23 Tableau biostratigraphique des formations oligocène situées à l'Ouest du bassin d'Aquitaine d'après Sztrákos and Steurbaut (2017) 66
1.24 Tableau biostratigraphique de la partie Nord du bassin d'Aquitaine d'après Dubreuilh (1987) 67

1.25 Tableau biostratigraphique des formations décrites dans cette étude, A : (Cahuzac et al., 1997), B : (Cahuzac and Poignant, 2002), C : (Sztrákos and Steurbaut, 2017), D : (Pujol, 1970), E : (Steurbaut, 1984), F : (Eardley, 1946), G : (Platel, 1990a), H : (Cahuzac et al., 1995), I : (Sztrakos et al., 1998), J : (Serrano, 2001), K : (Vianeyliaud and Ringeade, 1993), L : (BRGM, 2018), M : (Aguilar et al., 1997), N : (Muratet and Cavelier, 1992), O : (Sudre et al., 1992), P : (Feist-Castel and Ringeade, 1977), Q : (Dubreuilh et al., 1995), R : (Azambre et al., 1989), S : (Huard and Lavocat, 1963), T : (Antoine et al., 1997), U : (Rey et al., 1997), V : (Crouzel, 1989), W : (Muller and Pujol, 1979), X : (Platel, 1990c), Y : (Asnat, 2014) 68
1.26 Evolution climatique du Tertaire, courbe de delta O18 (Zachos et al., 2001), spectre palynologique obtenue dans cette étude, analayse réalisée par Popescu. S et Suc. J.P, courbe d'aridité provenant de Guillocheau, F. (pers. comm.), évolution des latitudes auxquelles se trouvaient le bassin d'Aquitaine d'après Torsvik et al. (2012) 69

3.1 Logs sédimentologiques et nouveaux calages biostratigraphiques de deux forages du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, localisation dans le chapitre 2 103
3.2 Diagramme de Wheeler du bassin d'aquitaine et de la marge Aquitaine 104
3.3 Carte de répartition des données de forages et de puits sur l'ensemble de la zone étudiée 107
3.4 Carte d'isohypses onshore de la base du Priabonien 109
3.5 Carte d'isopaques onshore du Priabonien 111
3.6 Carte paléogéographique du Priabonien supérieur, modifié d'après (Gayet, 1985; Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001; BRGM, 2018) . . 113
3.7 Logs sédimentologiques issus des forages étudiés par Sztrakos et al. (1998), les marnes de Brihande correspondent à un des membres de la Formation des Marnes de la côte des Basques 114
3.8 Coupe synthétique des formations marines priaboniennes au Nord-Ouest de Bordeaux, (Dubreuilh and Marionnaud, 1973) 115
3.9 Carte d'isohypses onshore de la base du Rupélien 119
3.10 Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Rupélien 121
3.11 Carte d'isopaques onshore de l'Oligocène 123
3.12 Carte paléogéographique du Rupélien moyen, modifié d'après Sztrákos and Steurbaut (2017) et BRGM (2018) 125
3.13 Corrélation de forages au Nord de Mont-de-Marsan montrant la succession oligocène et en particulier la transgression du Rupélien moyen (Sztrákos and Steurbaut, 2017) 126
3.14 Description sédimentaire de l'ensemble lithologique du récif du Tuc de Saumon, présentée dans Platel (1990b) et issue de Boulanger et al. (1970) 127
3.15 Description sédimentaire de l'ensemble lithologique de la Molasse de l'Agenais inférieur et supérieur (Capdeville and Turq, 2003) 128

3.16 Carte paléogéographique du Chattien supérieur, modifiée d'après Gayet (1985); Cahuzac et al. (1995); Capdeville et al. (1996); Sztrákos and Steurbaut (2017); BRGM (2018) . . . 130
3.17 Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne à l'Oligocène modifié d'après Iglesias (2009); Cadenas and Fernández-Viejo (2017) . . . 133
3.18 Carte d'isohypses onshore de la base de l'Aquitanien . . . 137
3.19 Carte d'isohypses onshore et offshore de la base de l'Aquitanien . . . 138
3.20 Carte paléogéographique de l'Aquitanien . . . 140
3.21 Coupe synthétique des formations sédimentaires de la "Trilogie Agenaise" de l'Aquitanien au Nord d'Agen Capdeville and Turq (1999) . . . 141
3.22 Carte d'isohypses onshore de la base du Burdigalien . . . 144
3.23 Carte paléogéographique du Burdigalien . . . 147
3.24 Carte paléogéographique du Burdigalien, zoom sur la zone sud modifiée d'après Crouzel (1957), légende sur la figure 3.23 . . . 148
3.25 Carte d'isopaques de l'interval Aquitanien/Burdigalien . . . 152
3.26 Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne à l'Aquitanien et au Burdigalien modifié d'après Iglesias (2009) . . . 154
3.27 Carte d'isohypses onshore de la base du Langhien . . . 157
3.28 Carte paléogéographique du Langhien/Serravallien . . . 159
3.29 Log sédimentologique de la Formation des Sables Fauves issue de la notice de la carte géologique de Montréal du Gers (Capdeville and Millet, 2003) . . . 162
3.30 Carte paléogéographique du Langhien et du Serravallien, zoom sur la zone Sud, modifié d'après Crouzel (1957) Antoine et al. (1997) Gardère (2005) . . . 163
3.31 Carte d'isopaques du Langhien et du Serravallien . . . 168
3.32 Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne au Langhien et au Serravallien modifié d'après Iglesias (2009) . . . 170
3.33 Carte d'isohypses onshore de la base du Tortonien . . . 172
3.34 Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Messinien, modifié d'après Crouzel (1957) . . . 174
3.35 Carte paléogéographique du Tortonien et du Messinien modifiée d'après Crouzel (1957) 176
3.36 Log sédimentologique de la Formation des Glaises Bigarrées et des Lignites d'Arjuzanx (BRGM, 2018) . . . 177
3.37 Carte d'isopaques de l'interval Tortonien/Messinien . . . 180
3.38 Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne au Tortonien et au Messinien modifiée d'après Iglesias (2009) . . . 181
3.39 Carte d'isohypses onshore de la base du Pliocene . . . 185
3.40 Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Pliocene . . . 186
3.41 Carte paléogéographique du Tortonien et du Messinien modifiée d'après Crouzel (1957) 187

3.42 Logs synthétiques des Formations attribuées au Pliocène dans le bassin d'Aquitaine, modifiée d'après Capdeville and Dubreuilh (1990); Capdeville (1998); BRGM (2018) 188
3.43 Coupes de la Formation des Nappes Alluviales au Nord-Est de Pau, issues de la carte géologique de Lembeye, modifié d'après Karnay et al. (1998) 189
3.44 Carte d'isopaques onshore du Pliocene 191
3.45 Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne du Pliocène modifié d'après Iglesias (2009) et Bourillet et al. (2006) 192
3.46 Répartition des domaines de subsidence pendant la phase syn-orogénique jusqu'à 25.2 Ma, l'extension possible du forebulge est donnéee par Angrand et al. (2018) 197
3.47 Répartition des domaines de subsidence pendant la phase post-orogénique à partir de 23.03 Ma jusqu'à environ 20.44 Ma 198
3.48 Essai de caractérisation des déformations du bassin d'Aquitaine de la fin du Chattien au Messinien 201

4.1 A : Main physiographic and structural features in the Aquitaine Basin, Landes Plateau and Biscay Bay deep-basin and interpreted seismic sections locations in Ortiz et al. (2019) B : Location of the studied area in Europe. 206
4.2 Synthetic chart of the main events (deformation, topography, sediment routing) of the Aquitaine Basin to deep Biscay Bay Basin sedimentary system 208
4.3 Sediment thickness (isopach) map of the Palaeocene-Eocene (66-33.9 Ma). 210
4.4 Sediment thickness (isopach) map of the Oligocene (33.9-23.03 Ma). 211
4.5 Sediment thickness (isopach) map of the Miocene (23.03-5.3 Ma). 212
4.6 Sediment thickness (isopach) map of the Pliocene-Pleistocene (5.3-0 Ma). 213
4.7 Siliciclastic sediments volumes and rates of the Aquitaine Basin, Landes Plateau and deep Biscay Bay 216
4.8 Siliciclastic volumes and rates of the differents Aquitaine sub-basins 220
4.9 Siliciclastic volumes and rates of the differents Bay of Biscay sub-basins 221

5.1 Zones "sources" et zones d'accumulation simplifiées de la zone d'étude 225
5.2 Température de fermeture des minéraux considérée pour deux méthodes de mesures thermochronométriques, modifié d'après Wolf et al. (1996); Farley (2000); Reiners and Brandon (2006) 228
5.3 Carte de localisation des différentes données thermochronologiques basse température issues de la littérature 229
5.4 Taux d'exhumation de différents massifs pyrénéens issus de la littérature 231
5.5 Cartes des taux d'exhumation obtenues par inversion linéaire (45 Ma – 21 Ma) . . . 233
5.6 Cartes des taux d'exhumation obtenues par inversion linéaire (21 Ma – 0 Ma) 234
5.7 Graphiques et tableau de valeurs des taux d'exhumations issus de la modélisation . . 235
5.8 Cartes des quantités de épaisseurs de roches érodées de 45 Ma à 0 Ma 236
5.9 Misfit obtenu suite à la modélisation de l'ensemble des données de la chaîne pyrenéenne237

5.10 Localisation des arguments sur la migration du divide pyrénéen pendant le Tertiaire, modifié d'après Michael et al. (2014), Roigé et al. (2016, 2017) et Ortuño and Viaplana-Muzas (2018) . . . 240
5.11 Proposition sur l'évolution du divide depuis 42 Ma . . . 242
5.12 Volumes et taux de matières érodées depuis 45 Ma sur l'ensemble de la zone d'étude, l'enveloppe (en jaune) présentée sur la carte correspond à la limite des données . . . 243
5.13 Volumes et taux de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin de Carcassonne . . . 245
5.14 Volumes et taux de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin de Tarbes . . . 247
5.15 Volumes et taux de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin d'Arzacq . . . 249
5.16 Schémas illustrant : A – un pédiment, B – une pédivallée et C – une pédiplaine formée par la coalescence d'un pédiment et d'une pédivallée (Bessin, 2014) . . . 252
5.17 Bloc 3D illustrant le rôle du niveau de base dans l'étagement des surfaces d'aplanissement. t1 : pédiments adaptés à un niveau de base. t2 : la chute du niveau de base associée à une surrection entraine le développement d'une nouvelle génération de pédiments (Baby, 2017) . . . 253
5.18 A : bloc diagramme illustrant l'étagement des surfaces d'aplanissements dans la partie Nord du Massif central, B : profil topographique habillé avec la position des différentes surfaces, (Baby et al., in prep.) . . . 254
5.19 Charte résumant les indices associés à la mise en place et au scellement des surfaces et carte d'occurence de la surface S3 dans le Massif central d'après (Baptiste and Wyns, 2018) . . . 255
5.20 Explication de la méthode d'interpolation de la surface S3 avec les dépôts rupéliens . 257
5.21 Carte de la surface S3 interpolée avec les dépôts de l'âge maximal, Yprésien (56.0 Ma), de la surface S3 . . . 258
5.22 Carte de la surface S3 interpolée avec les dépôts de l'âge médian, Lutétien (47.8 Ma), de la surface S3 . . . 259
5.23 Carte de la surface S3 interpolée avec les dépôts de l'âge minimal, Rupélien (33.9 Ma), de la surface S3 . . . 260
5.24 Volumes de quantité de matières érodées et taux associés pour les trois hypothèses d'âges de la surface S3 . . . 261
5.25 Volume total de quantité de matières érodées et taux associés issu du Massif central depuis le Priabonien . . . 262
5.26 Carte de la quantité de matières érodées à partir de l'âge maximal, Yprésien (56.0 Ma), de la surface S3 . . . 263
5.27 Carte de la quantité de matières érodées à partir de l'âge médian, Lutétien (47.8 Ma), de la surface S3 . . . 264

5.28 Carte de la quantité de matières érodées à partir de l'âge minimal, Rupélien (33.9 Ma), de la surface S3 265

6.1 Comparaison des volumes et des taux des quantités de matières érodées et préservées, les zones grisées indiquent les marges d'erreur 270
6.2 Carte de répartition des différents sous-bassins 272
6.3 Bilan érosion sédimentation du Priabonien 273
6.4 Bilan érosion sédimentation de l'Oligocène 274
6.5 Bilan érosion sédimentation du Miocène 276
6.6 Bilan érosion sédimentation du Pliocène-Pléistocène 278

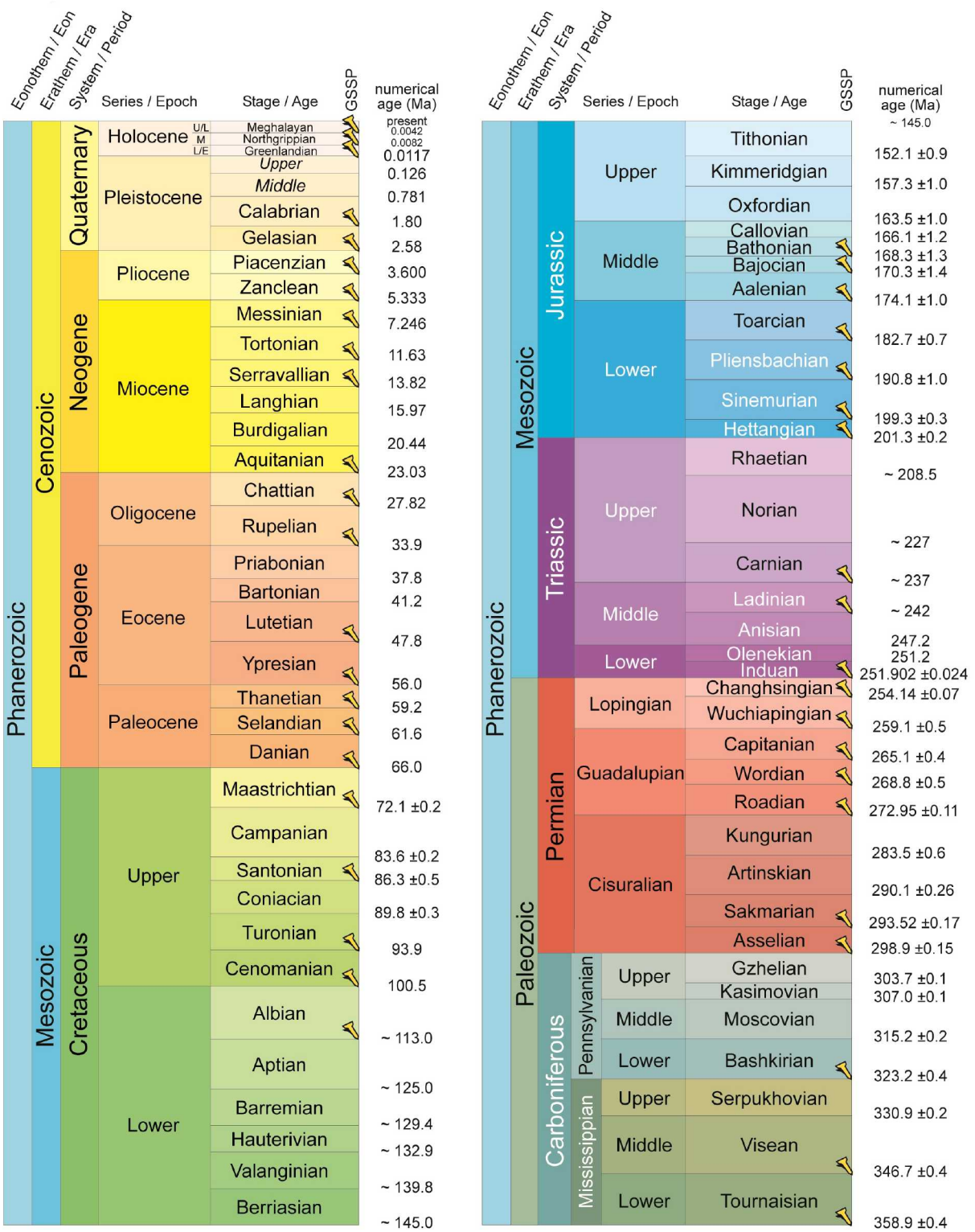
Liste des tableaux

3.1 Tableau synthétique des âges obtenus par biostratigraphie et orbitostratigraphie . . . 105

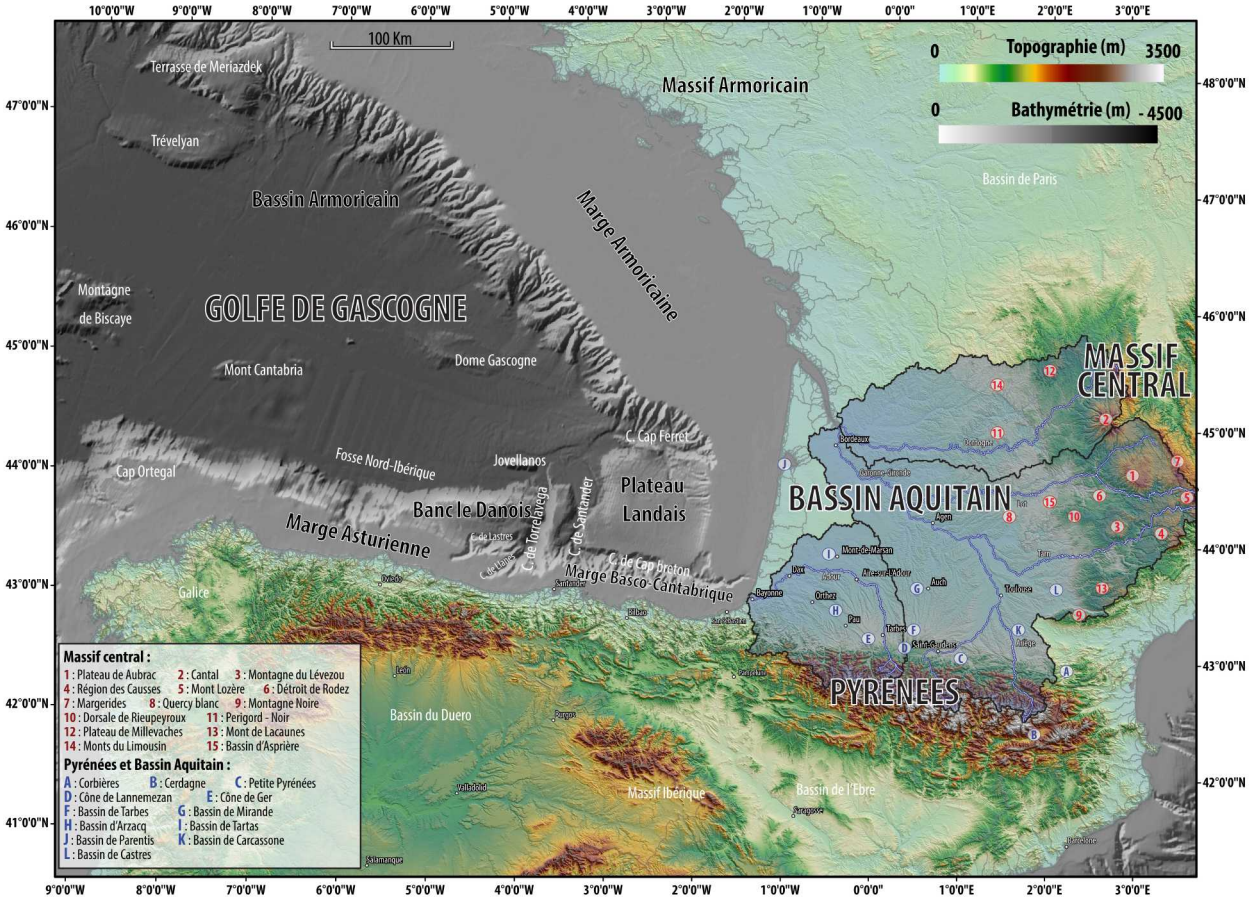
4.1 Siliciclactic sediment volumes values . . . 217
4.2 Percentage of carbonates for the studied time interval . . . 218

5.1 Densités et paramètres thermiques utilisés pour l'inversion linéaire, d'après les références citées dans Fillon and van der Beek (2012b) et M.Fox, pers comm. . . . 232
5.2 Tableau de valeurs des quantités de matières érodées depuis 45 Ma sur l'ensemble de la zone d'étude . . . 244
5.3 Tableau de valeurs des quantités de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin de Carcassonne . . . 246
5.4 Tableau de valeurs des quantités de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin de Tarbes . . . 246
5.5 Tableau de valeurs des quantités de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin d'Arzacq . . . 248

6.1 Tableau de valeurs associées à la figure 6.1 . . . 271



Charte chronostratigraphique utilisée pour cette étude (Ogg et al., 2016)



Carte toponymique de la zone d'étude

Introduction

Les Pyrénées et le Bassin d'Aquitaine occupent une place importante dans l'imaginaire collectif géologique français.

Les Pyrénées ont fait dans l'immédiat post-tectonique des plaques - dans les années 70s - l'objet de discussions âpres et passionnées quant à leurs structures compressives entre les groupes de Montpellier (Pierre Choukroune, Michel Séguret et Maurice Mattauer) et de Toulouse (Pierre Souquet, Bernard Peybernès et Marcel Castéras), discussions closes par l'acquisition d'une ligne sismique à écoute longue imageant la croûte jusqu'au Moho dans le cadre du projet ECORS (Choukroune, 1989; Roure et al., 1989). Les années 2000 ont ,elles, été marquées par un débat non moins passionnant sur les processus extensifs et l'exhumation du manteau, d'âge crétacé inférieur, à l'origine des structures inversées lors de l'orogène pyrénéenne (groupes de Yves Lagabrielle, de Gianreto Mantaschal et de Joseph Canérot, voir Lagabrielle and Bodinier (2008); Jammes et al. (2009); Canérot et al. (2005).

Plusieurs grands projets structurants sont alors nés (ANR PYROPE de Mary Ford, projet BRGM-RGF Pyrénées, projet TOTAL-BRGM OROGEN, projet TOTAL-BRGM « OROGEN Source-to-Sink - volet compressif »). C'est dans le cadre de ce dernier projet que s'inscrit cette thèse. Une des principales contributions de ces projets fut d'améliorer notre connaissance de la structure profonde de la chaine (par exemple Chevrot et al. (2014, 2018)).

Le bassin d'Aquitaine, avec la découverte du champ gazier de Lacq en 1949 (Bonnard, 1950; Winnock and Pontalier, 1970), fournissait le gaz naturel nécessaire au développement de la France des « trente glorieuses ». Le bassin d'Aquitaine fut le premier projet de synthèse régionale sur le territoire national, transférant la connaissance du monde industriel (les ancêtres de TOTAL et d'EXXON) au monde académique via le truchement du BRGM (BRGM and Esso-Rep, 1974). La thèse d'Etat de Marie-Françoise Brunet (Brunet, 1984, 1986, 1989) allait quantifier la subsidence et montrer le caractère « complexe » du bassin d'Aquitaine, successivement rift (Trias), bassin intracratonique (Jurassique), rift p.p. (Crétacé inférieur), marge passive et bassin compressif (Crétacé supérieur – Actuel). La synthèse pilotée par le BRGM et l'IFP pour la Direction des Hydrocarbures (Serrano et al., 2006) faisait définitivement rentrer la culture de la sismique réflexion et de la géométrie 3D des bassins dans le monde académique français.

Parallèlement, à l'échelle internationale, se posait la question des bilans sédimentaires globaux ou locaux issus de l'érosion des reliefs terrestres, et plus particulièrement des chaînes de montagne. Hay et collaborateurs (Hay et al., 1989; Hay and Wold, 1990; Wold and Hay, 1990), reprenant les synthèses mondiales des géologues russes soviétiques (N.M. Strakhov, A.P. Vinogradov, A.B. Ronov, plusieurs atlas et traités en langue russe, certains traduits par le BRGM), proposaient une courbe mondiale d'évolution des flux sédimentaires terrigènes. Cette courbe devait susciter un débat – toujours d'actualité – sous l'impulsion de Peter Molnar et de son fameux article « Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ? », sur la cause de l'augmentation des flux au Plio-pleistocène (Molnar and England, 1990), la question étant de savoir si cette augmentation (1) existe réellement et (2) si elle résulte ou non du refroidissement climatique global se produisant durant le Plio-Pleistocène (Molnar, 2004; Champagnac et al., 2014; Herman and Champagnac, 2016;

Schildgen et al., 2018). Ce débat a conduit à l'émergence d'un nouveau thème de recherche en Sciences de la Terre, la mesure – à différentes échelles de temps et d'espace – des bilans érosion – sédimentation, connue sous le nom d'approche « source-to-sink », abrégé en S2S ou s2s.

Ces études ont tout d'abord été menées sur des systèmes (sub)fermés – des lacs et leurs bassins versants amont – par le groupe de Gerhard Einsele (par exemple Einsele and Hinderer (1997, 1998)), puis à une échelle plus globale. Ce furent un premier bilan de l'érosion des Alpes (England (1981), suivi des excellents travaux de Joachim Kuhlemann - (Kuhlemann (2000); Kuhlemann et al. (2002)) ou du système himalayen s.l. (Métivier et al. (1999); Clift et al. (2006)). Parallèlement le groupe de l'USGS, piloté par Willie Poag, réalisait une remarquable analyse de la marge du New Jersey (Poag and Sevon, 1989) et des reliefs amont (Pazzaglia and Gardner, 1994; Pazzaglia and Brandon, 1996), suivie par une non moins remarquable synthèse des marges du golfe du Mexique (Galloway and Williams, 1991; Galloway et al., 2011) qui devait susciter des études sophistiquées de provenance des sédiments (par exemple Blum and Pecha (2014); Sharman et al. (2017)) dans la tradition pétrologique ouest-américaine de William Dickinson de l'Université d'Arizona. Ces études se focalisaient principalement sur l'aspect « sink », l'approche « source » étant essentiellement fondée sur des approches par modélisation numérique (par exemple Pazzaglia and Brandon (1996)). Les progrès de la thermochronologie basse température (traces de fission sur apatite) dans les années 90s, ont permis de proposer des mesures de l'exhumation et de la dénudation (Gallagher and Brown, 1999), modulo des hypothèses sur le gradient géothermique. Le couplage de différentes méthodes thermochronologiques, la sophistication des méthodes d'inversion et l'utilisation de bases de données de plus en plus exhaustives ont amélioré la qualité de ces données (par exemple Fox et al. (2016)).

Le propos de cette thèse est d'étudier le système « source-to-sink » du système Pyrénées et de son rétro-bassin d'avant-pays, le bassin d'Aquitaine et de son équivalent profond, le golfe de Gascogne (« Bay of Biscay »), durant le Cénozoïque. Il a également pour objectif de discuter la contribution d'un deuxième « fournisseur » de sédiments, le domaine de socle hercynien du Massif central, à ce systèmes S2S.

Cette étude se fonde sur un jeu de données de 75 000 km de lignes sismiques acquises par l'industrie pétrolière couvrant le golfe de Gascogne, le Plateau landais, la partie submergée du bassin d'Aquitaine (disponibles chez TOTAL) et la partie immergée du bassin d'Aquitaine (disponibles au BRGM) et sur les puits associés (puits pétroliers et puits divers disponibles dans la Banque du Sous-Sol – BSS - du BRGM).

Ce travail a nécessité :

- une ré-évaluation biostratigraphique de certains forages, soit au travers de nouvelles analyses (en collaboration avec Geobiostratdata, S. Popescu et J.P. Suc), soit au travers d'une réattribution stratigraphique des déterminations de faunes et flores déjà disponibles (en collaboration avec Eradata, C. Bourdillon) ;
- une analyse en termes de stratigraphie sismique des lignes sismiques, calées en lithologie, âge et milieu de sédimentation sur les puits ;

- une analyse géomorphologique des formes du relief du Massif central, menée en collaboration avec G. Baby (Rennes/Paris), P. Bessin (Le Mans) et J. Baptiste (BRGM-Orléans) ;
- une synthèse de l'ensemble de ces données sous forme de cartes d'isopaques, de cartes paléogéographiques et de cartographie des surfaces d'aplanissement.

Ce travail a aussi bénéficié – concernant la mesure de la dénudation des Pyrénées à partir des données thermochronologiques de basse température – du travail de master de N. Daril (Sorbonne Université) supervisé par C. Fillon (TOTAL) et M. Fox (Oxford) .

Chapitre 1

Contexte géologique

Ce chapitre vise a synthétiser les différents études réalisées depuis plusieurs décennies dans notre zone d'étude. Il exprime succinctement l'évolution géodynamique, tectonique, climatique et sédimentaire du système pyrénéens dans son ensemble (Pyrénées, bassin d'Aquitaine, golfe de Gascogne). Les chapitres 2, 4 et 5 contiennent leurs propres études bibliographiques. Le chapitre 3, traitant de l'évolution du remplissage sédimentaire, est essentiellement basé sur la synthèse de toutes les études sédimentologiques du bassin d'Aquitaine et ne comporte donc pas d'étude bibliographique détaillée. Seul un exposé rapide de l'évolution générale du remplissage sédimentaire, du Priabonien à l'actuel, sera proposé ci-après.

1.1 La cinématique Ibérie Eurasie : de l'extension à la collision

Cette section vise à caractériser à travers les nombreux travaux publiés des années 60 à nos jours, l'évolution cinématique, du Mésozoïque au Cénozoïque, des plaques Ibérie et Eurasie ceci a fin de mettre en évidence les grands traits de l'évolution des domaines considérés de l'ouverture du Golfe de Gascogne à la collision pyrénéenne.

1.1.1 Cinématique de l'ouverture du golfe de Gascogne

Les reconstructions cinématiques et paléogéographiques des plaques Ibérie et Eurasie sont encore sujettes à de nombreuses controverses sur différents points clés qui amènent à des interprétations de l'évolution géodynamique au cours des temps géologiques complètement différentes. La plupart des discordes associées à la relation Ibérie/Eurasie (fig. 1.2) concernent, la quantité de déplacement, la localisation des pôles de rotations et la chronologie des évènements, ainsi que l'interprétation des anomalies magnétiques.

L'ouverture du golfe de Gascogne, la migration de l'Ibérie pendant l'ouverture de l'Atlantique Nord : comparaison des modèles.

Depuis les années 60, et les travaux de Carey (1958) qui ont pour la première fois montré que l'ouverture du golfe de Gascogne était liée à la rotation de l'Ibérie autour d'un pôle de rotation situé dans la partie occidentale des Pyrénées, de nombreuses études se sont attachées à comprendre l'évolution des plaques ibérique et eurasiatique pendant l'ouverture de l'Atlantique Nord (Van der Voo, 1969; Le Pichon et al., 1970, 1971; Sibuet and Le Pichon, 1971; Mattauer and Séguret, 1971; Choukroune et al., 1973; Choukroune and Mattauer, 1978; Peybernes and Souquet, 1984; Savostin et al., 1986; Galdeano et al., 1989; Debroas, 1990; Srivastava et al., 1990, 2000; Roest and Srivastava, 1991a; Olivet, 1996; Moreau et al., 1997; Sibuet et al., 2004; Thinon, 1999; Thinon et al., 2002; Jammes et al., 2009, 2010; Schettino and Turco, 2011; Roca et al., 2011; Vissers and Meijer, 2012b,a; Tugend et al., 2013, 2014; Vissers et al., 2016; Nirrengarten et al., 2017, 2018).

Les travaux cités sont principalement rattachées à des études géologique et géophysique. L'apport de la géophysique et en particulier du paléomagnétisme a permis pour la première fois avec les travaux

de Van der Voo (1969) de contraindre la rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe fixe pendant le Mésozoïque.

Les différents modèles de déplacement de l'Ibérie, lié a l'ouverture du golfe de Gascogne, en relation avec la propagation septentrionale de l'ouverture de l'Atlantique Nord (Srivastava et al., 1988) ont toujours été partagés entre des arguments géologiques (restauration de coupes dans les Pyrénées et analyse des bassins flexurales) et des arguments géophysiques (études des anomalies magnétique des fonds océaniques).

Géologie de terrain et paléomagnétisme

Les premiers modèles réalisées des années 60 aux années 80, font état de quatre modèles plausibles d'ouverture du golfe de Gascogne proposés par Carey (1958); Bacon and Gray (1970); Le Pichon et al. (1970); Montadert et al. (1971) et synthétisés par Choukroune et al. (1973) sur la figure 1.1.

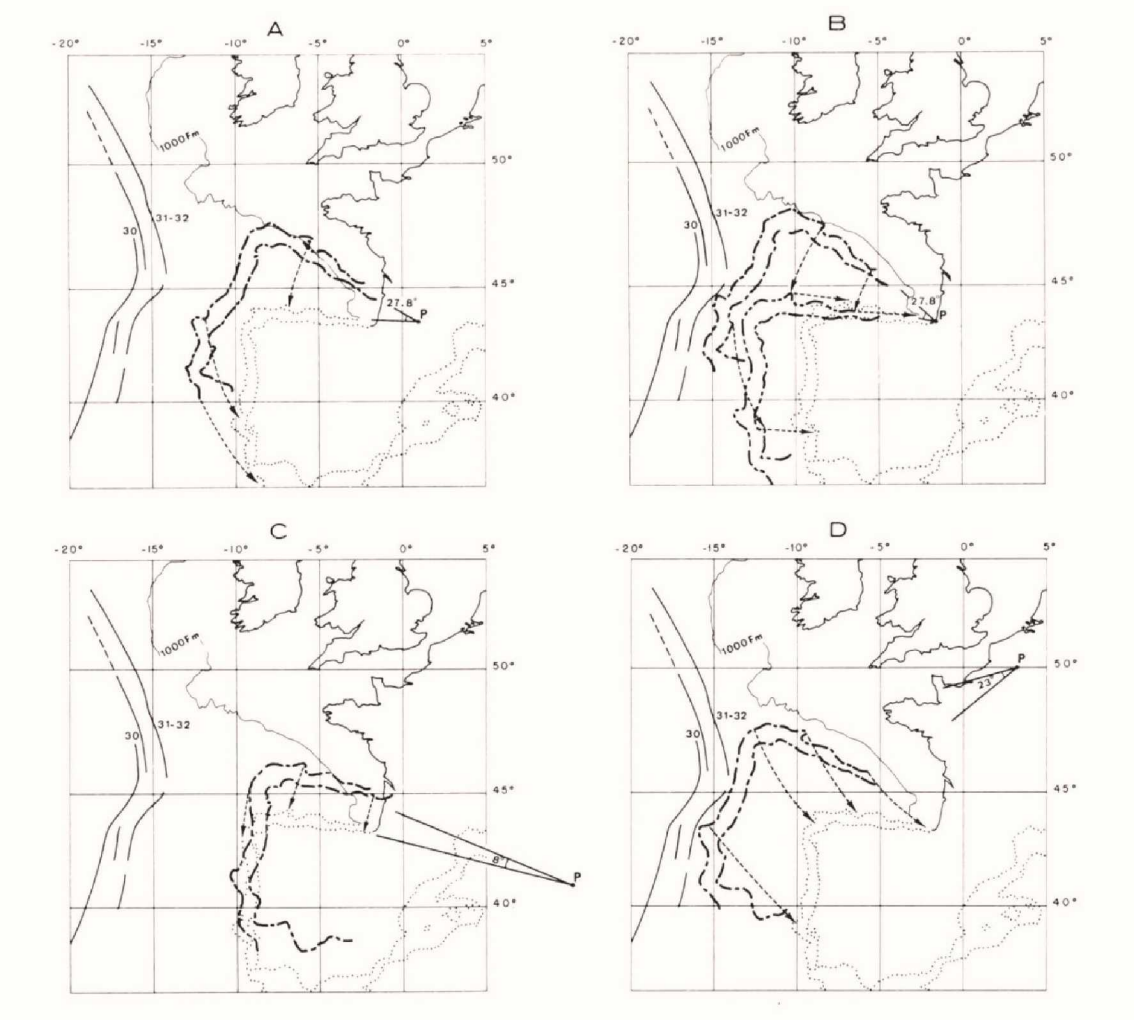


Figure 1.1 – Les quatre principaux modèles cinématiques d'ouverture du Golfe de Gascogne, (Choukroune et al., 1973)

Les 4 différents modèles :

- 1- **Le modèle d'ouverture en ciseaux de Carey (1958)**, figure 1.1 A : ce premier modèle applique un pôle de rotation quelque part dans les Pyrénées centrales. La position de ce pôle de rotation implique un synchronisme de l'ouverture du golfe de Gascogne et de la formation de la chaîne pyrénéenne. De plus une variation spatiale extrêmement rapide du raccourcissement devrait etre observée dans les Pyrénées (0 près du pôle de rotation et 200 km plus à l'Est de ce pôle). Cette hypothèse est rejetée par Choukroune et al. (1973) pour plusieurs raisons – la formation du golfe de Gascogne devrait être alors ante-Crétacé Supérieur ce qui n'est pas démontré par les données géologiques qui prouvent la prédominance d'un régime extensif dans les Pyrénées au même moment.
- 2- **Le modèle d'ouverture en deux phases de Bacon and Gray (1970)**, figure 1.1 B : le deuxième modèle considère deux phases d'ouverture distinctes. Une première phase de rotation, au plus tard jurassique, avec un pôle de rotation situé non loin de la partie ouest des Pyrénées (hypothèse semblable à celle de Carey (1958)). Une seconde phase de rotation, pendant le Jurassique supérieur, appliquant un pôle de rotation plus au Nord et qui induit un décrochement senestre le long de la faille Nord Pyrénéenne et du fossé Nord espagnole. Cela implique la présence d'un domaine océanique, au cours du Jurassique, à l'Est des Pyrénées. Il en découle qu'il aurait fallu absorber environ 200 à 300 km de décrochement dans la suite de l'histoire pyrénéenne. Cette hypothèse est rejetée par Choukroune et al. (1973) pour plusieurs raisons – le Jurassique est une période caractérisée par un faible taux de subsidence et de distension dans les Pyrénées, ce qui est contradictoire avec une phase intensive d'ouverture du golfe de Gascogne – il n'y a pas d'évidence de volcanisme calco-alcalin et de tectonique extensive pendant le Jurassique – il est géologiquement peu probable qu'une large province océanique existe à l'Est de l'Ibérie et dans le Sud de la France – l'ouverture anté Crétacé du golfe de Gascogne semble ainsi impossible.
- 3- **Le modèle du pôle de rotation corse de Montadert et al. (1971)**, figure 1.1 C : ce troisième modèle considère que le golfe de Gascogne est la terminaison ouest d'un système extensif qui se propagerait jusqu'en Provence, avec un angle de rotation entre 10 et 20 degrés . Ceci implique un pôle de rotation dans la partie Sud de la Corse. Ce modèle pourrait expliquer la différence de taux d'extension entre le golfe de Gascogne et les bassins mésozoïques pyrénéens. Cette hypothèse est rejetée par Choukroune et al. (1973) pour plusieurs raisons – l'angle de rotation (8 degrés) diminue ce qui implique un grand décalage des bords des continents – le taux d'extension diminue linéairement vers l'Est et reste à un minimum de 150 km d'extension dans le Bassin Aquitain, ce qui n'est pas en adéquation avec les observations de terrain.
- 4- **Le modèle du pôle de rotation situé près de Paris de Le Pichon et al. (1970)**, figure 1.1 D : ce quatrième modèle propose que l'ouverture serait associée à un seul épisode de rotation, avec un pôle de rotation proche de Paris. Cette rotation finie correspondrait aux deux rotations successives du modèle de Bacon and Gray (1970). Ceci implique donc une ouverture du golfe de Gascogne accompagnée d'un mouvement décrochant le long de la Faille Nord-Pyrénéenne entre le Jurassique et la fin du Crétacé supérieur. Cette hypothèse explique

donc le diachronisme entre l'ouverture du golfe de Gascogne et la mise en place de l'orogéne Pyrénéenne (Mattauer and Séguret, 1971). Les travaux de Le Borgne et al. (1971) ont montré, à l'aide de relevés aéromagnétiques, que cette réorganisation amenant à l'ouverture du golfe de Gascogne aurait pu débuter pendant le Trias avec le début de la dislocation de la Pangée. Cette hypothèse est rejetée par Choukroune et al. (1973) pour plusieurs raisons – comme pour le modèle de Bacon and Gray (1970) les données montrent une absence de continuité de la Faille Nord-Pyrénéenne dans la partie ouest des Pyrénées. Cependant Mattauer and Séguret (1971) expliquent cela par le diachronisme du régime tectonique le long des Pyrénées (à la fin Crétacé, il y aurait le début de la compression à l'Est et de la subsidence liée à l'extension à l'Ouest) – la rotation totale pendant le Mésozoïque expliquerait seulement la moitié de l'ouverture du golfe de Gascogne, Mattauer and Séguret (1971) proposent un début d'ouverture pendant le Trias, cependant aucun mouvement senestre majeure n'est enregistré pendant le Trias le long des Pyrénées.

Les modèles exprimés ci-dessus se basaient essentiellement sur des données de terrains accompagnées des premières interprétations des linéations magnétiques du golfe de Gascogne. L'apport des études des anomalies magnétiques dans le fond des océans ont permis de contextualiser le mouvement de l'Ibérie pendant l'ouverture de l'Atlantique Nord.

Les études paléomagnétiques (Storetvedt et al., 1987, 1990; Van der Voo, 1969; Galdeano et al., 1989; Moreau et al., 1997; Gong et al., 2008) ont tenté de mettre en évidence la cinématique de la rotation de l'Ibérie grâce à un échantillonnage dans différents bassins sédimentaires mésozoïques (Bassin d'Algarve, Bassin Lusitanien, Bassin d'Organyà). Cependant malgré les nombreuses études disponibles, cette méthode est encore sujette à controverses au vu des nombreuses incertitudes liées à différents paramètres pour la période du crétacé. Par exemple le manque d'âges radiométriques précis, le nombre faible de sites et d'échantillons, l'absence de tests de terrain concluants, les corrections de l'inclinaison dans les roches sédimentaires mal définies ainsi que les corrections paléohorizontales inconnues dans les roches magmatiques ignées (Neres et al., 2013).

Etudes des anomalies magnétiques des fonds océaniques

Depuis Wegener (1915) et les premiers travaux sur l'étude de la cinématique des plaques tectoniques, de nombreux modèles ont été proposés sur l'ouverture de l'Atlantique en relation avec le mouvement des plaques Afrique, Amérique, Eurasie et Ibérie. L'étude des anomalies magnétiques des fonds marins et des fractures océaniques ont permis de faire émerger différents modèles de cinématiques (Nirrengarten et al., 2017). Depuis les premières acquisitions aéromagnétiques de (Le Borgne et al., 1971) cantonnées au golfe de Gascogne, de nombreuses acquisitions, en particulier de part et d'autre de la ride médio-Atlantique, sont venues étoffer ces différents modèles (Srivastava et al., 1990; Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002; Sibuet et al., 2004; Jammes et al., 2009, 2010; Schettino and Turco, 2011; Vissers and Meijer, 2012a; Macchiavelli et al., 2017; Nirrengarten et al., 2018).

Le principe de base de cette méthode est d'identifier les anomalies magnétiques (fig. 1.2) sur le fond marins et de les considérer isochrones : ceci permet donc de reconstruire par pas de temps

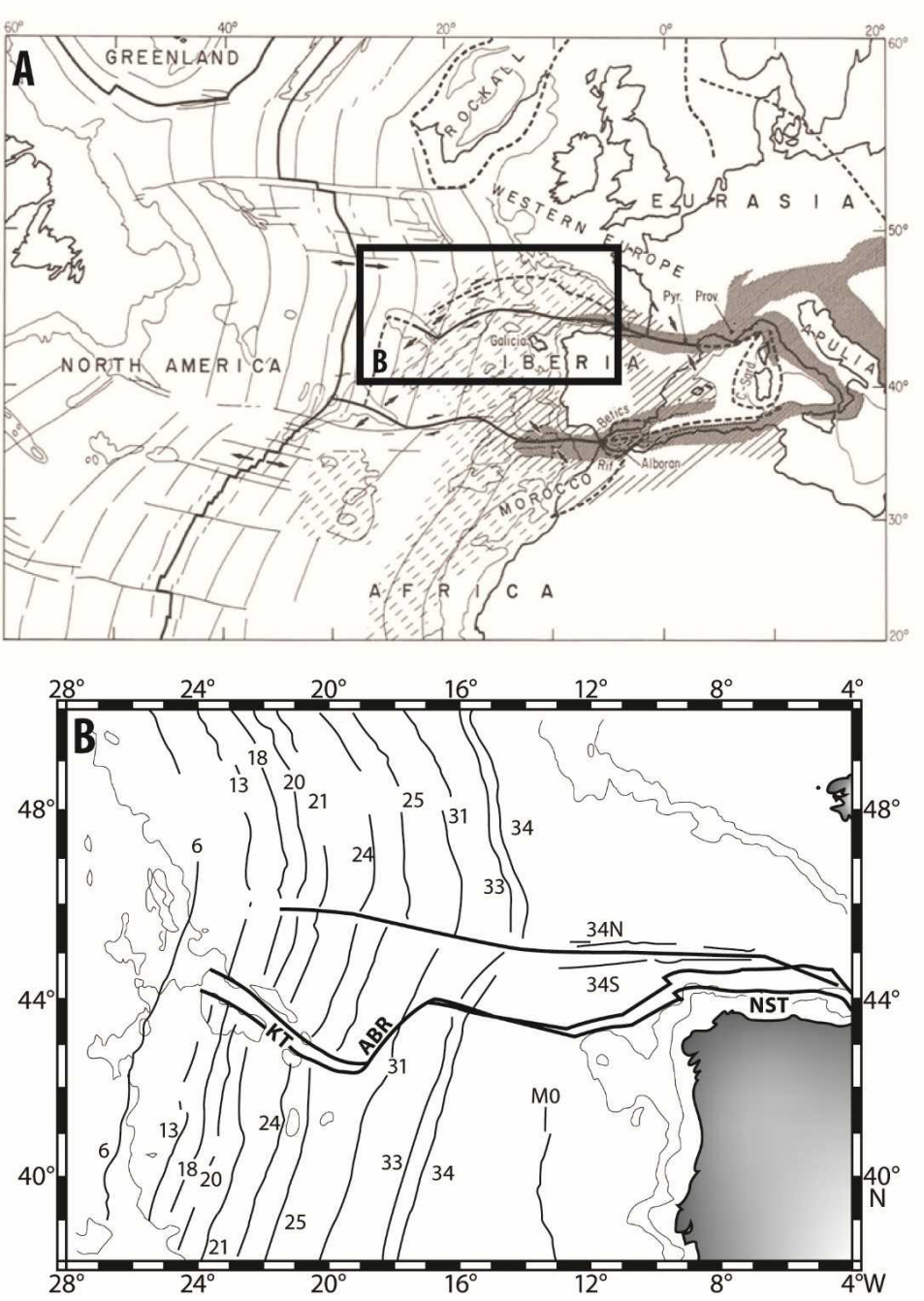


FIGURE 1.2 – A : les plaques tectoniques et leurs limites, considérées dans les reconstitutions géodynamiques (Olivet, 1996), B : Cartes des anomalies magnétiques, présentée dans Filleaudeau (2011) et modifiée d'après Roest and Srivastava (1991a)

l'évolution cinématique des différentes plaques mises en jeu. Cependant quelques incertitudes et questions ont été soulevées par certaines études quant à l'utilisation d'anomalies magnétiques qui ne seraient pas isochrones et donc inutilisables pour des reconstructions. De plus certaines anomalies magnétiques ont une durée d'existence extrêmement longue, c'est le cas de l'anomalie majeur de l'ouverture du golfe de Gascogne, la C34 « Cretaceous Normal Polarity Super Chron » ou « Cre-

taceous Quiet Zone » (de 124 Ma à 84 Ma ; (Ogg et al., 2016)). Ceci induit donc de nombreuses incertitudes sur l'interprétation des anomalies magnétiques, la répartition des données et le choix des isochrones (Jammes et al., 2009).

A partir de ces nouvelles données plusieurs modèles ont été proposées qui bouleversent en partie les modèles plus anciens décrits dans la partie précédente.

Modèle d'ouverture en rift décrochant

Ce premier modèle (fig. 1.4 A) reprend les idées de bases du modèle de (Le Pichon et al., 1970) et des apports de géologie de terrain d'autres auteurs (Mattauer and Séguret, 1971; Choukroune and Mattauer, 1978; Peybernes and Souquet, 1984; Savostin et al., 1986; Debroas, 1990). Ce modèle met en évidence une ouverture liée à un mouvement extensif décrochant senestre qui induit la formation de rift transtensif (fig. 1.3). Ce mouvement est accommodé par la Faille Nord Pyrénéenne (Le Pichon et al., 1971) où la « Zone Transformante Nord-Pyrénéenne » (Choukroune and Mattauer, 1978). Cette hypothèse est appuyée par différents auteurs utilisant l'étude des anomalies magnétiques des fond océaniques (Olivet et al., 1984; Olivet, 1996; Stampfli et al., 2002; Handy et al., 2010).Olivet et al. (1984) appuient ce modèle en utilisant deux reconstitutions, une à l'anomalie 33 (Campanien) et une l'anomalie J (Barrémien-Aptien Inférieur). Les principales implications de ce modèle sont – la confirmation du caractère diachrone de l'ouverture du golfe de Gascogne et de la compression pyrénéenne – une ouverture du golfe Gascogne entre 114 et 88 Ma entraînant un décrochement senestre de 300 km dans les Pyrénées – une première phase de mouvement à caractère distensif du Barrémien à l'Albien Moyen, un seconde phase à caractère décrochant de l'Albien Moyen au Sénonien Inférieur (Olivet, 1996) - une ouverture presque finie du golfe de Gascogne alors que l'Europe et l'Amérique du Nord sont seulement espacées d'une centaine de kilomètres (Olivet, 1996), impliquant une vitesse d'ouverture plus importante du bloc Afrique/Ibérie comparée au bloc eurasiatique, par rapport a l'Amérique .

L'un des principaux problèmes de ce modèle est le choix des isochrones afin de contraindre l'évolution cinématique. En effet l'anomalie J utilisée par Olivet (1996) suscite de nombreux débats quant à sa nature (Bronner et al., 2011; Gillard et al., 2016; Nirrengarten et al., 2017). Bronner et al. (2011) en comparant les données sismiques et les données magnétiques prouvent que cette anomalie serait liée à un pulse magmatique précèdant la rupture continentale. Il rajeunit également l'âge de cette anomalie entre l'Aptien Supérieur et l'Albien Inférieur. Nirrengarten et al. (2017) reprend cette idée et prouvent que cette anomalie correspond à plusieurs évènements magmatiques qui prennent place pendant et après la formation de la première croûte océanique. Ces deux études montrent le caractère diachrone de cette anomalie, par conséquent celle-ci n'est pas utilisable pour contraindre et proposer une évolution cinématique viable.

Modèle d'ouverture en ciseaux

Ce second modèle (fig. 1.4 B et 1.4 C) utilisant de nouvelles données magnétiques sur la marge du Newfoundland (Srivastava et al., 1988, 1990; Roest and Srivastava, 1991a), confirme le principe

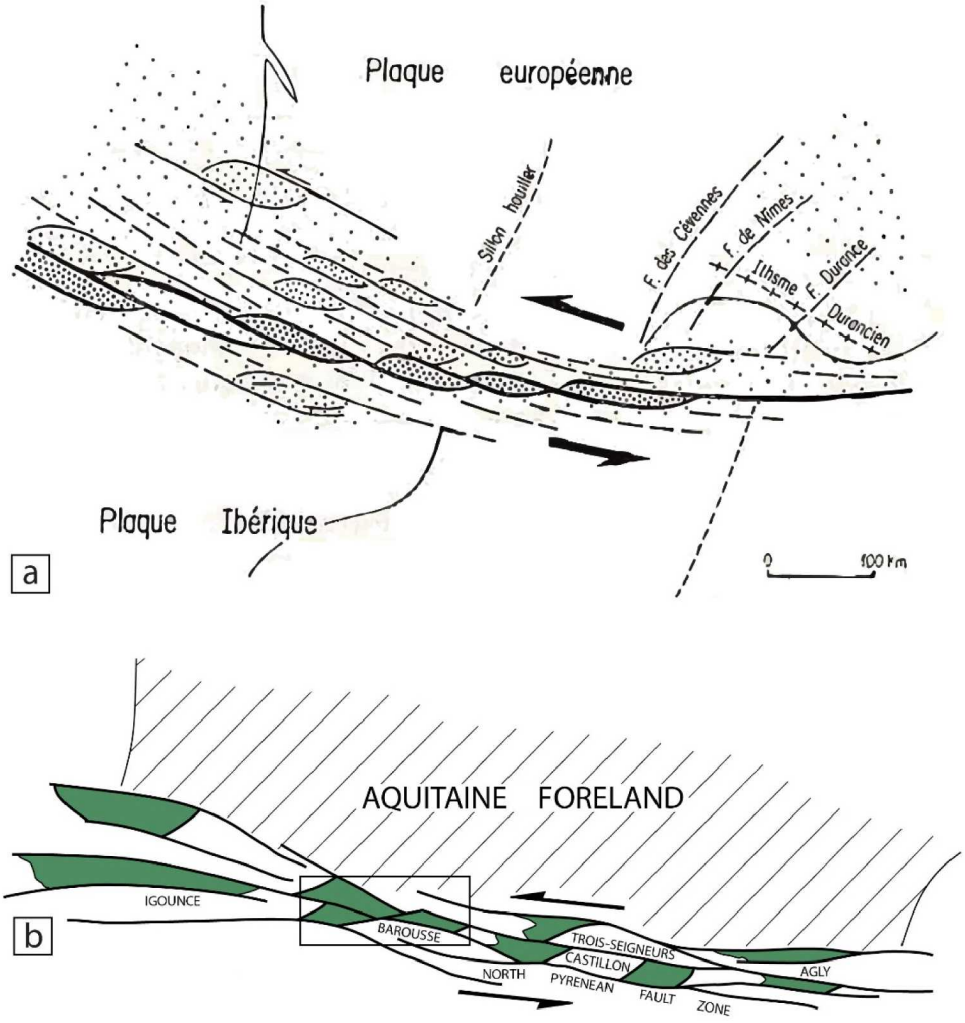


FIGURE 1.3 – Le modèle décrochant dans un rift étroit avec formation de bassin de type pull-appart. a) reconstitution de la zone transformante nord-pyrénéenne et architecture des bassins en pull-appart durant l'Albien, d'après Choukroune and Mattauer (1978). b) bassins de type pull-appart albo-cénomaniens compatible avec un mouvement décrochant senestre et transtensif, d'après Choukroune (1992).

de « Jumping Plate Boundary » proposé par Schouten et al. (1984) dans lequel, au cours de l'histoire méso-cénozoïque, l'Ibérie évolue soit avec la plaque Afrique soit avec la plaque Eurasie. Pour (Roest and Srivastava, 1991a) l'Ibérie faisait partie de la plaque Afrique du chron 34 au chron 18, puis du chron 18 au chron 6c, l'Ibérie était une plaque indépendante et enfin depuis le chron 6c l'Ibérie fait partie de la plaque Eurasie (Srivastava et al., 1990). Ce modèle correspond à une ouverture en ciseaux en accord avec la rotation antihoraire de 35 degré de l'Ibérie. Cette ouverture en ciseaux induit une quantité d'extension importante et donc la formation de croûte océanique appartenant à la Néo-Théthys qui est par la suite subduite sous la plaque Europe. Cette hypothèse donne un âge de début de convergence à l'Albien (Srivastava et al., 1990, 2000; Rosenbaum et al., 2002; Vissers

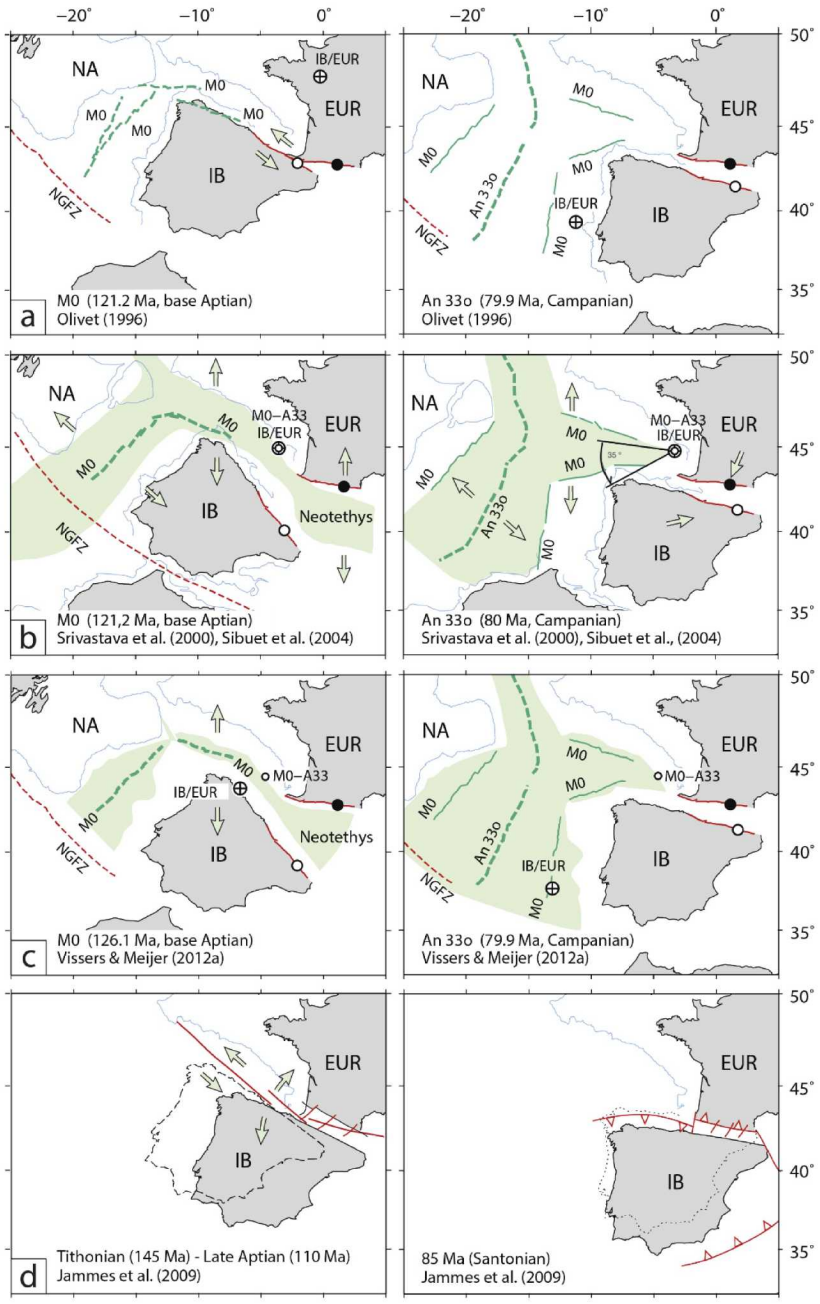


Figure 1.4 – Synthèse des scénario de la cinématique des plaques Ibérie/Europe et notamment des déplacements de la plaque ibérique durant le Crétacé Inférieur (anomalie M0, 120 Ma) et durant le début de la convergence fin Crétacé (anomalie A33 à 80 Ma) (modifié d'après Vissers et al. (2016)) NA : Amérique du Nord ; IB : Ibérie ; EUR : Europe ; NGFZ : Zone de fracture Açores-Gibraltar. a) Modèle de rift transtensif (Olivet, 1996) b) Modèle d'ouverture en ciseaux (Srivastava et al., 2000; Sibuet et al., 2004). c) Modèle d'ouverture en ciseaux (Vissers and Meijer, 2012a). d) Reconstruction cinématique du mouvement Mésozoïque de l'Ibérie impliquant un mouvement transtensif durant la fin Jurassique, suivi par une convergence orthogonale durant le Crétacé supérieur (Jammes et al., 2009). La figure synthétique est issue de Ducoux (2017)

and Meijer, 2012a,b; Vissers et al., 2016). (Sibuet et al., 2004) grâce à ses données bathymétriques, sismiques et à l'identification des anomalies magnétiques M0 et M3 (118.5 Ma, 126 Ma) dans le golfe de Gascogne, vieillissent l'âge de fin d'extension, anté M3 dans cette zone. Ceci va dans le sens de ce modèle pour l'âge de début de la convergence. Cependant ce modèle est rejeté par Jammes et al. (2009) et Bronner et al. (2011) sur des arguments d'absence de marqueurs de métamorphisme de subduction dans les Pyrénées.

Ce modèle implique que la Faille Nord-Pyrénéenne est active en décrochement pendant la collision à 83 Ma (Vissers and Meijer, 2012a; Vissers et al., 2016). Il implique également que la Zone Nord-Pyrénéenne correspond aux marges hyperamincies d'un large bassin océanique, où le métamorphisme HT-BP et le magmatisme serait lié au détachement du slab (Vissers and Meijer, 2012a; Vissers et al., 2016).

Modèle d'ouverture en transtension

Le troisième modèle (fig. 1.4 D ; fig. 1.5) se base essentiellement sur des données géologiques et sur des nouvelles connaissances sur les marqueurs de l'extension dans les Pyrénées (Jammes et al., 2009). L'étude de Jammes et al. (2009) propose deux phases distinctes, la première correspond à un déplacement en transtension entre la fin du Jurassique (Tithonien, 147 Ma, (Schettino and Turco, 2011)) et le début de l'Aptien, puis une deuxième phase de rotation antihoraire de l'Ibérie entraînant l'ouverture du golfe de Gascogne entre l'Aptien et le début de l'Albien. Ce modèle permet donc de coller avec certaines observations majeures de terrain, comme par exemple l'exhumation du manteau lors de la rupture continentale. Il met également en évidence l'existence de failles de transfert SSW-NNE qui partitionnent les bassins extensifs et donc les zones hyperamincies (Jammes et al., 2009; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2014).

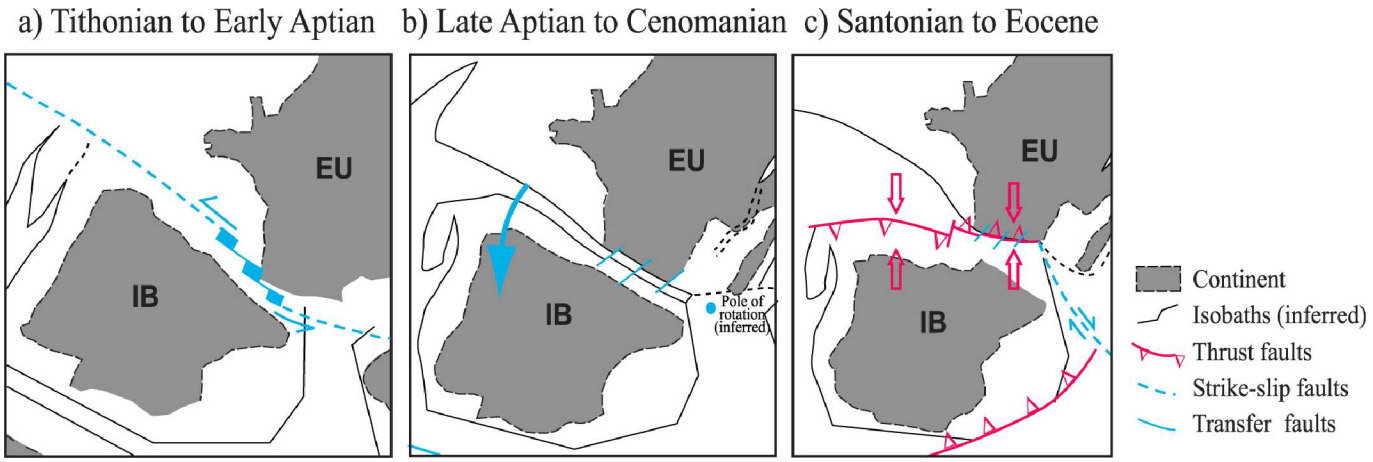


FIGURE 1.5 – Interprétation de la cinématique des plaques eurasiatique et ibérique du Tithonien à l'Eocene, (Jammes et al., 2009)

Ce modèle exprime donc le début de la convergence durant le Crétacé supérieur. Ce modèle est également le premier à rendre compte des observations de manteau exhumé dans certains bassins

extensifs pyrénéens.

Remarques générales

Cette partie visait à exprimer les différents modèles d'ouverture du golfe de Gascogne associés à l'ouverture de l'Atlantique Nord pendant le Mésozoïque. Ceci montre de grandes discordes entre les auteurs sur les modalités d'ouverture et sur les différentes phases tectoniques associées.

L'exemple le plus flagrant se trouve entre le modèle d'ouverture en ciseaux (Srivastava et al., 1990, 2000; Roest and Srivastava, 1991a; Sibuet et al., 2004; Vissers et al., 2016) et le modèle d'ouverture en transtension (Jammes et al., 2009, 2010; Schettino and Turco, 2011). En effet le premier modèle émet l'hypothèse d'une subduction océanique alors que le second modèle, lui, exprime un hyperamincissement et l'exhumation du manteau. Or il a été prouvé dans les Pyrénées depuis plusieurs années maintenant l'existence de manteau exhumé associé à l'extension albienne (Lagabrielle and Bodinier, 2008).

Comme souligné auparavant, l'utilisation des anomalies magnétiques des fond océaniques est aussi à la fois inévitable pour les reconstitutions cinématiques mais également sujette à controverses quant à l'utilisation de certaines d'entre elles (anomalie J, M0, M3).

Les études citées ci-dessus arrivent à bien contraindre l'évolution cinématique pour la fin du Jurassique et pour le Crétacé supérieur. Cependant le Crétacé inférieur est encore une période débattue en lien aux différentes incertitudes sur les anomalies magnétiques et à la difficulté de corréler la géophysique et les observations de terrains.

1.1.2 Convergence Ibérie-Eurasie : La remontée de l'Ibérie et la collision continentale

La caractérisation de la phase de convergence montre moins de divergences entre les auteurs comparée à la phase extensive. En effet les anomalies magnétiques sont mieux contraintes pour cette période de temps et les coupes équilibrées dans les Pyrénées pour cette période sont utilisées par les cinématiciens afin de contraindre la véracité de leur modèle.

Nous ne détaillerons pas les modèles issus de mauvaises interprétations au cours de la phase extensive qui par définition ne sont pas adaptés à notre propos.

Le début de la convergence entre l'Ibérie et l'Eurasie est bien contraint par les résultats des reconstitutions cinématiques (Carey, 1958; Montadert et al., 1971; Olivet et al., 1984; Srivastava et al., 1988; Galdeano et al., 1989; Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002; Handy et al., 2010; Jammes et al., 2010; Schettino and Turco, 2011; Vissers and Meijer, 2012a; Macchiavelli et al., 2017).

Les auteurs s'accordent a placer le début la convergence au Crétacé supérieur (83.6 Ma, Schettino and Turco (2011)) notamment grâce à l'identification de l'anomalie 34 (fig. 1.2) dans le golfe de Gascogne (Roest and Srivastava, 1991a; Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002; Handy et al., 2010).

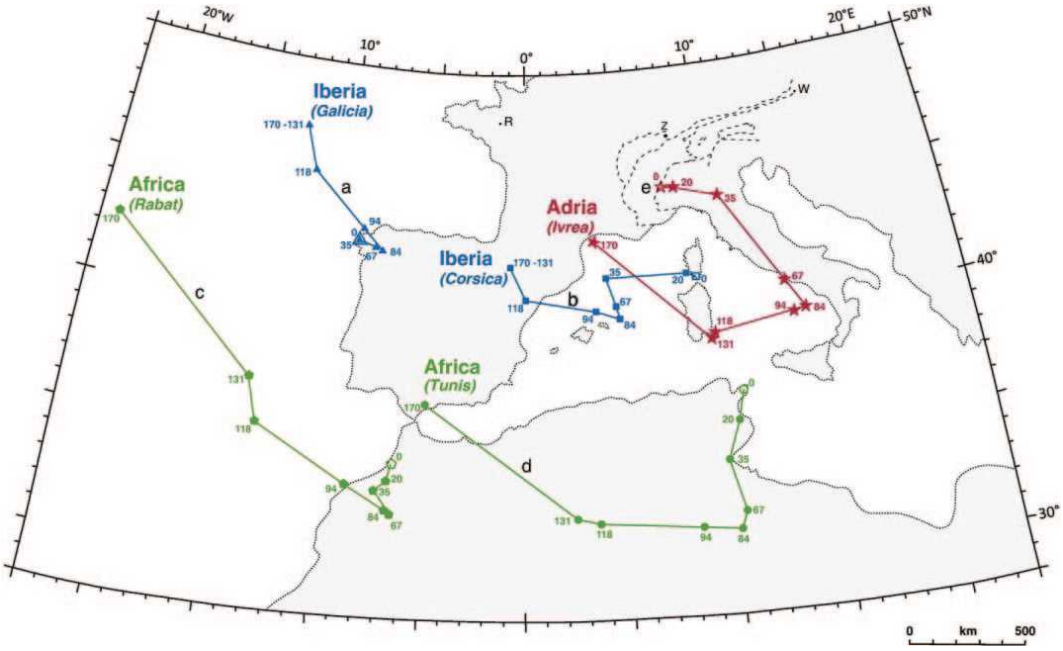


FIGURE 1.6 – Déplacement des plaques mises en jeu dans la convergence pyrénéenne d'après (Handy et al., 2010)

Elle se traduit par la remontée du bloc Ibérico-Africain à partir de 83.6 Ma (fig. 1.6). La trajectoire de ce bloc à cette époque change de façon drastique et remonte en direction du Nord.

La fin de la phase majeure de convergence, dans les Pyrénées, selon Roest and Srivastava (1991a); Rosenbaum et al. (2002); Macchiavelli et al. (2017) s'arrête à la limite Oligocène-Miocène (chron 6c). Les reconstitutions cinématiques de Roest and Srivastava (1991a) ont montrées qu'entre le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur la plaque ibérique évoluait, en un bloc, avec la plaque Afrique. Puis, entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur, elle aurait évolué en tant que plaque indépendante ("Jumping Plate Boundary") et enfin entre le Miocène inférieur et l'actuel, l'Ibérie serait rattachée à la plaque eurasiatique.

Ce modèle implique que les limites de plaques au cours du Tertiaire évoluent, et donc que pendant le Paléogène les déformations seraient localisées principalement à la limite de plaque, se trouvant dans les pyrénées. Cependant, Vissers and Meijer (2012b,a); Macchiavelli et al. (2017), grâce à la ré-interprétation de données d'anomalies magnétiques, émettent l'hypothèse que pendant la période allant du Santonien à l'Eocène moyen, 50 à 80 km de convergence aurait pu être accommodées dans la chaîne des Bétiques. Ils affirment également qu'à partir du Miocène inférieur la totalité de la convergence est accommodée par le domaine Bétique. Ces résultats montrent que les taux de convergences accommodés par les déformations peuvent être réparties dans plusieurs domaines à différentes époques.

En plus de ces premières considérations, les différents auteurs (Srivastava et al., 1990; Rosenbaum et al., 2002; Vissers and Meijer, 2012a; Macchiavelli et al., 2017) ne s'accordent pas sur la position initiale de l'Ibérie au début de la convergence (fig. 1.7). Par exemple, Macchiavelli et al. (2017)

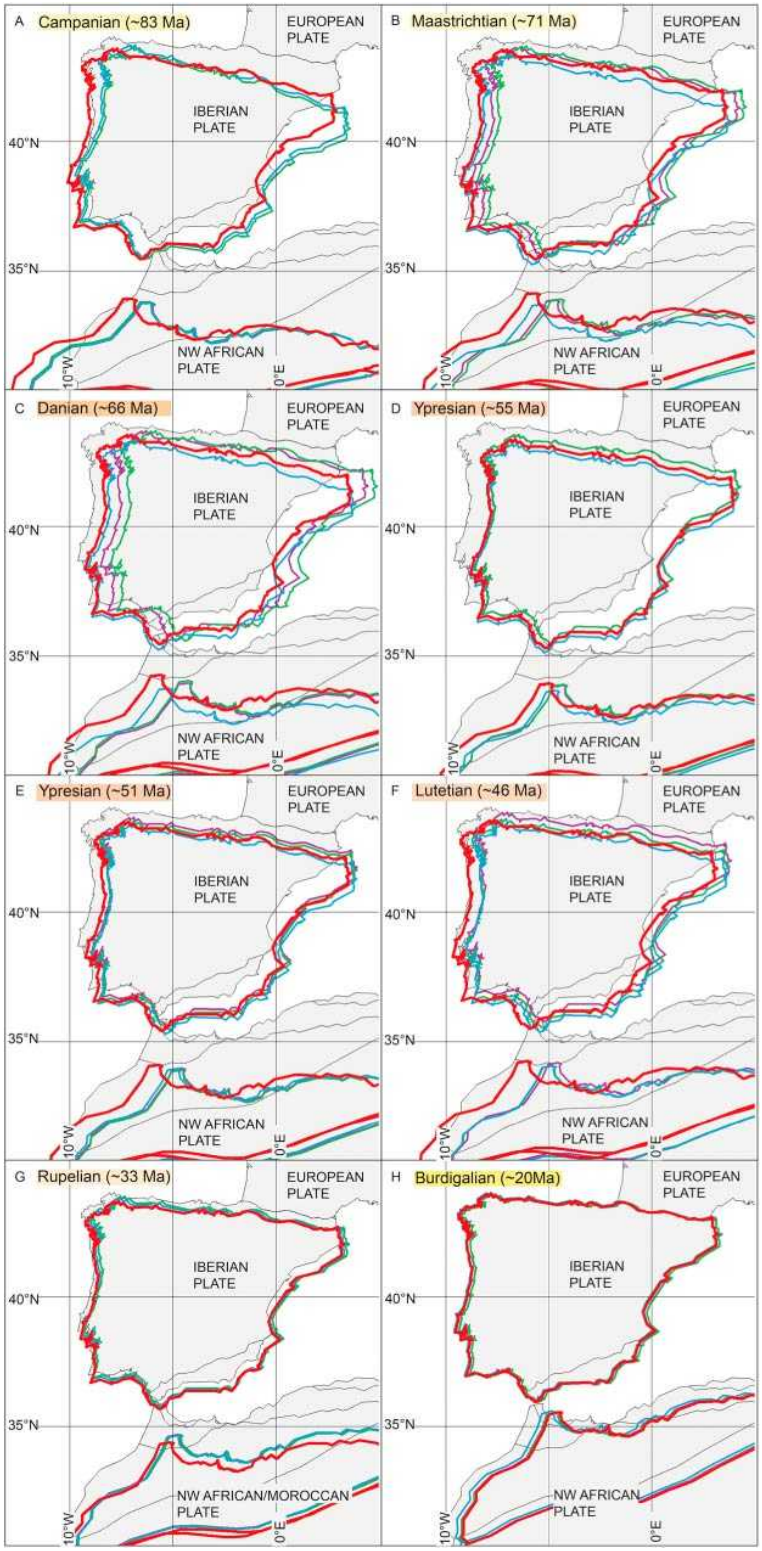


FIGURE 1.7 – Reconstitutions cinématiques de 83 Ma à 20 Ma : ligne rouge (Macchiavelli et al., 2017), ligne bleu (Vissers and Meijer, 2012a), ligne verte (Rosenbaum et al., 2002), ligne violette (Srivastava et al., 1990), d'après (Macchiavelli et al., 2017)

placent l'Ibérie plus au Nord que les autres auteurs cités dans la figure 1.7.

Pour la période allant du Rupélien au Burdigalien , les travaux illustrés sur la figure 1.7 montrent, des reconstitutions et des positions de l'Ibérie, a peu près équivalente pour les différents auteurs.

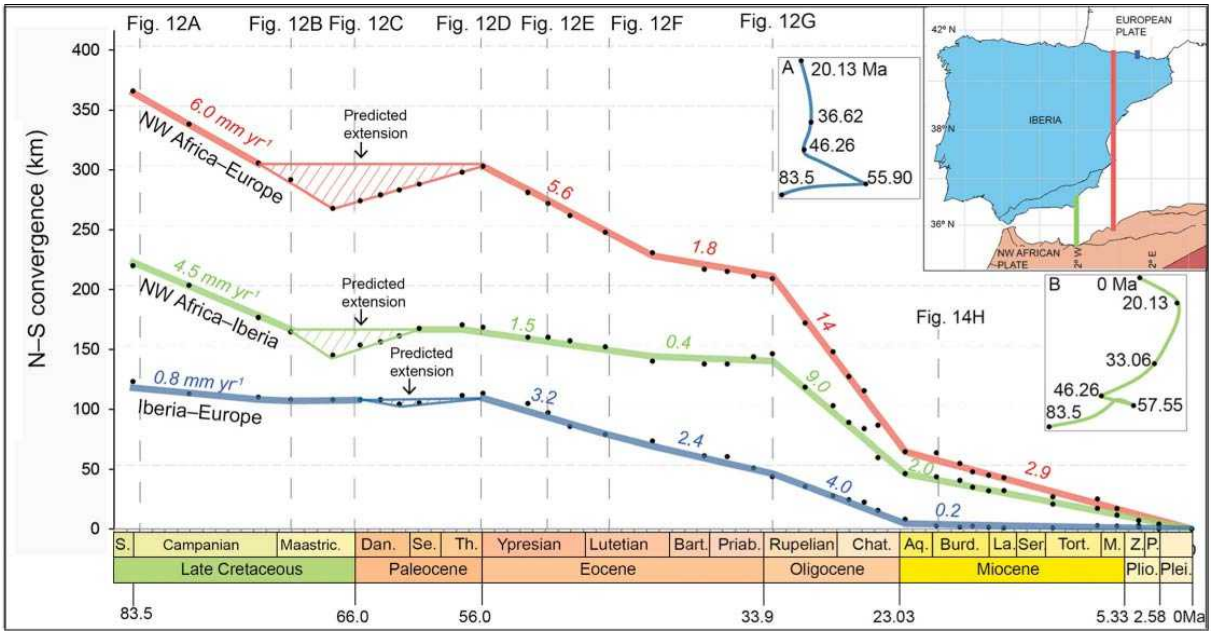


FIGURE 1.8 – Diagramme montrant les prédictions de taux de convergence entre l'Afrique et l'Europe d'après Macchiavelli et al. (2017)

A partir de ces reconstitutions, Macchiavelli et al. (2017) prédisent les taux de convergence entre les plaques Afrique et Eurasiatique. Ces travaux présentés sur la figure 1.8 quantifient ces taux entre l'Ibérie et l'Europe, entre l'Ibérie et l'Afrique et également entre l'Afrique et l'Europe. Ce diagramme permet de comprendre la répartition des taux selon les périodes et selon les domaines considérés.

Les grandes tendances de variations des taux de convergences entre l'Ibérie et l'Europe sont illustrées sur la figure 1.8 :

- Le début de la phase de convergence est marqué jusqu'au Maastrichtien par des taux de convergences faibles (0.8 mm/yr).
- Le Paléocène est caractérisé par la fameuse phase de "Quiescence" jusqu'à la fin du Thanétien ou les taux de convergence sont nuls. Rosenbaum et al. (2002) invoquent la synchronicité de la collision dans les Alpes afin d'expliquer cette phase de "Quiescence".
- La période allant de l'Yprésien au Priabonien montre une augmentation des taux de convergence qui oscillent entre 3.2 mm/yr de l'Yprésien au Lutétien moyen et 2.4 mm/yr du Lutétien moyen à la fin du Priabonien.
- La période Oligocène présente les taux de convergences les plus importants de cette phase. Ils sont de 4 mm/yr.
- A partir du Miocène inférieur les taux de convergences deviennent pratiquement nuls (0.2

mm/yr) et marquent le passage dans la période post-orogénique. Les autres domaines illustrés sur la figure 1.8, montrent au contraire des taux de convergence encore importants.

1.2 La structure profonde des Pyrénées

La chaîne des Pyrénées est une chaîne intracontinentale résultant de la collision entre la plaque Ibérie et la plaque Eurasie. Les processus d'extension liés à l'ouverture du golfe de de Gascogne ainsi que l'héritage anté-extension ont permis la mise en place de structures qui joueront un rôle très important dans cet épisode orogénique, tant sur la structure profonde que sur celle de surface.

Les premières études de terrains

Les premières études géologiques (jusqu'au années 80), de surface essentiellement, ont mis en évidence plusieurs trait structuraux important dans la compréhension de la chaîne pyrénéenne malgré la divergence quant à l'interprétation globale (fig. 1.9), (Choukroune, 1976; Boillot and Capdevila, 1977; Choukroune and Mattauer, 1978; Williams and Fischer, 1984; Deramond et al., 1985; Seguret and Daignieres, 1986; Mattauer, 1990).

Elles ont mis en évidence :

- La disposition en éventail de la chaîne en observant la Zone Axiale, la Zone Nord-Pyrénéenne et la Zone Sud-Pyrénéenne, éventail également visible dans les bassins d'avant-pays.
- La continuité des grands domaines structuraux le long de la chaîne
- Des chevauchements superficiels s'enracinant dans une zone de déformation ductile située sous la chaîne
- L'épaississement crustal de la Zone Axiale dû à des mouvements le long de la Faille Nord-Pyrénéenne
- Une subduction de la lithosphère européenne vers le Sud
- Le charriage de la lithosphère européenne le long d'un plan de chevauchement a faible pendage vers le Nord
- Des chevauchements intra-crustaux à fort pendage, branchés sur un plan de décollement profond au niveau du moho

L'apport de la géophysique, ECORS Les premières études de sismiques réfraction (Daignières et al., 1982) ainsi que la première campagne d'acquisition de sismique réflexion dans les années 80 du programme ECORS Central Pyrénées et Arzacq ont permis de mieux comprendre la structure profonde des Pyrénées. L'interprétation de ces profils et la réalisation de coupes restaurées (fig. 1.10) et équilibrées par Choukroune (1989); Roure et al. (1989) et les précisions apportées ensuite par Muñoz (1992) et Beaumont et al. (2000) conduisent à proposer un modèle d'évolution pour lequel la plupart des auteurs s'accordent sur les grands traits. Ce modèle est en accord avec la structuration pré-orogénique et la morphologie des bassins albien.

Le modèle communément admis pour la structure profonde de la chaîne dans sa partie centrale (fig. 1.10) est caractérisé par :

- un prisme de croûte supérieure en forme d'éventail, déversé vers le Sud

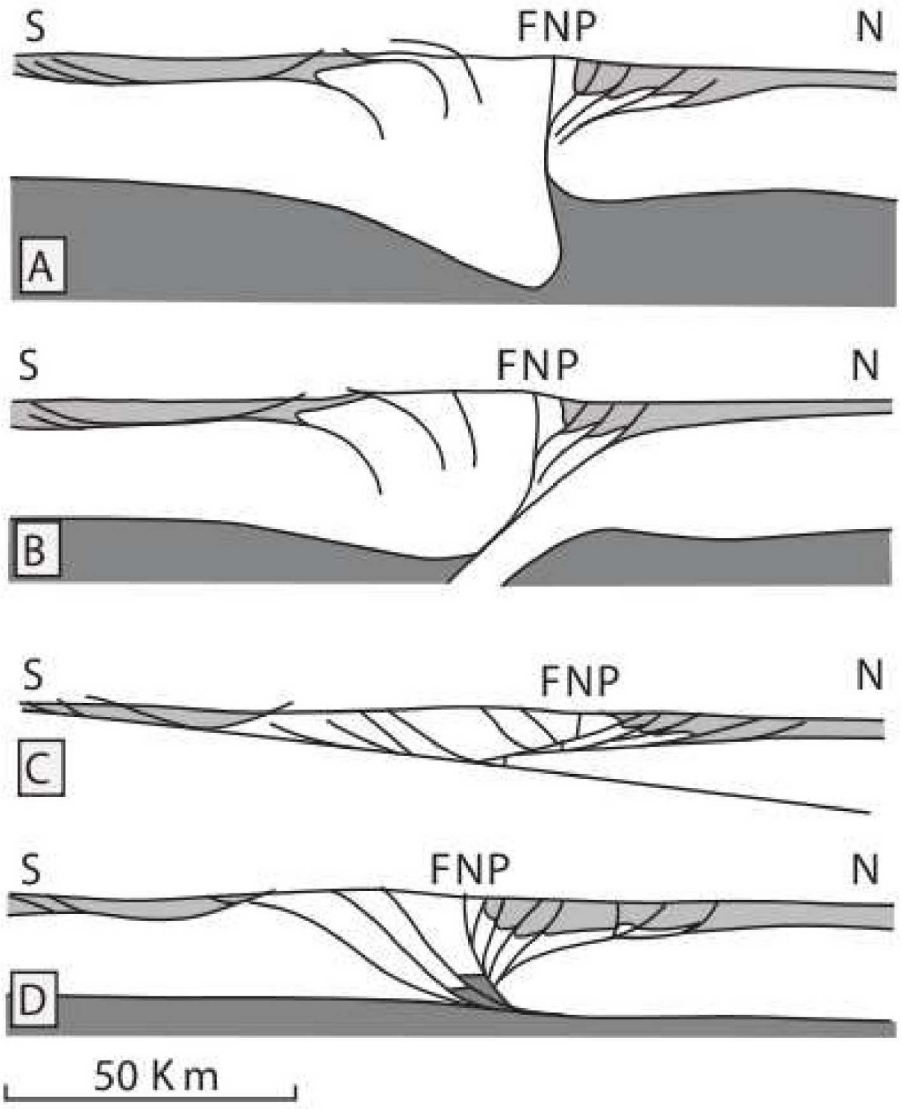


Figure 1.9 – Les principaux modèles des géométries de l'orogène pyrénéenne avant les campagnes ECORS, A : d'après Choukroune (1976); Mattauer (1990) ; B : d'après Boillot and Capdevila (1977) ; C : d'après Williams and Fischer (1984) ; D : Deramond et al. (1985), la figure synthétique est issue de Lacan (2008)

- une subduction au moins partielle de la croûte inférieure ibérique sous la lithosphère eurasiatique.
- La Faille Nord-Pyrénéenne y est considérée comme une faille transformante verticale qui séparait la plaque ibérique de la plaque eurasiatique amincie, elle a ensuite été déformé au cours de la collision et de la subduction de l'Ibérie sous l'Eurasie
- La chaîne pyrénéenne correspond à un prisme orogénique à double vergence ce qui implique une déformation premièrement localisée au niveau des bassins albiens puis une progradation en séquences des chevauchements

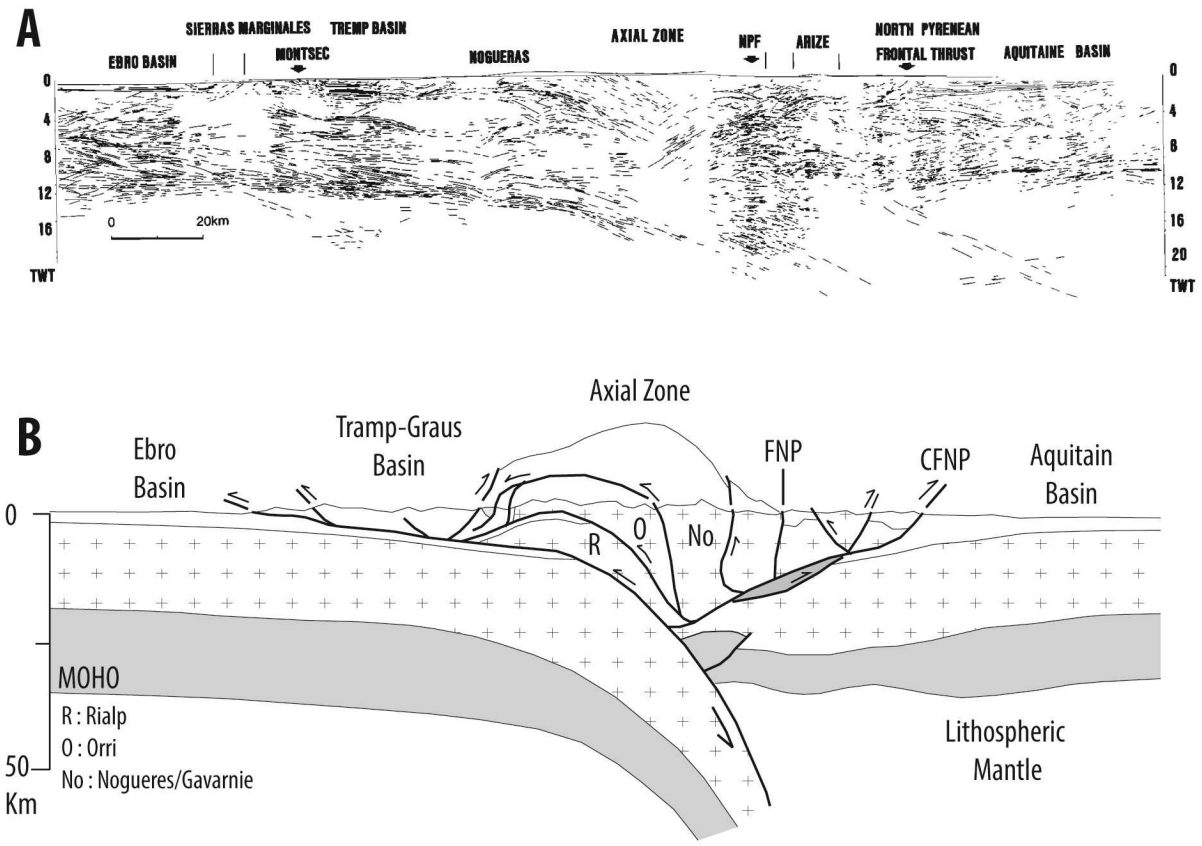


FIGURE 1.10 – Modèle proposé pour la structure profonde des Pyrénées, à partir du profil de sismique réflexion ECORS, Filleaudeau (2011) modifié d'après Muñoz (1992).

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 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.

L'apport des résultats du projet PYROPE, précision de la structure profonde des Pyrénées

Les études de tomographie sismique (Souriau and Granet, 1995; Sibuet et al., 2004; Souriau et al., 2008; Chevrot et al., 2014; Macquet et al., 2014; Wang et al., 2016; Chevrot et al., 2018) faisant suites à de nombreuses études gravimétriques de la chaîne ont permis de mieux contraindre la structure profonde des Pyrénées. Ces résultats proviennent principalement du projet PYROPE. Les profils ont été réalisés sur le tracé des deux profils ECORS.

Les études gravimétriques ont mis en évidences la présence de deux anomalies positives au sein du domaine pyrénéen et une anomalie négative sur la Zone Axiale liée à l'épaississement crustal. Par la suite, les études réalisées à partir de la tomographie sismique ont permis de mieux contraindre

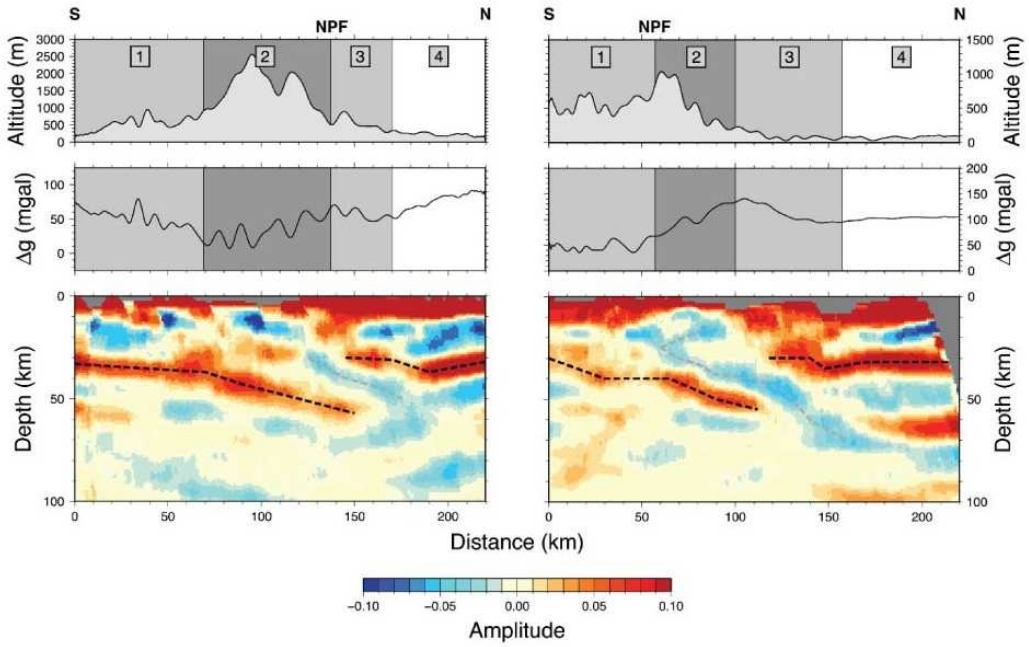


FIGURE 1.11 – Représentation de la topographie, de l'anomalie de Bouguer et de la tomographie sur les deux transects ECORS, issus de Ducoux (2017) modifiée d'après Chevrot et al. (2014)

les structures profondes et en particulier la profondeur du moho. Elles ont confirmés la structure en indentation des deux croûtes dans la partie occidentale de la chaîne (fig. 1.11). La profondeur du moho se trouve à 32 km sous la Zone Sud-Pyrénéenne, il plonge progressivement sous la Zone Axiale à 45 km et atteint sa profondeur maximale sous la Zone Nord-Pyrénéenne (60 km) (Chevrot et al., 2014). Le transect réalisé à l'Ouest sur le profil Arzacq montre le moho de la plaque européenne à une profondeur comprise entre 25 et 35 km. Le moho de la plaque ibérique plonge plus rapidement et atteint également 60 km de profondeur (Chevrot et al., 2014).

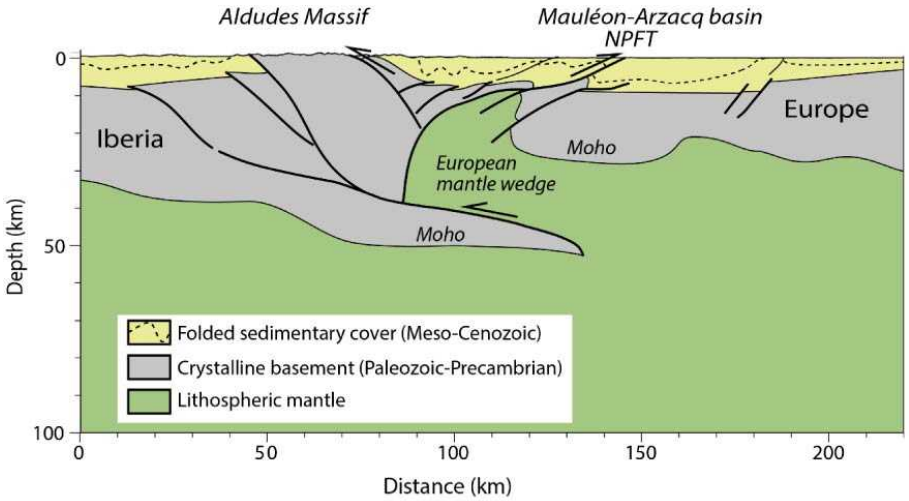


FIGURE 1.12 – Coupe géologique issue des données tomographique d'après Wang et al. (2016)

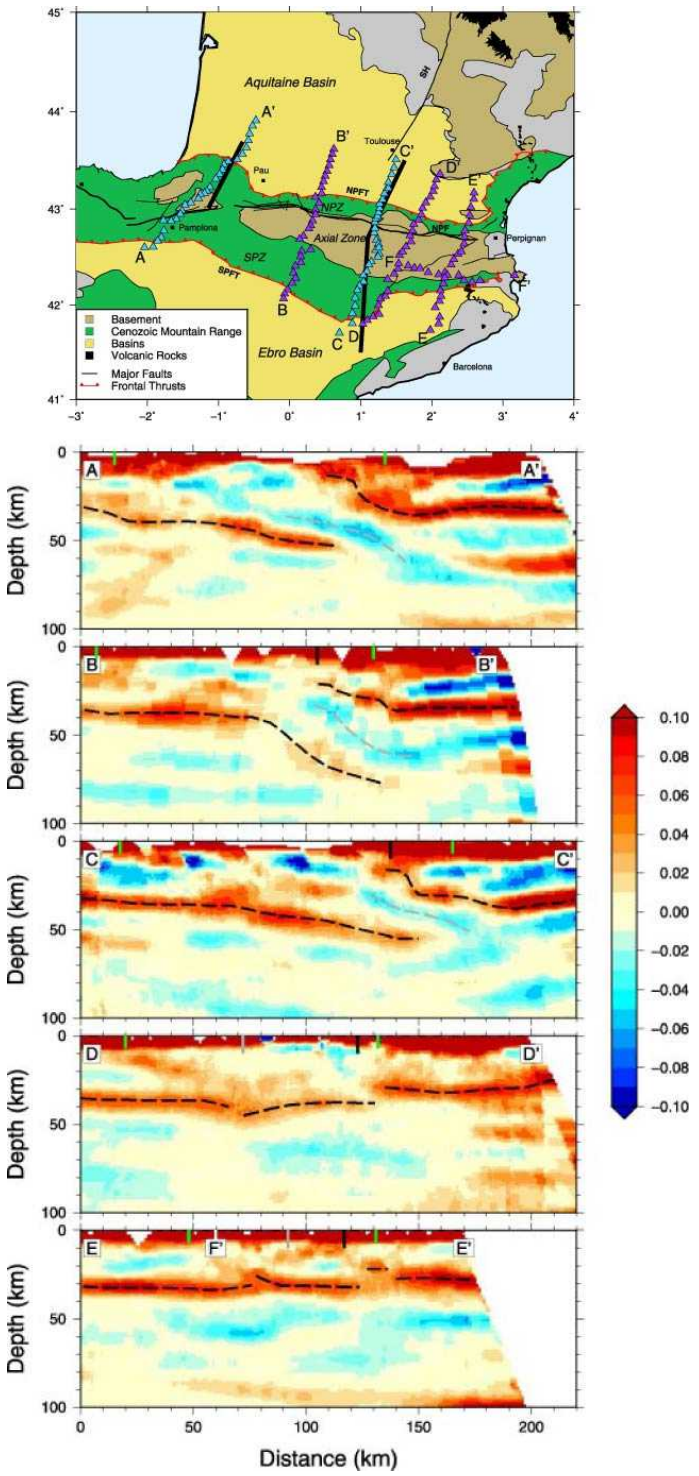


FIGURE 1.13 – Coupes d'échelle lithosphérique réalisées à partir des acquisitions tomographiques d'après Chevrot et al. (2018)

La coupe réalisée par Wang et al. (2016) illustrée sur la figure 1.12 a été construite grâce à la tomographie sismique et considère également l'hyper-amincissement des marges lors de l'épisode de rifting dans le Bassin de Mauléon. Ils considère donc l'existence d'un coin de manteau subcontinental

européen hérité de l'amincissement crustal. Pour Wang et al. (2016) ce coin de manteau génère une charge important et induit la flexure de la plaque ibérique et forme une racine crustale.

Chevrot et al. (2018) complètent le jeu de données existant du projet PYROPE avec de nouveaux profiles dans les Pyrénées (fig. 1.13). Ces nouvelles acquisitions ont été réalisés dans le cadre du projet OROGEN. Ils combinent les nouvelles données avec les cartes d'anomalies de Bouguer et d'anomalies isostatiques. Ils confirment la présence des corps denses sous Saint-Gaudens et sous le bassin de Mauléon sous la Zone Nord-Pyrénéene qu'ils estiment à environ 10 km de profondeur. Le sous charriage de la plaque ibérique sous la plaque européenne est absent dans la partie Est des Pyrénées (coupe E-E' sur la figure 1.13). Enfin la profondeur du moho de la plaque ibérique trouve sa profondeur maximale dans la partie centrale des Pyrénées (coupe B-B' sur la figure 1.13). Cette différence entre les parties orientales et occidentales des Pyrénées serait induite par l'héritage stucturale de la phase de rifting Crétacé inférieur.

En résumé les études géophysiques mettent en évidence :

- l'aspect non-cylindrique de la chaîne pyrénéenne
- les anomalies gravitaires positives dans la Zone Nord-Pyrénéenne sont liées à la remontée de manteau lithosphérique pendant la phase de rifting
- une absence de sous-charriage, observée actuellement, de la plaque ibérique dans la partie Est

1.3 Les domaines structuraux pyrénéens

La chaîne pyrénéenne constitue l'extrémité Ouest du système orogénique alpin. Cette chaîne résulte de la collision continentale des plaques ibérique et eurasiatique qui forment un prisme orogénique à double vergence (Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000). Plusieurs domaines structuraux sont définis dans la chaîne pyrénéenne (Seguret, 1972)(fig. 1.14). Nous décrirons succinctement les différents domaines, pour une vision complète, voir Filleaudeau (2011) :

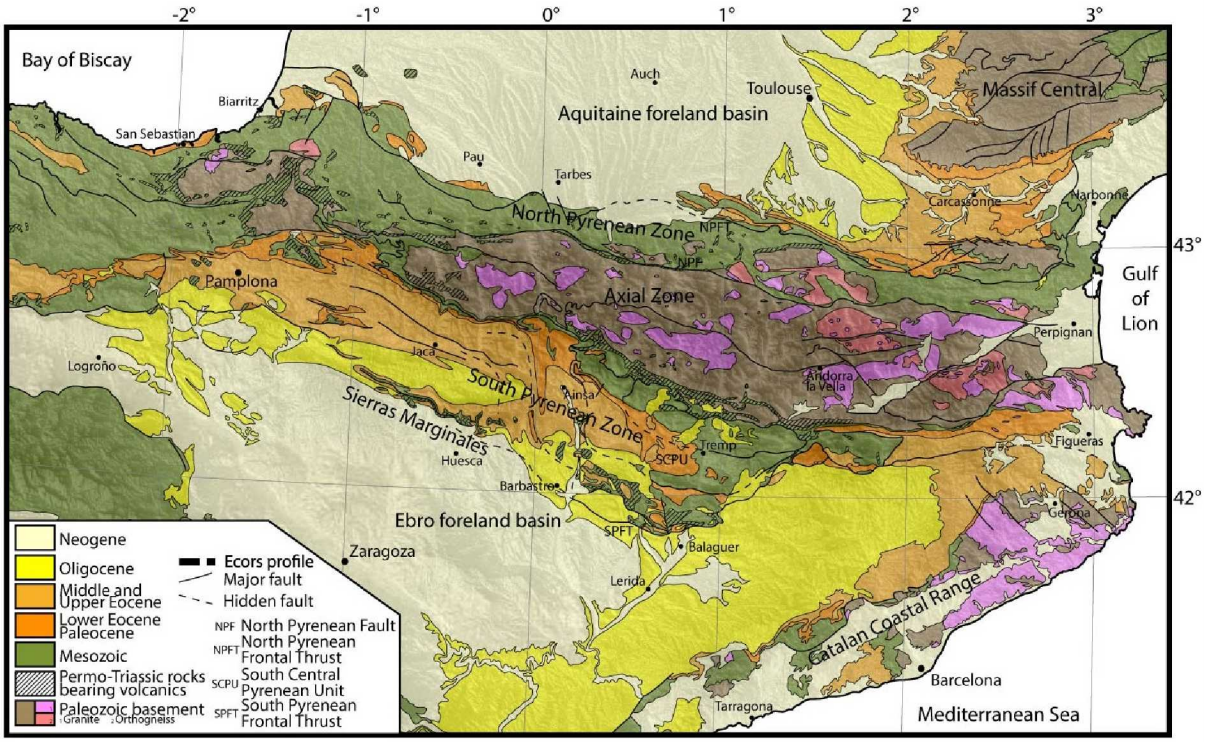


FIGURE 1.14 – Carte des différents domaines de la chaîne pyrénéenne d'après Filleaudeau (2011)

- **La Zone Nord-Pyrénéenne** comprend les terrains situés entre la Faille Nord-Pyrénéenne et le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen. Elle est composée de formations sédimentaires mésozoïques et d'écailles de socle. Les écailles de socles sont principalement observées à l'Est (Massifs Nord-Pyrénéens). Au Sud, au contact de la Faille Nord-Pyrénéenne, les terrains mésozoïques peuvent être localement métamorphisés (Zone Interne Métamorphique).
- **La Zone Axiale** se trouve au cœur de la chaîne. Elle est limitée au Nord par la Faille Nord-Pyrénéenne. Elle est constituée de roches protérozoïques (orthogneiss) et de sédiments paléozoïques. Les sédiments déformés pendant la structuration hercynienne sont intrudés par des granitoïdes issus de la fusion crustale pendant le Carbonifère terminal jusqu'au Permien. Dans ce domaine, les déformations hercyniennes sont plus marquées que les déformations alpines. La Zone Axiale correspond à un empilement de nappes. Elle est composée de quatre unitées de socle visible aujourd'hui, qui se mettent en place à des périodes différentes s'étalant

du Crétacé supérieur à l'Oligocène.

- **La Zone Sud-Pyrénéenne**, dans la partie Est, est composée d'un empilement de nappes qui se construit par la migration du front de la chaîne vers le Sud. Cette migration s'opère du Crétacé supérieur à l'Oligocène inférieur. La déformation dans ce domaine est guidée par un niveau de décollement efficace, le Trias. L'avancée successive des bassins transportés (piggy-back) entraîne la formation de plis anticlinaux parallèles et perpendiculaires (rampes latérales) à la chaîne.

1.4 Les taux de raccourcissements dans les pyrénées issus des coupes équilibrées

Les coupes équilibrées faisant suite à l'interprétation des coupes ECORS

Les résultats obtenus sur l'interprétation des profils ECORS, Arzacq et Pyrénées ont ensuite été intégrés afin de construire les premières coupes équilibrées qui rendent compte des taux de raccourcissement pour la période orogénique (Roure et al., 1989; Teixell, 1998; Beaumont et al., 2000). Ces coupes conduisent à proposer un modèle en accord avec les données sismiques et également les caractéristiques pré-orogénique.

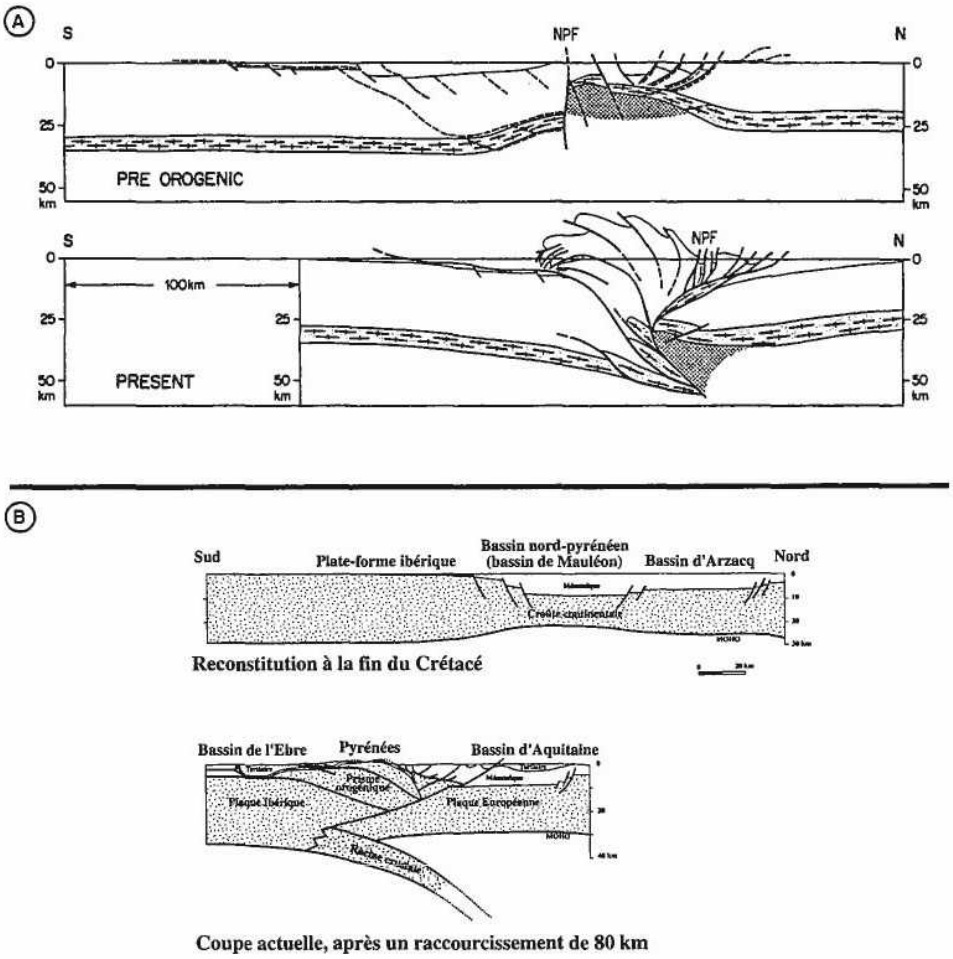


FIGURE 1.15 – Coupes équilibrées à travers les Pyrénées : (A) Coupe ECORS Pyrénées (Roure et al., 1989) ; (B) Coupe ECORS Arzacq (Teixell, 1998)

Les coupes présentées sur la figure 1.15 ont été réalisés par Roure et al. (1989) sur le profil ECORS Pyrénées et par Teixell (1998). La figure 1.15.A montre une reconstitution en deux stades,

le stade pré-orogénique et le stade actuel de la chaîne. Cette coupe (Roure et al., 1989) induit un raccourcissement total de 100 km afin de faire apparaitre les structures actuelles de la chaîne.

La figure 1.15.B montre également une reconstitution en deux stades, pré-orogénique et actuel (Teixell, 1998). La première estimation de Bourrouilh et al. (1995) sur le raccourcissement de la partie Ouest des Pyrénées est de 30 km qui est largement sous-estimée. Teixell (1998) estiment dans cette zone un raccourcissement total de l'ordre de 80 km.

Ces auteurs mettent en évidence pour la première fois une différence sur les quantités finales de raccourcissement entre la partie Ouest et la partie Est des Pyrénées.

Beaumont et al. (2000) réalisent une restauration, sur plusieurs périodes de temps, sur le profil ECORS Pyrénées, qui sera repris par Mouthereau et al. (2014). Ces restaurations à des pas de temps différents permettent de mieux apprécier l'évolution générale de la chaîne pyrénéenne au cours de le collision continentale.

Les coupes équilibrées de Teixell et al. (2016) et de Mouthereau et al. (2014)

Les restaurations de Teixell et al. (2016) et de Mouthereau et al. (2014) sont présentées sur les figures 1.17 et 1.16.

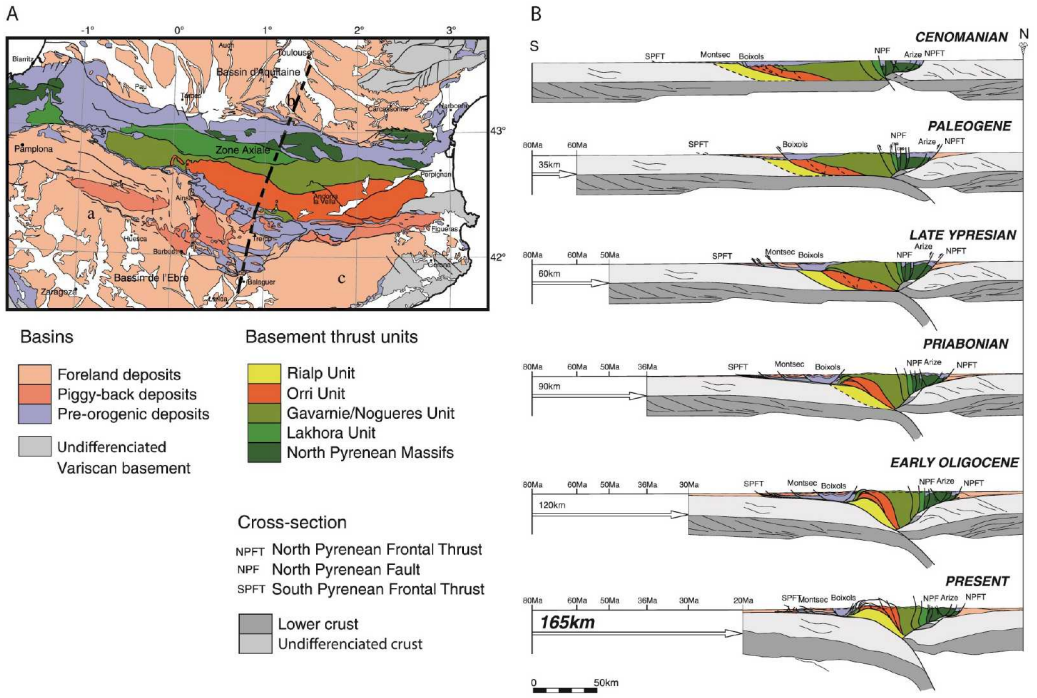


Figure 1.16 – Coupes restaurées à partir du profil ECORS Pyrénées du Cénomanien à l'actuel d'après Mouthereau et al. (2014)

Au premier ordre les taux finaux de raccourcissement sont de 82 km à l'extrême Est des Pyrénées (Vergés et al., 1995), 165 km pour la partie Est (profil ECORS Pyrénées, Mouthereau et al. (2014))

et 114 km pour la partie Ouest (profil ECORS Arzacq, Teixell (1998)). Nous nous focaliserons ici sur les résultats issus des restaurations des profils ECORS (Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016) qui font faces à notre zone d'étude.

La répartition Est-Ouest du taux de raccourcissement fini entre ces deux coupes montrent que celui-ci est plus important dans la partie Est. Cela confirme les résultats obtenus à partir des restaurations des profils ECORS.

Les travaux de Mouthereau et al. (2014) se base sur la restauration de Beaumont et al. (2000) sur le profil ECORS Pyrénées (fig. 1.16). Ils ajoutent des contraintes, en particulier, grâce à l'apport des données thermochronologiques. Les taux de raccourcissement par périodes de temps sont :

- entre le Cénomanien et la base du Paléogène : 35 km
- entre la base du Paléogène et la fin de l'Yprésien : 25 km
- entre la fin de l'Yprésien et le Priabonien : 30 km
- entre le Priabonien et l'Oligocène inférieur : 30 km
- entre l'Oligocène inférieur et l'actuel : 45 km

Les travaux de Teixell et al. (2016) se focalisent sur le profil ECORS Arzacq (fig. 1.17). Ils ajoutent des contraintes, en particulier, grâce à l'apport des nouvelles interprétations structurales. Les taux de raccourcissement par périodes de temps sont :

- du Santonien moyen au Paléogène inférieur : 15 km
- du Paléogène inférieur à l'Eocène moyen : 54 km
- du l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur : 30 km
- du l'Oligocène inférieur à l'actuel : 15 km

Les valeurs obtenues sur ces deux coupes restaurées montrent que les taux de raccourcissement sont les plus élevés se trouvent pendant la période allant du Paléocène (66 Ma) à la base du Lutétien (48 Ma). Après cette période, les taux de raccourcissement diminuent progressivement jusqu'au Miocène inférieur (entre 20 et 15 Ma).

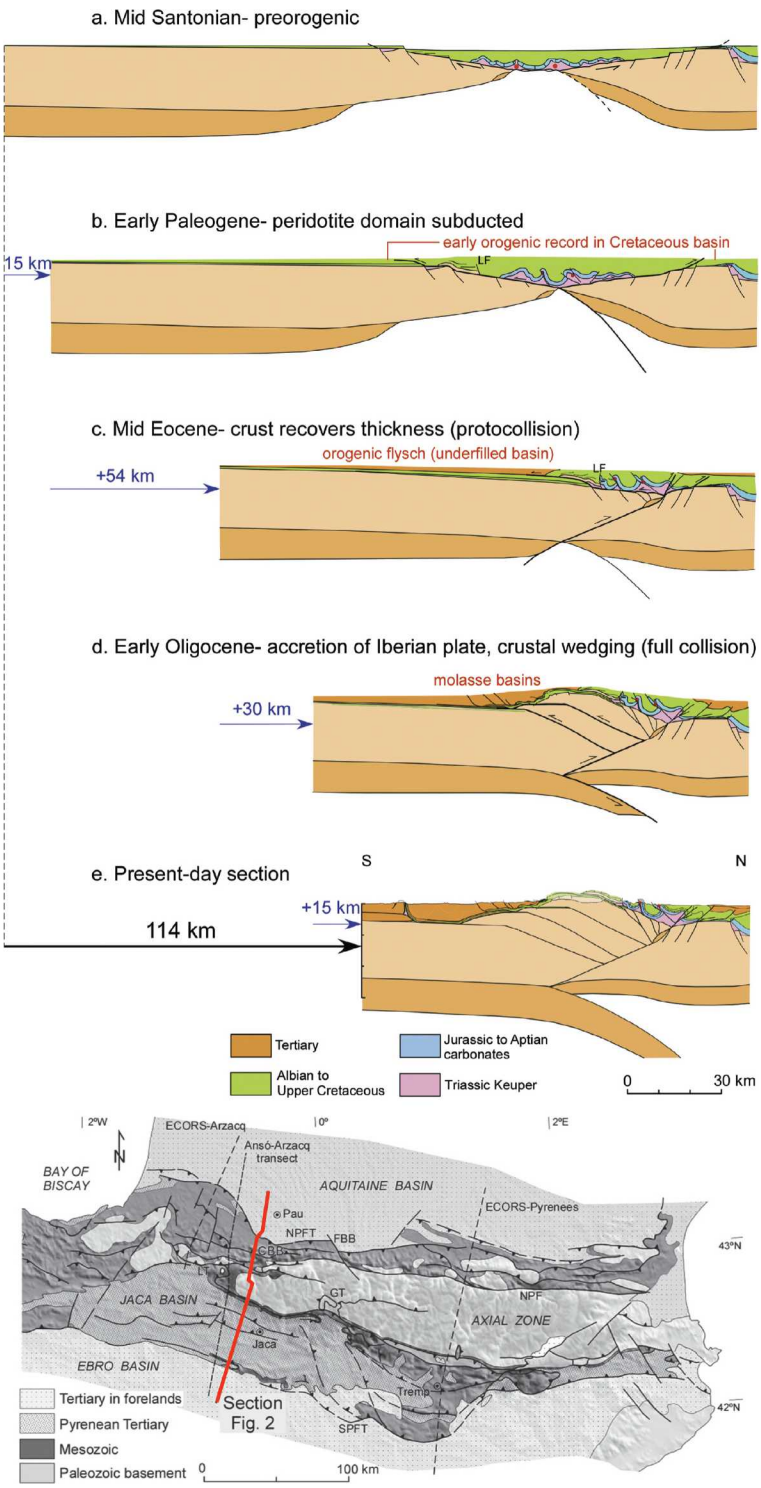


FIGURE 1.17 – Coupes restaurées à partir du profil ECORS Aracq du Santonien moyen à l'actuel d'après Teixell et al. (2016)

1.5 L'évolution du remplissage sédimentaire tertiaire du bassin d'Aquitaine

Le bassin d'Aquitaine se structure depuis le Trias en réponse au mouvements relatifs des plaques ibérique et eurasiatique (Choukroune, 1976; Choukroune and Mattauer, 1978; Curnelle, 1983; Brunet, 1991; Olivet, 1996). Son évolution tectono-sédimentaire est largement contrôlée par l'héritage des structures hercyniennes. Serrano (2001) résume succinctement l'histoire anté-tertiaire :

- stade de rifting intracontinental du Trias à l'Hettangien
- stade de bassin intracratonique du Lias moyen au Tithonien
- stade transtensif du Néocomien à l'Albien
- stade transpressif du Cénomanien au Maastrichien

Ces phases de structuration du bassin d'Aquitaine vont également contrôler l'évolution tectono-sédimentaire du remplissage Tertiaire. L'histoire du remplissage sédimentaire du bassin d'Aquitaine peut se caractériser, au premier ordre, par un comblement progressif de celui-ci tout d'abord par des dépôts marins puis par des dépôts continentaux (Molasse) (Winnock, 1973; Cavelier et al., 1997).

1.5.1 Le remplissage sédimentaire anté-priabonien

Le Paléogène correspond à la période de déformation la plus importante dans l'évolution compressive de la chaîne pyrénéenne. Le bassin d'Aquitaine évolue donc en fonction de ces phases de déformations. Les études sédimentologiques et biostratgraphiques de la période paléogène sont nombreuses dans le bassin d'Aquitaine (Chaigne, 1964; Schoeffler, 1971; Pratviel, 1972; Winnock, 1973; Muller and Pujol, 1979; Steurbaut, 1984; Gayet, 1985; Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Mouline, 1989; Crochet, 1989; Cavelier et al., 1997; Sztrakos et al., 1998; Gély and Sztràkos, 2000; Serrano, 2001; Cahuzac and Poignant, 2002; Christophoul et al., 2003; Sztrákos, 2005; Biteau et al., 2006; Ford et al., 2016; Sztrákos and Steurbaut, 2017).

De nombreuses cartes paléogéographiques ont été compilés pour la période paléogène à des échelles différentes (Schoeffler, 1971; Capdeville, 1987; Sztrakos et al., 1998; Gély and Sztràkos, 2000; Serrano, 2001). Nous argumenterons l'évolution paléogéographique principalement à partir des cartes de Serrano (2001) qui synthétisent une grande partie des études mentionnées ci-dessus.

Le **Paléocène** a été largement étudié par Sztrakos et al. (1998); Gély and Sztràkos (2000); Serrano (2001) à partir de l'analyse stratigraphique de nombreux forages du bassin de l'Adour. Serrano (2001) a proposé une évolution tectono-sédimentaire de cette période et a synthétisé sous forme de carte paléogéographique ses travaux et ceux de Dubreuilh (1987) et Capdeville (1987). Cette carte est présentée sur la figure 1.18. Elle est caractérisée par :

- la présence d'un bassin profond au front des Pyrénées, liée à la mise en place de la charge orogénique, remplit principalement par des dépôts turbiditiques

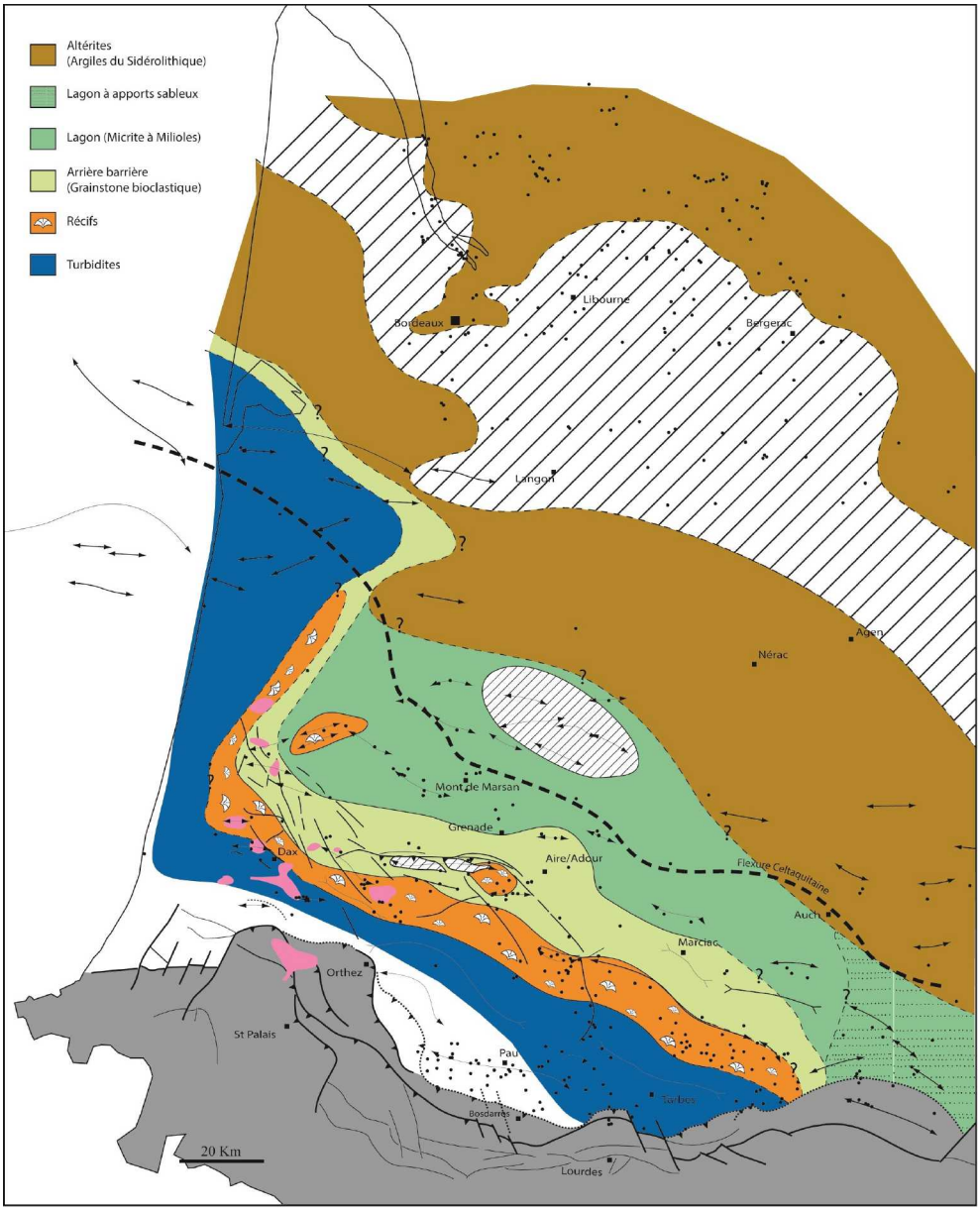


FIGURE 1.18 – Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine au Paléocène (Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Serrano, 2001)

- une grande plate-forme récifale orientée parallèlement au bassin profond
- une zone de non-dépôt au nord du bassin d'Aquitaine entre Agen et Bordeaux, qui correspond à la réponse flexurale distale de la plaque eurasiatique.

La répartition de la subsidence à cette époque montre une zone préférentielle dans le foredeep au Sud du bassin d'Aquitaine. Serrano (2001) identifie trois longueurs d'ondes de déformations pendant cette période qu'ils attribuent à du flambage lithosphérique.

L'**Yprésien** étudié par Schoeffler (1971); Sztrakos et al. (1998); Serrano (2001) montrent des changements importants illustrés sur la figure 1.19 comparée à la période paléocène.

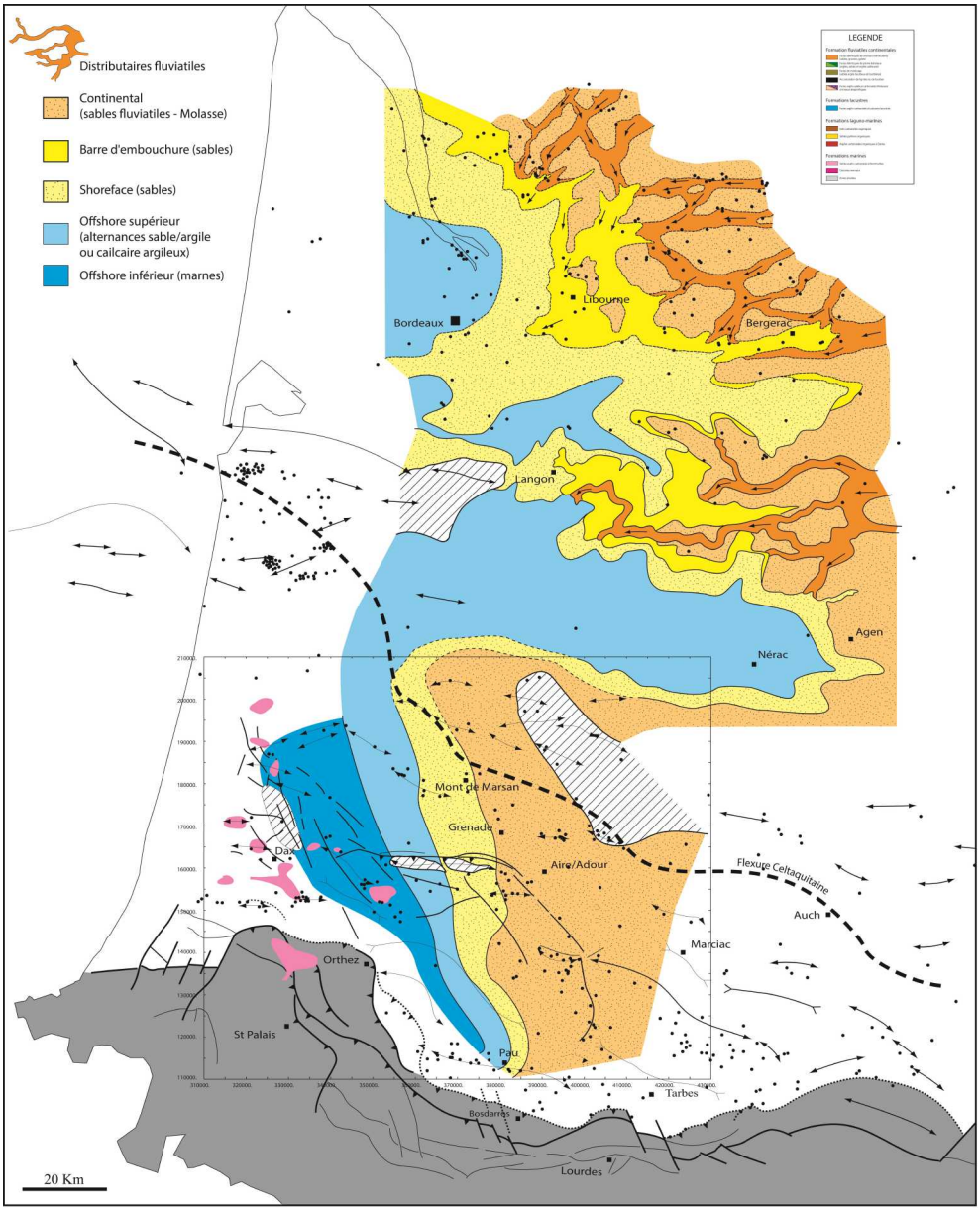


FIGURE 1.19 – Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine à l'Yprésien (Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Serrano, 2001)

- le bassin profond identifié au Paléocène est progressivement remplit par des dépôts deltaïques selon un axe Est-Ouest. Ces progradations sont alimentées par les Sables de Lussagnet
- La zone de non-dépôt caractérisée au Paléocène entre Bordeaux et Agen montre un remplissage sédimentaire marin
- au Nord de cette incursion marine, des dépôts deltaïques dominés par la dynamique fluviatile et alimentés par de multiples distributaires sont identifiés

L'Yprésien correspond un changement de type de sédimentation qui passe d'environnments carbonatées au Paléocène à des environnements (sableux) deltaïques à l'Yprésien. Les sources sédi-

mentaires qui alimentent les dépôts terrigènes sont à la fois d'origine pyrénéenne et centralienne (Schoeffler, 1971). L'Yprésien supérieur voit également l'arrivée des premiers dépôts des Poudingues de Palassou à l'Est (Crochet, 1989). Cette période marque également la réactivation de nombreuses structures formées au Crétacé supérieur (Mios-Belliet, Villagrains-Landiras etc..)

Le **Lutétien** étudié par Schoeffler (1971); Sztrakos et al. (1998); Gély and Sztràkos (2000); Serrano (2001) montre la fin du comblement du foredeep (fig. 1.20). Il est caractérisé par :

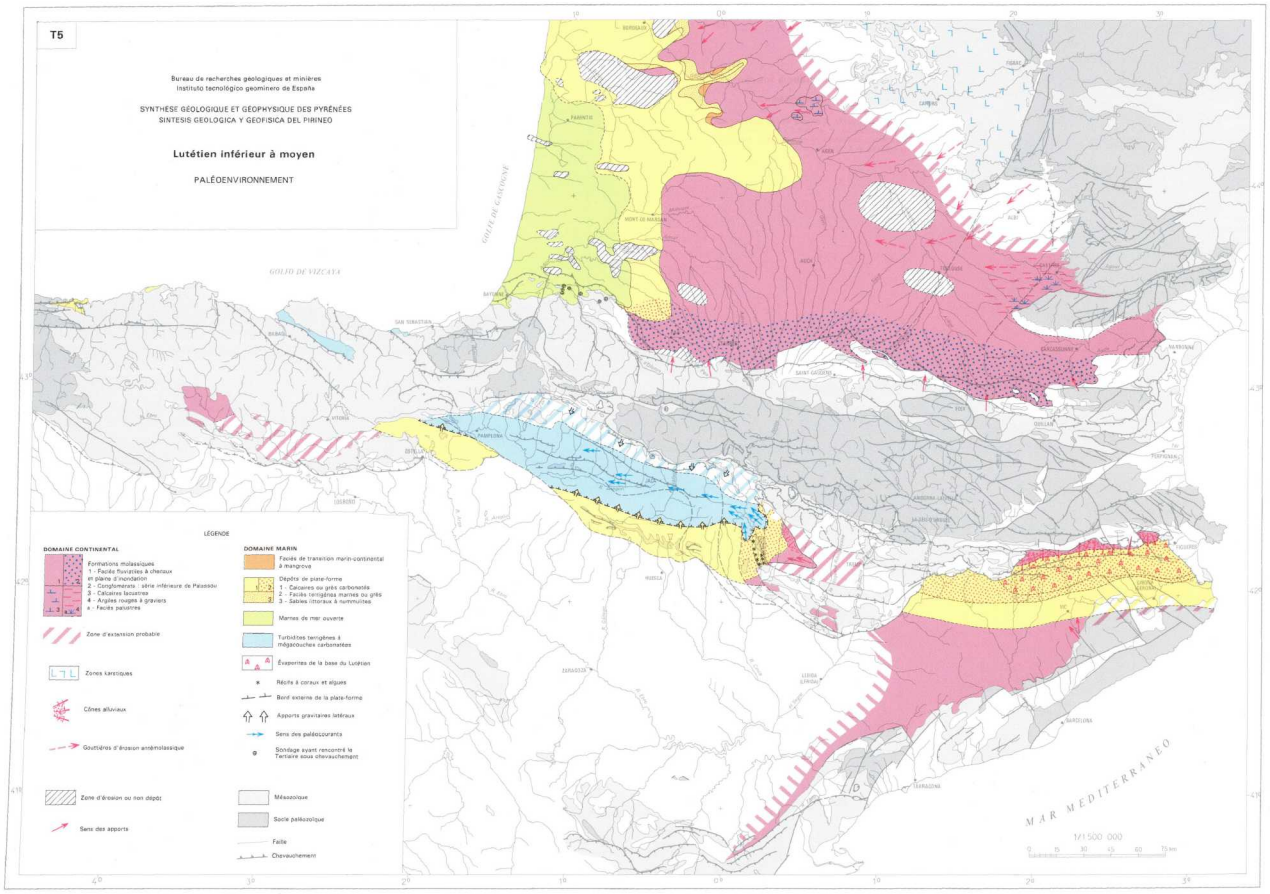


FIGURE 1.20 – Carte paléogéographique du Lutétien inférieur à moyen (BRGM, 2018)

- une continentalisation généralisée du bassin d'Aquitaine avec la propagation vers l'Ouest des dépôts de type cône alluviaux (Poudingue de Palassou)
- les environnements marins présentent des faciès carbonatés, comme par exemple la formation des Calcaires de Nousse.
- au Nord, l'incursion marine entre Bordeaux et Agen est encore présente, le littoral se déplace vers l'Ouest au Lutétien

Serrano (2001) identifie une surface d'érosion majeure au toit des Calcaires de Nousse. Elle

marque d'après les auteurs la fin du fonctionnement de la zone subsidente localisée au Sud. Ce fait s'observe très bien avec la migration des dépôt-centres entre le Lutétien et le Bartonien. En effet les maximums d'épaisseurs de sédiments préservés se retrouvent, au Nord des structures d'Audignon et de Maubourguet-Antin, à partir du Bartonien (formation de Fontaine de la Médaille).

Le **Bartonien**, étudié par les mêmes auteurs cités ci-dessus, montre à la fois le recul vers l'Est des dépôts deltaïques du Nord du bassin et également la progradation vers l'Ouest des depôts au Sud du bassin (fig. 1.21). Le Bartonien est caractérisé par :

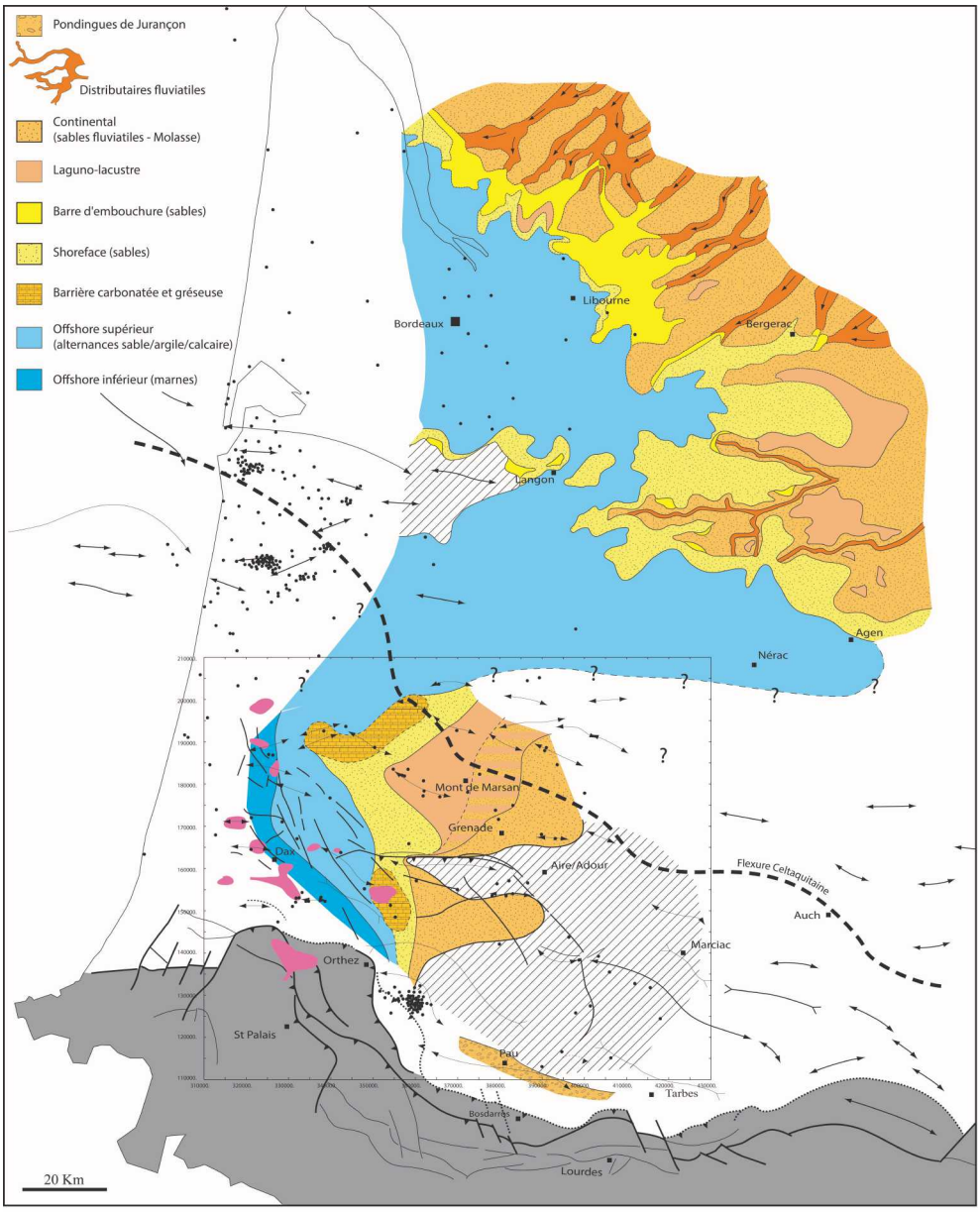


FIGURE 1.21 – Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine du Bartonien (Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Serrano, 2001)

- la présence, de plate-forme carbonatées pendant les phases de rétrogradation et des environnements deltaïques pendant les phases de progradation.
- au Nord du bassin d'Aquitaine les deltas "en pattes d'oiseaux" sont, comme à l'Yprésien prédominants.
- les faciès de piedmont mettent en évidence l'arrivée de la deuxième séquence des Poudingues de Palassou (Crochet, 1989).

1.5.2 Le remplissage sédimentaire post-bartonien

La période allant du Priabonien au Pliocène est largement détaillée dans les chapitres 2 et 3 à partir de la synthèse de toutes les études sédimentaires disponibles pour cet intervalle de temps. Nous résumons donc succinctement cette période :

- le Priabonien est marqué par une phase de continentalisation importante qui est induite par la progradation important des dépôts continentaux vers l'Ouest (Formation de Campagne) (Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001)
- l'Oligocène est caractérisé par la présence d'incursions marines préférentiellement dans la région de Bordeaux (Pratviel, 1972; Gayet, 1985; Sztrákos and Steurbaut, 2017)
- le Miocène inférieur montre des faciès marins essentiellement carbonatés (Alvinerie, 1969; Parize et al., 2008), connus sous le nom de "Falun". Le domaine continental a été largement décrit par Crouzel (1957) et montre des alternances de niveaux lacustres et sableux
- le Miocène moyen correspond à la dernière incursion marine de grande ampleur dans le bassin d'Aquitaine. Les lithologies dans le domaine marin sont à la fois des sables dans la partie centrale du bassin d'Aquitaine (Sables Fauves), et des faluns dans les environs de Bordeaux et à l'Ouest de Mont-de-Marsan (Ducasse and Cahuzac, 1996; Cahuzac et al., 1995; Rey et al., 1997; Gardère, 2002). La sédimentation continentale continue avec les formations décrites par Crouzel (1957) dans la partie centrale du piedmont pyrénéen et voit l'arrivée de sables dans la partie Ouest du piedmont. Ces faciès sableux sont également identifiés à l'Est de Bordeaux.
- le Miocène supérieur voit le littoral avancé largement vers l'Ouest, les formations marines sont essentiellement sableuses (Sables verts). Les dépôts continentaux correspondent à une vaste plaine d'inondation (Glaises Bigarrées)(Dubreuilh et al., 1995). Sur le piedmont Pyrénéen les derniers termes de la succession de Crouzel (1957) se mettent en place et sont tronqués par une surface d'érosion majeure d'âge tortonien moyen.
- le Pliocène est marqué par la présence de dépôts essentiellement sableux dans le bassin d'Aquitaine (Dubreuilh et al., 1995). Les arrivées détritiques proviennent à la fois des Pyrénées et du Massif central.

1.5.3 Les calages biostratigraphiques

Le remplissage sédimentaire du bassin d'Aquitaine a fait l'objet de nombreuses études biostratigraphique depuis plusieurs décennies. Ces études ont été réalisés soit par l'utilisation de carottes et de déblais sur des forages soit par le prélèvement d'échantillons sur les affleurements disponibles dans le bassin.

Dans les chapitres 2 et 3, nous avons utilisé tous ces calages temporelles afin d'obtenir une résolution importante sur l'ensemble de la zone d'étude et ainsi proposé notre modèle stratigraphique. Dans notre recherche bibliographique, nous avons dû exclure certaines interprétations sédimentologiques à cause de l'absence de calages biostratigraphiques.

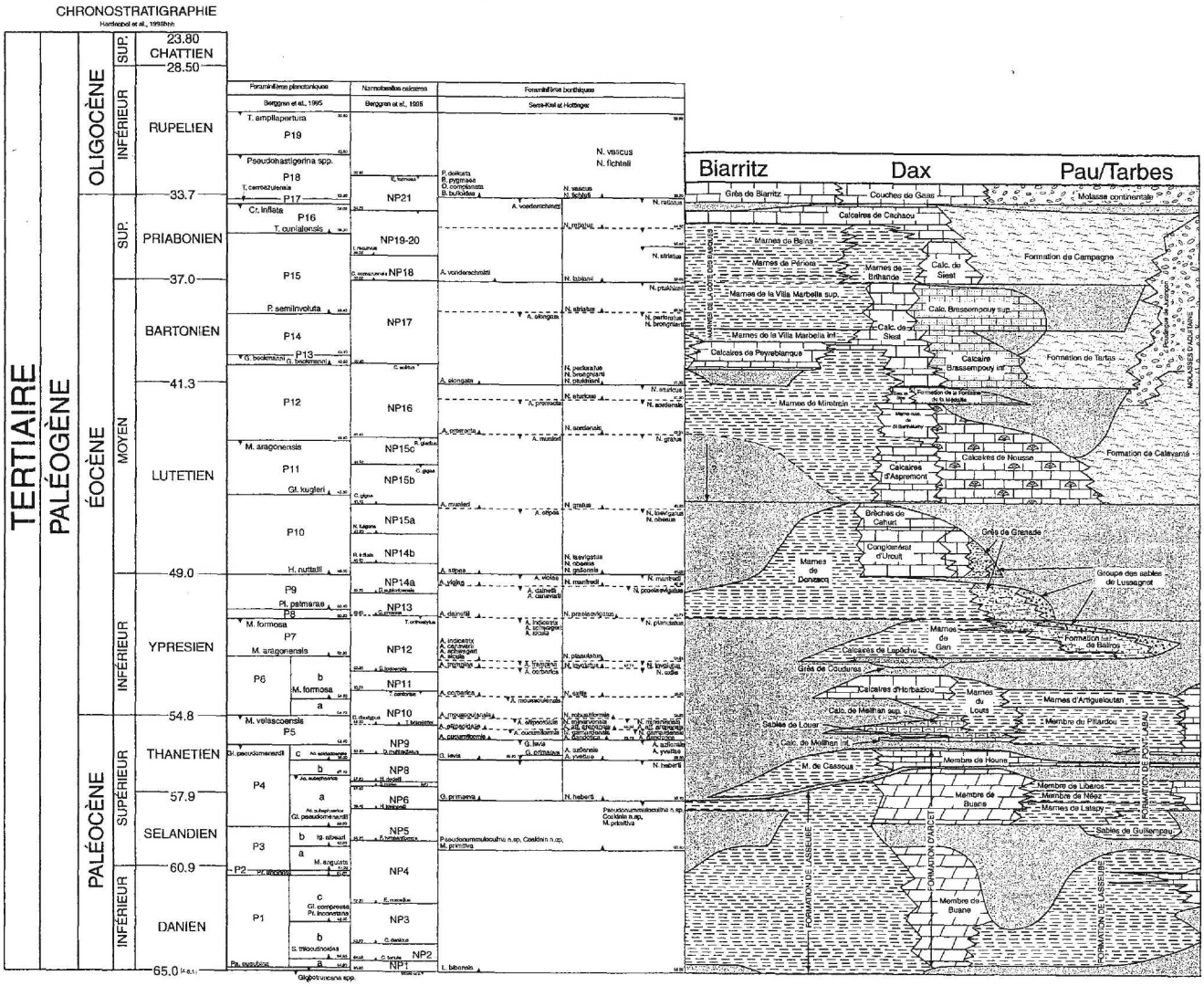


FIGURE 1.22 – Tableau biostratigraphique de la partie Sud du bassin d'Aquitaine, présenté dans Serrano (2001) d'après Sztrakos et al. (1998)

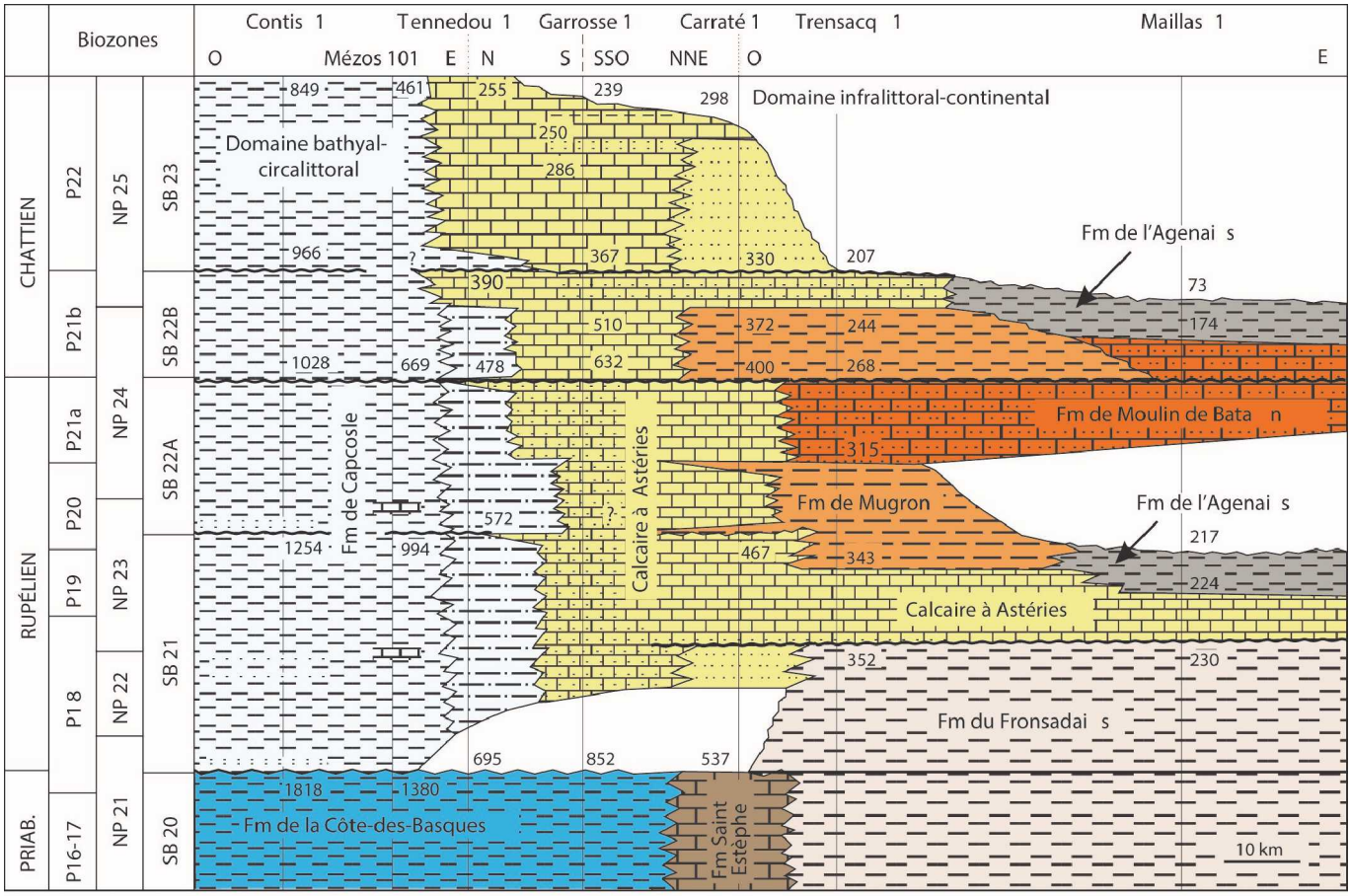


FIGURE 1.23 – Tableau biostratigraphique des formations oligocène situées à l'Ouest du bassin d'Aquitaine d'après Sztrákos and Steurbaut (2017)

Pour la période couvrant le Paléogène, ce sont les travaux de Sztrakos et al. (1998); Sztrákos (2005); Sztrákos and Steurbaut (2017) qui ont apportés le plus de contraintes temporelles pour la partie Sud du bassin d'Aquitaine. Ces calages sont présentés sur les figures 1.22 et 1.23. Ces datations ont été réalisés à partir l'étude nombreux forages dans la partie Ouest du bassin d'Aquitaine. Les travaux de Cahuzac (1980); Cahuzac et al. (1995); Cahuzac and Poignant (2002) ont apportés des précisions temporelles essentiellement dans la partie Sud-Ouest du bassin d'Aquitaine pour la fin du Paléogène.

Les calages temporelles de la partie Nord du bassin d'Aquitaine sont illustrés sur le figure 1.24. Ils résultent de la synthèse réalisée par Dubreuilh (1987).

Pour la période couvrant le Néogène, les sédiments continentaux décrits par Crouzel (1957) dont l'attribution temporelle était incertaine, ont été datés précisément par Antoine et al. (1997) grâce à l'étude de restes de mammifères. Les formations marines du Néogène ont été datés par Cahuzac (1980); Lozouet and Dolin (1998); Cahuzac et al. (1995); Cahuzac and Poignant (1996); Ducasse and Cahuzac (1996); Cahuzac et al. (1997); Ducasse and (1997); Cahuzac and Poignant (2000); Cahuzac and Janssen (2010).

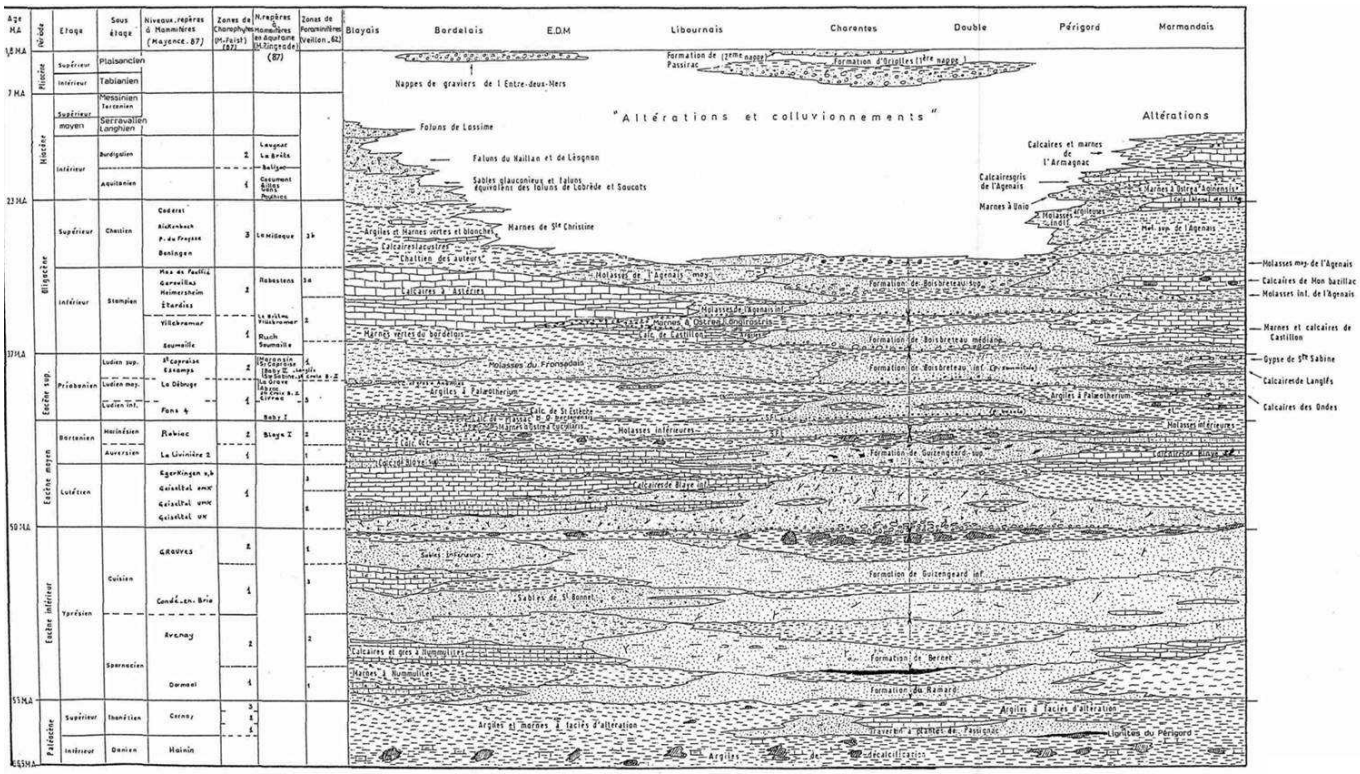


FIGURE 1.24 – Tableau biostratigraphique de la partie Nord du bassin d'Aquitaine d'après Dubreuilh (1987)

Les différentes études biostratigraphique nous ont permis de réaliser la figure 1.25 qui est une synthèse de tous les âges publiés pour les formations que nous considérons dans la suite de l'étude.

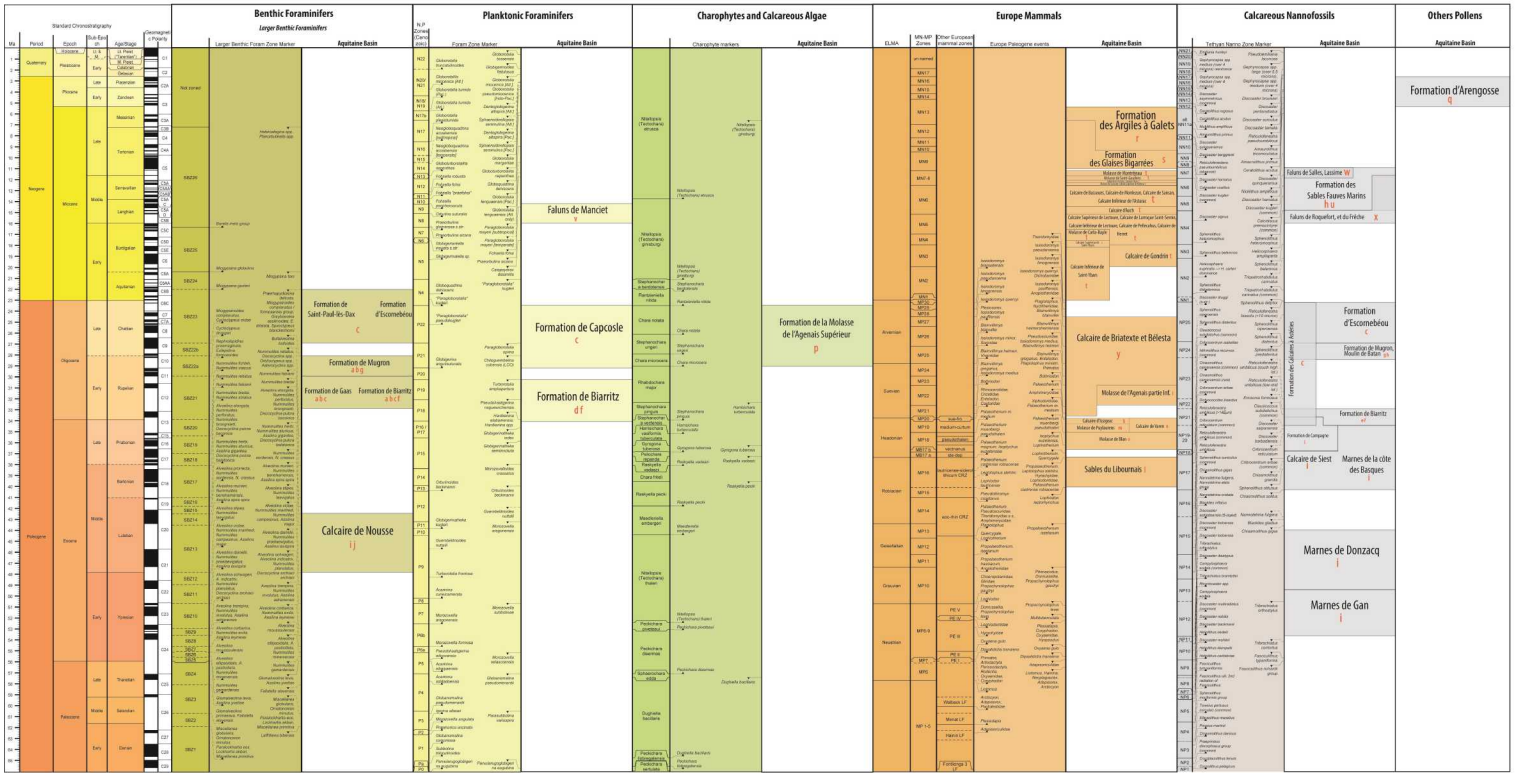


FIGURE 1.25 – Tableau biostratigraphique des formations décrites dans cette étude, A : (Cahuzac et al., 1997), B : (Cahuzac and Poignant, 2002), C : (Sztrákos and Steurbaut, 2017), D : (Pujol, 1970), E : (Steurbaut, 1984), F : (Eardley, 1946), G : (Platel, 1990a), H : (Cahuzac et al., 1995), I : (Sztrakos et al., 1998), J : (Serrano, 2001), K : (Vianeyliaud and Ringeade, 1993), L : (BRGM, 2018), M : (Aguilar et al., 1997), N : (Muratet and Cavelier, 1992), O : (Sudre et al., 1992), P : (Feist-Castel and Ringeade, 1977), Q : (Dubreuilh et al., 1995), R : (Azambre et al., 1989), S : (Huard and Lavocat, 1963), T : (Antoine et al., 1997), U : (Rey et al., 1997), V : (Crouzel, 1989), W : (Muller and Pujol, 1979), X : (Platel, 1990c), Y : (Asnat, 2014)

1.6 L'évolution climatique au cours du Tertiaire

L'évolution climatique du Tertiaire est présentée sur la figure 1.26. Au cours du Tertiaire, plusieurs grandes période climatiques se sont succédées (Zachos et al., 2001) :

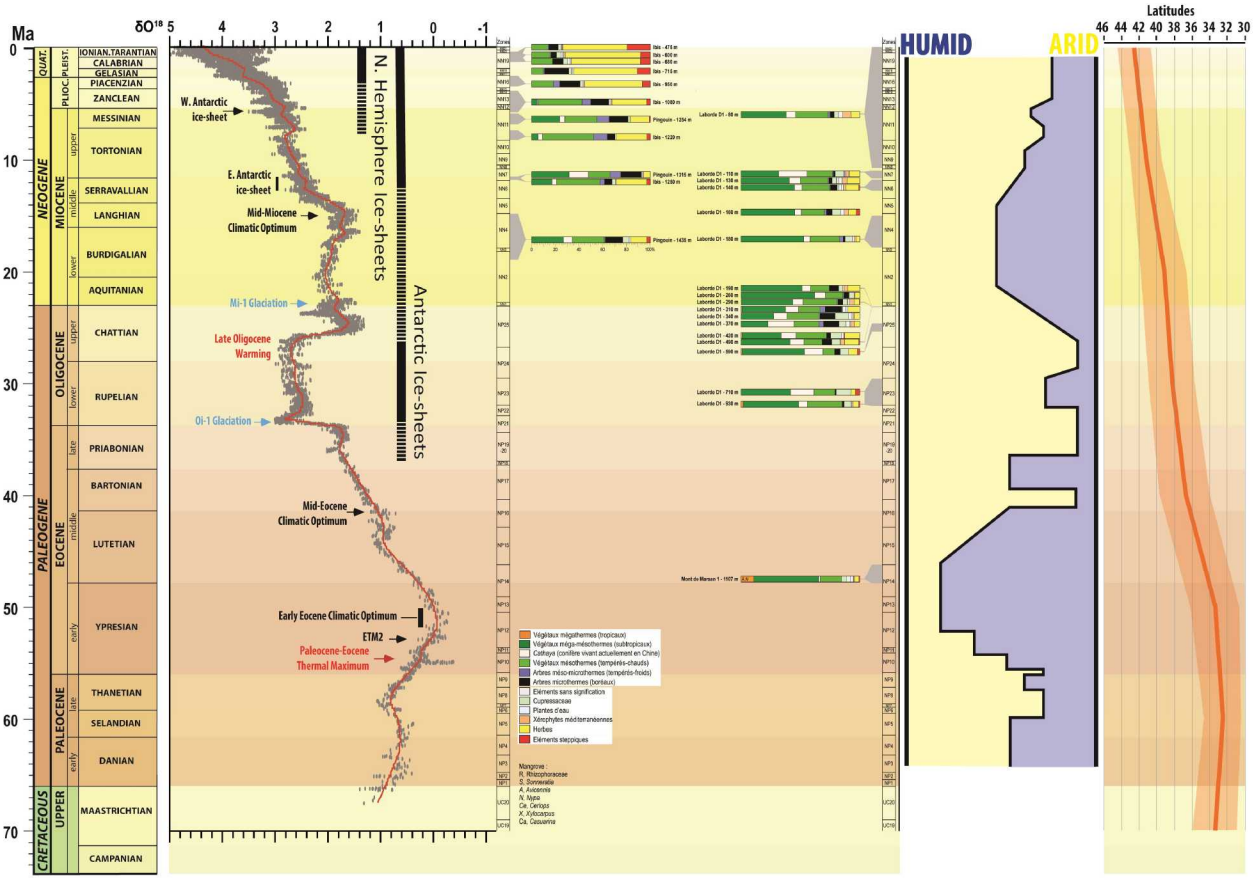


FIGURE 1.26 – Evolution climatique du Tertaire, courbe de delta O18 (Zachos et al., 2001), spectre palynologique obtenue dans cette étude, analayse réalisée par Popescu. S et Suc. J.P, courbe d'aridité provenant de Guillocheau, F. (pers. comm.), évolution des latitudes auxquelles se trouvaient le bassin d'Aquitaine d'après Torsvik et al. (2012)

- un réchauffement globale du Danien jusqu'à l'"Early Eocene Climatic Opitmum" daté de l'Yprésien, cette période est marquée par la présence de deux hyperthermaux, le premier aux environs de la limite Paléocène/Eocène ("Paleocene-Eocene-Thermal-Maximum) et un deuxième pendant l'Yprésien moyen (ETM2)(Zachos et al., 2001),
- un refroidissement de la fin de l'Yprésien jusqu'à la base du Rupélien, cette phase est caractérisée par la présence d'un hyperthermal à la limite Lutétien-Bartonien ("Mid-Eocene-Climatic-Optimum"). Cette phase de refroidissement atteint son paroxysme avec la glaciation de la base du Rupélien (Oi-1-Glaciation)
- un réchauffement globale s'initie à la fin de l'Oligocène et se termine au Langhien avec le "Mid-Miocene-Climatic-Optimum". Pendant cette période Zachos et al. (2001) met en évidence à la

limite Oligocène-Miocène une phase de refroidissement ("Mi-1 Glaciation")

- du Miocène moyen à l'actuel la tendance globale est au refroidissement (fig. 1.26).

Les grands changements climatiques sont associés, pour la plupart, à des évènements bien précis. Par exemple, le refroidissement enregistrée à la limite Eocène-Oligocène est provoqué par la première glaciation de l'Antarctique dont le volume de glace augmente pendant le Rupélien inférieur (Zachos et al., 2001; Mosbrugger et al., 2005). Au cours du Néogène et du Quaternaire plusieurs évènements climatiques se produisent, comme par exemple, au Pliocene ou une phase de réchauffement importante s'opère au Plaisancien ("mid-Piacenzian Warm period") cette période est la dernière période plus chaude qu'aujourd'hui (De Schepper et al., 2013). La glaciation de l'hémisphère nord qui s'opère aux alentours de 2.7 Ma et entraine l'augmentation des cyclicités à 41 k. La "Mid-Plesitocene-Transition" à environs 800 ka marque le passage de la dominance des cyclicités à 100 ka comparée à celle à 41 ka (Lisiecki and Raymo, 2007).

Au cours du Tertiaire, la plaque eurasiatique a connue des déplacements majeures qui ont entrainée sa migration vers le Nord (fig. 1.26). Ces changements induisent le passage de notre zone d'étude dans différentes ceintures climatiques qui se traduisent par des bouleversements, par exemple, du ratio humidité/aridité. La figure 1.26 montre une évolution de ce ratio à partir des résultats obtenues sur les spectres palynologiques issus de notre étude et sur une compilation à l'échelle de l'Europe de l'Ouest (Guillocheau, F. pers. comm.). L'évolution de ce ratio au cours du Tertiaire peut être décrit comme (fig. 1.26) :

- une période humide (climat tropical à subtropical) allant de l'Yprésien à la fin du Bartonien
- une période aride qui s'étend du Priabonien au Chattien inférieur
- une progressive augmentation de l'humidité jusqu'à l'Aquitanien qui se stabilise jusqu'au Langhien inférieur
- une aridification progressive jusqu'à l'actuel.

Chapitre 2

Sediment routing system and sink preservation during the post-orogenic evolution of a retro-foreland basin : the case example of the North Pyrenean (Aquitaine, Biscay Bay) Basins

Marine and Petroleum Geology 112 (2020) 104085

Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo

Research paper

Sediment routing system and sink preservation during the post-orogenic evolution of a retro-foreland basin: The case example of the North Pyrenean (Aquitaine, Bay of Biscay) Basins

Alexandre Ortiz[a,*], François Guillocheau[a], Eric Lasseur[b], Justine Briais[b], Cécile Robin[a], Olivier Serrano[b], Charlotte Fillon[c]

[a] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, 35000 Rennes, France
[b] BRGM (French Geological Survey), 45060 Orléans Cedex 2, France
[c] TOTAL, Research and Development, 64018 Pau Cedex, France

ARTICLE INFO

Keywords:
Foreland
Post-orogenic
Sediment routing
Sink
Pyrenees
Aquitaine Basin
Bay of Biscay Basin

ABSTRACT

We investigated here the evolution of the sediment routing system, i.e. the sediment transport and deposition evolution along successive depositional topographies and environments, and the sink (i.e. deposited sediments) preservation in a foreland basin from the period of mountain belt shortening to its post-orogenic stage. The studied system is the North Pyrenean retro-foreland basin from 50 Ma to today which is, composed of a subsiding platform (the Aquitaine Basin) fed by the erosion of the Pyrenees passing laterally to a slope and a deep-sea plain (the Bay of Biscay deep basin), the ultimate area of deposition. This study is based on a double seismic stratigraphic and structural analysis of an extensive seismic dataset and on an age model of the sediments combining biostratigraphy, orbitostratigraphy and sequence stratigraphy with a time resolution of 0.1 Ma.

Four major periods of deformation corresponding to a single or a set of stratigraphic sequence boundaries were characterized. The Pyrenean shortening decrease may be recorded by a basin-scale uplift at 49.8 Ma (Late Ypresian). The paroxysm of the piggy-back shortening and related uplift is dated at 35.8 Ma (Priabonian). The end of the Pyrenees shortening (transition to post-orogenic conditions) is well dated between 27.1 and 25.2 Ma (Chattian). A major West European scale deformation of possible mantle origin uplifted the basin from 16.4 to 10.6 Ma (Late Burdigalian to Early Tortonian).

These major periods of deformations controlled the sink preservation at the first order through the ratio between the accommodation space created by subsidence on the Aquitaine platform (A_{sub}) and the siliciclastic sediment supply coming from the erosion of the Pyrenees (S_{sc}). A general model is proposed. At the time of the foreland basin when $\Delta A_{sub} \leq \Delta S_{sc}$, most of the sediments are preserved on the platform as a progradational-aggradational wedge (up to 25.2 Ma here). At the time of the post-foreland evolution when $\Delta A_{sub} < \Delta S_{sc}$, most of the sediments are transferred to the deep-sea plain with few preservations on the platform and when $\Delta A_{sub} \ll \Delta S_{sc}$ with $\Delta A_{sub} \leq 0$, all of the sediments are transferred to the deep-sea plain as deep-sea fans and fluvial by-pass or erosion is the dominant process on the platform.

The continental sediment routing system is mainly provided along nearly flat alluvial plains with extensive lakes and/or humid zones, i.e. the local base levels of the alluvial fans. The Aquitaine retro-foreland was never overfilled.

1. Introduction

Plate flexure that results from tectonic loading by collisional orogens creates accommodation space that is filled by sediments thereby creating foreland basins (Dickinson, 1974; Beaumont, 1981; Allen and Allen, 2013). In doubly-vergent belts, there are two types of foreland according to their position with regards to the orogenic wedge (Johnson and Beaumont, 1995; Naylor and Sinclair, 2008): (i) pro-foreland on the lower (underthrusted) lithosphere and (ii) retro-foreland on the upper (overriding) lithosphere. The dynamic topography due to mantle flow generated by slab subduction may add an additional component of the subsidence in foreland basins (Mitrovica et al., 1989;

* Corresponding author.
E-mail address: alexandre.ortiz@univ-rennes1.fr (A. Ortiz).

https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104085
Received 26 July 2019; Received in revised form 7 October 2019; Accepted 9 October 2019
Available online 13 October 2019
0264-8172/ © 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Gurnis, 1992; DeCelles and Giles, 1996).

The first-order *stratigraphic architecture* of foreland basins is well understood since the work of Flemings and Jordan (1989). The main parameters controlling the basin infill are: thrust loading, flexural rigidity of the continental lithosphere, erosion rates of the mountain belt, 'depositional styles' (e.g. Sinclair et al., 1991; Sinclair and Allen, 1992). They control whether foreland basins are underfilled, balanced or, overfilled according to the balance with subsidence and sediment flux (Covey, 1986). Some authors replaced foreland infilling in a sequence stratigraphy framework (Posamentier and Allen, 1993). Lastly, some others integrated the effect of both flexural and dynamic topography-induced subsidence (Catuneanu et al., 1997) with the concept of reciprocal stratigraphy.

The *sediment routing* system in foreland basins (Allen, 2017) is highly dependent on the basin physiography. Most forelands are exoreic systems connected to the sea. In that case, the connection of the drainage system to the ocean (e.g. Miall, 1981) may be (1) a lateral evolution of the foreland basin to a passive margin in a single subsiding domain (e.g. the Western Interior Basin, the foreland basin of the Rocky Mountains passing southward to the passive margin of the Gulf of Mexico) or (2) two disconnected basins, the foreland and passive margin basins, with a non subsiding domain in between (e.g. Amazon foreland and the Fos de Amazonas passive margin in Brazil). During the last stage of the foreland evolution when part of the basin can be transported (piggy-back), the effect of the growing thrusts (lateral and frontal ramps) on the drainage system is well understood in the South Pyrenean foreland (e.g. Vergés and Garcia-Senz, 2001). Recently some studies have focused on the quantification of the sediment routing system and the sediment mass balance ('source-to-sink' approach) in the South Pyrenean foreland basin (Michael et al., 2013, 2014a,b; Armitage et al., 2015), examining the role of catchments uplift and/or surface runoff variations, in addition to the effect of relative sea level variations on sediment infilling.

Little attention has been paid to the post-orogenic evolution of the foreland basins. The best documented example is the Alpine 'Molassic' Basin in Switzerland (Schlunegger and Mosar, 2011; Willett and Schlunegger, 2010) for which the transition to post-foreland conditions is an overall uplift of the basin at the time of the Jura wedge main activity. These authors emphasized the importance of the boundary conditions in controlling the end of the foreland subsidence period: the mechanical properties of the lithosphere, the existence of a decollement level and the importance of emerging relief around.

By further investigating how the sink is preserved in the North-Pyrenean foreland basin we propose a model of sediment response to the syn-/post- orogenic transition. The studied system is the retro-foreland of the Pyrenees (Fig. 1), the Aquitaine Basin and its lateral equivalent, the deep Bay of Biscay Basin – the ultimate area of deposition on intermediate to oceanic crust.

Here, we present a seismic stratigraphic analysis of an extensive 2D seismic dataset supplemented by wells (petroleum and water resources). This analysis is based on (1) an age model of the sediments using a new method of dating that combine biostratigraphy (published and new data), orbitostratigraphy and sequences stratigraphy, (2) a geometrical reconstruction of the basin based on seismic stratigraphy and structural analysis (2D sections and isopach maps), (3) a reconstruction of the successive depositional profiles using facies sedimentology and (4) a characterization of the tectonic structures.

2. Geological setting

2.1. Main topographic and structural features (Fig. 1)

The studied area is subdivided into three main physiographic units. Eastward, the *Aquitaine Basin*, bounded to the south by the Pyrenees and to the north by the French Massif Central (exhumed Variscan basement) extends offshore up to the shelf-break. Westward, the *Bay of Biscay deep basin*, with a mean water depth of 4000–4500 m and bounded to the north by the South Armorican Margin and to the south by the Cantabrian (North Iberian) Margin, is located on both a hyper-extended continental crust and an oceanic crust. In between, the *Landes Plateau* is a step (more than 100 km wide), that is bounded by quite steep slopes (maximum values: 13–15.5°) eastward and westward, by, the Cap Ferret Canyon northward and the Cap Breton Canyon southward.

The continental basement of the Aquitaine Basin is made of late orogenic Variscan structures (Carboniferous-Permian) and little deformed Early Paleozoic rocks (Le Pochat, 1984; Paris and Le Pochat, 1994). The key structural feature is the occurrence of a Triassic deposits south of the so-called Celtaquitaine flexure' or hinge line, which is in fact onlap limit of the Late Triassic salt sediments (Bourrouilh et al., 1995; Fig. 1). Evaporitic deposits controlled Cretaceous to Cenozoic salt tectonic and diapiric features both in the southern Aquitaine Basin and on the Landes Plateau. The most remarkable ones are the Arzacq, Tartas, Tarbes and Mirande Subbasins bounded by blind thrusts (Audignon and Maubourguet Ridges) or transcurrent zones. The Parentis Subbasin, a rifted basins aborted in the Early Cretaceous (Mathieu, 1986; Ferrer et al., 2012; Tugend et al., 2015), is located in the middle part of the Aquitaine Basin, mainly offshore. The Bay of Biscay deep basin is characterized by highs (or banks) resulting from the inversion of extensional blocks both to the north (e.g. Gascogne Dome and Trevelyan High - Thinon, 1999; Thinon et al., 2001, 2002) and to the south with the Le Danois Bank, inversion of the Asturian Basin (Cadenas and Fernández-Viejo, 2017) bounded by the Biscay wedge front (Fernández-Viejo et al., 2012). The North Iberian Biscay wedge front and the North Pyrenean front are connected along a faulted zone, the Santander "soft" transfer zone (Roca et al., 2011) corresponding to the sharp westward limit of the Landes Plateau and controlling the location of the north-south trending Torrelavega and Santander Canyons.

2.2. Evolution of the Pyrenees and its foreland basins

The Pyrenees mountain range and its westward equivalents the Basque-Cantabrian Mountains result from the compression and inversion of the hyperextended Eurasian lithosphere during Albian times since 85 Ma (e.g. Lagabrielle et al., 2010; Masini et al., 2014; Clerc et al., 2016; Saspiturry et al., 2019). Even if the Pyrenean Belt is not cylindrical (Chevrot et al., 2018), its structure can be described as a wedge of Eurasian lithosphere over the Iberian lithosphere plunging to the north (e.g. Roure et al., 1989; Teixell et al., 2018).

The inversion tectonics started at the time of the Africa-Eurasia convergence with the Iberian microplate at the end of the Santonian (83.6 Ma - e.g. Schettino and Turco, 2011). Plate kinematic constraints (Roest and Srivastava, 1991) impose an end of convergence between Iberia and Eurasia not no later than chron 6c, i.e. around the Oligocene-Miocene boundary (22.6–24.1 Ma, Gradstein et al., 2012). The total amount of shortening varies along-strike: 82 km to the East (Vergès et al., 1995), 142 km–165 km in the center (Beaumont et al., 2000; Mouthereau et al., 2014) and 114 km to the West (Teixell et al., 2016). The measurements of the shortening rates through time along different segments of the mountain belt (Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016 –see synthetic Fig. 12) shows maximum rates from 66 Ma (base Palaeocene) to 48 Ma (base Middle Eocene) (32 km of shortening for Mouthereau et al. vs. 54 km for Teixell et al.) followed by a decrease up to 20–15 Ma. The collision occurred synchronously along strike. However, the exhumation was delayed toward the west due to the progressive closure of a larger Early Cretaceous domain to the west (Vacherat et al., 2017). Numerical modelling (Curry et al., 2019 - see Fig. 12) of the lithospheric flexure due to loading by the Pyrenees suggests a sharp topographic growth of the Pyrenees during the Priabonian (38-34 Ma – up to 2–3 km of maximum elevation) reaching its maximum (3.5 km) around the Oligocene-Miocene boundary (23 Ma). Isotopic studies (Huyghe et al., 2012) suggest an earlier uplift of the

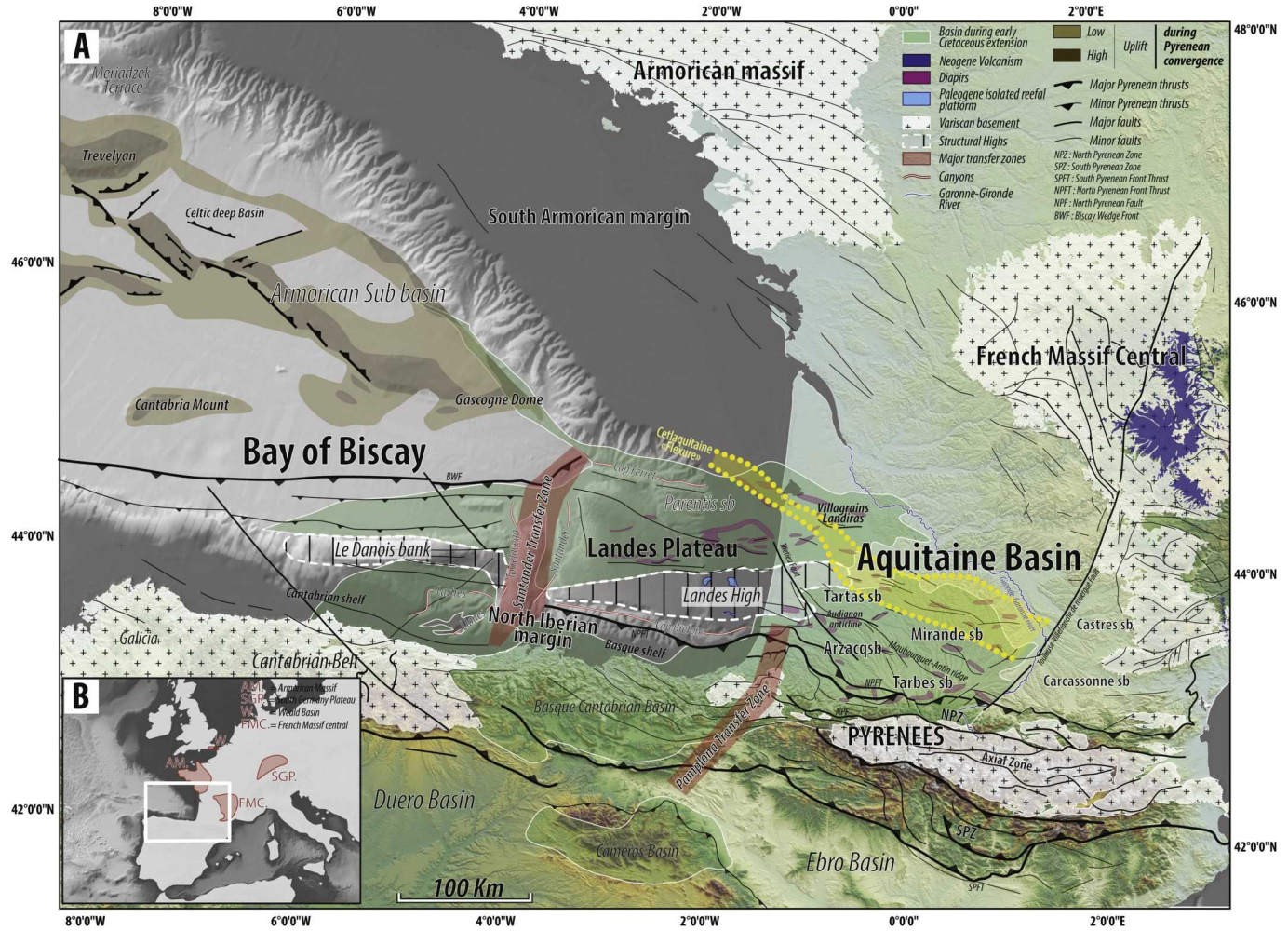


Fig. 1. A: Location of the studied area in Europe. B: Main physiographic and structural features of the Aquitaine Basin, Landes Plateau and Bay of Biscay deep-basin.

eastern mountain belt during Middle Eocene times. Curry's model (2019) is in agreement with thermochronological data (e.g. Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Fillon and van der Beek, 2012; Bosch et al., 2016) which showed an acceleration of the exhumation during late Eocene-Oligocene times.

This convergence results in the formation of a major pro-foreland basin to the south, the South Pyrenean Basin and a retro-foreland - to the north, the Aquitaine (Carcassonne) Basin. The South Pyrenean Basin was initiated during the Late Santonian (around 84 Ma – Puigdefàbregas and Souquet, 1986) and is transported as a piggy-back basin at the base of the Ypresian (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Vergés et al., 2002). This basin opens up toward the Atlantic and became an endoreic system at time of the uplift of the Basque-Cantabrian Mountains, i.e. during the Late Eocene (37 Ma – Gómez et al., 2002).

Along the Bay of Biscay the former Lower Cretaceous extensional blocks of the South Armorican Margin are inverted during early Upper Cretaceous, Palaeocene and Upper Eocene times, this last being the major one with a significant dextral strike-slip component (Thinon, 1999; Thinon et al., 2001, 2002). The southern part, the Asturian Basin (Le Danois Bank), is inverted and thrusted from the Upper Eocene to the Eocene-Oligocene boundary (paroxysm of the deformation - Gallastegui et al., 2002).

Many studies focussing on the Pyrenees mountain belt and surrounding domains (Desegaulx et al., 1991; Angrand et al., 2018; Cochelin et al., 2018; Espurt et al., 2019) conclude on the importance of structural inheritance of previous deformation events, e.g. the late Variscan (Carboniferous to Permian) orogeny and Lower Cretaceous extension. The most important event is the Albian lithospheric thinning that controlled the segmentation of the foredeep into numerous sub-basins during the Palaeogene (Angrand et al., 2018). The second inheritance effect of the Albian rifting is the occurrence of a rigid block located between the Parentis and Arzacq-Mauleon rifts, the Landes High, which extends from the Landes Plateau to the southwestern part of the Aquitaine Basin (Tugend et al., 2014). For the late Variscan orogenic deformations, although the role of the inherited structure is clearly demonstrated on the 2D sections (Espurt et al., 2019), no clear plan-view data (maps) are available and the meaning of the N20° faults, such as the Pamplona and Toulouse Faults (with possible other ones in between), is still unclear.

2.3. Cenozoic stratigraphy, palaeogeography and deformation of the retroforeland of the Aquitaine Basin

We mainly focused on the Aquitaine Basin in the present study. Little is known on the stratigraphy of the Bay of Biscay due to (i) the absence of accurately located deep-sea-drillings (e.g. DSDP site 128 leg 12 drilled north of Galicia on the Cantabria Seamount) and by (ii) the few studies available (e.g. Cremer, 1983) that extrapolate ages of the deep sediments from the shelf wells.

At the first order the Cenozoic infilling of the Aquitaine Basin result from an overall progradation from east (Carcassonne-Corbières area) to west (Atlantic Margin) due to deltas or carbonate platforms prograding wedges with clinoforms that are hundreds of meters tall (Winnock, 1973; Dubreuilh et al., 1995). Despite numerous stratigraphic studies

(e.g. Cavelier et al., 1997; Sztrákos et al., 1997, 1998; 2010; Sztrákos and Steurbaut, 2017), the lithostratigraphic nomenclature and dating are still quite contradictory. Few 3D reconstructions based on sequence stratigraphic analysis are available (Serrano, 2001; Serrano et al., 2001 for the northern part of the foredeep). Nevertheless, the history of the Cenozoic basin infilling can be summarized in five steps, following a Late Cretaceous (Campanian-Maastrichtian) early phase of flexuration (e.g. Ford et al., 2016).

- From the *Danian* to *Thanetian* (*66-56* Ma), large shallow-water carbonate platforms covered the southern part of the Aquitaine Basin (Sztrákos et al., 1997; Serrano, 2001) passing northward to laterites (Gourdon-Platel et al., 2000). Southward thick deep-water deposits infilled the foredeep. They are made up of gravity carbonate deposits for the Danian and siliciclastic deep-sea-fans for the Thanetian (Dubarry, 1988).
- After a major Early Ypresian retrogradation and a maximum marine flooding of Middle Ypresian age, the *Upper Ypresian* to *Early Lutetian* (*52-44* Ma) time interval corresponds to a sharp deltaic progradation (Cavelier et al., 1997) driven by an increase in siliciclastic sediment supply coeval with the Pyrenean shortening (Serrano, 2001; Serrano et al., 2001).
- The *Late Lutetian* to *Oligocene* (*44-23* Ma) was characterized by carbonate platforms passing upstream to an alternation of evaporitic lagoonal (clays with gypsum) to continental (lacustrine carbonate, fine-grained fluvial deposits) environments, called 'Molasse' by French authors. This time range is the end of the infilling of the foredeep and the beginning of the propagation of the thrusts in the Aquitaine Basin along the Triassic salt decollement level and the growth of active ridges. The timing of this change of deformation pattern (end of the foredeep and beginning of the thrusting) is poorly constrained. The sediment thickness maps of Serrano (2001) provide age constrains for the end of the foredeep subsidence and the initiation of the propagation of the thrusts in the Aquitaine Basin with the growth of the Audignon thrust and salt ridge (Fig. 1): after a transition period (Nousse Fm, here dated as Lutetian in age, 47.8–43.5 Ma), the growth of the Audignon ridge was active just after the Nousse Fm (here dated of Late Lutetian age, 43.5 Ma). Rocher et al. (2000) measured the shortening of the Landes-de-Siougos Anticline located in the Tartas Subbasin in front of the Audignon thrust (Figs. 1 and 2) that reached a shortening paroxysm during Priabonian times (38-34 Ma).
- The *Early Miocene* (*23-16* Ma) was characterized by marine flooding (the so-called 'Faluns' by French authors) of a large embayment located in the central part of the Aquitaine Basin passing eastward (below the present-day Ger and Lannemezan plateaus) to continental environments dominated by lacustrine limestones (Crouzel, 1957; Antoine et al., 1997). Rocher et al. (2000) measured paleostress magnitudes from calcite twin data in the Arzacq and Tartas Subbasins and suggested a late NW-SE shortening in the Mio-Pliocene.
- The *Middle Miocene* to *Present-Day* (*16-0* Ma) corresponds to the major continentalization of the Aquitaine Basin with the deposition of thin (10–40 m) coarse-grained alluvial deposits (Middle Miocene, 16–11.5 Ma) flooded by the sea during the Langhian and base Serravallian (Gardère et al., 2002; Gardère, 2005). The Pliocene is characterized by sandy alluvial deposits (maximum thickness of 100 m) interstratified with several lacustrine (clays) and marsh (lignites) sediments (Dubreuilh et al., 1995). During the Calabrian (1.8–0.8 Ma) the drainage of the Aquitaine Basin is reorganized from rivers flowing to the Parentis Subbasin to the modern one with a single river conduit, the Garonne-Gironde system (Dubreuilh et al., 1995).

3. Available data and methods

3.1. Available data (Fig. 2)

The Aquitaine Basin has been extensively studied since discovery of gas (Lacq structure) in the 1950s (Biteau et al., 2006). Around 40 000 km of seismic reflection lines and 1600 industrial wells were available for this study. In order to date the sediments we focused on some key wells, offshore, Ibis 2 and Pingouin 1 wells (cuttings), onshore Laborde 1D (cuttings) and Landes-de-Siougos (cores) wells (see Fig. 2 for location). We also used the water and geotechnical shallow drillings collected by the French geological survey (BRGM) available in the French drillings database (BSS).

In the deep Bay of Biscay and Landes Plateau 35 000 km of industrial and regional seismic lines shot as part of the MARCONI Spanish project, were studied. The only deep wells drilled in that area are DSDP wells (sites 118 and 119 – leg 12 and some leg 48 sites – see Fig. 2 for location), located on top of sea mounts or inverted tilted blocks that make them difficult to use for calibrating the seismic lines of the Bay of Biscay in terms of lithology and ages.

3.2. Seismic and wells interpretation: sequence stratigraphy

We here performed a seismic stratigraphic analysis in order to define depositional sequences Two approaches of seismic stratigraphy, standardized by Catuneanu et al. (2009), were applied.

The first approach (Brown and Fisher, 1977; Mitchum et al., 1977) is based on the analysis of *seismic reflectors terminations* (onlap, downlap, toplap, truncations). The second one (Helland-Hansen and Gjelberg, 1994; Helland-Hansen and Martinsen, 1996; Helland-Hansen and Hampson, 2009) is based on the *offlap break* (shoreline or shelf-edge break) *trajectory* over time by defining stratal patterns: forced (descending) regressive, normal (ascending) regressive and transgressive.

A depositional sequence is defined here as follows (see Ponte et al., 2019 for a summary of the different approaches):

- the *sequence boundary*, which corresponds to the first correlative conformity (CC, Catuneanu et al., 2009) and the onset in continental domain to the subaerial unconformity, an erosion surface overlain by onlapping strata;
- the forced regressive (FR) deposits (Catuneanu et al., 2009) (equivalent of the forced regressive wedge system tract of Hunt and Tucker (1992) or the falling-stage system tract (FSST) of Plint and Nummedal, 2000), which correspond to descending regressive shorelines (i.e forced progradation) passing toward the deep-sea plain to the basin floor fan;
- the lowstand normal regressive (LNR) deposits (Catuneanu et al., 2009) which correspond to the lowstand system tract (LST) of Posamentier and Vail (1988) or the ascending regressive shorelines (i.e progradation-aggradation) of Helland-Hansen (e.g. Helland-Hansen and Hampson, 2009);
- the *maximum regressive surface* (MRS), which corresponds to the former transgressive or flooding surface Posamentier and Vail (1988) above the toplapping strata;
- the transgressive deposits (T; Catuneanu et al., 2009) which correspond to the transgressive system tract (TST) of Posamentier and Vail (1988) or transgressive shorelines (i.e retrogradation) of Helland-Hansen and Hampson (2009);
- the *maximum flooding surface* (MFS) which lies below downlapping strata;
- the highstand normal regressive (HNR) deposits (Catuneanu et al., 2009) which correspond to the highstand system tract (HST) of Posamentier and Vail (1988) or ascending regressive shorelines (i.e progradation-aggradation) of Helland-Hansen and Hampson (2009).

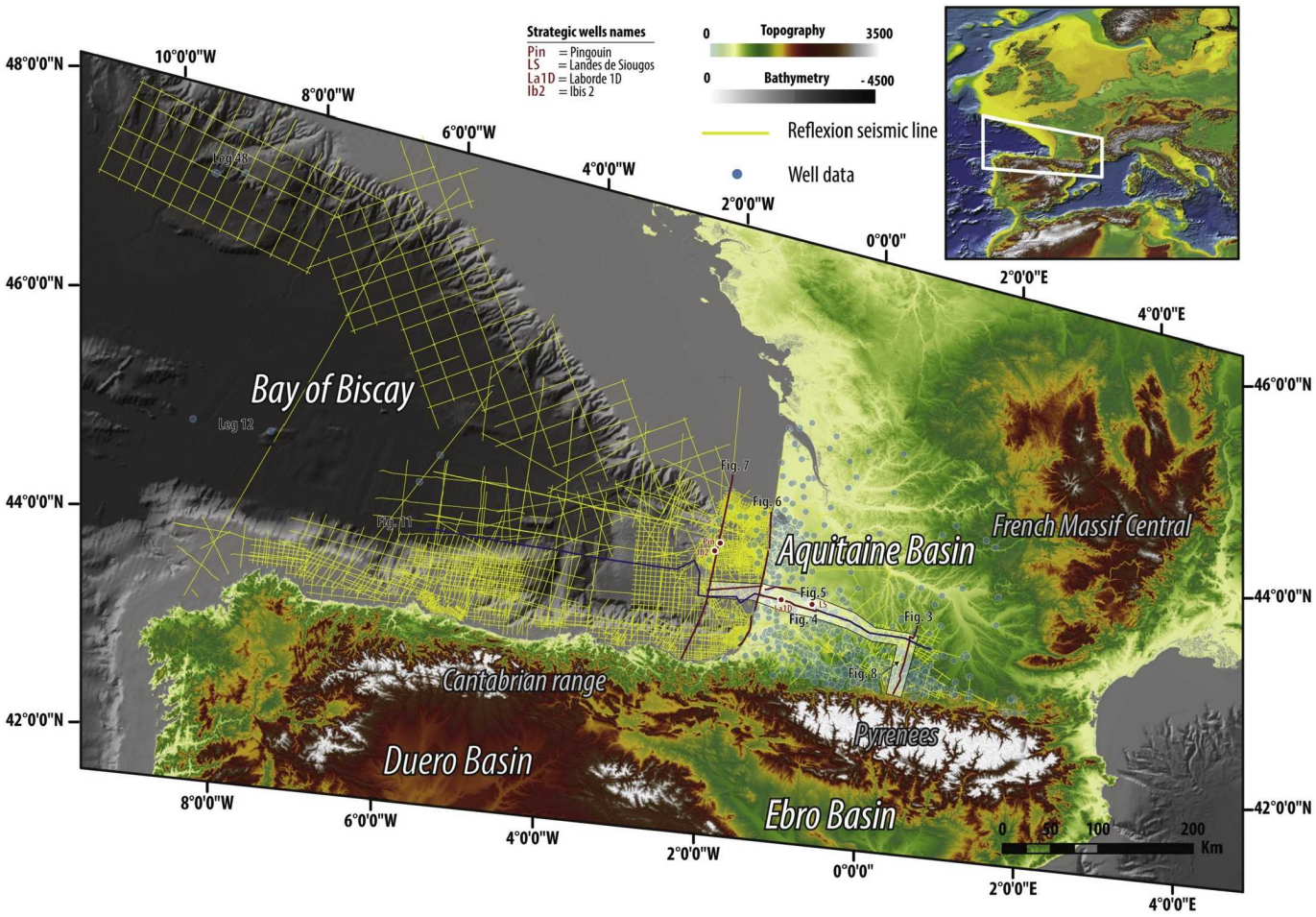


Fig. 2. Dataset for the seismic reflection lines and location of the dated wells and seismic lines shown in this study.

Depending on their cause - (eustasy or lithosphere deformation), several orders of depositional sequences of different durations have shaped the past geological periods (Graciansky et al., 1998). As a consequence, the stratigraphic record is a stacking of different orders of nested sequences. Vail et al. (1977) and Vail et al. (1991) defined the orders of sequences based on their duration: first order sequences have a duration around 100–200 Myrs, second order sequences around several 10 Myrs, third order sequences around several 1 Myrs, fourth order around several 100 kys. Determining the hierarchy of depositional sequences (between two sequence boundaries) or stratigraphic cycles (between two MFS) supposed to date the sequences for establishing their order, and possibly their causes.

The nature of the control of the depositional sequences – eustasy or tectonic (lithosphere deformation) is based on (1) the accommodation space measurement using the shoreline wedges on both sides of the sequence boundaries (SB) and (2) the geometrical relationships between the SB and underlying sediments based on the principles (e.g. Robin et al., 1998) that (i) *eustasy* is only a function of space and must have an equal sea level variation value (for a given time interval) over the whole basin and (ii) a *lithosphere deformation* is a function of both space and time, i.e. it may change in amplitude along the basin with possible truncations of tectonic structures with different wavelengths.

The accommodation space is the vertical displacement of the shoreline (Jervey, 1988) and is measured as the vertical displacement of the last shoreline below the SB and the first one preserved above. This distance measured in travel double times are later converted in depth (m) using the velocity law presented in the supplementary materials. Sediment decompactions was not performed: the measurements are therefore the minimum relative sea level variations values.

The eustatic curves used are Haq's curve (Haq et al., 1987, 1988; Hardenbol et al., 1998) based on a compilation of coastal onlap curves in different basins of the world and Miller's one (Miller et al., 2005, 2008) based on the accommodation space measurement along the well-known New Jersey margin (New York). The amplitudes of both curves are different and recent studies or compilations (e.g. Bessin et al., 2017 for a review) suggest that the amplitudes measured by Miller's group are more realistic.

Some well-logs correlations using the principles of sequence stratigraphy (Posamentier et al., 1988) and the 'stacking pattern' technique (see Van Wagoner et al., 1990; Catuneanu, 2006) were used for this work.

A space-time stratigraphic diagram (known as a Wheeler diagram) was compiled (see Fig. 8 and supplementary materials) based on the age model (see 3.3), and indicating (1) the amount of time preserved as volumes of sediment, as condensation (no deposition by downlap or onlap) and as eroded sediments or by-pass, (2) the location and nature of the offlap break (see 3.4), (3) some remarkable environments (alluvial fans and braided alluvial plains) and (4) the lithostratigraphy.

3.3. Sediment dating

The applied dating is a combination of biostratigraphy, orbitostratigraphy and sequence stratigraphy in order to define a high-resolution (0.1 Ma) age model for the Aquitaine Basin both onshore and offshore. This method is developed in supplementary material 1.

The used lithostratigraphic nomenclature is taken from Sztrákos et al. (1997, 1998) and Serrano et al. (2001) for the Eocene, from Sztrákos and Steurbaut (2017) for the Oligocene, of Cahuzac (1980) for

the Lower and Middle Miocene and from Dubreuilh et al. (1995) from the Upper Miocene to the present-day.

3.4. Reconstruction of the depositional profile

For a given time interval, the reconstruction of successive depositional profiles is based on the lateral evolution of the sedimentary environments from the most proximal preserved continental facies to the deepest marine deposits located on the oceanic crust. Specific attention was paid to the continental environments, major constrain for the reconstruction and the evolution of the sediment routing systems. The characterization of the sedimentary environments is based on (i) the facies sedimentology of the cores and outcrops, (ii) the palaeoecology provided by the faunas and floras fossilized in the cuttings and (iii) the seismic geometries.

The location of the *shoreline* is based on the identification of offlap breaks. There are at least two types of offlap breaks (1) shorelines or (2) shelf breaks (e.g. Helland-Hansen and Hampson, 2009). They also can result from subaqueous shoals or reef breaks in carbonate platforms. In order to discern shorelines from shelf breaks a well control is required to check, in the case of shorelines, that upstream facies are clearly continental, based on the lithology (e.g. coal) and palaeoecology provided by the cuttings or the well-logs signatures (see Van Wagoner et al., 1990; Catuneanu, 2006).

The reconstruction of the *marine environments* is based on a seismic analysis of the clinoforms and certain specific seismic geometries. In marine environments, the high and slope of the clinoforms provide indications regarding their origin (delta front, slope downstream of the shelfbreak – see Patruno and Helland-Hansen, 2018, for a review). We did not study deep-sea deposits, e.g.deep-sea fans, contouritic ridges, sand-waves as it was outside the scope of this study.

3.5. Isopach maps

Two isopach maps were built in this study based on the seismic interpretation of the available seismic lines, a first one from the Palaeocene to Oligocene (66-23 Ma) and a second one from the Miocene to today (23-0 Ma).

The base Palaeocene (base Cenozoic) and base Miocene (base Neogene), as well as other key surfaces, were propagated from the present-day Pyrenean piedmont to the distal part of the Bay of Biscay using the sequence stratigraphy principles, based on seismic lines (90% of the area), shallow wells (BSS database) and 1:50 000 geological maps at for the onshore outcropping areas. The main concern was the conversion of seismic lines from two-way travel time (TWT) in seconds into depth in meters, using velocity laws (see supplementary materials) available from the industrial wells that were compiled as part of this study. The extrapolation of the 2D (seismic lines) and 1D (wells) data, both irregularly distributed, was based on the Natural Neighbour method (GIS).

4. Results

4.1. Main steps of the Aquitaine Basin infilling: sequence stratigraphy

4.1.1. Main sedimentary environments

The *continental environments* of the Aquitaine Basin can be grouped into three facies associations characteristic of different depositional profiles and slopes: (1) extensive lacustrine to palustrine facies alternating with fluvial systems, (2) megafans or braided alluvial plains and (3) alluvial fans.

- The *lacustrine to palustrine* environments – which can be correlated over a distance of several tens of kilometers up to one hundred kilometers – that alternate with *fluvial channels* (*alluvial* to *coastal plains*) indicate nearly flat domains with almost no slope. For large coastal plains, the cuttings and cores contain dinocysts (e.g. Mudie et al., 2017) and no marine microfaunas (absence of benthic foraminifers and calcareous nannofossils). The lithology is either claystones with evaporites (gypsum) in the case of evaporitic coastal plains (e.g. Warren, 2010) or claystones with coals (lignites) in the case of marshes (palustrine environments). For extensive lakes (e.g. Gierlowski-Kordesch, 2010), the cuttings and cores are made up of correlatable micritic to bioclastic limestones with charophytes (e.g. Anadón et al., 2000) and fresh water gastropods (limnees, planorbes, etc). The interstratified channels are composed of medium to fine-grained sandstones without any marine fossils. They correspond to suspended-load to mixed-load fluvial channels.
- The *megafans* to *braided alluvial plains* are homolithic coarse-grained sandy (sometimes with pebbles) deposits continuous over a distance of several tens to one hundred of kilometers, without any marine fossil (Singh et al., 1993; Shukla et al., 2001). They correspond to a stacking of bedload fluvial channels. The main difference between megafans and braided alluvial plains is the source of sediments deduced from palaeogeographic maps: point source for the megafans and multiple sources for the alluvial braided plains.
- The *alluvial fans* are mostly homolithic conglomerates continuous over a distance of several kilometers to ten kilometers, without any marine fossils (e.g. Stanistreet and McCarthy, 1993; Blair and McPherson, 2009), with some evidences of ephemeral lakes (non correlatable “multi-coloured” clays) or subaqueous soils (calcretes s.l.).

The *shallow marine environments* of the Aquitaine Basin are mainly mixed siliciclastic – carbonate platforms. They became siliciclastic - similar to the modern environments, in Middle Miocene. Previously based on the seismic geometries or on facies on cores, there are two types of depositional profiles (i) rimmed carbonate platforms or (ii) ramps (e.g. Handford and Loucks, 1993). Rimmed carbonate platforms – the most common profile – are highly variable. The barrier may be large reefal build-ups, reef patches or bioclastic shoals. At the back of these barriers, the inner platform may be (i) more or less large lagoons or bays passing upstream to the above described coastal plain or (2) large tide-dominated epeiric seas (called the ‘faluns’ by French authors).

4.1.2. Description: second order sequences

In the Aquitaine Basin major sequences boundaries (SB) are defined using three criteria: (1) a removal of at least several tens of meters of accommodation space, (2) a change in the sedimentary system and/or (3) the importance of erosional truncations of the underlying sediments. They may be distributed in the Aquitaine stratigraphic record as single SB or as sets of several SB due to a long term (second order) decrease or removal of the accommodation space upon which the shorter (third order) accommodation variations were superimposed. In this second case the base of the second order sequence is defined here as the first SB.

Four unconformity-bounded second order sequences were identified along the Aquitaine platform, from the uppermost Ypresian until today.

4.1.2.1. YP's second order sequence (Late Ypresian - lowermost Priabonian – 49.7–37.6 Ma). The *age* of the base sequence boundary (SByp) is Late Ypresian (49.7 Ma - base of the Lussagnet Fm – see supplementary material 1 for age constrains). The age of the MFS (YP-MFS-4) is at the base of the Bartonian (41.6 Ma – within the lower member of the Brassempouy Fm). At least five main third order sequences were identified.

The *base sequence boundary* (Fig. 5 and supplementary material 2) separates a highstand normal regressive (HNR) wedge (possible pure progradation) from a lowstand normal regressive (LNR) wedge with no forced regressive deposits in between. The amplitude of the relative sea level of fall is 40–80 ms, i.e. 51–104 m (velocity law: 2540–2590 m/s).

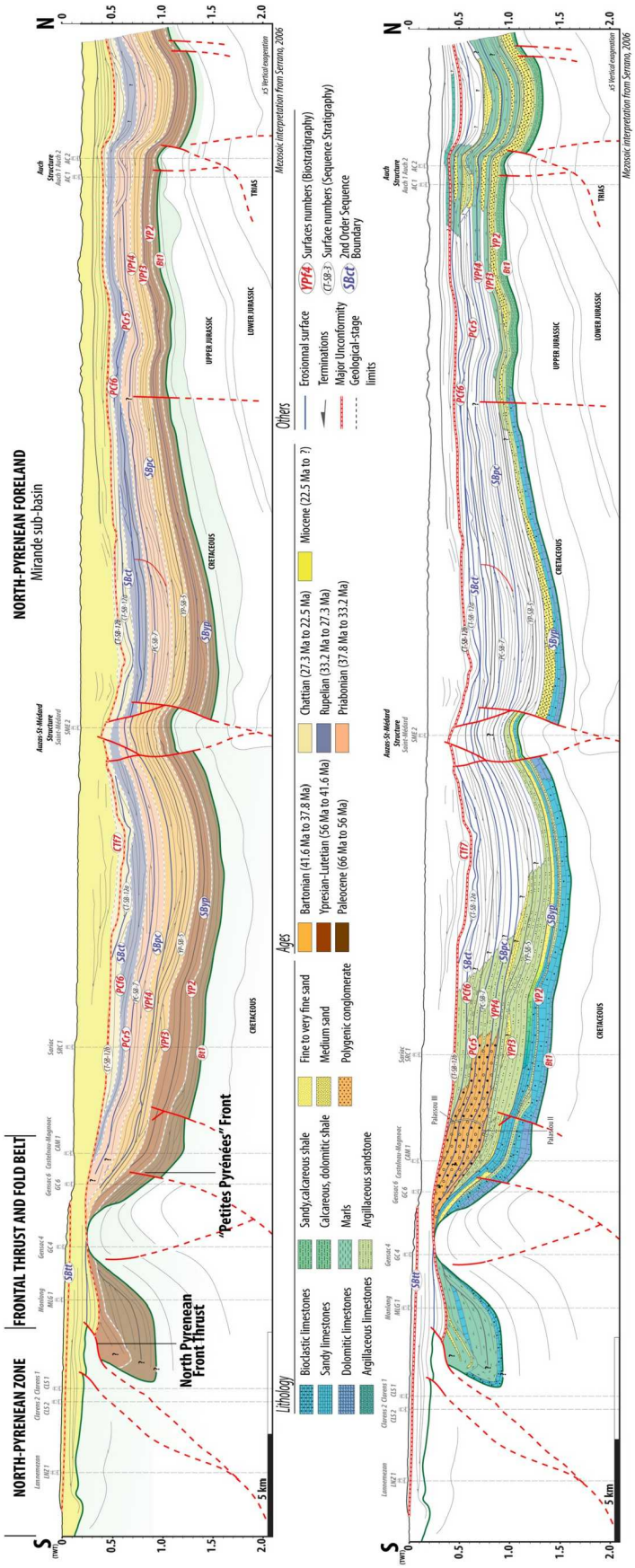
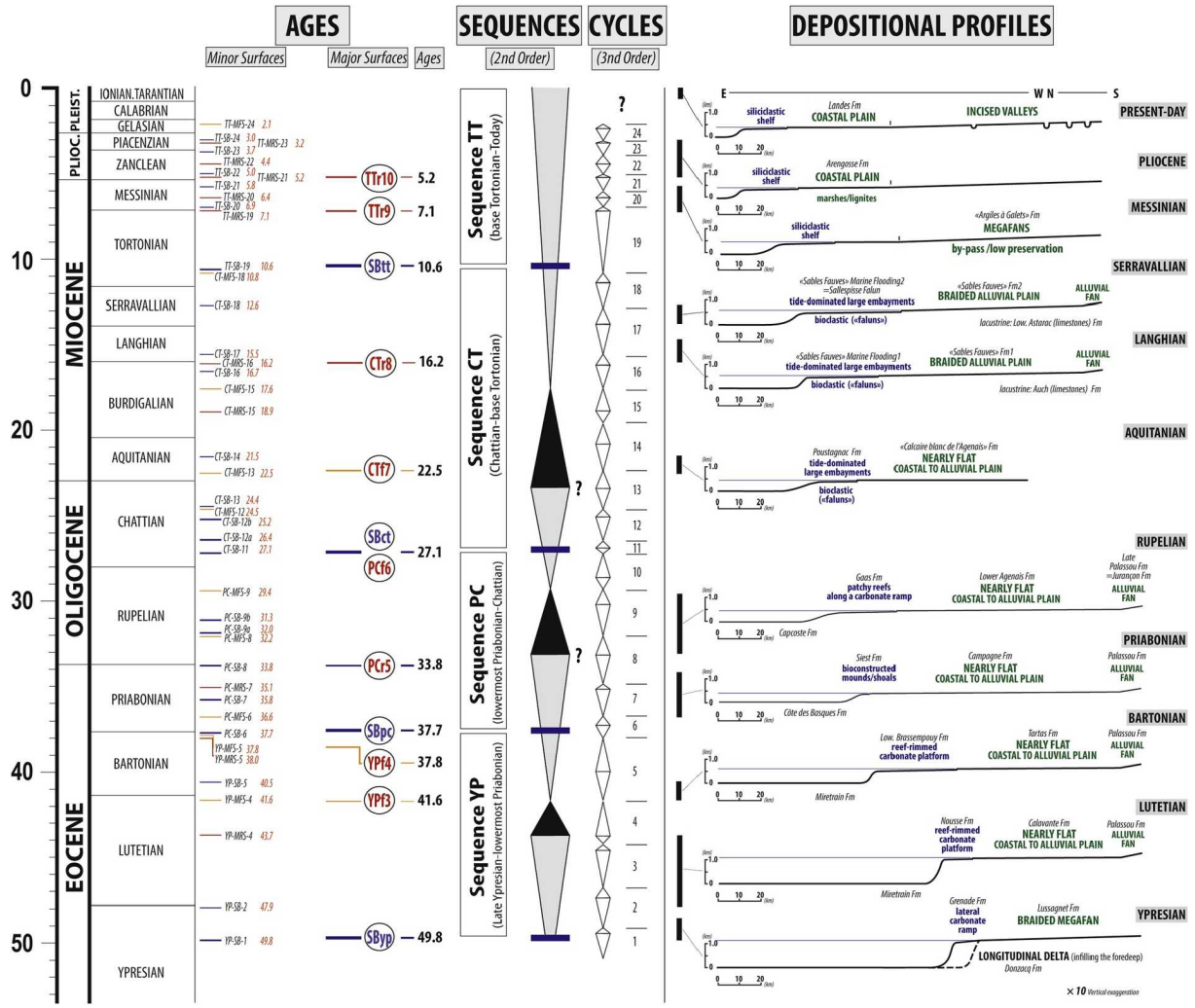


Fig. 3. Sequence stratigraphic and structural interpretation of the onshore seismic line LR6 (see Fig. 2 for location) crossing the North Pyrenean and 'Petites Pyrénées' Fronts – Mesozoic geometries from Serrano et al. (2006).

Table 1
Chronostratigraphic framework of the different orders of sequences and related surfaces (see supplementary material 1 for age constraints) and evolution of the depositional profiles on the Aquitaine platform.



No tectonic structures are truncated by this sequence boundary (Figs. 3 and 6).

The YP sequence is characterized by downlap terminations, with time condensation in the deepest part of the Aquitaine platform (Fig. 8).

The *depositional profile* changed trough times with three main periods.

- The Late Ypresian depositional profile (Table 1) is characterized onshore by megafans deposits (Lussagnet Fm) mainly fed from the French Massif Central (Schoeffler, 1971) supplying a large deltaic system (Donzacq Fm, E. lasseur and J. Briais, work in progress).
- The Early Lutetian and Late Lutetian depositional profiles (Table 1) are very similar starting with an alluvial fan (Member 1 of the Palassou Fm - eroded during Chattian times along section LR6 - Fig. 3) passing to nearly flat alluvial to coastal plains (Cavalante Fm and Tartas Fm). The main difference concerns the carbonate platforms that are both reef rimmed carbonate platforms and flat (Nousse Fm) for the Early Lutetian and with seismic-scale build-ups (Brassempouy Fm) for the Late Lutetian/Priabonian.

4.1.2.2. PC's second order sequence (lowermost Priabonian – Chattian – 37.6–27.1 Ma). The *age* of the base sequence boundary (SBpc) is at the base of the Priabonian (37.6 Ma - base of the Campagne Fm, just above the top of the Brassempouy Fm – see supplementary material 1 for age constrains). The age of the MFS (PC-MFS-9) is Late Rupelian (29.4 Ma – base of the upper member of the Mugron Fm). At least five main third order sequences were identified.

The *base sequence boundary* (Figs. 4 and 5, supplementary material 2) separates highstand normal regressive (HNR) wedge from a lowstand normal regressive (LNR) wedge with no forced regressive deposits in between. The amplitude of the relative sea level of fall is difficult to quantify due to the poor offlap break record and doubts regarding their nature (shorelines or shoal highs). It ranges between 40 ms and 90-80 ms, i.e. 52–123 m (velocity law: 2580–2620 m/s). No tectonic structures of any wavelength are truncated by this sequence boundary. Along the Mirande Subbasin (Fig. 3) the depocenters migrated northward of the salt-controlled faulted anticlines (St-Medard, Auch).

The third order sequence boundaries show a well-recorded forced regressive (FR) wedge for the intra-Priabonian (PC-SB-7) one and no forced regressive wedge but with a marked onlap for the uppermost Priabonian (PC-SB-8) one. The amplitude of the intra-Priabonian relative sea level fall is 150 ms, i.e. 188–191 m (velocity law: 2500–2550 m/s) and the amplitude of the uppermost Priabonian is 60 ms (minimum estimation) i.e. 74–75 m (velocity law: 2470–2500 m/s).

The Priabonian to Rupelian *depositional profile* (Table 1) is very similar to the Lutetian profiles, with upstream alluvial fans (member 2 and 3 of the Palassou Fm and its westward equivalent, the Jurançon Fm

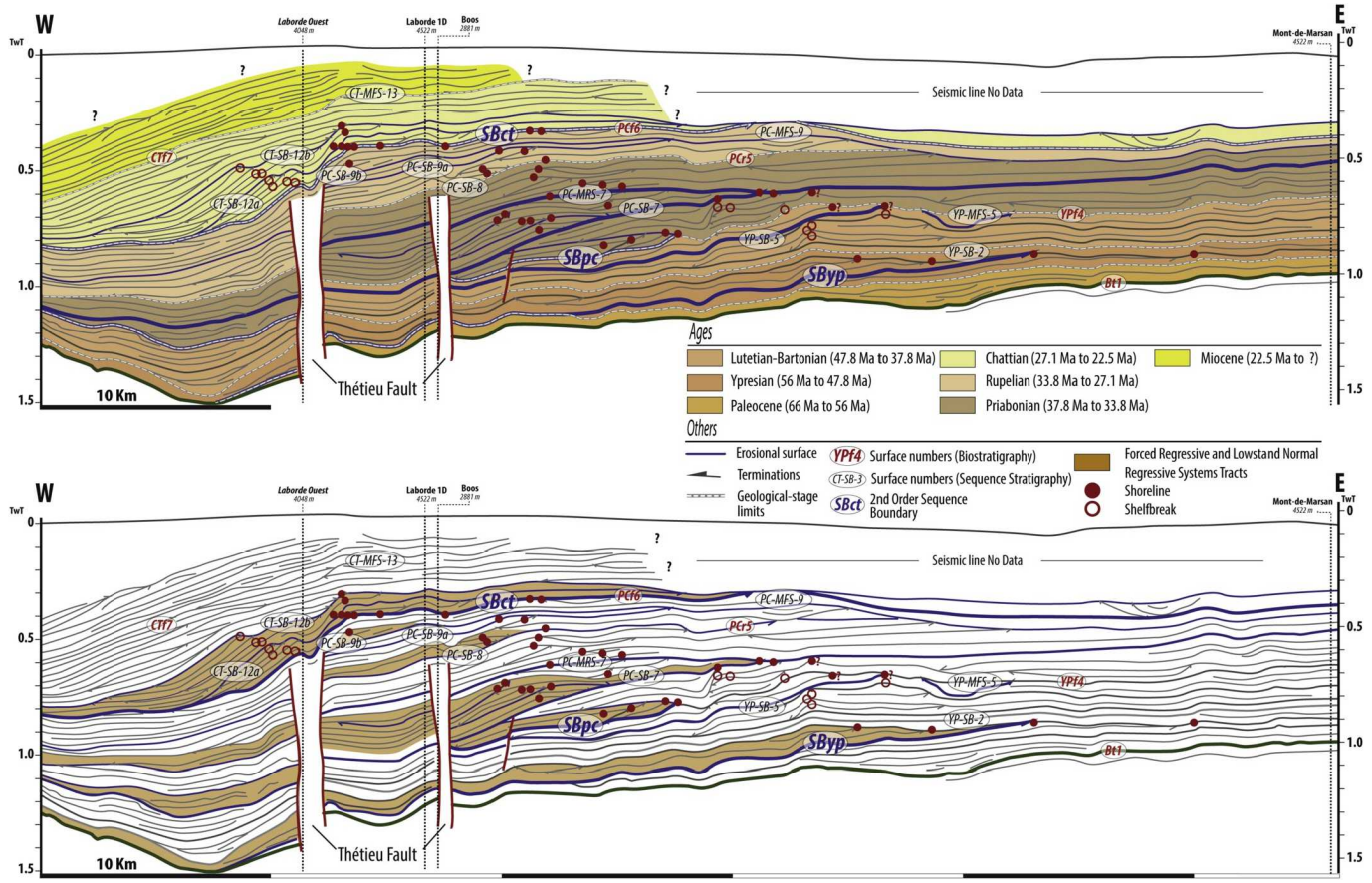


Fig. 4. Sequence stratigraphic and structural interpretation of the onshore seismic line LR11 (see Fig. 2 for location).

– Figs. 3 and 8) with, as a local base level, nearly flat alluvial to coastal plains (Campagne and Agenais Fms). The carbonate platforms are made up of bio-constructed mounds (or shoals – Siest Fm - Priabonian) or patchy reefs along a mixed siliciclastic-carbonate ramp (Gaas and Mugron Fms – Rupelian).

4.1.2.3. CT's second order sequence (Chattian-base Tortonian – 27.1–10.6 Ma). The *age* of the base sequence boundary (SBct) is Early Chattian (27.1 Ma - top of the Mugron Fm or base of the Escornebéou Fm – see supplementary material 1 for age constrains). The age of the MFS (CT-MFS-15) is Late Burdigalian (17.5 Ma – intra Pontonx Fm). At least eight main third order sequences were identified.

The *base sequence boundary* is topped by a stacking of third order sequences organized in a large second order forced regression (FR) wedge, comprising at least two third order sequence boundaries (CT-SB-12a – 26.4 Ma and CT-SB-12b – 25.2 Ma). The amplitude of the relative sea level fall is difficult to estimate, once again due to the nature of the offlap break (shoreline or shelfbreak). The maximum value from the shoreline (upward offlap break) to a possible shelfbreak (downward offlap break) is 160 ms, i.e. 192–198 m (velocity law: 2400–2470 m/s). The water depth of the shelfbreak can be deduced from the height of the shelf clinoforms (topped by the shoreline), i.e. 60–62 m (50 ms). The relative sea level fall is therefore around 132–136 m. Along the Northern Pyrenean Front (line LR6, Fig. 3 and 'offshore-shore-parallel' line, Fig. 6), the structures (North-Pyrenean Front, downstream thrusts and folds and salt-related anticlines – e.g. St-Médard, Auch, Landes High diapirs, etc.) are truncated by the latest Chattian SB (CT-SB-12b – 25.2 Ma).

The Chattian to base Tortonian *depositional profiles* (Table 1) changed over time. Their common characteristic is the occurrence of large marine embayments, corresponding to mixed bioclastic-siliciclastic tide-dominated deposits ('faluns' as per French authors).

- Onshore the Early Miocene depositional profile (Table 1) is a large coastal to nearly flat alluvial plains with carbonate lacustrine deposits ('Calcaires blancs de l'Agenais' Fm) onlapping the SB southward (Crouzel, 1957 – Fig. 8).
- The Middle Miocene depositional profile (Table 1) is characterized onshore by braided alluvial deposits ('Sables fauves' Fm - Gardère et al., 2002; Gardère, 2005) passing upstream to alluvial fans. These fans are located downstream from the pre-Chattian ones, south of the North Pyrenean Front thrusted between these two generations of fans (Fig. 8). Carbonate lakes (e.g. Auch and Astarac Fms) occurred in between or in front of these alluvial fans (Crouzel, 1957).

The major environmental change of the 'Sables fauves' Fm corresponds to a significant third order SB (CT-SB-16, 16.4 Ma), followed during uppermost Langhian times (CT-SB-17, 14.7 Ma) by a second one coeval with the fluvial valley incisions (Gardère et al., 2002; Gardère, 2005).

The two offshore canyons (Fig. 1) are initiated (Cap Breton Canyon) or became active (Cap Ferret Canyon) just after the last Chattian SB (CT-SB-12b, 12.5 Ma, i.e. at the end of the forced regressive wedge (Figs. 6 and 7) feeding the so-called Cap Ferret deep-sea fan.

4.1.2.4. TT's second order sequence (base Tortonian-today – 10.6–0 Ma). The *age* of the base sequence boundary is well dated onshore at 10.6 Ma (base of the 'Argiles à galets' Fm at the boundary with the Montréjeau ('Molasse') Fm – see supplementary material 1 for age constraints). Only the first progradational trend of the sequence is preserved. At least six main third order sequences were identified.

The *base sequence boundary* (SBtt) is onshore (Fig. 3) an aerial

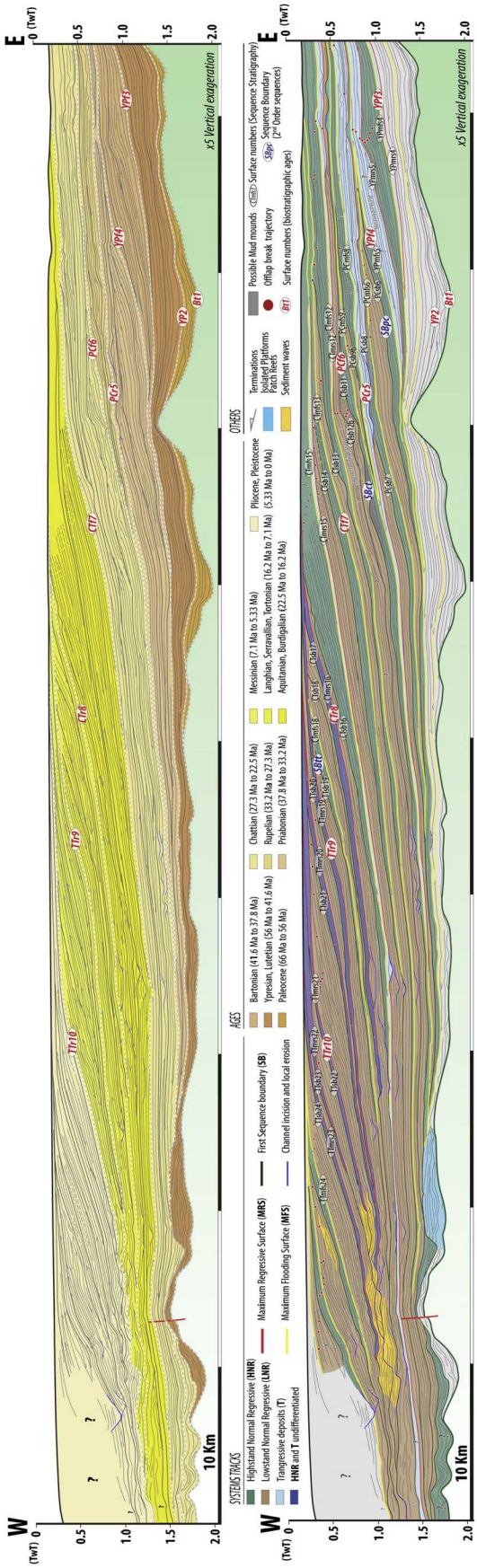


Fig. 5. Sequence stratigraphic and structural interpretation of the 'offshore Mimizan Lake' seismic line (see Fig. 2 for location).

unconformity and offshore (Fig. 5) a SB topped by a lowstand normal regressive (LNR) wedge. The uncertain nature of the offlap break (reasonably the shelf break) means that no relative sea level measurements can be taken.

The base Tortonian to today *depositional profiles* (Table 1) changed over time. They are characterized onshore by (i) low sediment preservation or aerial erosion and (ii) by a coastal plain corresponding to the present-day Landes Forest and offshore by pure siliciclastic shelf deposits. Along the alluvial plain the Tortonian to Early Pleistocene times correspond to the growth of low preservation megafans (pebbly coarse-grained sands of the 'Argiles à galets' Fm) with numerous evidences of by-pass periods (Fig. 8). The coastal plain (see 2.3) is a stacking of low preservation fluvial sediments (coarse to medium-grained sands) and marshes deposits (lignites). Although poorly dated, the Early to Middle Pleistocene is a period of major incision of the alluvial systems with numerous incised valleys (Dubreuilh et al., 1995).

4.1.3. Interpretation: tectonic or eustatic controls of the second order sequences

The *second order sequence boundary (SByp) of Late Ypresian age* (49.7 Ma - base of the Lussagnet Fm) recorded (1) a relative sea level fall of 50–105 m, (2) no deformations with a wavelength shorter than the size of the Aquitaine Basin and (3) a major change in the sediment routing system with the brief growth of a megafan (Lussagnet Fm, Fig. 8). According to Haq et al. (1987, 1988), the end Ypresian is characterized by a major short eustatic fall (130–140 m), whereas Miller et al. (2005, 2008) quantified a quite minor one around 40 m. Haq's value is too high compared to what was measured here and is therefore questionable (see the comments on Haq's curve in 3.1). The Miller's accommodation measurements provide a maximum value for this eustatic fall. Our values are higher than 40 m and therefore a tectonically-enhanced eustatic fall in response to basin-scale deformations is the most reasonable explanation for this unconformity. This is supported by the short perturbation (in time) of the sediment routing system with the growth of megafans.

The *second order sequence boundary (SBpc) of the base of the Priabonian* (37.6 Ma - base of the Campagne Fm) recorded (1) a relative sea level fall of 50–125 m and (2) a reorganization of the subsiding areas. Haq's studies (1987, 1988) indicate a major eustatic sea level fall of around 90 m, when Miller's work confirmed a major one of 70–80 m. This last value falls with in the range of our measurements and therefore a eustatic origin may be inferred for this sequence boundary (SBpc). Nevertheless, the reorganization of the subsidence pattern and relative sea level variations ranging up to 125 m, may once again suggest tectonic forcing.

The *third order sequence boundaries of intra-Priabonian* age (PC-SB-7) recorded a relative sea level fall of 190 m. This value is much higher than the eustatic variations of 30–40 m proposed by Haq et al. (1987) and a tectonic origin is proposed here.

The *third order sequence boundaries of uppermost Priabonian* age (PC-SB-8) recorded a relative sea level fall of 75 m. In terms of age, this event occurred before the major sea level fall of the Eocene-Oligocene boundary of around 100 m (Miller et al., 2008) due to the onset of the Antarctic glaciation (transition to icehouse conditions). A tectonic origin is therefore proposed for this SB.

The *second order sequence boundary (SBct) of Early Chattian* age (27.1 Ma - top of the Mugron Fm or base of the Escornebéou Fm) recorded (1) a relative sea level fall of 190–200 m and (2) the late deformation stages of the North Pyrenean Front and related tectonic structures which are no longer active beyond 25.2 Ma. This second point indicates a tectonic control of this sequence boundary confirmed by the amplitude of the relative sea level fall (190–200 m) which is much higher than the eustatic variations occurring during Chattian times (around 30 m for Haq and around 40 m for Miller). The truncation of all of the structures, both major (North Pyrenean Front) and minor (salt-controlled thrusts and folds) by the third Chattian SB (CT-SB-12b,

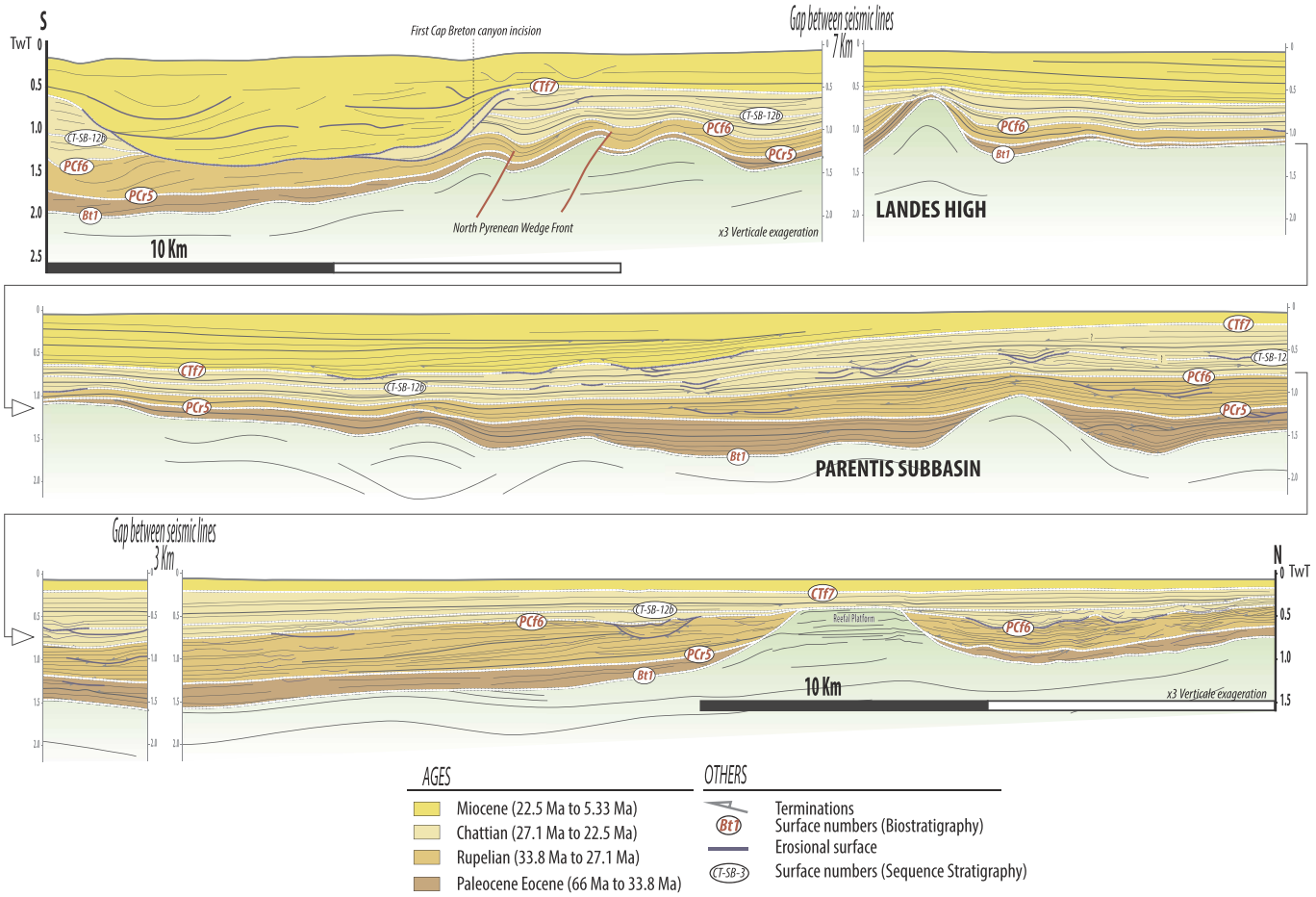


Fig. 6. Sequence stratigraphic and structural interpretation of the 'offshore shoreline-parallel' seismic line (see Fig. 2 for location).

25.2 Ma) support a very long deformation period initiated at the base of the forced regression wedge (SBct) i.e. from 27.1 Ma to 25.2 Ma.

The *second order sequence boundary (SBtt) of base Tortonian* age (10.6 Ma - base of the "Argiles à galets" Fm is much younger than the major eustatic fall of Late Serravallian age due to an increase in the volume of the Antarctic ice sheet (Zachos et al., 2001; Miller et al., 2011); therefore, a tectonic origin can be assumed even though it was not possible to take any measurements of the relative sea level fall here. The SBtt probably records the paroxysm of a period of uplift (see 5.1) initiated during the uppermost Burdigalian (CT-SB-16, 16.4 Ma) at the time of the onset of the braided alluvial plain deposits of the 'Sables Fauves' Fm.

4.2. Sediment distribution through space and time: isopach maps

4.2.1. Description (Figs. 9 and 10)

The *Palaeocene* to *Oligocene* (*66-23* Ma – up to CTf7) isopach map (Fig. 9) shows a clear difference between the Aquitaine Basin and the Bay of Biscay deep basin with a low accumulation zone in between corresponding to the Landes Plateau offshore and the Landes High onshore. In the Bay of Biscay deep basin, two main depocentres can be defined; (i) a first one located north of the Le Danois Bank (up to 2500 m of sediments in 23 Ma) with few sediments eastward toward the present-day Cap Ferret Canyon and (ii) a second one located in the Armorican Subbasin northwest of the Gascogne Dome (up to 2000 m in 23 Ma). A little patch of sediment is preserved in front of the present-day Cap Ferret Canyon. Seismic data suggest a Late Eocene to Oligocene age for this patch. In the Aquitaine Basin/Landes Plateau area two main domains can be defined according to the Pamplona Transfer Zone and its poorly known possible northward prolongation toward the Aquitaine Basin. Westward toward the Landes Plateau, three units can be recognized, from south to north, (i) a major depocenter (up to 3500 m of sediments in 23 Ma) located south of the Cap Breton Canyon, (ii) a low accumulation zone corresponding to the Landes Plateau and Landes High and (iii) a medium accumulation zone (up to 2500 m in 23 Ma) around and north of the Parentis Basin. Eastward along the present-day onshore Aquitaine Basin patchy main depocentres occurred in the Arzacq, Tarbes and Carcassonne Subbasins. Low sediment accumulations characterized the Audignon and Maubourguet Ridges. The amount of sedimentation is very low north of the Aquitaine Basin, along a line that more or less corresponds to the Celtaquitaine 'flexure', the former onlap of the Triassic salt deposits. In between the two domains (Landes Plateau and High and present-day onshore Aquitaine Basin) a north-south trending depocentre crossed the Thétieu Fault along the possible prolongation of the Pamplona Fracture Zone.

The *Miocene* to *today* (*23-0* Ma – from CTf7) isopach map (Fig. 10) again shows a major difference between the Aquitaine Basin and the Bay of Biscay deep basin. In the Bay of Biscay deep basin, a single depocentre (up to 3000 m in 23 Ma) is located at the intersection between the mouths of the present-day Cap Ferret Canyon eastward and Torrelavega and Santander Canyons southward. This depocenter extends as an east-west ribbon bounded by two low sediment accumulations domains, the Gascogne Dome to the north and the Cantabria Mountains to the west. In the Aquitaine Basin/Landes Plateau area two main domains can be defined according to the Pamplona Transfer Zone and the Thétieu Fault. Westward the Landes Plateau is made up of several patches of depositional and very low depositional zones with sediment accumulations (up to 2000 m in 23 Ma) along (i) the

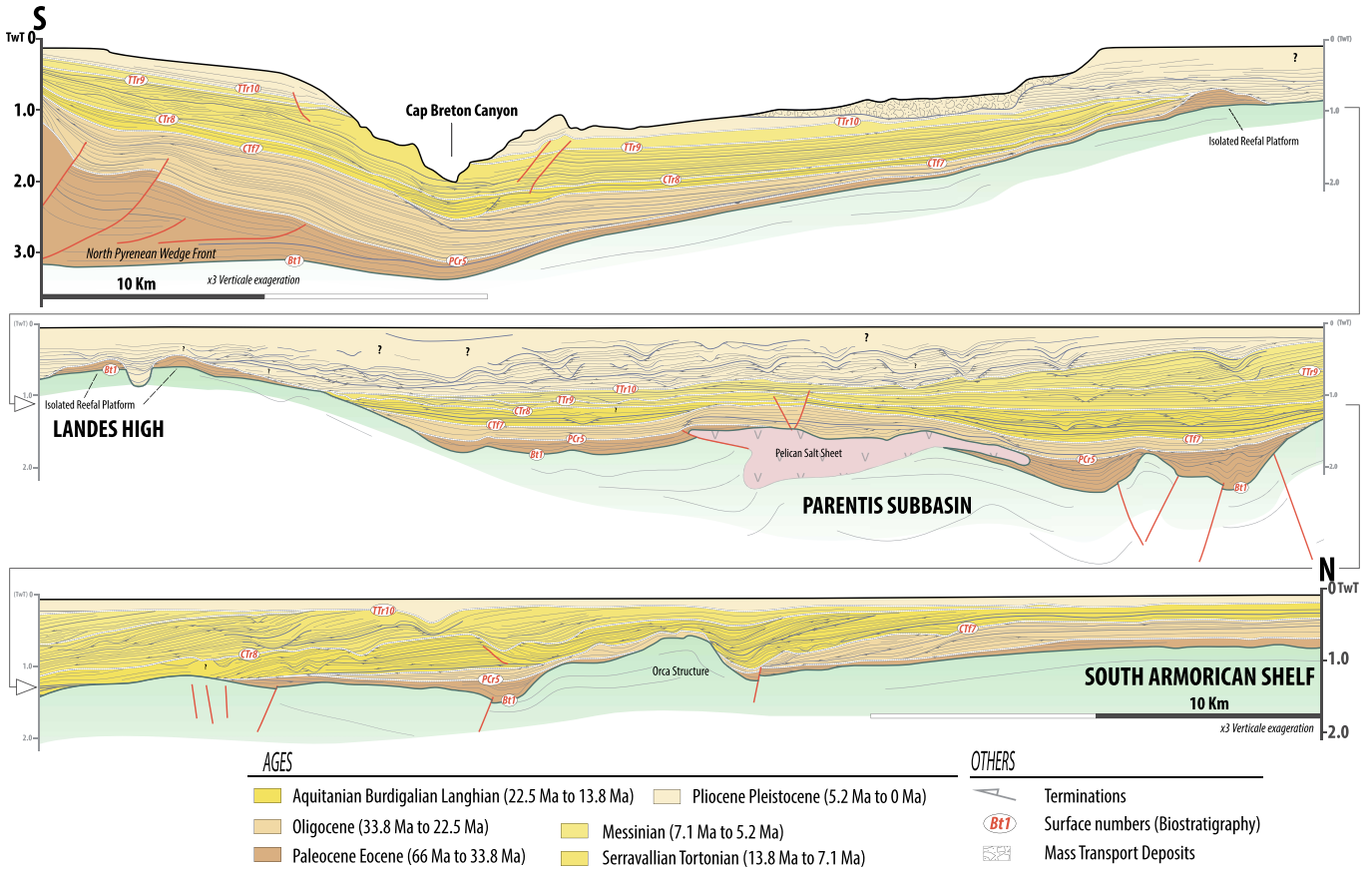


Fig. 7. Sequence stratigraphic and structural interpretation of the ECORS offshore seismic line (see Fig. 2 for location).

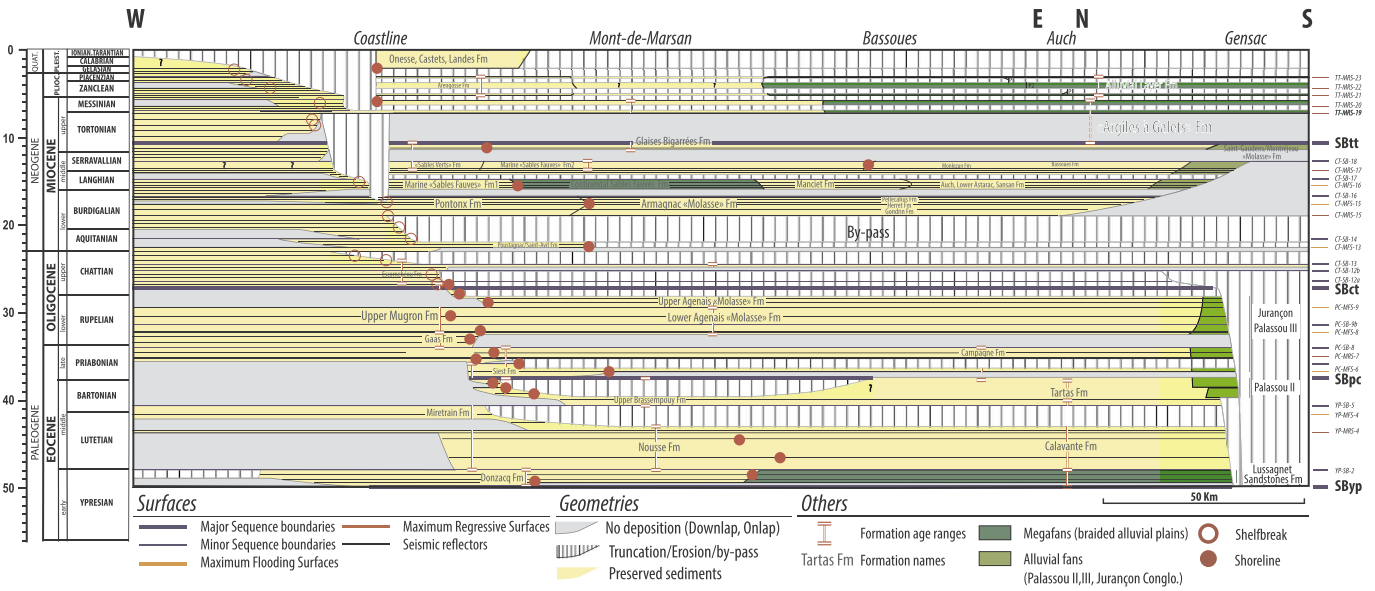


Fig. 8. Space-time stratigraphic (Wheeler) diagram of the Aquitaine Basin along a W-E-S transect from the near offshore to the Lannemezan Plateau.

Cantabrian Margin, (ii) the axis of the Cap Breton Canyon, (iii) the Parentis Basin and (iv) the axis of the Cap Ferret Canyon. A low sediment accumulation axis is located north of the front the Basque-Cantabrian Basin. The south-eastern part of the South Armorican shelf was a low accumulation area forming a southward thickening wedge of sediments. The present-day onshore Aquitaine Basin was a quite low sediment accumulation domain (20–500 m in 23 Ma) with three main depocentres: (i) a wedge at the transition with the Landes Plateau in the continuity with the one of the South Armorican Shelf, (ii) in the Tartas Subbasin north of the Audignon Ridge and (iii) in the Tarbes Subbasin (up to 200 m in 23 Ma).

4.2.2. *Interpretation: sink preservation and lithosphere deformation*

From *Palaeocene* to *Oligocene* (*66-23* Ma) times, the sediment thick accumulations located at the front of the Pyrenees and Basque-Cantabrian folds and thrusts belts correspond to foredeeps, i.e. the

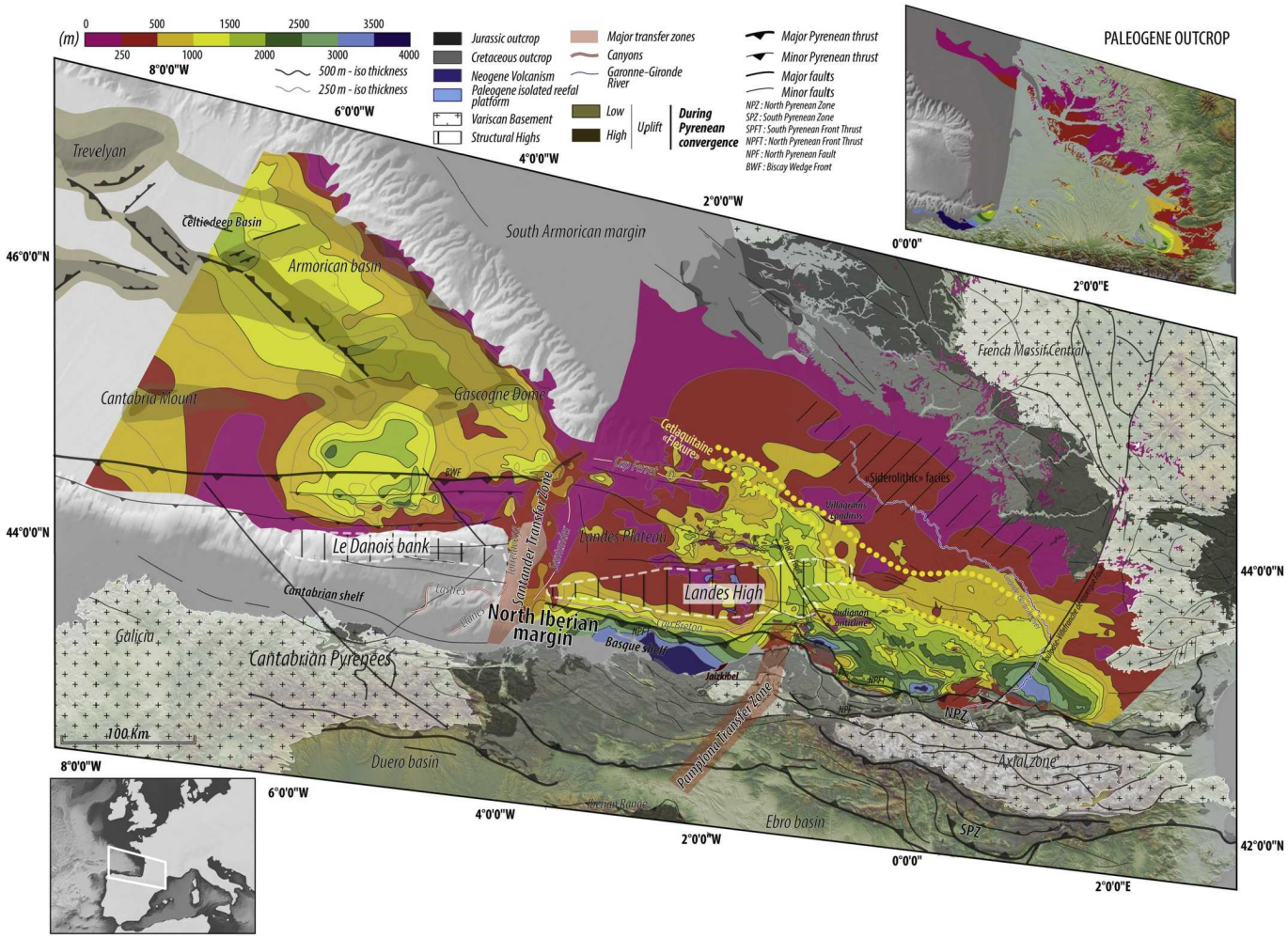


Fig. 9. Sediment thickness (isopach) map of the Palaeogene (66-23 Ma).

north Basque-Cantabrian, Arzacq, Tarbes and Carcassonne depocenters. The occurrence of three north Pyrenean foredeeps (Arzacq, Tarbes and Carcassonne) and the major role of the Pamplona Transfer Zone suggest a strong segmentation of the foreland basin in good agreement with the numerical modelling of Angrand et al. (2018) taking the Albian rifting inheritances into account. The meaning of the Basque Cantabrian depocenter is debatable: does it represent the western end of the South Pyrenean pro-foreland Basin or the merging of both forelands, i.e. the pro- and retro-forelands? The palaeocurrent pattern (towards the S-SW) of the Jaizkibel Ypresian turbidites (Kruit et al., 1972) located east of the Basques Massif (Fig. 9), may support this second scenario with the deflection of the turbidity currents coming from the Arzacq foredeep along the emerged Basques Massif, in good agreement with the palaeogeographic reconstructions of Vacherat et al. (2017).

During Cenozoic times, the Landes High behaved as a rigid zone perturbing the flexural response of the lithosphere due to mountain loading.

At shorter wavelengths, salt-related thrusts and associated anticlines or ridges (Audignon, Maubourguet) started to be active, in good agreement with the Lutetian age of the onset of these structures (Serrano, 2001 – see 2.3).

In the Bay of Biscay deep basin, the Santander transfer zone is active controlling the limit between accumulating and non-accumulating domains. The deposits forming the patch of sediments located northward of the transfer zone and westward of the present-day Cap Ferret Canyon may be fed either by a proto-Cap Ferret Canyon or by proto-Torrelavega-Santander Canyons during Late Palaeogene times. The depocentre located north of the Le Danois Bank is interpreted here as the products of the erosion of the inverted Asturian Basin (Le Danois Bank) during the Late Eocene to Oligocene (Gallastegui et al., 2002). The depocenter of the Armorican Subbasin is controlled by the inversion of the lower Cretaceous extensional blocks during Palaeocene and Upper Eocene times (Thinon, 1999; Thinon et al., 2001, 2002) and fed by rivers coming from the uplifted Armorican Massif (Guillocheau et al., 2003).

From *Miocene* to *today* (*23-0* Ma) times, the thick sediment accumulation zones located in front of the Pyrenean Belt during the previous time interval no longer existed, confirming the end of the foredeep before 23 Ma (during the Lutetian, according to Serrano, 2001). Nevertheless, some salt-controlled blind thrusts (Audignon Ridge) are still controlling a low differential subsidence between the Arzacq and Tartas Subbasins (Fig. 9), which is discussed later (5.2.1). The contour lines of the Tarbes Subbasin may be partly residual due to the erosion and growth of the Lannemezan Plateau in Tortonian times (SBtt - see 4.1).

In the Bay of Biscay deep basin, the main depocentres corresponds to a major deep-sea fan fed by both the Cap Ferret Canyon and the Torrelavega and Santander Canyons the last canyon is supplied by the Cap Breton Canyon (initiated at the end of the Chattian, post CT-SB-12b, i.e. post 25.2 Ma). The inverted structures of the Gascogne Dome and its westward prolongation (Thinon, 1999; Thinon et al., 2001, 2002) have controlled the location of the deep-sea fan. At that time, the Cantabrian Seamount is a submarine relief.

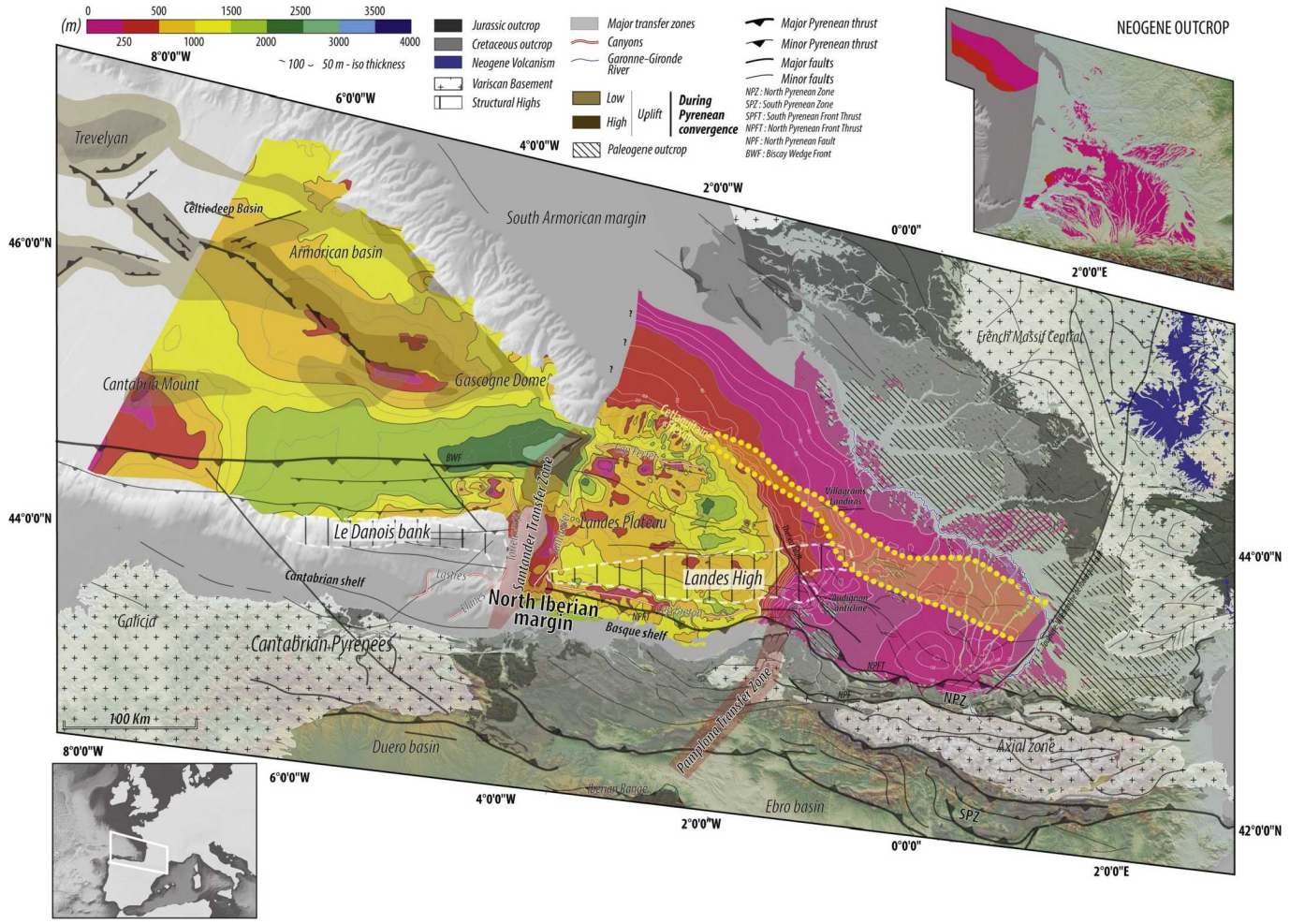


Fig. 10. Sediment thickness (isopach) map of the Neogene (23-0 Ma).

4.3. First order evolution of the sediment preservation during Cenozoic times: a regional 2D section

4.3.1. Description (Fig. 11)

A regional E-W seismic line (Fig. 11) has been compiled from the onshore Aquitaine Basin, north of the Lannemezan Plateau, to the Bay of Biscay deep basin. This section crosses the Aquitaine platform north of the foredeep, the Landes Plateau and the Torrelavega-Santander Canyons and reaches the deep-sea abyssal plain of the Biscay Basin.

At the first order the *Aquitaine platform* was progradingng from Ypresian times (Serrano et al., 2001) with 1400 to 700 m high clinoforms. This section confirmed (see 4.2) the specific nature of the *Landes Plateau* that behaved as a quite low accumulation zone during the Cenozoic. From the offshore Aquitaine Basin to the Landes Plateau, several pre-existing salt diapirs of Cretaceous age were reactivated during Cenozoic times. The *Bay of Biscay deep-sea plain* – not studied in details here – is composed of deep-sea fans and oceanic currents deposits (contouritic mounds and ridges, sand-waves). The deep-sea fans initiated during the end of the Palaeogene and active since the last Chattian SB (CT-SB-12b, 25.2 Ma), are characterized by few channel deposits (rare occurrences on strike seismic lines) and are mainly made up of stacked turbiditic lobes. Oceanic currents deposits were preserved from the Late Chattian and became dominant along the slope from Messinian times.

This section can be subdivided into three main units bounded by major discontinuities that correspond, in the continental record, to the subaerial unconformities (sequences boundaries) of Chattian (27.1–25.2 Ma) and Early Tortonian (10.6 Ma) age (4.1) (see captions in Fig. 11 for an age discussion).

- From *base Cenozoic to Chattian* times (66–27.1–25.2 Ma), most of the sediments were stored in the Aquitaine platform with some in the Bay of Biscay deep-sea plain. At the first order, the progradational wedge was mixed progradational-aggradational. The offlap break was the shoreline. The clinoforms (slope: 1–1.5°; height up to 1400 m) correspond to mixed carbonate-siliciclastic slopes to ramps and during the Late Ypresian to deltas. The map of the Palaeogene sediment thickness (Fig. 9) suggests that the sediments of the Bay of Biscay deep-sea plain were fed from the inverted and eroded Asturian Basin (4.2.2). A high preservation on the Aquitaine platform and its consequence, a low export toward the continental slope and the deep-sea plain, are in good agreement with the high amount of condensation by downlap measured during this time interval (see the Wheeler diagram, Fig. 8).
- From *Chattian to Early Tortonian* times (27.1–25.2 to 10.6 Ma), sediments were distributed all along the depositional profile, with less sediment on the platform than in the deep-sea basin. At the first order, the progradational wedge while progradational-aggradational, was dominated by the progradation. The offlap break was either the shoreline or shelf break. The clinoforms (slope: 1.5–2°; height: 1200–1400 m) correspond to mixed carbonate-siliciclastic slopes. Since 25.2 Ma both Cap Ferret and Cap Breton Canyons (see Fig. 1 for location) were actively transferring (laterally to the section) sediments toward the Cap Ferret deep-sea fan.
- From *Early Tortonian to present-day* times (10.6–0 Ma), most of the sediments were stored in the Bay of Biscay deep basin, with a very

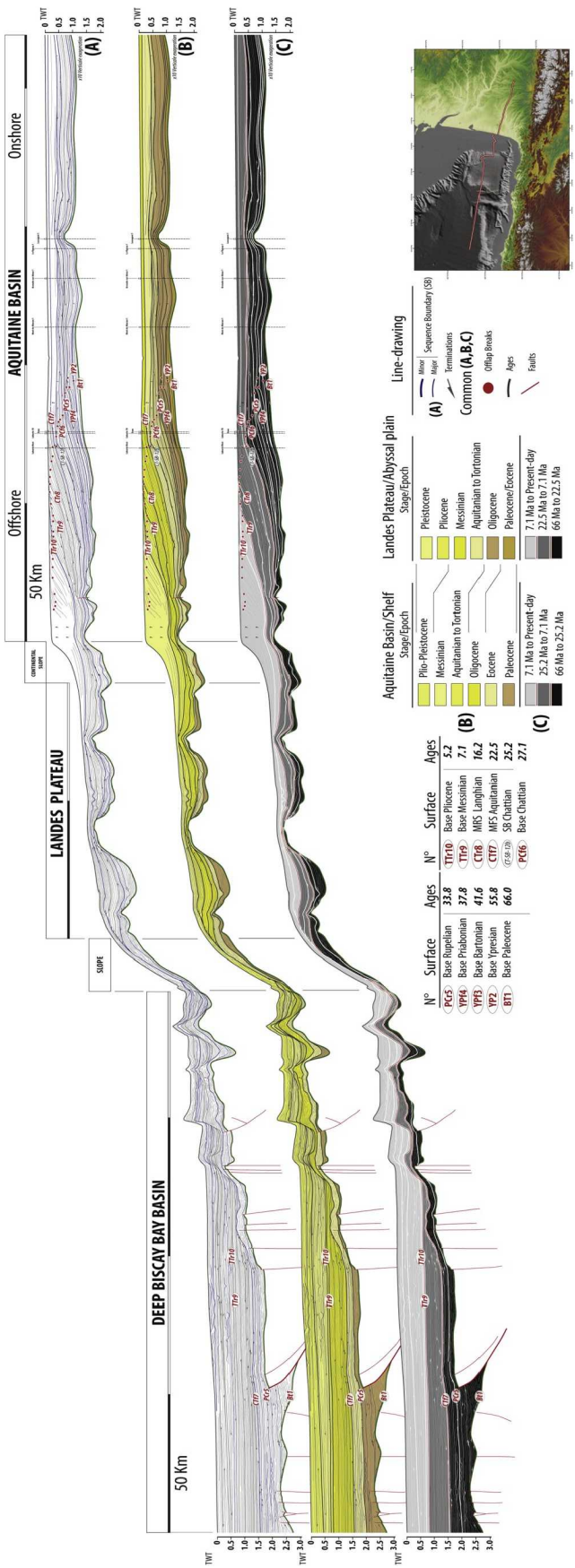


Fig. 11. East-West onshore-offshore regional seismic line from the Aquitaine Basin to the Bay of Biscay deep basin (see Fig. 2 for location). Due to the superimposition and truncation of successive erosional surfaces on the shelf and slope or poor time-resolution in the deep basin, the two main discontinuities traced here do not strictly correspond to SBct and SBtt. The first main discontinuity (equivalent to SBct) is the last Chattian SB (CT-MFS-12b) truncating SBct on the shelf and slope and the MFS of the Aquitanian (CTf7) in the deep basin. The second main discontinuity (equivalent to SBtt) is the base Messinian MRS (TTr-9) truncating the base Tortonian sequence boundary SBtt.

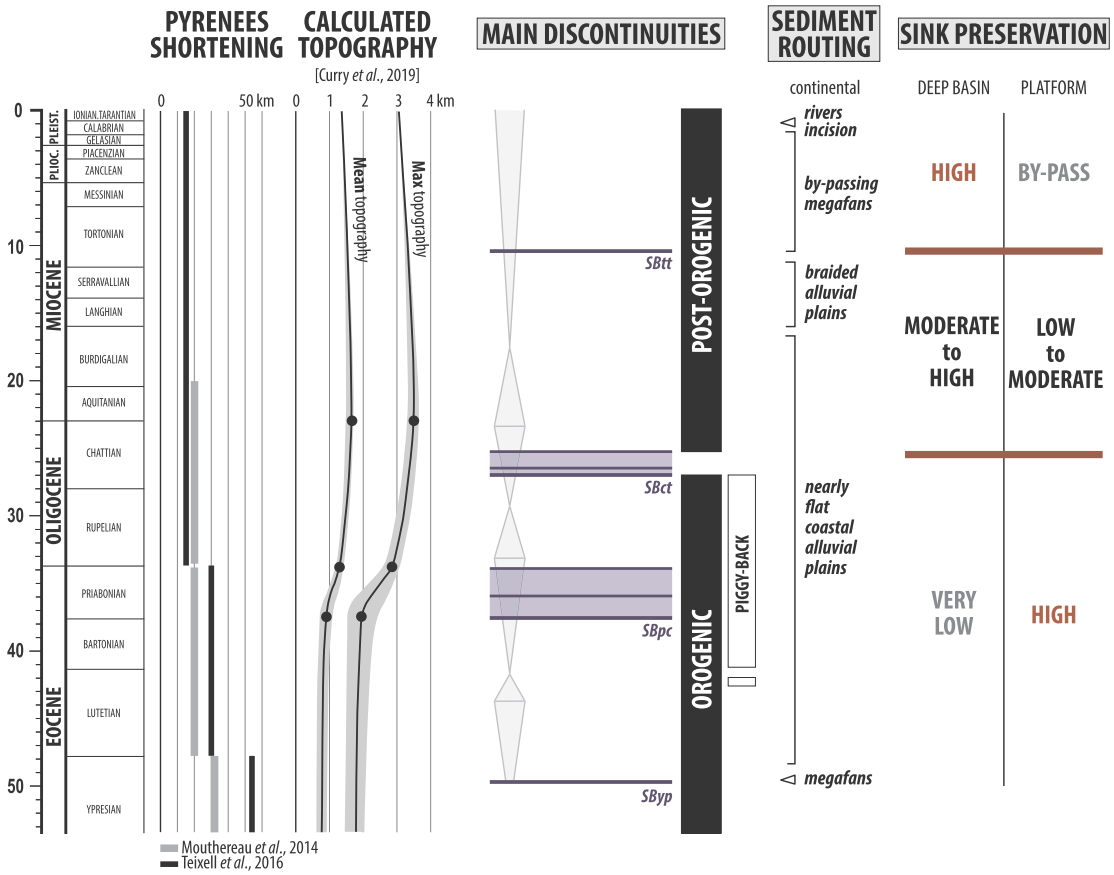


Fig. 12. Synthetic chart of the main events (deformation, topography, sediment routing) of the Aquitaine Basin to Bay of Biscay deep basin sedimentary system.

thin layer of continental sediments preserved on the Aquitaine platform. At the first order, the progradational wedge is a purely progradational one. The offlap break is the shelfbreak. The clinoforms (slope: 2.5–5.5°; height: 700–1000 m) correspond to siliciclastic slopes.

4.3.2. Interpretation

From the base Cenozoic to today, the sediment preservation, i.e. sink preservation, changed through time with a first period when most of the sediments are preserved on the platform, a second one when the sediment distribution is more well-balanced between the platform and the deep basin with a slight imbalance in favour of the deep basin and a third one when most of the sediments are preserved in the deep basin.

The sink preservation evolution observed here may be explained by the balance between the accommodation space created by the subsidence [A_{sub}] and siliciclastic sediment supply [S_{sc}] over tens of million years (Posamentier and Allen, 1993; Catuneanu, 2006). The first order measurement of tectonic subsidence (Desegaulx and Brunet, 1990) indicates an increasing rate from the Palaeocene (maximum rates: 2–9 m/Ma) to the Eocene (maximum rates: 21–83 m/Ma) and then a decrease until the present day. Many thermochronological studies document the main exhumation phase of the Axial Zone during late Eocene-early Oligocene (Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Fillon and van der Beek, 2012, Sinclair et al., 2005) suggesting an increase of the erosion rate and of the siliciclastic sediment volume feeding the basin.

- When $\Delta A_{sub} \leq \Delta S_{sc}$, most of the sediment are preserved on the platform and few siliciclastic sediments are transferred and preserved in the deep-sea plain. The stratigraphic pattern is aggradational ($\Delta A_{sub} = \Delta S_{sc}$) or progradational-aggradational ($\Delta A_{sub} \leq \Delta S_{sc}$ with low differences between ΔA_{sub} and ΔS_{sc}).
- When $\Delta A_{sub} < \Delta S_{sc}$ (with significant differences between ΔA_{sub} and ΔS_{sc}), most of the produced siliciclastic sediment are transferred to the deep-sea plain. Some sediments may be preserved on the platform.
- When $\Delta A_{sub} \ll \Delta S_{sc}$, most of the produced siliciclastic sediments are crossing through the platform (by-pass to low preservation) and are preserved in the deep-sea plain.

5. Discussion

5.1. Deformation causes sediment routing and sink preservation changes

The Aquitaine Basin recorded at least two wavelengths of deformation: (1) thrusts and anticlines (ridges and domes) related to the Triassic salt decollement level, with a wavelength of several tens to one hundred kilometers (medium wavelength) and (2) at the basin-scale, i.e. with a wavelength of at least several hundreds of kilometers (long wavelength).

5.1.1. Medium wavelength deformations: salt-related thrust and ridges

Thrusts and related salt diapirs and anticlines (ridges) were initiated quite early in the retro-foreland evolution during the Lutetian (Serrano, 2001 – see 2.3) with a paroxysm of shortening during the Priabonian (Rocher et al., 2000 – see 2.3) that might correspond to the 35.8 Ma SB (PC-SB-7, intra-Campagne Fm, intra-Priabonian) and the related uplift occurring north of the Audignon Ridge. These deformations are truncated and sealed at 25.2 Ma (CT-SB-12b).

Some seismic lines show evidence along salt-controlled anticlines of pure vertical movements after 25.2 Ma (Fig. 3, e.g. St-Medard Anticline), i.e. after the end of the shortening. Some authors (Rocher et al., 2000 onshore Aquitaine; Ferrer et al., 2012 offshore Aquitaine)

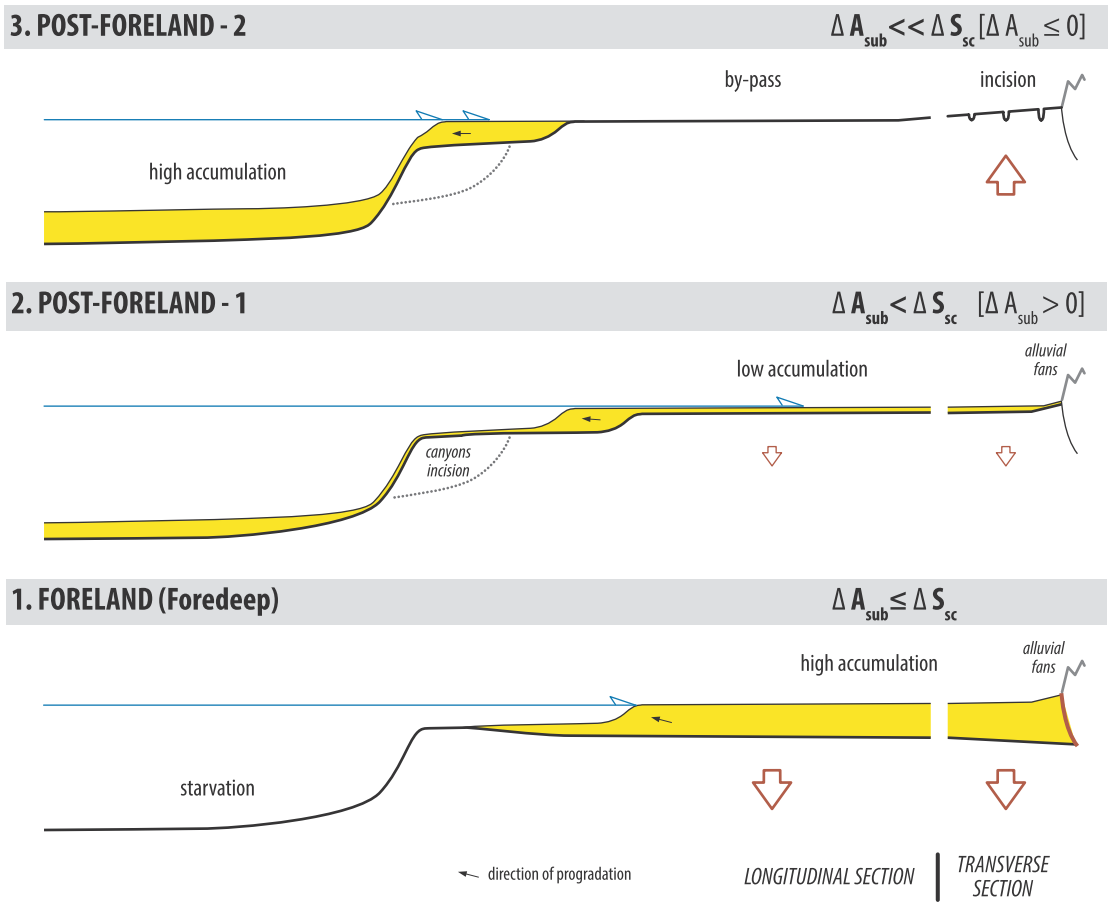


Fig. 13. A model of the sediment preservation and sediment routing system of the retro-foreland basin passing laterally to a passive margin.

interpreted these structures as an indicator of the latest Pyrenean compression. We interpret these structures as a result of differential sediment loading in response to high sediment supply.

5.1.2. *Long to very long wavelength deformations*

Basin-scale deformations – mainly regional uplifts - may have occurred during the Late Ypresian (SByp) and occurred during the Chattian (SBct to CT-SB-12b) and Early Tortonian (SBtt).

The possible *Late Ypresian* (49.8 Ma) basin-scale uplift may be related to the end of the period of increase of mountain shortening and the incorporation of thicker portions of crust in the collision belt, ranging from the Palaeocene to Early Eocene (Ypresian) as proposed by Mouthereau et al. (2014) and Teixell et al. (2016) (see 2.2 and Fig. 12).

The *Chattian* forced regression wedge and its related SB (SBct to CT-SB-12b) record a quite long lasting (27.1–25.2 Ma) basin-scale uplift. The last Chattian SB (CT-SB-12b, 25.2 Ma) eroded and fossilized the North Pyrenean Front and the medium wavelength salt-related thrusts and anticlines, and thus it records the end of the compression and then the evolution from the syn-orogenic to post-orogenic period. This is in good agreement with the plate kinematics data (Roest and Srivastava, 1991) indicating a stop of the convergence between Eurasia and Iberia around the Oligocene-Miocene boundary (see 2.2).

The origin of the *Early Tortonian* deformations– an uplift with truncations of the Pyrenean piedmont and a stop of the subsidence in the area of the present-day Landes, which is clearly post-orogenic as indicated by the absence of compressive structures truncated by this the Early Tortonian SB (SBtt), is probably at a longer wavelength than the Aquitaine Basin. This unconformity is announced by the facies changes and the SB at the base of the 'Sables fauves' Fm deposited in a large braided alluvial plain, of base Langhian age (around 16 Ma). In Western Europe, this time interval corresponds to major uplifts (e.g. Ziegler, 1990; Ziegler and Dèzes, 2007; Carminati et al., 2009). In the French Massif Central, the Middle to Late Miocene corresponds to (1) the emplacement of the Cantal strato-volcano at 13 Ma (paroxysm at 7.2 Ma, Nehlig et al., 2005) on top of a mantle anomaly (Granet et al., 1995a,b; Barruol and Granet, 2002) and (2) to the first incision and then uplift of the Upper Tarn (13 Ma, Ambert and Ambert, 1995) and Upper Loire (8.2 Ma, Defive et al., 2007). In the Armorican Massif, the incision of river drainage filled by Late Tortonian to Messinian sediments (Red Sands) recorded a massif-scale uplift (Guillocheau et al., 2003; Brault et al., 2004). In southern Britain (Weald Basin), a major denudation occurred during Mio-Pliocene times in response to a southern Britain-scale uplift (e.g. Jones, 1980). In southern Germany, in the area located between the Rhine Graben and Bohemian Massif north of the Alpine Foreland Basin, geomorphological studies of the stepped planation surfaces and related scarps (Bremer, 1989) indicate a major low amplitude uplift of this area during Miocene times (poorly dated). In conclusion, this brief but not exhaustive review of Western Europe uplifts, suggest a major Western Europe-scale uplift during Middle and Late Miocene times. Because of this very long wavelength (more than 1000 km), this deformation might be related to mantle dynamics coeval with the Alps formation.

5.1.3. *Sink preservation and sediment routing system in the Aquitaine/Bay of Biscay Basins during Cenozoic times*

Two alluvial systems composed the aerial part of the sediment routing system of the Aquitaine Basin (see 4.1.1): (1) a nearly flat fluvial system (suspended-load and mixed channels) with widespread

lakes and marshes and (2) alluvial (mega) fans or braided alluvial plains. The alluvial fans may be small to medium sized (several kilometers to several tens of kilometers long from the upstream source to the downstream ultimate deposition – Palassou and Montréjeau 'Molasse' Fms) or large ones (several tens to hundred kilometers-the so-called megafans – Lussagnet Fm). Nearly flat fluvial to lacustrine systems, megafans and large braided alluvial plains ('Sables fauves' and 'Argiles à galets' Fms) are connected to the sea level, while small to medium-size alluvial fans are connected to local base levels corresponding to the nearly flat fluvial to lacustrine systems.

The most intriguing unexpected result is the occurrence of nearly flat alluvial plains in a foreland basin at the feet of growing up mountain belts. This raises the corollary question of the existence of similar flat depositional topographies in other foreland basins. The South Pyrenean pro-foreland basin evolved differently from its twin North Pyrenean (Aquitaine) retro-foreland. One of the major differences is the closure and disconnection of the basin from the sea at the time of uplift of the Basque-Cantabrian Mountains at 37 Ma (Gómez et al., 2002). Unfortunately, no or few widespread lacustrine systems have been described during the exoreic phase of the foreland. The Swiss Molassic Basin (Homewood et al., 1986; Berger et al., 2005) began as a deep basin with turbidites filled by deltaic progradations (Lower Marine Molasse – Rupelian to Early Chattian). They passed upward into fluvial and lakes deposits (Lower Freshwater Molasse – Early Chattian to Early Aquitanian), the local base level of the large alluvial fans active up to the Middle Miocene. After a marine flooding (Upper Marine Molasse – Late Aquitanian to Burdigalian) the basin is filled by lacustrine, fluvial and alluvial fans deposits (Upper Freshwater Molasse – Middle Miocene). This example also indicates the occurrence of lacustrine deposits as well as widespread marine flooding, both suggesting quite low slope alluvial plains for the Swiss Molassic foreland basin. This might suggest that the Aquitaine retro-foreland basin is not a unique case example. Nevertheless, more sedimentological studies focussing on the palaeotopography of alluvial plains are required for other foreland basins.

The Aquitaine retro-foreland basin from 50 to 16.4 Ma suggests an equilibrium between accommodation space and sediment influx: nearly flat fluvial to lacustrine systems behave as a local base level for the alluvial fans. This time span covered both the foreland stage and first post-orogenic period.

This retro-foreland was never an overfilled basin (sensu Covey, 1986) filled by large subsiding alluvial fans as expected by some stratigraphic models. As already mentioned, the megafans described here ('Argiles à galets' Fm) initiated during the Late Miocene (10.6 Ma) up to today, (1) resulted from a large uplift in response to a West European-scale deformation and (2) recorded an overall sediment by-pass of the continental domain along steeper slopes generated by the uplift, feeding the deep-sea plain of the Bay of Biscay. The by-pass megafans do not represent the last 'overfilled' stage of the foreland evolution.

5.2. Building a sink preservation model in the foreland basin from active to post-foreland periods (Fig. 13)

Based on the Aquitaine retro-foreland example and its outlet to the Bay of Biscay deep-sea plain, we proposed a model for the evolution of the sink preservation in the foreland basins connected to a passive margin, from their subsiding period to post-orogenic uplifts. In this model, the foreland and upstream part of the margin (shelf and coastal plain) belong to same subsiding domain. The depositional profile, parallel to the mountain belt, is a platform on a continental crust passing to a continental slope and a deep-sea plain on oceanic crust.

The post-subsidence evolution of each foreland basin seems to be different (see the Introduction). This is mainly due to the inheritance (structure of the upper crust, existence of a decollement level(s), etc.) and the rate and amount of shortening. In the case of the Swiss Molassic Basin, the post-foreland evolution (Schlunegger and Mosar, 2011; Willett and Schlunegger, 2010) was characterized by the thrusting and uplift of the basin and the formation of a new orogenic wedge (the Jura Mountains) in front of the former foreland. In the northern Alps, the end of the foreland did not coincide with the end of the shortening as in the case of the Aquitaine retro-foreland basin.

The key control factor is the balance between accommodation space created by the flexural subsidence [A_{sub}] and the siliciclastic sediment supply [S_{sc}]. Possible effects of the dynamic topography (e.g. Catuneanu, 2006) and therefore possible delays between the flexural and dynamic subsidence responses were not taken into account. Similarly, the effect of carbonate production was not considered here in the sediment budget. Three stages are defined.

- Stage 1: *foreland period* (both foredeep/forebulge and basin propagation of salt-controlled thrusts). When $\Delta A_{sub} \leq \Delta S_{sc}$ with low differences between ΔA_{sub} and ΔS_{sc}, the sediments are stored on the platform and no deposition occurred from the distal platform (condensation by downlap) to the deep-sea plain. Due to a slight imbalance in favour of ΔS_{sc}, the first order platform geometry is progradational-aggradational.
- Stage 2: *post-foreland period 1 – subsiding platform.* When $\Delta A_{sub} < \Delta S_{sc}$ with significant differences between ΔA_{sub} and ΔS_{sc}, most of the sediments are transferred to the deep-sea plain with few preservations on the platform. The first order platform geometry is progradational with a low aggradational component.
- Stage 3: *post-foreland period 2 – by-pass and/or uplift of the platform.* When $\Delta A_{sub} \ll \Delta S_{sc}$ with $\Delta A_{sub} \leq 0$, all of the sediments are transferred to the deep-sea plain as deep-sea fans. If $\Delta A_{sub} = 0$, the overall fluvial by-pass occurs on the platform and feeds pure progradational wedges. If $\Delta A_{sub} < 0$, uplift and overall fluvial erosion occurs on the platform and feeds forced progradational wedges.

In some foreland basins (e.g. Swiss Molassic Basin), stage 2 may be missing, with a direct transition from subsiding foreland (stage 1) to uplifted basin (stage 3). This model does not prejudge of the evolution of the shortening that may stop between stage 1 and 2 (case of the Aquitaine retro-foreland) or can still be happening during stage 3 (case of the Swiss Molassic Basin).

6. Conclusion

(1) *a new chronostratigraphic framework*: Four second order depositional sequences and at least 24 third order cycles have been identified, and an age model based on a combination of biostratigraphy, orbitostratigraphy and sequence stratigraphy with a time resolution of 0.1 Ma is proposed. From 50 Ma to today the duration of deposition, no deposition and erosion periods were quantified.

(2) *dating and wavelength assessment of the main phases of deformation of the retro-foreland from syn-orogenic to post-orogenic stages*:
- The end of the retroforeland activity and therefore the transition to a post-orogenic setting has been dated to the Chattian, ranging from 27.1 to 25.2 Ma.
- During the orogenic period, the transition from a foredeep/forebulge system to transported piggy-back basins occurred during Lutetian times. The shortening paroxysm of this medium wavelength deformation occurred during Priabonian times around 35.8 Ma.
- The post-orogenic period is marked by a major uplift of the Aquitaine Basin from Late Burdigalian (16.4 Ma) to Early Tortonian (10.6 Ma) in response to a possible mantle-controlled West European-scale uplift.

(3) *a reconstruction of the successive depositional profiles and related depositional topographies*: The type depositional profile up to the middle Miocene is a nearly flat coastal to alluvial plain characterized by an alternation of laterally extensive lakes and marshes with fine-grained fluvial channels. These nearly flat plains extended from

the shorelines to the feet of the Pyrenees where they played the role of local base levels for alluvial fans. Since the Middle Miocene braided alluvial plains and low-preservation ('by-passing') mega-fans replaced these nearly flat plains.

(4) *a three step evolution of the Cenozoic sedimentation of the Aquitaine Basin - proposal of a sink preservation model*:

- During the foreland period (foredeep then piggy-back) – here up to 25.2 Ma – when the accommodation space created by the subsidence was balanced or slightly lower by/than the siliciclastic sediment supply, most of the sediments are stored on the platform (here the Aquitaine Basin). No sediments reached the deep-sea plain.
- During the post-foreland period (i.e. here at the end of the mountain belt shortening) when the accommodation space created by the subsidence was lower than the siliciclastic sediment supply and when the mountain belt reached its highest elevation and erosion rate, most sediments are transferred and stored in the deep-sea plain of the margin. Few sediments are preserved on the platform. In the case of the Pyrenees retro-foreland, the Middle to Late Miocene West European-scale uplift enhanced this trend.

Acknowledgements

This work is part (and supported by) the 'Source-to-Sink compression' project that is jointly managed by Total and the French geological survey BRGM. Biostratigraphic studies or revaluations were performed by Speranta Popescu and Chantal Bourdillon from the GEOBIOSTRATDATA (SP) and ERADATA (CB) biostratigraphic service companies. We are very grateful to them. We also thank Sara Mullin for post-editing the English.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104085.

References

Allen, P.A., 2017. Sediment Routing Systems: the Fate of Sediment from Source to Sink. Cambridge University Press.

Allen, P.A., Allen, J.R., 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. John Wiley & Sons, Chichester.

Ambert, M., Ambert, P., 1995. Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas). Géol. France 37–50.

Anadón, P., Utrilla, R., Vázquez, A., 2000. Use of charophyte carbonates as proxy indicators of subtle hydrological and chemical changes in marl lakes: example from the Miocene Bicorb Basin, eastern Spain. Sediment. Geol. 133, 325–347. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00047-6.

Angrand, P., Ford, M., Watts, A.B., 2018. Lateral variations in foreland flexure of a rifted continental margin: the Aquitaine Basin (SW France). Tectonics 37, 430–449. https://doi.org/10.1002/2017TC004670.

Antoine, P.-O., Duranthon, F., Tassy, P., 1997. L'apport des grands mammifères (Rhinocérotidés, Suoidés, Proboscidiens) à la connaissance des gisements du Miocène d'Aquitaine (France), vol. 21. Mem. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier, pp. 581–590.

Armitage, J.J., Allen, P.A., Burgess, P.M., Hampson, G.J., Whittaker, A.C., Duller, R.A., Michael, N.A., 2015. Sediment transport model for the Eocene Escanilla sediment-routing system: implications for the uniqueness of sequence stratigraphic architectures. J. Sediment. Res. 85, 1510–1524. https://doi.org/10.2110/jsr.2015.97.

Barruol, G., Granet, M., 2002. A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. Earth Planet. Sci. Lett. 202, 31–47.

Beaumont, C., 1981. Foreland basins. Geophys. J. Int. 65, 291–329.

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. J. Geophys. Res. 105 (B4), 8121–8145. https://doi.org/10.1029/1999JB900390.

Berger, J.P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C., Schaefer, A., 2005. Paleogeography of the upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse basin (SMB) from Eocene to Pliocene. Int. J. Earth Sci. 94, 697–710. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0475-2.

Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Braun, J., Bauer, H., Schroëtter, J.M., 2017. Quantification of vertical movement of low elevation topography combining a new compilation of global sea-level curves and scattered marine deposits (Armorican Massif, western France). Earth Planet. Sci. Lett. 470, 25–36. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.018.

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

Blair, T.C., McPherson, J.G., 2009. Processes and forms of alluvial fans. In: Geomorphology of Desert Environments. Springer Science + Business Media B.V., pp. 413–467.

Bosch, G.V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., Monié, P., 2016. Timing of Eocene-Miocene thrust activity in the western axial zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. Compt. Rendus Geosci. 348, 246–256. https://doi.org/10.1016/j.crte.2016.01.001.

Bourrouilh, R., Richert, J., Zolnaï, G., 1995. the North Pyrenean Aquitaine Basin , France : evolution and hydrocarbons 1. AAPG Bull. 6, 831–853.

Brault, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M.P., Bonnet, S., Courville, P., Estéoule-Choux, J., Stepanoff, F., 2004. Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. Sediment. Geol. 163, 175–210. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00193-3.

Bremer, H., 1989. On the geomorphology of the South German scarplands. Catena 15, 45–67.

Brown Jr., L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and Pull-apart basins: section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. AAPG Mem. 26, 213–248.

Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., 2017. The Asturian basin within the north Iberian margin (bay of Biscay): seismic characterisation of its geometry and its Mesozoic and Cenozoic cover. Basin Res. 29, 521–541. https://doi.org/10.1111/bre.12187.

Cahuzac, B., 1980. Stratigraphie et paléogéographie de l'Oligocène au Miocène moyen en Aquitaine sud-occidentale, vol. 1 Thèse, Université de Bordeaux.

Carminati, E., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2009. Cenozoic uplift of Europe. Tectonics 28, TC4016.

Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth Sci. Rev. 92, 1–33. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003.

Catuneanu, O., Beaumont, C., Waschbusch, P., 1997. Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge. Geology 25, 1087–1090.

Cavelier, C., Fries, G., Lagarigue, J.L., Capdeville, J.P., 1997. Sedimentation progradante au Cenozoique inférieur en Aquitaine méridionale: un modèle. Géol. France 69–79.

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Martin, R., Mouthereau, F., Manatschal, G., Masini, E., Calassou, S., Grimaud, F., Pauchet, H., others, 2018. The non-cylindrical crustal architecture of the Pyrenees. Sci. Rep. 8, 9591.

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

Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., de Saint Blanquat, M., Lahfid, A., Duchêne, S., 2018. Structural inheritance in the central Pyrenees: the variscan to alpine tectonometamorphic evolution of the axial zone. J. Geol. Soc. Lond. 175, 336–351. https://doi.org/10.1144/jgs2017-066.

Covey, M., 1986. The Evolution of Foreland Basins to Steady State: Evidence from the Western Taiwan Foreland Basin. 8. International Association of Sedimentologists Spec. Pub., pp. 77–90.

Cremer, M., 1983. Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques: l'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des grès d'Annot (Alpes-de-Haute-Provence) 1 Thèse, Université de Bordeaux.

Crouzel, C., 1957. Le Miocene du Bassin d'Aquitaine. Thèse. Université de Toulouse.

Curry, M.E., van der Beek, P., Huismans, R.S., Wolf, S.G., Muñoz, J.-A., 2019. Evolving paleotopography and lithospheric flexure of the Pyrenean Orogen from 3D flexural modeling and basin analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 515, 26–37.

DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. Basin Res. 8, 105–123.

Define, E., Pastre, J.-F., Lageat, Y., Cantagrel, J.-M., Meloux, J.-L., 2007. L'évolution géomorphologique néogène de la haute vallée de la Loire comparée à celle de l'Allier. In: Du continent au basin versant. Théorie et pratique en géographie physique. Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 469–484.

Desegaulx, P., Kooi, H., Cloetingh, S., 1991. Consequences of foreland basin development on thinned continental lithosphere: application to the Aquitaine basin (SW France). Earth Planet. Sci. Lett. 106, 116–132.

Desegaulx, Pa, Brunet, M.-Fran, 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times. Bull. Soc. Géol. France 8, 295–306.

Dickinson, W.R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. SEPM Spec. Pub. 22, 1–27.

Dubarry, R., 1988. Interpretation dynamique du paléocène et de l'éocène inférieur et moyen de la région de pau-Tarbes (avant-pays nord des Pyrénées occidentales, sw France): Sédimentologie, corrélations dia graphiques, décompaction et calculs de subsidence. Thèse de 3ème Cycle, Pau.

Dubreuilh, J., Capdeville, J.P., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J.P., Simon-Coinçon, R., 1995. Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire: l'exemple du bassin d'Aquitaine. Géol. France 3–26.

Espurt, N., Angrand, P., Teixell, A., Labaume, P., Ford, M., de Saint Blanquat, M., Chevrot,

S., 2019. Crustal-scale balanced cross-section and restorations of the Central Pyrenean belt (Nestes-Cinca transect): highlighting the structural control of Variscan belt and Permian-Mesozoic rift systems on mountain building. Tectonophysics 764, 25–45. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.026.
Fernández-Viejo, G., Pulgar, J.A., Gallastegui, J., Quintana, L., 2012. The fossil accretionary wedge of the bay of Biscay: Critical wedge analysis on depth-migrated seismic sections and geodynamical implications. J. Geol. 120, 315–331. https://doi.org/10.1086/664789.
Ferrer, O., Jackson, M.P.A., Roca, E., Rubinat, M., 2012. Evolution of salt structures during extension and inversion of the offshore Parentis Basin (eastern bay of Biscay). Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 363, 361–380.
Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. Basin Res. 24, 418–436. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x.
Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean Orogen; implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. Earth Planet. Sci. Lett. 173, 157–170.
Flemings, P.B., Jordan, T.E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. J. Geophys. Res. Solid Earth 94, 3851–3866.
Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. J. Geol. Soc. Lond. 173, 419–437.
Gallastegui, J., Pulgar, J.A., Gallart, J., 2002. Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. Tectonics 21, 11–15.
Gardère, P., 2005. La Formation des Sables Fauves: dynamique sédimentaire au Miocène moyen et évolution morpho-structurale de l'Aquitaine (SW France) durant le Néogène. Eclogae Geol. Helv. 98, 201–217.
Gardère, P., Rey, J., Duranthon, F., 2002. Les "Sables fauves", témoins de mouvements tectoniques dans le bassin d'Aquitaine au Miocène moyen. Compt. Rendus Geosci. 334, 987–994.
Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. Basin Res. 19, 323–334. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x.
Gierlowski-Kordesch, E.H., 2010. Lacustrine carbonates. Dev. Sedimentol. 61, 1–101. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06101-9. Elsevier.
Gómez, M., Vergés, J., Riaza, C., 2002. Inversion tectonics of the northern margin of the Basque Cantabrian Basin. Bull. Soc. Géol. Fr. 173, 449–459.
Gourdon-Platel, N., PLATEL, J.P., Astruc, J.G., 2000. La formation de Rouffignac, témoin d'une paléoaltérite cuirassée intra-éocène en Périgord-Quercy. Géol. France 1, 65–76.
Graciansky, P.C. de, Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of Eurpoean Basins, vol. 60. SEPM Special Pub., pp. 786.
Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier.
Granet, M., Stoll, G., Dorel, J., Achauer, U., Poupinet, G., Fuchs, K., 1995a. Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. Geophys. J. Int. 121, 33–48.
Granet, Michel, Wilson, M., Achauer, U., 1995b. Imaging a mantle plume beneath the French massif central. Earth Planet. Sci. Lett. 136, 281–296.
Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., others, 2003. Histoire géologique du massif Armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). Bull. Inf. Géol. Bass. Paris 40, 13–28.
Gurnis, M., 1992. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. Science 255, 1556–1558.
Handford, C.R., Loucks, R.G., 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts-responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. AAPG Mem. 57, 3–41.
Haq, B.U., Hardenbol, J.A.N., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156–1167.
Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change, vol. 42. SEPM Spec. Pub., pp. 71–108.
Hardenbol, J.A.N., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.-C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, vol. 60. SEPM Special Pub, pp. 3–13.
Helland-Hansen, W., Gjelberg, J.G., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. Sediment. Geol. 92, 31–52. https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90053-1.
Helland-Hansen, W., Hampson, G.J., 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. Basin Res. 21, 454–483. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00425.x.
Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences; description of variable depositional-dip scenarios. J. Sediment. Res. 66, 670–688.
Homewood, P., Allen, P.A., Williams, G.D., 1986. Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland. In: Foreland Basins, vol. 8. International Association of Sedimentologists Spec. Pub., pp. 199–217.
Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sediment. Geol. 81, 1–9.
Huyghe, D., Mouthereau, F., Emmanuel, L., 2012. Oxygen isotopes of marine mollusc shells record Eocene elevation change in the Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 345-348 (C).
Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. SEPM Spec. Pub. 42, 47–69. https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0047.
Johnson, D.D., Beaumont, C., 1995. Preliminary results from a planform kinematic model of orogen evolution, surface processes and the development of clastic foreland basin stratigraphy. SEPM Spec. Pub. 52, 3–24.
Jones, D.K.C., 1980. The Tertiary evolution of south-east England with particular reference to the Weald. In: The Shaping of Southern England. Academic Press London, pp. 13–47.
Kruit, C., Brouwer, J., Ealey, P., 1972. A deep-water sand fan in the Eocene Bay of Biscay. Nat. Phys. Sci. 240, 59–61.
Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29, TC4012.
Le Pochat, G., 1984. Bassins paléozoiques cachés sous l'Aquitaine. Doc. du Bur. Rech. Géol. Min. 80, 79–86.
Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. 103, 1569–1596.
Mathieu, C., 1986. Histoire géologique du sous-bassin de Parentis. Bull. Centres Rech. Explor. Elf-Aquitaine 10, 22–47.
Miall, A.D., 1981. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: In: Miall, A.D. (Ed.), Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins, vol. 23. Geological Association of Canada Special Paper, pp. 1–33.
Michael, Nikolaos, A., Carter, A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2014a. Erosion rates in the source region of an ancient sediment routing system: comparison of depositional volumes with thermochronometric estimates. J. Geol. Soc. Lond. 171, 401–412. https://doi.org/10.1144/jgs2013-108.
Michael, N.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2013. The functioning of sediment routing systems using a mass balance approach: example from the Eocene of the southern Pyrenees. J. Geol. 121, 581–606. https://doi.org/10.1086/673176.
Michael, Nikolas, A., Whittaker, A.C., Carter, A., Allen, P.A., 2014b. Volumetric budget and grain-size fractionation of a geological sediment routing system: Eocene Escanilla Formation, south-central Pyrenees. Bull. Geol. Soc. Am. 126, 585–599. https://doi.org/10.1130/B30954.1.
Miller, K., Wright, J., Katz, M., Browning, J., Cramer, B., Wade, B., Mizintseva, S., 2008. A view of antarctic ice-sheet evolution from sea-level and deep-sea isotope changes during the late Cretaceous-Cenozoic. In: Antarctica: A Keystone in a Changing World. Nat. Acad. Press, Washington DC, pp. 55–70.
Miller, K.G., Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. Science 310, 1293–1298. https://doi.org/10.1126/science.1116412.
Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., 2011. A 180 million year record of sea level and ice volume variations. Oceanography 24, 40–53. https://doi.org/10.5670/oceanog.2011.26. COPYRIGHT.
Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. AAPG Mem. 26, 53–62.
Mitrovica, J.X., Beaumont, C., Jarvis, G.T., 1989. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. Tectonics 8, 1079–1094.
Mouthereau, F., Vacherat, A., Lacombe, O., Christophoul, F., Filleaudeau, P.-Y., Pik, R., Fellin, M.G., Castelltort, S., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. Tectonics 33, 2283–2314. https://doi.org/10.1002/2014TC003663.
Mudie, P.J., Marret, F., Mertens, K.N., Shumilovskikh, L., Leroy, S.A.G., 2017. Atlas of modern dinoflagellate cyst distributions in the Black sea Corridor: from aegean to aral seas, including Marmara, Black, azov and Caspian seas. Mar. Micropaleontol. 134, 1–152. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2017.05.004.
Naylor, M., Sinclair, H.D., 2008. Pro- vs. retro-foreland basins. Basin Res. 20, 285–303. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00366.x.
Nehlig, P., Leyrit, H., Dardon, A., Freour, G., de Goer de Herve, A., Huguet, D., Thieblemont, D., 2005. Constructions et destructions du stratovolcan du Cantal. Bull. Soc. Geol. France 172, 295–308. https://doi.org/10.2113/172.3.295.
Paris, F., Le Pochat, G., 1994. The Aquitaine Basin. In: Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer, pp. 405–415.
Patruno, S., Helland-Hansen, W., 2018. Clinoform systems: review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins. Earth Sci. Rev. 185, 202–233. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.016.
Plint, A.G., Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 172, 1–17. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.172.01.01.
Ponte, J.P., Robin, C., Guillocheau, F., Popescu, S., Suc, J.P., Dall'Asta, M., Melinte-Dobrinescu, M.C., Bubik, M., Dupont, G., Gaillot, J., 2019. The Zambezi delta (Mozambique channel, East Africa): high resolution dating combining bio- orbital and seismic stratigraphies to determine climate (palaeoprecipitation) and tectonic controls on a passive margin. Mar. Pet. Geol. 105, 293–312. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.017.
Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1993. Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland, ramp-type basins. Geology 21, 455–458.
Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. In: In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes: an Intregrated Approach, vol. 42. SEPM Spec. Pub., pp. 109–124.
Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In: In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes: an Intregrated Approach, vol. 42. SEPM Spec. Pub., pp. 125–154.
Puigdefàbregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics 129,

SUPPLEMENTARY MATERIALS 1:

AGE MODEL OF THE STRATIGRAPHIC SEQUENCES

Methodology

The applied dating technique is a combination of biostratigraphy, orbitostratigraphy and sequence stratigraphy in order to define a high-resolution age model for the Aquitaine Basin both onshore and offshore.

The dating of sediments is classically based on biostratigraphy, defining biozones based on fossil groups that have a quite high evolution rates. The duration of the biozones is of several thousands of years up to one million years. Within the framework of the International Subcommission of Stratigraphy (ICS - see Gradstein et al., 2012 or the website Time Scale Creator: https://timescalecreator.org), equivalences between the biozones defined using the different fauna/flora groups were proposed. Unfortunately, no (or few) time uncertainties on both the extension and equivalence of biozones are defined. Uncertainties may be significant as indicated the coexistence at the same sediment level of biozones of different fossil groups that are not supposed to coexist based on the current ISC chart. This means that the dating of sediments cannot be only based on the fossil record alone.

Since the 1980s, with the pioneer works of Einsele (1982), the sedimentary record on climate variations due to the changes of the Earth orbital parameters has been used for dating the sediments at a resolution from 100 kyrs (eccentricity cycles) to 20 kyrs (precession cycles). In the 2000s, J. Laskar (Laskar et al., 2004, 2011) calculated long-term orbital solutions at eccentricity time-resolution for Cenozoic times, showing variations of several million years. Strasser et al. (2000), followed later by other authors (e.g. Boulila et al., 2011) suggested that third order sequences may be of climatic origin (through eustasy) due to long term variations in the eccentricity, around 1.2, 2.4 and 9 Ma (e.g. Martinez and Dera, 2015). The dating method applied here is to use the long-term orbital solutions of Laskar (2004, 2011) to obtain more precise dating and a higher time-resolution than with biostratigraphy data. This is based on two assumptions/principles.

1. The long-term orbital solutions are a proxy or the eustasy due to climatic changes (ocean thermal dilatation and glaciers) with periods of low eccentricity corresponding to cold climates and therefore to low sea levels, while high eccentricity periods correspond to warm climates and high sea levels.
2. The third order sequences/cycles surfaces are correlated – in the time ranges provided by the biostratigraphy – with Laskar's curve. Maximum flooding surfaces (MFS) and Maximum regressive surfaces (MRS) are respectively correlated with the high and low eccentricity periods, even though they respectively occur earlier than the MFS and later than the MRS due to the sedimentary flux (Jervey, 1988). Both the MFS and MRS occurred at time of balance between the relative sea level rise and sediment supply/production. We systematically localised them a quarter time of the duration of the sea level rise, before the sea level maximum for the MFS or after the sea level minimum for the MRS. The sequence boundaries or correlative conformities are formed during the relative sea level high and low periods. Onshore, the time interval between the two correlative conformities corresponds, onshore to the erosion of the subaerial unconformity (SU); offshore, it corresponds to the formation of the forced regressive

(FR) deposits. Here, we used the first correlative conformity or sequence boundary as a time-line, as it is a period of high relative sea level and the onset of the unconformity.

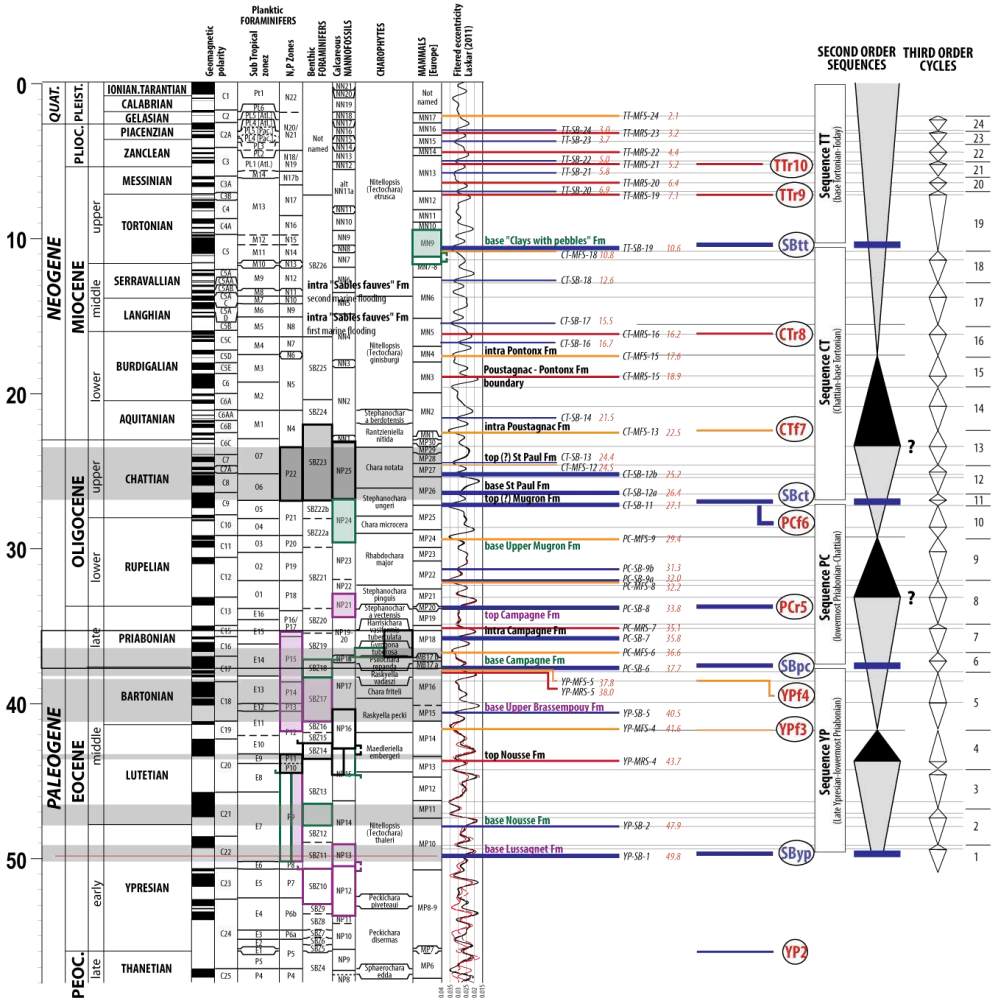
3. For the sequence boundary of tectonic origin, based on the studies of Vail et al. (1991) we assumed that they result from a very long-term sea level fall superimposed on higher frequency (shorter duration) climatically-induced cycles due variations in the Earth orbital parameters. The consequence is that (i) the high frequency eustatic cycles are increased by the tectonic (distorsion effect, Guillocheau, 1995) and (2) a sea level fall of tectonic origin may be recorded as having several sequence boundaries due to increased climatically-induced cycles.

The dating procedure is as follows:

- Definition of depositional sequences on both seismic lines and on wells (using well-logs). Second order surfaces (SB, MRS, MFS) have to be the same as the one in the third order sequences
- Biostratigraphic dating of the sediments providing time ranges with a resolution of several million years, favouring dating coming from cores (cuttings may be fallen back along the drilling).
- Use of Laskar's orbital solutions (Laskar et al., 2011) and, within the time range obtained from the biostratigraphy, the third order sequence surfaces are correlated with the curve of the long-term orbital solutions at an eccentricity time-resolution (Laskar et al., 2004, 2011).
- The ages of the surfaces are measured on Laskar's curve.

The numbering of the surfaces is based on a double nomenclature. The first one concerns the sequence stratigraphic surfaces (e.g. PC-MFS-9 for the MFS of the 9^{th} third order cycle belonging to the second order Priabonian-Chattian sequence) and the second relates to the ages defined by the geological-stage limits (e.g. YPf3 for the Lutetian-Bartonian boundary – available in the figures legends).

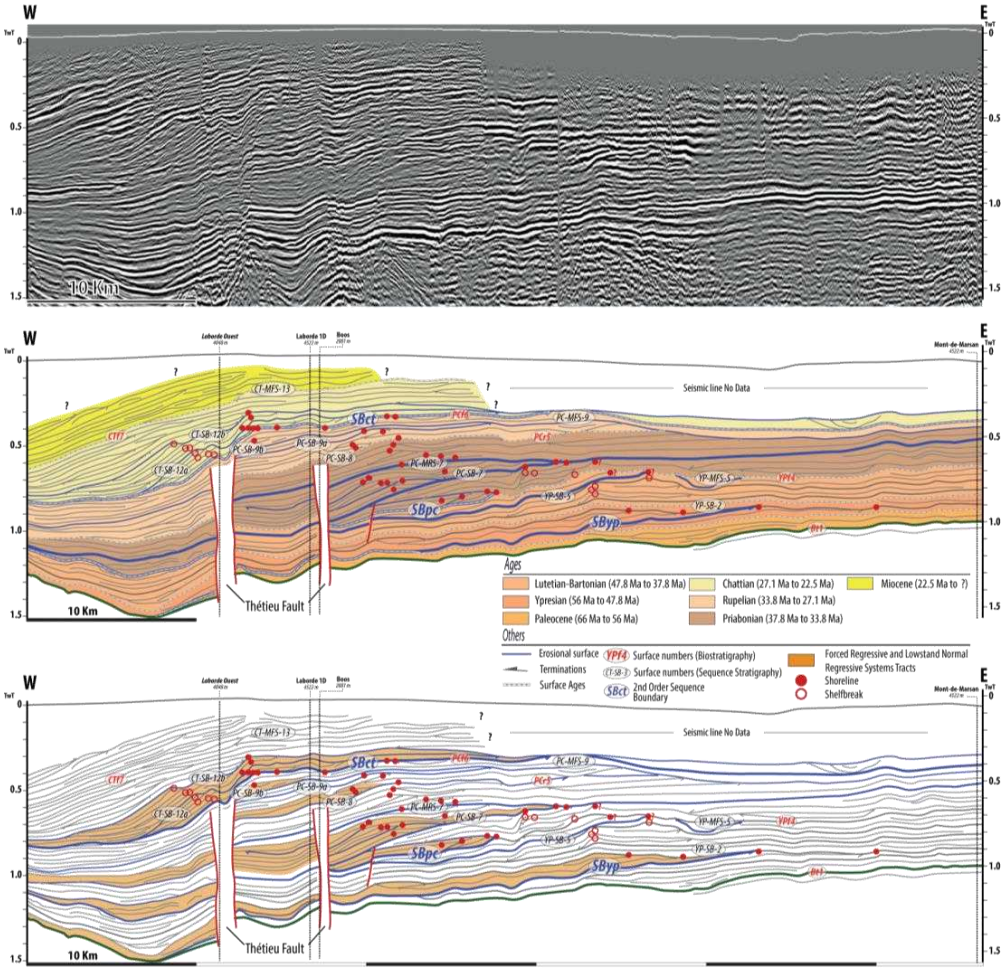
Results

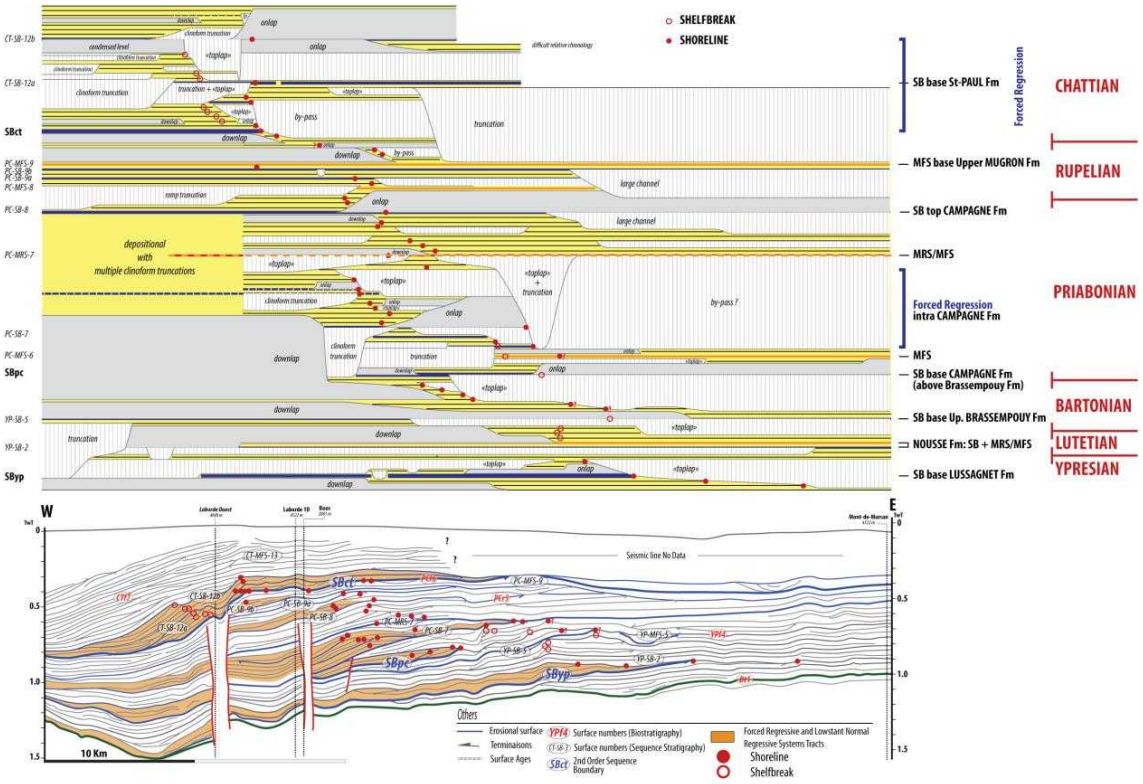

Geomagnetic polarity
Planktic FORAMINIFERS
Sub Tropical zonez
N.P Zones
Benthic FORAMINIFERS
Calcareous NANNOFOSSILS
CHAROPHYTES
MAMMALS [Europe]
Filtered eccentricity Laskar (2011)
SECOND ORDER SEQUENCES
THIRD ORDER CYCLES
QUAT.
PLEIST.
PLIOC.
NEOGENE
MIOCENE
PALEOGENE
EOCENE
OLIGOCENE
PEOC.
upper
middle
lower
late
early
IONIAN.TARANTIAN
CALABRIAN
GELASIAN
PIACENZIAN
ZANCLEAN
MESSINIAN
TORTONIAN
SERRAVALLIAN
LANGHIAN
BURDIGALIAN
AQUITANIAN
CHATTIAN
RUPELIAN
PRIABONIAN
BARTONIAN
LUTETIAN
YPRESIAN
THANETIAN
intra "Sables fauves" Fm
second marine flooding
intra "Sables fauves" Fm
first marine flooding
base "Clays with pebbles" Fm
intra Pontonx Fm
Poustagnac - Pontonx Fm boundary
intra Poustagnac Fm
top (?) St Paul Fm
base St Paul Fm
top (?) Mugron Fm
base Upper Mugron Fm
top Campagne Fm
intra Campagne Fm
base Campagne Fm
base Upper Brassempouy Fm
top Nousse Fm
base Nousse Fm
base Lussagnet Fm
TT-MFS-24 2.1
TT-SB-24 3.0
TT-MRS-23 3.2
TT-SB-23 3.7
TT-MRS-22 4.4
TT-SB-22 5.0
TT-MRS-21 5.2
TT-SB-21 5.8
TT-MRS-20 6.4
TT-SB-20 6.9
TT-MRS-19 7.1
TT-SB-19 10.6
CT-MFS-18 10.8
CT-SB-18 12.6
CT-SB-17 15.5
CT-MRS-16 16.2
CT-SB-16 16.7
CT-MRS-15 17.6
CT-MRS-15 18.9
CT-SB-14 21.5
CT-MFS-13 22.5
CT-SB-13 24.4
CT-MFS-12 24.5
CT-SB-12b 25.2
CT-SB-12a 26.4
CT-SB-11 27.1
PC-MFS-9 29.4
PC-SB-9b 31.3
PC-SB-9a 32.0
PC-MFS-8 32.2
PC-SB-8 33.8
PC-MFS-7 35.1
PC-SB-7 35.8
PC-MFS-6 36.6
PC-SB-6 37.2
YP-MFS-5 37.8
YP-MRS-5 38.0
YP-SB-5 40.5
YP-MFS-4 41.6
YP-MRS-4 43.7
YP-SB-2 47.9
YP-SB-1 49.8
TTr10
TTr9
SBtt
CTr8
CTf7
SBct
PCf6
PCr5
SBpc
YPf4
YPf3
SByp
YP2
Sequence TT
(base Tortonian-Today)
Sequence CT
(Chattian-base Tortonian)
Sequence PC
(lowermost Priabonian-Chattian)
Sequence YP
(Late Ypresian-lowermost Priabonian)

SUPPLEMENTARY MATERIALS 2:

LR11 seismic line: raw and interpreted lines, Wheeler diagram

See Fig. 2 for the location

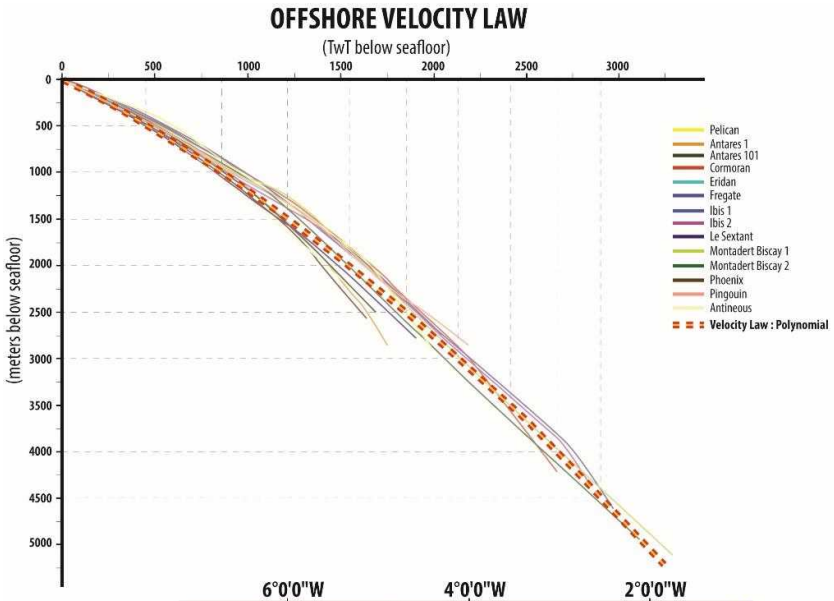


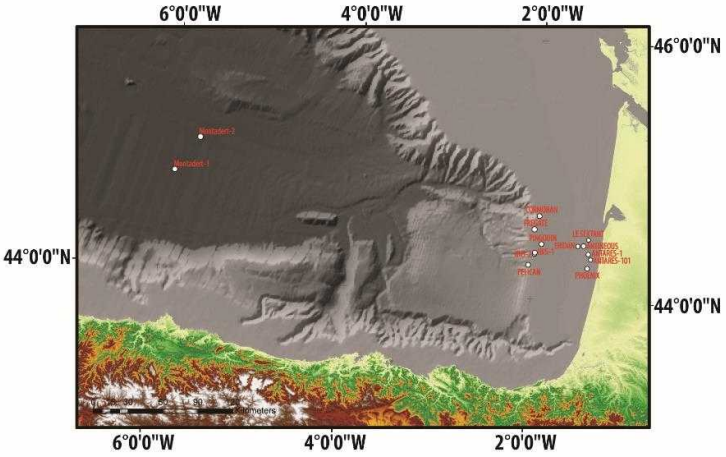

SHELFBREAK
SHORELINE
CT-SB-12b
CT-SB-12a
SBct
PC-MFS-9
PC-SB-9b
PC-SB-9a
PC-MFS-8
PC-SB-8
PC-MRS-7
PC-SB-7
PC-MFS-6
SBpc
YP-SB-5
YP-SB-2
SByp
onlap
downlap
truncation
clinoform truncation
condensed level
«toplap»
by-pass
ramp truncation
large channel
depositional
with
multiple clinoform truncations
difficult relative chronology
SB base St-PAUL Fm
Forced Regression
CHATTIAN
MFS base Upper MUGRON Fm
RUPELIAN
SB top CAMPAGNE Fm
MRS/MFS
Forced Regression
intra CAMPAGNE Fm
PRIABONIAN
MFS
SB base CAMPAGNE Fm
(above Brassempouy Fm)
BARTONIAN
SB base Up. BRASSEMPOUY Fm
NOUSSE Fm: SB + MRS/MFS
LUTETIAN
YPRESIAN
SB base LUSSAGNET Fm

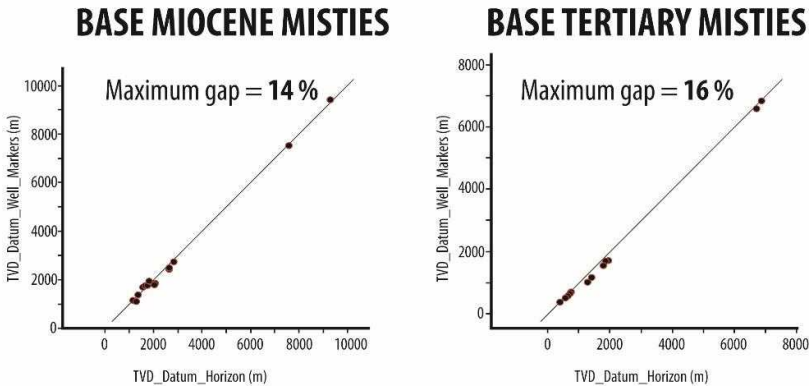
W
E
Laborde Ouest
Laborde 10
Bees
Mont-de-Marsan
Seismic line No Data
(CT-MFS-13)
CT-SB-12b
CT-SB-12a
PC-SB-9b
PC-SB-9a
PC-SB-8
PC-SB-7
YP-SB-5
YP-SB-2
SBct
SBpc
SByp
Pf6
Pf5
Pf4
YPf4
(CT-MFS-9)
(PC-MFS-9)
(PC-MFS-7)
(YP-MFS-5)
10 Km
Others
Erosional surface
Terminaisons
Surface Ages
Surface numbers (Biostratigraphy)
Surface numbers (Sequence Stratigraphy)
2nd Order Sequence Boundary
Forced Regressive and Lowstant Normal Regressive Systems Tracts
Shoreline
Shelfbreak

SUPPLEMENTARY MATERIALS 3:

Velocity law :







The isopach maps result from the conversion from time to depth of three surfaces in the offshore domain, namely the base Tertiary, the base Miocene and the seafloor, and one in the onshore one, the base Tertiary (the base Miocene was taken directly from the wells and not from seismic interpretation).
For the offshore domain, a polynomial velocity law has been used to perform this conversion. The waves velocity in sediments depends on sedimentary thickness, lithologies, compaction and water depth.

Here, we present the offshore velocity law and the associate surfaces misties. The misties correspond to the differences between the converted and the real depth identified in the wells. Each graphic represents the error from this conversion for each well, which x-axis represents the value, in meters, of the converted surface, and y-axis represents the real depth, in meters, in the well. Where the converted depth values are higher than the wells real depth, the velocity law is too slow. When the converted depth values are smaller than the wells reals depth, the velocity law is too fast.

In our study the misties fit well; the base Tertiary indeed shows a maximum gap of 16 % and the base Miocene, a maximum gap of 14 %. These values are acceptable for the case study.

For the onshore domain, only the base Tertiary was converted. The bas Miocene was built within the wells and not within the seismic data. For the base Tertiary the misties are smaller than 20 % on the whole Aquitaine Basin, these values are acceptable for the case study.

Chapitre 3

Évolution du remplissage sédimentaire du bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne du Priabonien au Pliocène

3.1 Introduction

Les travaux présentés dans le 2 ont permis de mieux contraindre l'évolution sédimentaire du bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne dans un cadre temporel bien défini (tab. 3.1 et fig. 3.2). Cependant cette étude s'est essentiellement focalisée sur la reconnaissance des géométries majeures en 2D issues des données sismiques. Afin de mieux comprendre l'évolution de ces bassins sédimentaires, il est donc important de réaliser des cartes d'isohypses, d'isopaques et paléogéographiques à différentes échelles afin de mieux apprécier les géométries 3D.

Calage biostratigraphique, orbitostratigraphique et équivalence latérale des formations

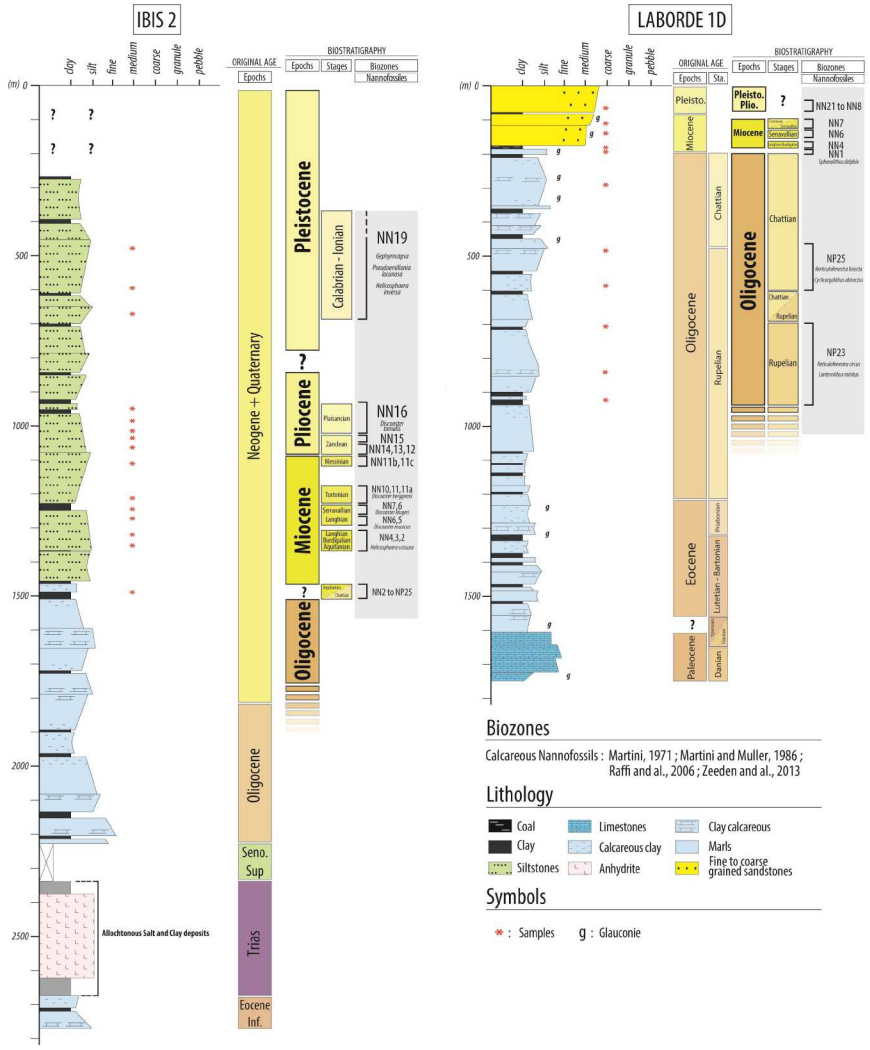


FIGURE 3.1 – Logs sédimentologiques et nouveaux calages biostratigraphiques de deux forages du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, localisation dans le chapitre 2

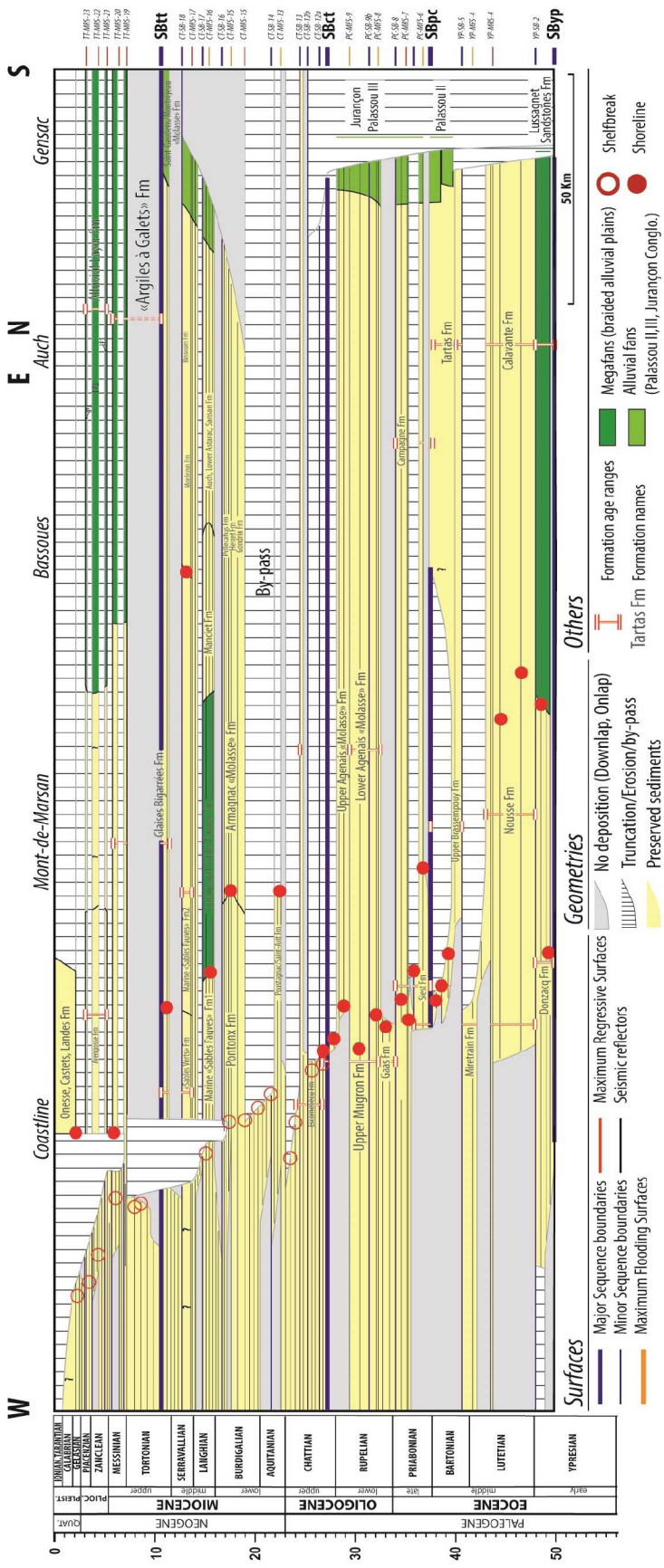


FIGURE 3.2 – Diagramme de Wheeler du bassin d'aquitaine et de la marge Aquitaine

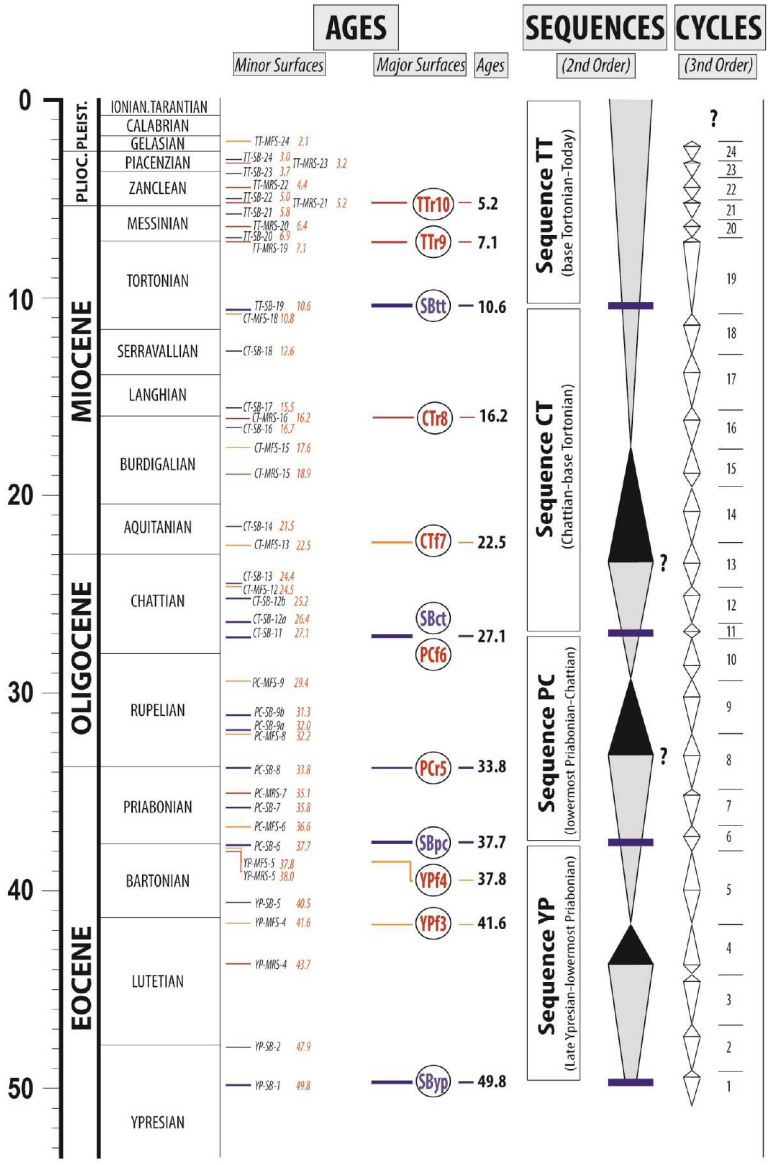


TABLE 3.1 – Tableau synthétique des âges obtenus par biostratigraphie et orbitostratigraphie

Ce chapitre présente donc l'évolution du remplissage sédimentaire de ces deux bassins (bassin d'Aquitaine, golfe de Gascogne) du Priabonien au Pliocène. Les calages biostratigraphiques et orbitostratigrahiques sont présentées dans le tableau 3.1, sur la figure 1.25 et sur la figure 3.1. Les cartes présentées dans ce chapitre font toutes appel à ces calages temporels.

La figure 3.2 est la représentation en fonction du temps des dépôts du bassin d'Aquitaine jusqu'à la marge Aquitaine : elle permet de comprendre les équivalences entre les différentes formations du bassin d'Aquitaine mentionnées dans le chapitre 1. Ce diagramme aidera à la compréhension globale du système sédimentaire du Priabonien au Pliocène.

3.1.1 Méthode de réalisation des cartes présentées dans ce chapitre

Les différentes cartes présentées dans ce chapitre ont été réalisées à partir de plusieurs données et méthodes :

- **Carte d'isohypses et d'isobathes.** Pour rappel une isohypse est la valeur en mètres d'une surface considérée par rapport à un niveau repère, dans notre étude c'est le niveau de la mer qui a été choisi. Cette surface aura une valeur positive si elle se trouve au dessus du niveau marin et une valeur négative si elle se trouve au-dessous. La différence avec une isobathe (profondeur en mètres par rapport à la topographie) est que l'isohypse s'affranchit complètement des variations de valeurs de la topographie. En d'autres mots, l'utilisation d'isohypses et non d'isobathes permet de s'affranchir des incisions quaternaires importantes dans le bassin d'Aquitaine. Nous avons donc choisi d'utiliser des isohypses dans ce chapitre.
- **Les cartes d'isohypses et d'isopaques du Golfe de Gascogne** ont toutes été obtenues grâce à la propagation de surfaces remarquables (tab. 3.1) sur les données sismiques (fig. 3.3), de la base Tertiaire jusqu'à la base Pliocène. Ces données ont ensuite été converties en profondeur grâce l'utilisation de lois de vitesse (voir chapitre 2).
- **Les cartes d'isohypses et d'isopaques du Bassin d'Aquitaine** ont été réalisées avec la même méthode que pour le Golfe de Gascgogne pour la période s'étalant de la base du Priabonien à la base du Miocène. La propagation de l'horizon sismique "Base Priabonien" provient du projet GAIA (BRGM). Lorsque la formation sédimentaire (dans la période considérée) était à l'affleurement, nous avons utilisé les descriptions d'épaisseurs faites dans les cartes géologiques au 1/50 000ème, et lorsque cette information n'était pas disponible nous avons estimé grâce aux outils de SIG et à une analyse cartographique classique l'épaisseur de la formation. Pour la période allant du Miocène à l'actuel, les données sismiques ne permettaient pas de propager des surfaces remarquables. Nous avons donc utilisées les données de forages (fig. 3.3) disponibles dans le bassin d'Aquitaine. Nous avons utilisé les données de la Banque du Sous-Sol (BSS) : cette base de donnée recense tous les forages réalisés en France (pétroliers, hydrogéologiques, etc.), pour la plupart de ces forages des informations lithologiques ont été détaillé à partir du travail fastidieux des agents BRGM afin de valider à la fois les lithologies et l'attribution du nom de la formation. Notre synthèse biostratigraphique et stratigraphique du bassin d'Aquitaine nous a permit de choisir uniquement les formations dont les âges ont été confirmés au sein de notre étude (fig. 1.25). C'est à partir de cette base de donnée que nous avons construit les cartes du Miocène jusqu'à l'actuel. Enfin pour les formations identifiées à l'affleurement nous avons utilisé la même méthode que citée ci-dessus.
- **L'interpolation des données** a été réalisée à partir du logiciel SIG, ArcGIS. Afin d'harmoniser tous les résultats il a été choisi dans cette étude d'utiliser une seule méthode d'interpolation, la méthode d'interpolation du voisin naturel qui a été décrite par Sibson (1981). Cette méthode utilise un algorithme qui recherche le sous-ensemble d'échantillons en entrée

le plus proche d'un point désigné et lui applique une pondération sur la base de surfaces proportionnelles afin d'interpoler une valeur. Ses propriétés de base sont, son caractère local et la garantie que les hauteurs interpolées se situent dans la plage des échantillons utilisés. Il ne déduit aucune tendance et ne produit pas de sommets, dépressions, crêtes ou vallées autres que ceux déjà représentés par les échantillons en entrée. La surface passe par les échantillons en entrée ; elle est lissée partout, sauf aux emplacements correspondant à ces échantillons.

3.1.2 La limite des données de forages et de puits

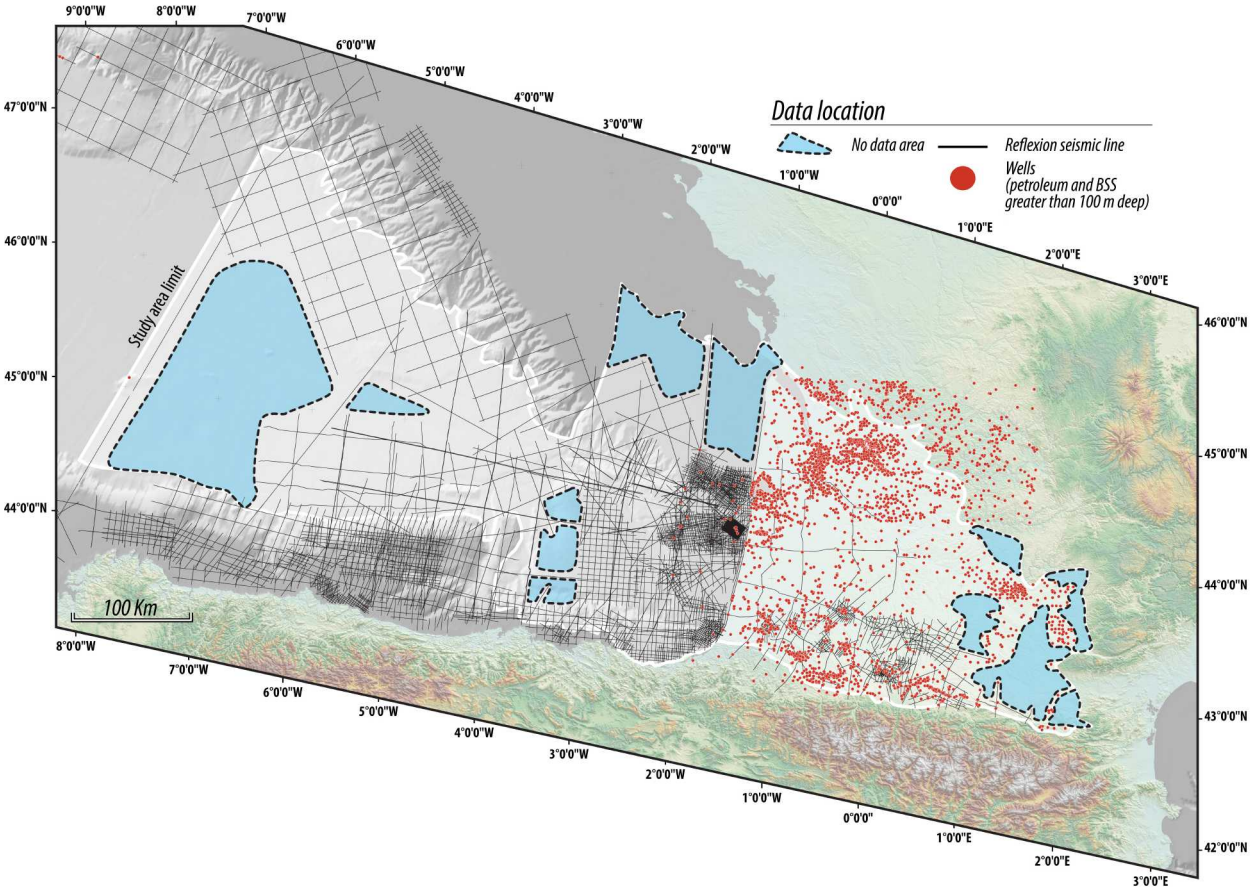


FIGURE 3.3 – Carte de répartition des données de forages et de puits sur l'ensemble de la zone étudiée

La figure 3.3 illustre la répartition des différentes données de forages et de puits utilisées au sein de cette étude pour la réalisation des cartes qui seront présentées dans la suite de ce chapitre. La figure 3.3 montre aussi, en bleu, la répartition des zones où les données, soit de forage soit de sismique, sont absentes. En effet, l'interpolateur prend en compte les valeurs les plus proches afin de

donner une valeur dans la zone d'absence de données. Ces zones d'absences de données seront donc, dans les cartes présentées ci-après, des zones d'incertitudes.

3.2 Le Priabonien : dépôt-centres et paléogéographie

3.2.1 Le Priabonien du Bassin d'Aquitaine, cartes d'isohypses et carte paléogéographique

Carte d'isohypses onshore de la base du Priabonien (fig. 3.4) :

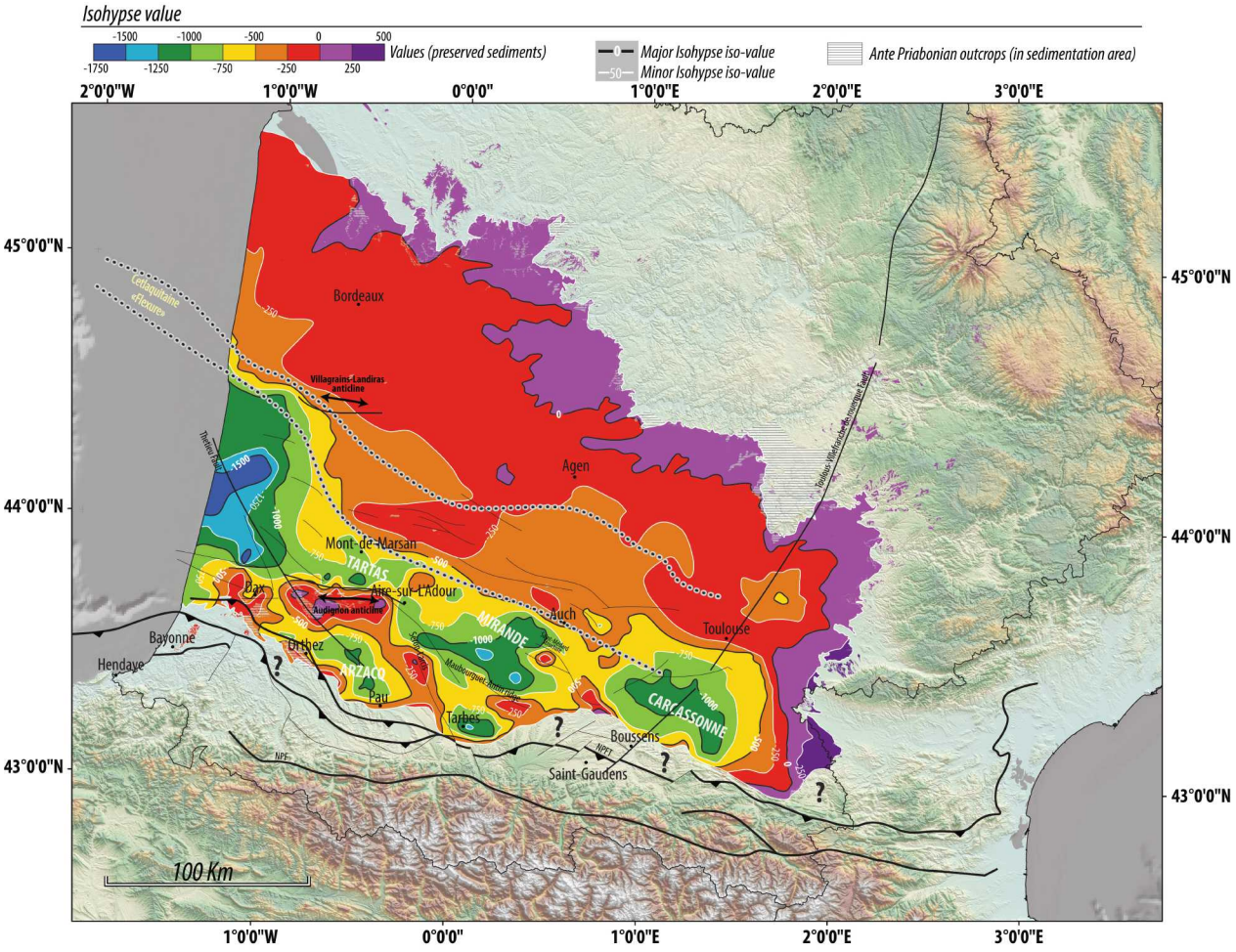


FIGURE 3.4 – Carte d'isohypses onshore de la base du Priabonien

La carte d'isohypses de la base du Priabonien (fig. 3.4) met en évidence la présence de plusieurs sous-bassins déjà identifiés par les différents auteurs (Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001). Leur structuration se serait opérée dès le Jurassique supérieur pour Brunet (1991). La limite septentrionale de ces différents bassins est marquée par l'isohypse -500 m qui correspond à l'orientation et à la disposition de la "flexure celtaquitaine" (cf. chapitre 2) : elle correspond à la limite entre les domaines subsident au Sud et non subisdent au Nord (Desegaulx and Brunet, 1990).

La répartition actuelle des isohypses permet d'identifier plusieurs domaines et sous-bassins (description d'Est vers l'Ouest) :

- à l'Est, le **Bassin de Carcassonne**, situé entre Boussens et Toulouse (fig. 3.4) est bien délimité par l'isohypse -750 m. Sa terminaison orientale, dans notre étude, est mal contrainte du fait du peu de données disponibles dans cette zone (fig. 3.3). Cependant (Ford et al., 2016) montre la présence d'un haut "Carcassonne High" à l'Est de ce bassin qui serait donc sa limite orientale. L'isohypse -1000 m marque la profondeur actuelle de la base du Priabonien dans ce bassin.
- à l'Ouest du Bassin de Caracassone, la structure de Saint-Médard (fig. 3.4) dont les mouvements sont anté- et syn-priaboniens (cf. chapitre 2, coupe R6, épaississement du Priabonien au Nord de la structure) segmente et délimite les bassins de Carcassonne et de Mirande. Le **Bassin de Mirande** est limité au Sud par la ride de Maubourguet-Antin (fig. 3.4) orientée Sud-Est Nord-Ouest. Son âge de structuration est anté-Priabonien. Ce bassin est marqué par l'isohypse - 750 m sur la figure 3.4. Il est limité au Nord, comme dit précédemment par la "Flexure Celtaquitaine". La profondeur actuelle maximale de ce bassin est représentée par l'isohypse -1250 m.
- au Sud du Bassin de Mirande, le **Bassin de Tarbes** est confiné entre deux structures. Au Nord, la ride de Maubourguet-Antin, à l'Ouest le réseau de failles décrochantes de Séron-Larcis orienté Sud-Est Nord-Ouest qui semble se raccorder à la structure d'Audignon (fig. 3.4). Ce bassin est également bien délimité par l'isohypse -750 m, la profondeur maximale actuelle est marquée par l'isohypse -1250 m.
- au Nord-Ouest du Bassin de Tarbes, le **Bassin d'Arzacq** est limité à l'est par la réseau de failles décrochantes de Séron-Larcis (fig. 3.4) et au Nord par la structure d'Audignon. Cette structure est réactivée jusqu'au Priabonien (Serrano, 2001). Le bassin d'Arzacq est bien délimité par l'isohypse -750 m et montre une profondeur maximale actuelle de -1000 m.
- au Nord de la structure d'Audignon, le **Bassin de Tartas** (fig. 3.4) est limité au Nord par la "Flexure celtaquitaine", et il s'ouvre vers l'Ouest en direction du bassin profond situé au niveau de la côte actuelle. Le Bassin de Tartas est étroit et limité à l'Est par la structure de Lussagnet (situé au Nord-Est d'Aire-sur-L'Adour sur la figure 3.4).
- à l'Ouest du Bassin de Tartas, le **Bassin de la façade atlantique** dont les isohypses suivent également le tracé de la "flexure celtaquitaine", est limité au Sud par des accidents qui ont été actifs au cours de l'Oligocène (Zolnaï, 1971, 1975; Gély and Sztràkos, 2000; Gély and Sztràkos, 2001). Ce bassin dont l'orientation est Nord-Est Sud-Ouest (valeur isohypse -1500 m), semble suivre le tracé du Haut des Landes dans ce secteur (cf. chapitre 2). La profondeur maximale actuelle de ce bassin est marquée par l'isohypse -1500 m.
- au **Nord de la "Flexure Celtaquitaine"** (fig. 3.4) les isohypses montrent la présence d'un domaine à très faible pente. La carte 3.4 met également en évidence la présence de deux incisions majeures orientées Est-Ouest soulignées par l'isohypse 0 m, la première au Nord d'Agen et la deuxième à l'Est de Bordeaux.

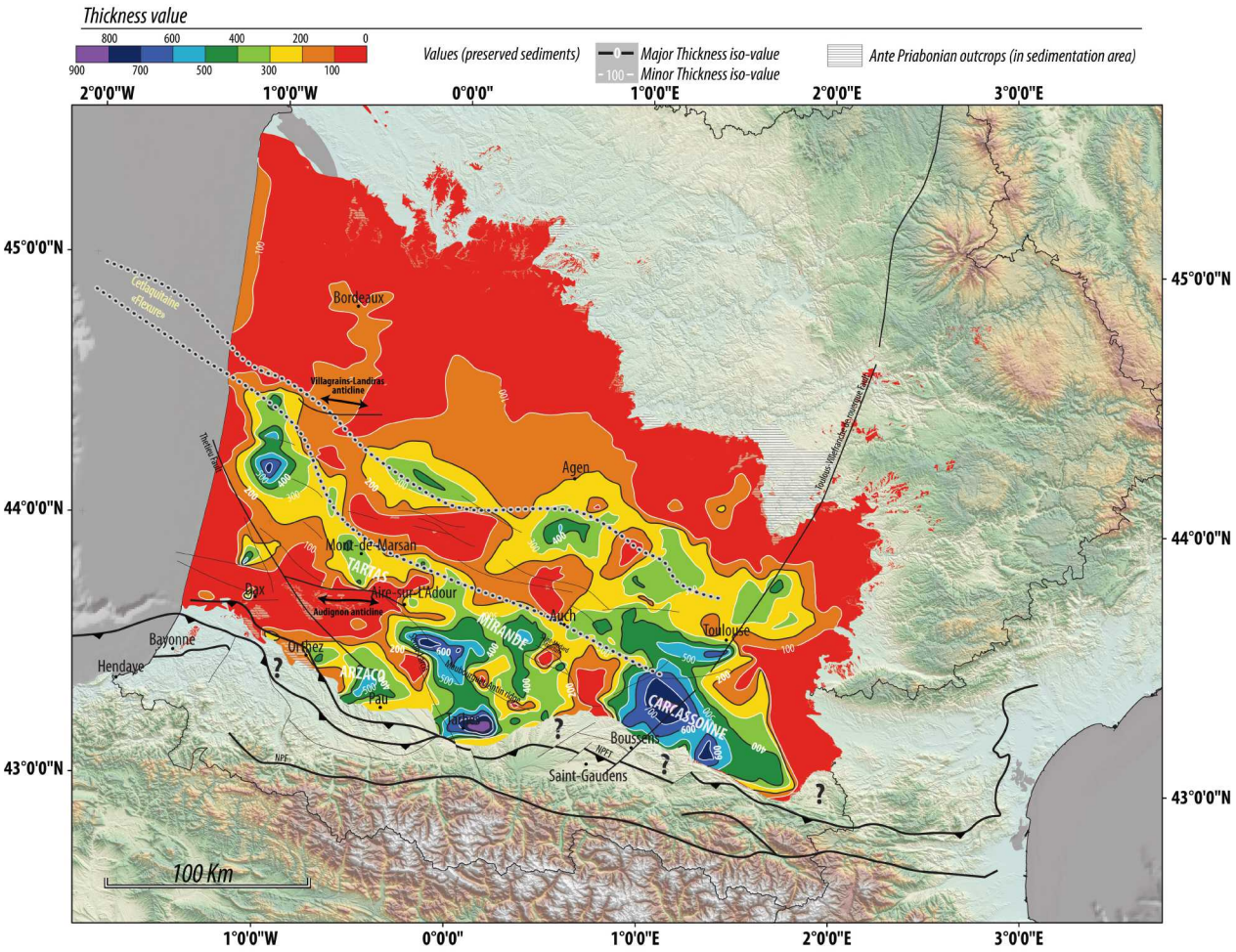


FIGURE 3.5 – Carte d'isopaques onshore du Priabonien

3.2.2 Carte d'isopaques du Priabonien

La figure 3.5 montre au premier ordre une forte accumulation de sédiments au Sud de la "flexure celtaquitaine" et à l'Est de la Structure d'Audignon avec des valeurs de sédiments préservés pouvant atteindre 900 m. Nous présenterons ici la répartition des sédiments par bassins (durée du Priabonien = 3.9 Myr) :

- **Le Bassin de Carcassonne** segmenté par les accidents décrits ci-dessus, montre une épaisseur maximale de 900 m pour la période priabonienne. L'accident majeur qui traverse ce bassin est la faille de Toulouse-Villefranche-de-Rouergue qui est une faille crustale héritée de l'orogène hercynienne (Souquet et al., 1977)(fig. 3.5). Il n'est observé aucun indice pour l'activité de cette faille, au cours de cette période, dans le bassin à la vue de la répartition des épaisseurs de sédiments préservés. Cette importante accumulation de sédiments est corrélée avec l'accélération des taux de subsidence identifiée par Ford et al. (2016).
- **Le Bassin de Mirande** présente deux dépôt-centres distinct (1) le premier situé à l'Ouest

de la structure de Saint-Médard (fig. 3.5) est étiré vers le Sud et montre une valeur maximale d'épaisseurs sédiments préservés de 600 m, (2) le deuxième est localisé plus à l'Ouest sur la terminaison Ouest de la ride Maubourguet-Antin et montre des valeurs maximales d'épaisseurs de sédiments préservés pouvant atteindre 800 m. Ces deux structures localisent donc la position des dépocentres.

- **Le Bassin de Tarbes** montre une répartition concentrique des sédiments préservés au Priabonien. Sa limite Nord est la ride de Maubourguet-Antin. La carte 3.5 met en évidence la possible connexion entre le Bassin de Tarbes et la partie Ouest du Bassin de Mirande. Les valeurs maximales d'épaisseurs de sédiment préservés dans ce bassin sont de 900 m.
- **Le Bassin d'Arzacq** confiné autour des deux structures orientées Sud-Est Nord-Ouest (réseau de failles décrochantes de Séron-Larcis et Chevauchement Frontal Pyrénéen) montre des valeurs d'épaisseurs de sédiments préservés moins importantes que dans le Bassin de Tarbes par exemple (fig. 3.5). Les valeurs maximales identifiées sont de 600 m pour le Bassin d'Arzacq.
- **Le Bassin de Tartas** présente les valeurs d'épaisseurs de sédiments préservés les moins importantes du domaine situé au Sud de la "Flexure Celtaquitaine". Les valeurs maximales dans ce bassin orienté Nord-Ouest Sud-Est sont de 500 m. La connexion avec le bassin de la façade atlantique semble possible cependant à l'Est. La Structure d'Audignon au Nord d'Aire-sur-L'Adour pourrait bloquer la connexion avec le bassin de Mirande, ou au moins bloquer le passage d'une partie des sédiments.
- **Le Bassin de la façade atlantique** montre une répartition particulière. En effet les sédiments préservés du Priabonien sont principalement localisés à l'Est du réseau de failles décrochante de Thétieu (fig. 3.5). Cette répartition est essentiellement dûe à la disposition des progradations pendant cette période (voir la figure 4 dans le chapitre 2). En effet les géométries de "foresets" se trouvent juste à l'Est du réseau de failles et les géométries de "bottom sets" à l'Ouest. Cela induit donc naturellement (sans activité tectonique décrochante marquée) cette variation d'épaisseurs. La limite Nord de cette accumulation sédimentaire se trouve au niveau de la "flexure celtaquitaine". Les valeurs maximales observées dans cette zone sont de l'ordre de 700 m de sédiments.
- **Au Nord de la "flexure celtaquitaine"**, quelques zones d'accumulations sédimentaires sont identifiées dont les valeurs maximales sont de l'ordre de 400 m de sédiments dans des zones extrêmement localisées (fig. 3.5).

Carte paléogéographique du Priabonien supérieur (entre 35.1 et 33.8 Ma)(fig. 3.6) :

L'extension maximale du domaine marin change drastiquement entre le Bartonien et le Priabonien. En effet le Bartonien montre des incursions marines, marquées par les formations de Fontaine de la Médaille et des Calcaires de Brassempouy (Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001), atteignant le Nord-Ouest de Pau dans la partie Sud du bassin d'Aquitaine. Le Priabonien est caractérisé par une avancée vers l'Ouest du littoral (fig. 3.6), qui, dans le Sud du basin d'Aquitaine est identifié par Sztrakos et al. (1998); Serrano (2001) au niveau de Dax. A l'Ouest d'Agen (fig. 3.6) le domaine marin qui sépare la partie Nord et la partie Sud du bassin d'Aquitaine ne présente pas de change-

ment de position majeur entre le Bartonien et le Priabonien. Les structures inversées dès le début Tertiaire et réactivées au cours du Priabonien (Audignon, Villagrains-Landiras) sont des zones de non-sédimentation qui forment des barrières à la propagation du domaine marin vers l'Est.

Au Nord, les études de Gayet (1985); Capdeville (1987); Dubreuilh (1987) montrent également l'avancée du littoral d'environ 50 km vers l'Ouest pour atteindre les environs de Bordeaux au Priabonien (fig. 3.6).

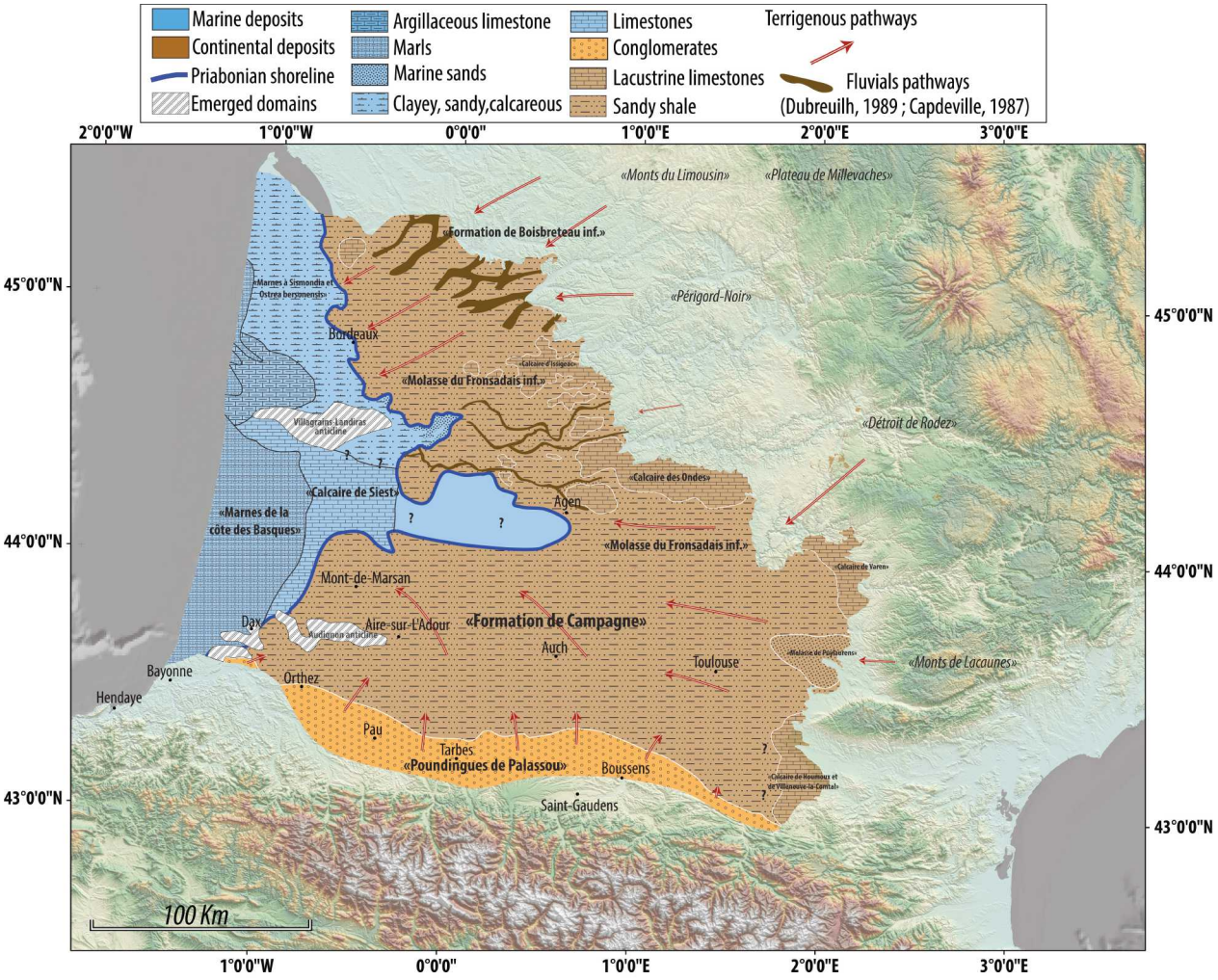


FIGURE 3.6 – Carte paléogéographique du Priabonien supérieur, modifié d'après (Gayet, 1985; Capdeville, 1987; Dubreuilh, 1987; Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001; BRGM, 2018)

Domaine marin :

- **La Formation des Marnes de la côte des Basques**, localisée dans la partie Ouest du bassin d'Aquitaine (fig. 3.6), a été reconnue à l'affleurement et en forage par Mathelin and Sztràkos (1993); Sztrakos et al. (1998); Serrano (2001). Cette formation est découpée en plusieurs membres détaillés dans Sztrakos et al. (1998). Elle est caractérisée par des marnes contenant des débris de coquilles, et correspond à un milieu épibathyale à circalittoral (Mathelin and Sz-

tràkos, 1993; Kieken and Thibault, 1975; Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001). Cette Formation est l'équivalent latéral de la formation des Calcaires de Siest.

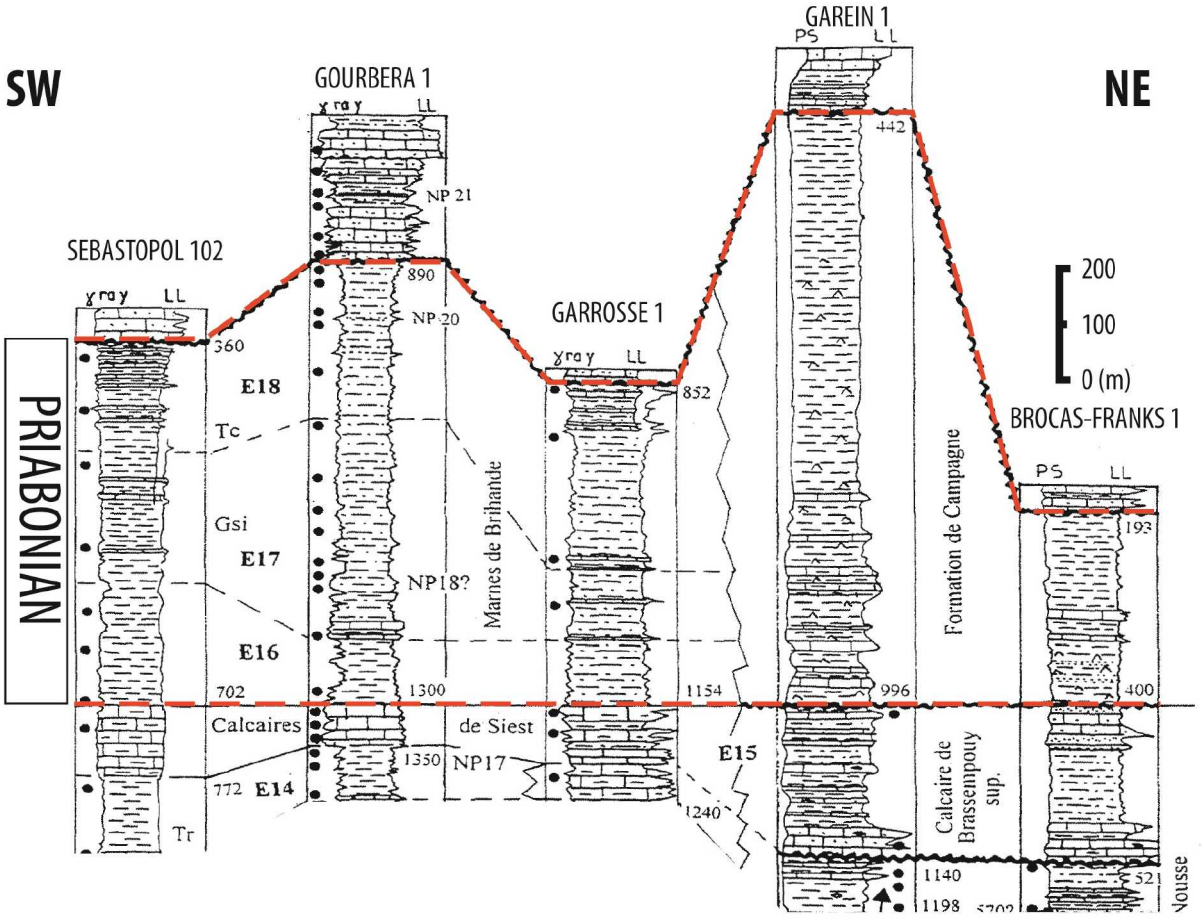


FIGURE 3.7 – Logs sédimentologiques issus des forages étudiés par Sztrakos et al. (1998), les marnes de Brihande correspondent à un des membres de la Formation des Marnes de la côte des Basques

- **La Formation des Calcaires de Siest** a été reconnue à l'affleurement et en forage (fig. 3.6), la partie basale de cette formation se trouve au Bartonien (Kieken and Thibault, 1975; Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001; Sztrákos, 2005). Elle est composée de calcaires microgrumeleux plus ou moins sableux à nombreux rotalidés. Elle présente par endroits des intercalations de marnes sableuses (Kieken and Thibault, 1975; Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001; Sztrákos, 2005). Au dessus de celle-ci se trouve les Calcaires de Cachaou, qui pourraient correspondre au derniers dépôts du Priabonien marin proximal. Cette formation est identique à celle des Calcaires de Siest. Cahuzac (1980) identifie à Thétieu des calcaires marneux priaboniens qui serait équivalents des formations décrites ci-dessus. Ces formations correspondent à un milieu de dépôt infralittoral. La Formation de Siest se retrouve également plus au Nord, où l'extension du domaine infralittoral semble plus importante (fig. 3.6).
- **Les Marnes à Sismondia et Ostrea bersonensis** sont localisées au Nord du bassin d'Aqui-

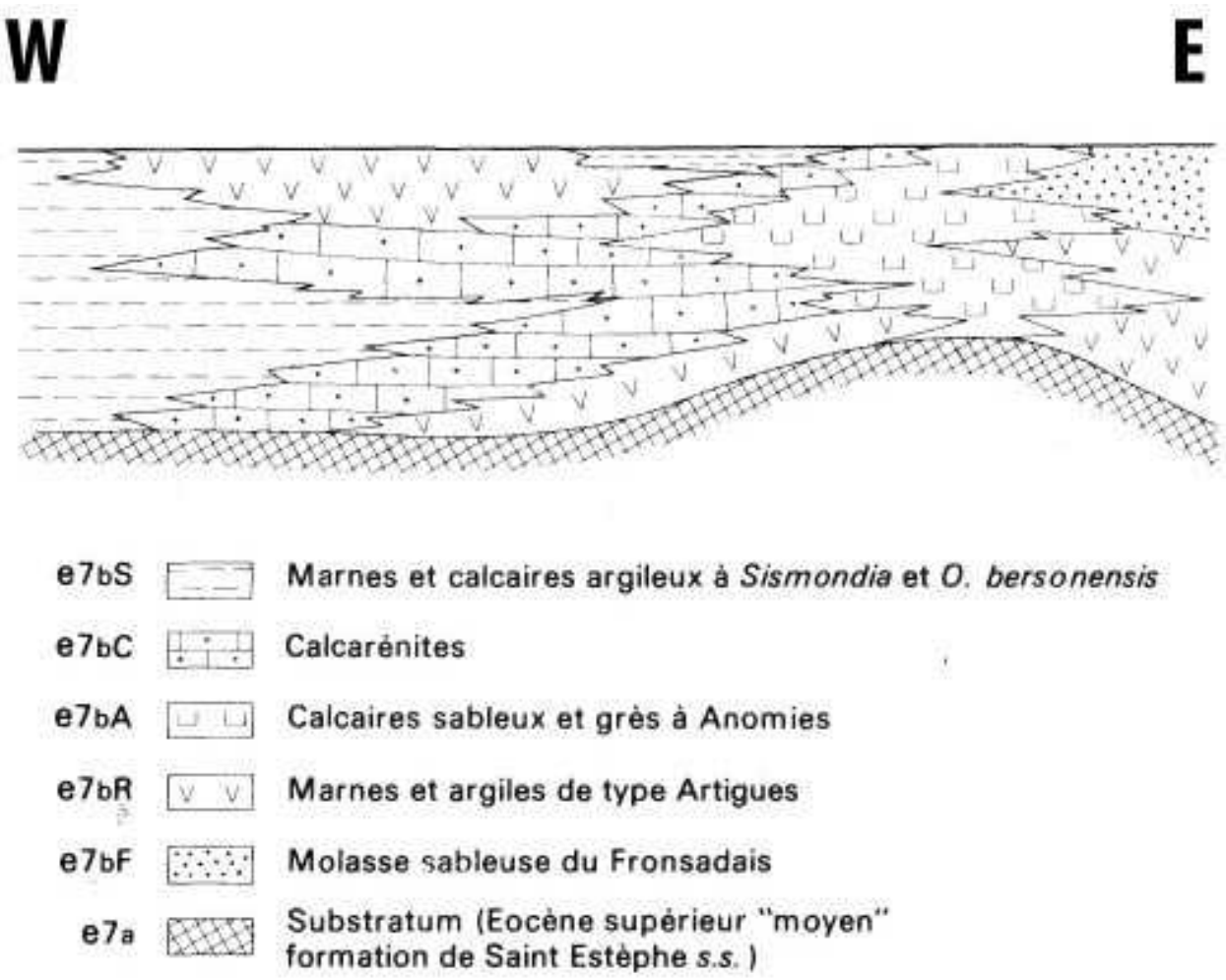


FIGURE 3.8 – Coupe synthétique des formations marines priaboniennes au Nord-Ouest de Bordeaux, (Dubreuilh and Marionnaud, 1973)

taine (fig. 3.6) et constituent l'équivalent latéral du Calcaire de Siest. Cependant la limite entre ces deux formations n'est pas formellement identifiée. Cette formation décrite par Benoist (1885); Fabre (1939), est constituée d'alternances de niveaux de calcaires sablo-argileux et de marnes (Dubreuilh and Marionnaud, 1973). Ils renferment des milioles et des orbitolites. Mouline (1977) met en évidence la présence des Marnes à Ostrea (fig. 3.8) qui est une formation composée d'argiles calcaires à nombreuses coquilles d'huîtres Bersonensis. Le milieu de dépôts de ces différentes formations est donc infralittoral, comme pour le Calcaire de Siest.

- **Les Calcaires sableux et grès à Anomies et Calcarénites** sont également présents au Nord du bassin d'Aquitaine (fig. 3.8) et constituent l'équivalent latéral proximal des Marnes à Sismondia et Ostrea bersonensis. La formation des Calcaires Sableux et Grès à Anomies décrite par Dubreuilh and Marionnaud (1973) est composée de grès et de calcaires avec par endroits des rides de houles. La formation des Calcarénites est composée de calcaires en bancs massifs puis à Orbitolites à la base et d'un calcaire plus friable en haut de la série. Ces formations

témoignent d'un environnement infralittoral lagunaire et/ou estuarien (Mouline, 1977).

Domaine continental :

- **Les Poudingues de Palassou** ont été identifiés en forage et à l'affleurement par Palassou (1784); Crochet (1989). Les poudingues de Palassou sont divisés en trois séquences, la troisième séquence est attribuée au Priabonien. Cette formation s'étend de la partie Sud-Est du bassin de Carcassonne (Crochet, 1989) jusqu'à l'Ouest d'Orthez (Hourdebaigt, 1988)(fig. 3.6). Dans la partie Ouest ces poudingues sont les Poudingues de Jurançon d'après les datations de Hourdebaigt et al. (1986). Les Poudingues de Palassou sont des dépôts de type cônes alluviaux composés de conglomérats polygéniques.
- **La Formation de Campagne** a été reconnue en forage par Sztrakos et al. (1998). Sztrákos and Steurbaut (2017) indiquent que cette formation peut déborder en âge sur l'Oligocène basal. Elle est présente dans l'ensemble de la partie sud du bassin d'Aquitaine de Toulouse au littoral priabonien (fig. 3.6). Le contact avec les Calcaires de Brassempouy sous-jacents est une surface d'érosion bien marquée (Sztrakos et al., 1998), que nous avons identifiée dans le chapitre 2, qui correspond à la première discordance du Priabonien (37.7 Ma). Elle est composée d'alternances d'argiles à Charophytes, d'argiles versicolores gypseuses et de dépôts lacustres (Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001). Les auteurs identifient également des calcaires et du gypse indiquant la présence de dépôts lagunaires couverts par des inondations marines ponctuelles (Sztrakos et al., 1998; Serrano, 2001). Cette formation correspond donc à une vaste plaine d'inondation où des lacs peuvent se former.
- Les calcaires des bassins de Castres et de Carcassonne, **le Calcaire de Varen, le Calcaire de Houmoux et Villeneuve-la-comtal**. Le Calcaire de Varen surmonte les argiles à graviers et est composé de calcaires blancs et de calcaires marneux (Burg et al., 1989). Burg et al. (1989) identifient la présence d'arrivées terrigènes dans ce bassin lacustre venant du NNO et du OSO (fig. 3.6). Le Calcaire de Houmoux et Villeneuve-la-comtal reposent sur des séries conglomératiques. Ils sont composés de calcaires blancs à rosés. Ils se trouvent au Sud dans le bassin de Carcassonne entre la Montagne Noire et les Pyrénées. Ces deux formations correspondent à des environnements lacustres où il est possible d'observer des arrivées terrigènes venant des reliefs avoisinants.
- **La molasse de Puylaurens** est localisée entre les deux dépôts lacustres décrits ci-dessus dans le bassin de Castres (fig. 3.6). Cette formation identifiée par Casteras (1956) correspond à un épandage allant des argiles sableuses aux conglomérats, elle correspond à un épandage détritique grossier dans un système fluviatile en tresse (Mouline, 1971).
- Les calcaires de la plate-forme Aquitaine, **le Calcaire des Ondes, le Calcaire d'Issigeac** sont les dépôts localisés au Nord d'Agen (fig. 3.6). Le Calcaire des Ondes est un calcaire lacustre composé essentiellement de calcaire blanc crayeux micritique. A sa base il est possible d'observer des calcrètes (Capdeville, 2000). Ces niveaux peuvent passer latéralement à des argiles carbonatées (Capdeville et al., 1996). Le Calcaire d'Issigeac est situé au Nord-Ouest du Calcaire des Ondes (fig. 3.6). Il est composé d'un calcaire micritique beige à rose, microbrèchifié

quelque fois surmonté par des dépôts marneux (Platel et al., 1996). Ces deux formations sont attribuées à des environnent lacustres et à des sols carbonatés

- **La Formation de Boisbreteau, membre inférieur** se trouve tout au Nord de la figure 3.6. Cette formation est composée de sables argileux avec quelque galets (quartzites) et d'argiles silteuses. La partie supérieure est constituée d'argiles silteuses parfois sableuses à petits niveaux ferrugineux (Platel et al., 1999). Dubreuilh (1987) interprète ces dépôts comme des systèmes fluviatiles donc l'orientation est Nord-Est Sud-Ouest (fig. 3.6).
- **La Molasse de Fronsadais, membre inférieur** est identifiée à l'Est de Bordeaux et également à l'Est de d'Agen (fig. 3.6). Elle constitue l'équivalent latéral de la Formation de Campagne du bassin sud-Aquitain. Cependant la limite entre ces deux formations est difficilement traçable. Cette molasse est composée de sables et d'argiles micacées (Capdeville et al., 1996). Cette formation s'ordonne suivant une séquence grano-croissant comportant à la base des grès tendres à éléments plus ou moins grossiers passant à des argiles silteuses. Capdeville et al. (1996) interprètent ces dépôts comme une nouvelle venue détritique chenalisée où les argiles constituent la plaine d'inondation. Enfin Dubreuilh (1987) indique que ces distributaires fluviatiles seraient de type anastomosés, indiquant une faible pente.

Pour résumer :

- Le Priabonien marin est marqué par une avancé du littoral jusqu'aux environs de Dax et de Bordeaux (fig. 3.6). Le domaine marin est scindé en deux régions lithologiquement différentes : (1) au Sud de la structure de Villagrains-Landiras, les dépôts marins (Calcaire de Siest, Marnes de la Côte des Basques) mettent en évidence une importante fraction carbonatée, (2) au Nord de la structure de Villagrains-Landiras les faciès marins sont caractérisés par une fraction terrigène plus importante sans doute due à la connexion avérée des systèmes fluviatiles venant de l'Est qui alimentent le domaine marin en élèments terrigènes (fig. 3.6).
- Le Priabonien continental est marqué, comme depuis l'Yprésien, par des arrivées terrigènes importantes matérialisées par les distributaires fluviatiles au Nord d'Agen et à l'Est de Bordeaux (fig. 3.6). Les systèmes continentaux dans cette région avancent d'environ 50 km entre le Bartonien et le Priabonien. C'est au Sud que l'avancée des sédiments continentaux vers l'Ouest est la plus importante : elle peut atteindre par endroits 80 km d'avancée (Sztrakos et al., 1998). Elle est matérialisé par la Formation de Campagne (fig. 3.6). Au Nord comme au Sud il est possible d'observer des dépôts lacustres dont l'extension géographique est importante.

D'un point de vue des zones d'alimentation terrigène, le Priabonien met en évidence plusieurs sources :

- au Nord-Est de Bordeaux, les systèmes fluviatiles de la Formation de Boisbreteau semblent être alimentés par des sources venant du Nord-Est et de l'Est (fig. 3.6). Cela pourrait donc induire une alimentation provenant des Monts du Limousin, du Plateau de Millevaches et du Périgord Noir (fig. 3.6).
- au Nord d'Agen les systèmes fluviatiles de la Formation de la Molasse du Fronsadais montrent des directions d'alimentation Est-Ouest et Nord-Est Sud-Ouest qui induisent probablement

une source sédimentaire issue du Détroit de Rodez (fig. 3.6).

- à l'Est de Toulouse le dépôt de la Molasse de Puylaurens (fig. 3.6) prend sa source à l'Est, sans doute depuis les Monts de Lacaunes. Sur le dôme de la Grésigne des dépôts Priaboniens marquent sans doute également une venue détritiques dans cette zone.
- au Sud les Poudingues de Palassou (fig. 3.6) sont issus de l'érosion de la chaîne pyrénéenne. Ces apports semblent limités au Sud de Dax pour la partie la plus occidentale.

3.3 L'Oligocène : dépôt-centres et paléogéographie

3.3.1 Le Rupélien du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique

Carte d'isohypses onshore de la base du Rupélien (fig. 3.9) :

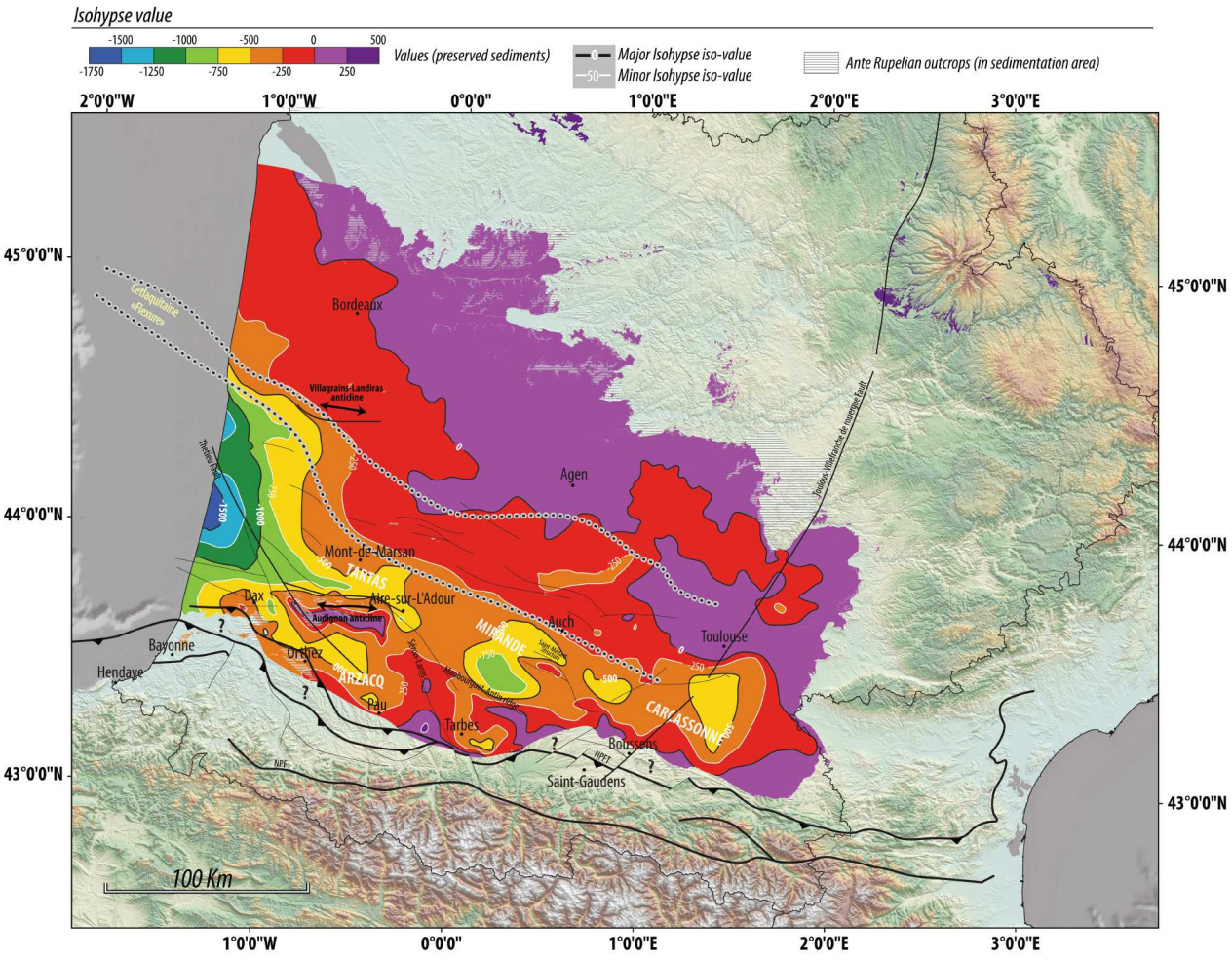


FIGURE 3.9 – Carte d'isohypses onshore de la base du Rupélien

La carte d'isohypses de la base du Rupélien (fig. 3.9) met en évidence la présence de plusieurs sous-bassins déjà présentés dans la section 3.2. Comme pour le Priabonien, la "flexure celatquitaine" marque la limite (fig. 3.9) entre les bassins subsident au Sud et le domaine non-subsident au Nord. L'Oligocène est la dernière période où cette délimitation est effective. La répartition des sous-bassins semblent être en tout point identique à la période oriabonienne. Cependant quelques différences sur la répartition au sein même des sous-bassins sont à noter.

La répartition actuelle des isohypses montre une répartition des bassins (description d'Est vers

l'Ouest) :

- à l'Est le **Bassin de Carcassonne**, situé entre Boussens et Toulouse (fig. 3.9) est bien délimité par l'isohypse -500 m. Cette délimitation se trouve essentiellement à l'Est de la Faille de Toulouse (fig. 3.9), ce qui marque la différence majeure comparée aux isohypses de la base du Priabonien (fig. 3.4). Cette observation sera reprise et confirmée sur la carte d'épaisseurs de l'Oligocène (fig. 3.11).
- à l'Ouest du Bassin de Carcassonne, la structure de Saint-Médard (fig. 3.4) dont la phase de structuration majeure est anté-Rupélien (cf. chapitre 2, coupe R6, aucun epaississement de part et d'autre de la structure) segmente et délimite les bassins de Carcassonne et de Mirande. Le **Bassin de Mirande** est limité au Sud par la ride de Maubourguet-Antin (fig. 3.9)orienté Sud-Est Nord-Ouest, son âge de structuration est anté-Priabonien. Ce bassin est marquée par l'isohypse - 500 m sur la figure 3.9. La profondeur actuelle maximale de ce bassin est représentée par l'isohypse -750 m.
- au Sud du Bassin de Mirande, le **Bassin de Tarbes** est confiné entre deux structures. Au Nord, la ride de Maubourguet-Antin, à l'Ouest le réseau de failles décrochantes de Séron-Larcis orienté Sud-Est Nord-Ouest qui semble se raccorder à la structure d'Audignon (fig. 3.9). Ce bassin est délimité par l'isohypse -250 m et la profondeur maximale de celui-ci atteint difficilement 500 m.
- au Nord-Ouest du Bassin de Tarbes, le **Bassin d'Arzacq** est limité à l'est par le réseau de failles décrochantes de Séron-Larcis (fig. 3.9) et au Nord par la structure d'Audignon. Cette structure n'est plus active pendant l'Oligocène (Serrano, 2001). Le bassin d'Arzacq est bien délimité par l'isohypse -250 m et montre une profondeur maximale de 500 m. La carte 3.9 met en évidence la présence d'un corridor entre Orthez et Dax (à l'Ouest de la structure d'Audignon) qui n'était pas aussi visible pendant le Priabonien.
- au Nord de la structure d'Audignon, le **Bassin de Tartas** (fig. 3.9) est limité au Nord par la "Flexure celtaquitaine", et il s'ouvre vers l'Ouest (plus largement comparé au Priabonien) en direction du bassin profond situé au niveau de la côte actuelle. Le blocage de la connexion, entre les bassins de Mirande et de Tartas, par la structure de Lussagnet est moins important (comparé au Priabonien) aux regards des isohypses de la base du Rupélien (fgi. 3.9). Le Bassin de Tartas est délimité par l'isohypse -500 m.
- à l'Ouest du Bassin de Tartas, le **Bassin de la façade atlantique** montre des profondeurs maximales de plus de -1500 m (fig. 3.9). La différence majeure comparée à la période priabonienne est le changement de localisation des valeurs maximales. En effet pendant le Priabonien celles-ci étaient surtout localisée à l'Est du réseau de failles décrochantes de Thétieu, alors qu'au Rupélien celles-ci se trouvent principalement à l'Ouest (fig. 3.9). Ceci induit un mouvement majeur sur cette faille que nous détaillerons sur la carte d'isopaques de l'Oligocène (fig. 3.11).
- au **Nord de la "flexure celtaquitaine"** (fig. 3.9) les isohypses montrent la présence d'un domaine à très faible pente.

Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Rupélien (fig. 3.9)

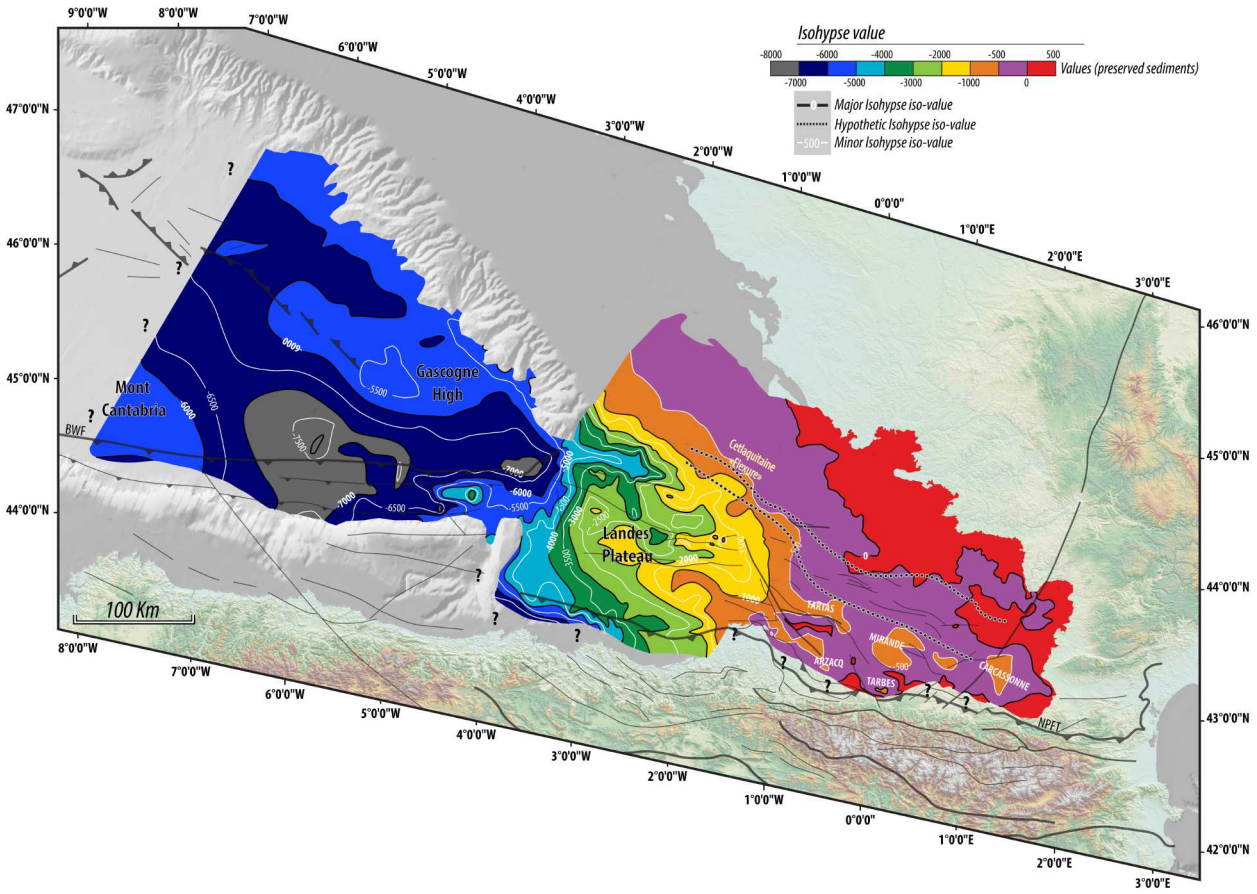


FIGURE 3.10 – Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Rupélien

La figure 3.10 montre l'extension offshore des domaines décrits ci-dessus. Comme pour la carte onshore (fig. 3.9) la "flexure celtaquitaine" limite les domaines profonds au Sud et les domaines moins profonds au Nord. Cette limite semble se poursuivre vers le Nord-Ouest et est marquée par l'orientation des isophypses -500 et -1000m (fig. 3.10).

Le Plateau landais, domaine de transition entre la plate-forme et la plaine abyssale, n'est pas homogène aux vues des isohypses. Il est segmenté en deux domaines, un au Nord situé au niveau du Bassin de Parentis/Cap Ferret et un deuxième au Sud, situé sur le Haut des Landes (fig. 3.10). La limite entre ces deux domaines correspond au système de failles orientées Est-Ouest héritées de l'extension (faille bordière méridionale du Bassin de Parentis) et reprises pendant l'épisode compressif (Ferrer et al., 2012). (1) Le domaine Nord est limité par l'isohypse -2000 m et montre la présence de rentrants également marqués par cette isohypse. L'activité des diapirs continue durant cette période (Ferrer et al., 2012) et forme des hauts dans ce domaine, marqués par le tracé des isohypses -500 m (orange sur la figure 3.10). (2) Le domaine Sud se trouve relativement haut par rapport au domaine Nord, avec le prolongement de l'isohypse -1000 m en offshore (fig. 3.10). Les isohypses

s'approfondissent progressivement vers le Nord-Ouest sur la bordure de ce plateau.

L'actuelle plaine abyssale du Golfe de Gascogne est caractérisée par la présence de plusieurs domaines : (1) des domaines relativement hauts (fig. 3.10), le "Gascogne High" dont l'extension maximale est délimitée par l'isohypse -6000 m. Ce haut résulte de l'inversion de bassins mésozoïques durant la phase compressive pyrénéenne (Fidalgo-González, 1995; Thinon, 1999) et constitue donc un haut pendant l'Oligocène. Un autre haut, durant l'Oligocène, situé à l'Ouest du bassin profond marqué par l'isohypse -6000 m, est le Mont Cantabria. Il est également interprété comme un bassin mésozoïque inversé au cours de la phase pyrenéenne (Montadert et al., 1971). (2) Des domaines relativement profond sont identifiés. Au Sud du bassin profond du Golfe de Gascogne, deux domaines profonds marqués par l'isohypse -7000 m ont été identifiés. Ils sont localisés au niveau des chevauchements pyrénéens du Golfe de Gascogne (BWF = Biscay Wedge Front sur la figure 3.10). Ils correspondent à la création d'espace disponible, dans cet empilement de chevauchements, lié à la dernière phase de structuration dans cette zone. L'isohypse -7500 m correspond à la dépression créée au front du chevauchement frontal (BWF).

3.3.2 Carte d'isopaques de l'Oligocène

La figure 3.11 montre au premier ordre une forte accumulation de sédiments au Sud de la "flexure celtaquitaine" comme pour la période priabonienne. Cependant les principaux dépôt-centres de l'Oligocène se retrouvent également à l'Ouest de la structure d'Audignon (fig. 3.11). La répartition des sédiments met également en évidence des épaisseurs plus importantes au Nord des structures de Maubourguet-Antin et d'Audignon. Les valeurs maximales de sédiment préservées sont de 1200 m. Nous présenterons ici la répartition des sédiments par bassins (durée de l'Oligocène = 10.87 Myr) :

- **Le Bassin de Carcassonne** montre une épaisseur maximale de 900 m. La répartition des sédiments préservés au sein de ce bassin confirme les observations faites sur la carte d'isohypses onshore de la base du Rupélien (fig. 3.9). En effet les sédiments sont principalement préservés à l'Est de la faille de Toulouse (fig. 3.11). Cela indique donc un mouvement sur cette faille au cours de l'Oligocène qui crée de l'espace disponible à l'Est de cette faille. Il est possible que cette faille ait eu un jeu normal (composante décrochante ?) pendant l'Oligocène en relation avec l'ouverture du Golfe du Lion, mais ceci reste à ce jour une hypothèse.
- **Le Bassin de Mirande** montre une épaisseur maximale de sédiments de 1100 m. A l'Est de la structure de Saint-Médard (fig. 3.11), un dépôt-centre (900 m au plus épais) a été identifié qui correspond à une zone de non-préservation pendant le Priabonien. A l'Ouest et au Sud de la structure de Saint-Médard, deux dépôcentres sont identifiés et sont limités au Sud par la ride de Maubourguet-Antin. Leur orientation est WNW-ESE. La limite méridionale de ces dépôt-centres est bien marquée par la ride de Maubourguet-Antin.
- **Le Bassin de Tarbes** montre des valeurs de sédiments préservés atteignant 800 m. Au Priabonien (fig. 3.5), le Bassin de Tarbes montre des accumulations sédimentaires plus importantes

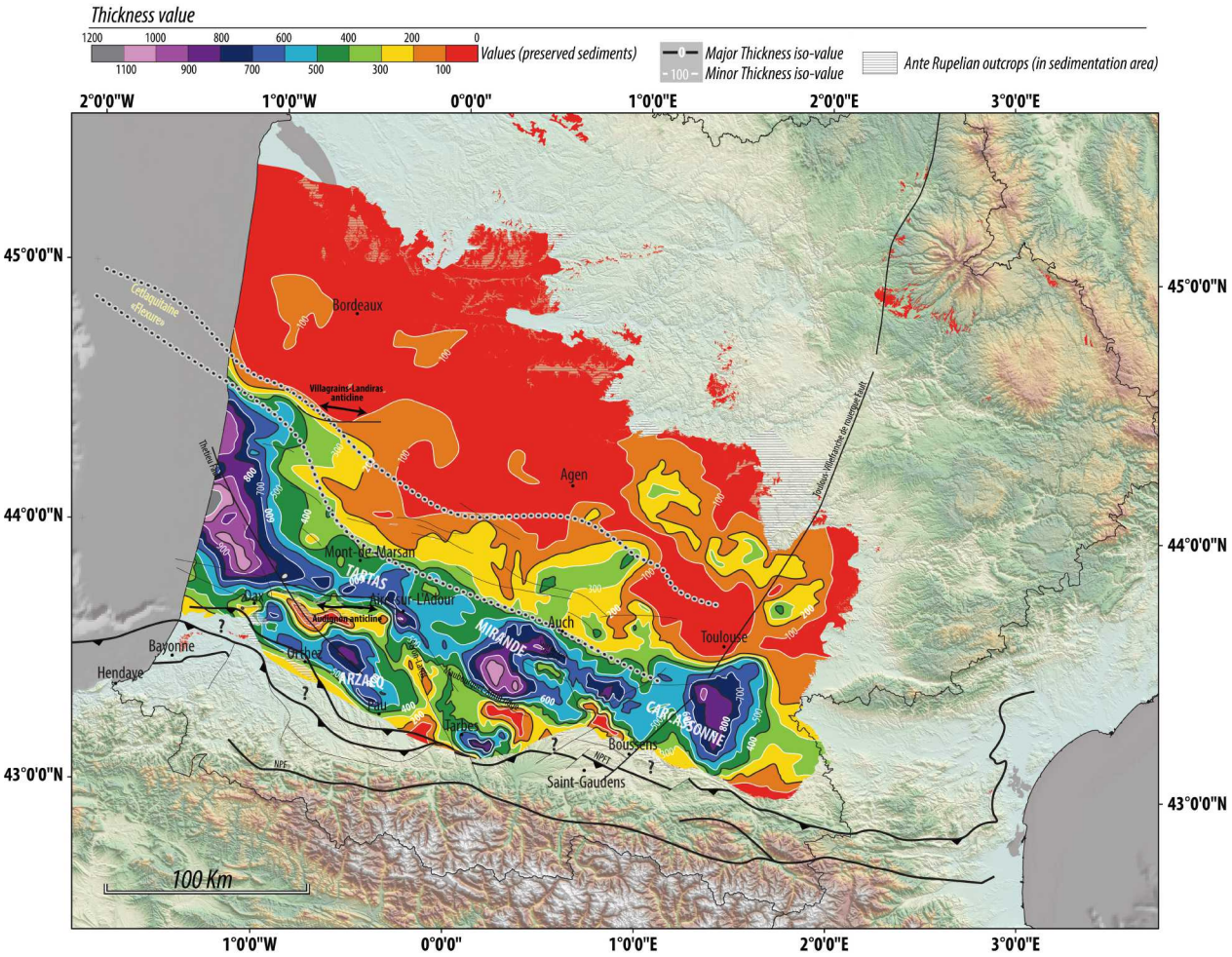


FIGURE 3.11 – Carte d'isopaques onshore de l'Oligocène

que dans le Bassin de Mirande. A l'Oligocène (fig. 3.11), cette tendance s'inverse, on observe donc la migration du dépôcentre vers le Nord.

- **Le Bassin d'Arzacq** montre une accumulation maximale de sédiments de 800 m. Il est observé au Nord-Ouest d'Orthez un dépôt-centre (700 m au plus épais) qui n'était pas présent pendant le Priabonien. Cette création d'espace disponible avait déjà argumentée indirectement par les travaux de Zolnaï (1971, 1975); Gély and Sztràkos (2000); Gély and Sztràkos (2001). Ces auteurs montrent qu'entre le Rupélien inférieur (NP 21) et le Chattien supérieur (NP 25), une phase de déformation importante engendre l'avancée de l'Unité de Peyrehorade (chevauchement situé entre Dax et Orthez) de 30 à 40 km vers le NNO, ce qui induit une augmentation de l'espace disponible au front de ce chevauchement. Sztrákos and Steurbaut (2017) appuient cette hypothèse et mettent également en évidence la présence d'un demi-cycle rétrogradant au Sud (Formation de Mugron et de Moulin de Batan) synchrone d'une régression généralisée dans le reste du bassin (Molasse de l'Agenais). Cela induit donc la création d'espace dispo-

nible liée à l'activité tectonique en compression. Le dépôt-centre situé au Sud de la structure d'Audignon (fig. 3.11) à l'Est d'Orthez semble être contrôlé par le prolongement du réseau de failles décrochantes de Thétieu.

- **Le Bassin de Tartas** montre une épaisseur maximale de sédiments préservées de 900 m. La connexion avec le Bassin de la facade atlantique est bien marquée sur la figure 3.11. Du côté Est la carte d'isopaques 3.11 semble indiquer une connexion entre les Bassins de Mirande et de Tartas. Cette accumulation sédimentaire est contrôlée par le fonctionnement du synclinal de Tartas qui guide la transgression du Chattien supérieur (Sztrákos and Steurbaut, 2017).
- **Le Bassin de la façade atlantique** contient les plus fortes épaisseurs de sédiments préservés dans le bassin d'Aquitaine avec des valeurs atteignant 1200 m. Comme annoncé sur la carte d'isohypses onshore de la base du Rupélien (fig. 3.9) le dépôt-centre de ce bassin se trouve à l'Ouest du réseau de failles décrochantes de Thétieu, alors que celui-ci se trouvait à l'Est de cette structure durant le Priabonien. Les géométries associées sont imagées sur la figure 4 du chapitre 2. L'épaississement à l'Ouest est donc lié à l'activité de ce réseau de failles pendant l'Oligocène. L'activité de cette faille est sans doute reliée à l'avancée des chevauchements plus au Sud pendant cette période.
- **Au Nord de la "flexure celtaquitaine"** montre au premier ordre très peu de sédiments préservés entre Agen et et la côte actuelle. Entre Agen et la faille de Toulouse deux dépôt-centres marqués par les valeurs d'isopaques 300 m sont identifiés. Leur origine n'est cependant à ce jour pas expliquée. Enfin à l'Est de la faille de Toulouse un dépôt-centre plus important (valeurs maximales de sédiments préservés, 500 m) est observé. Cependant sa véracité et son interprétation sont impossibles à la vue du peu de données disponibles dans cette zone (fig. 3.3).

Carte paléogéographique du Rupélien moyen (32.2 Ma)(fig. 3.12)

L'extension maximale du domaine marin au Rupélien moyen montre des différences majeures comparées au Priabonien (fig. 3.12), principalement dans la partie Nord du bassin d'Aquitaine. Au Sud le littoral montre deux avancés (30 à 40 km vers l'Est d'après Sztrákos and Steurbaut (2017)), (1) au Sud-Est de Dax (fig. 3.12) le domaine marin franchit les domaines émergés au Priabonien (fig. 3.6), ce qui comme nous le verrons sur la carte d'isopaques de l'Oligocène (fig. 3.11), est induit par une augmentation de l'espace disponible au front des unitées chevauchantes de l'Ouest du bassin d'Aquitaine, (2) au Nord-Est de Mont-de-Marsan (fig. 3.13) le littoral se déplace vers l'Est comparée à la période priabonienne. Au Nord du bassin d'Aquitaine, le Rupélien moyen correspond à la transgression majeure de l'Oligocène (Pratviel, 1972; Cahuzac, 1980; Sztrákos and Steurbaut, 2017) où la mer des Calcaires à Astéries avance de l'ordre de 90 km vers l'Est (fig. 3.12). La carte 3.12 met également en évidence une plate-forme carbonatée plus étendue au Nord qu'au Sud. Au Sud, la Formation de Gass passe rapidement à la Formation de Capcosle, alors qu'au Nord l'équivalent circalittoral à épibathyal des Calcaires à Astéries se retrouve plus à l'Ouest sur la marge Aquitaine. Cette différence est également corrélée avec les domaines identifiés sur la carte d'isohypses de la base du Rupélien (fig. 3.9), où la partie Nord correspond à un domaine de très faible pente.

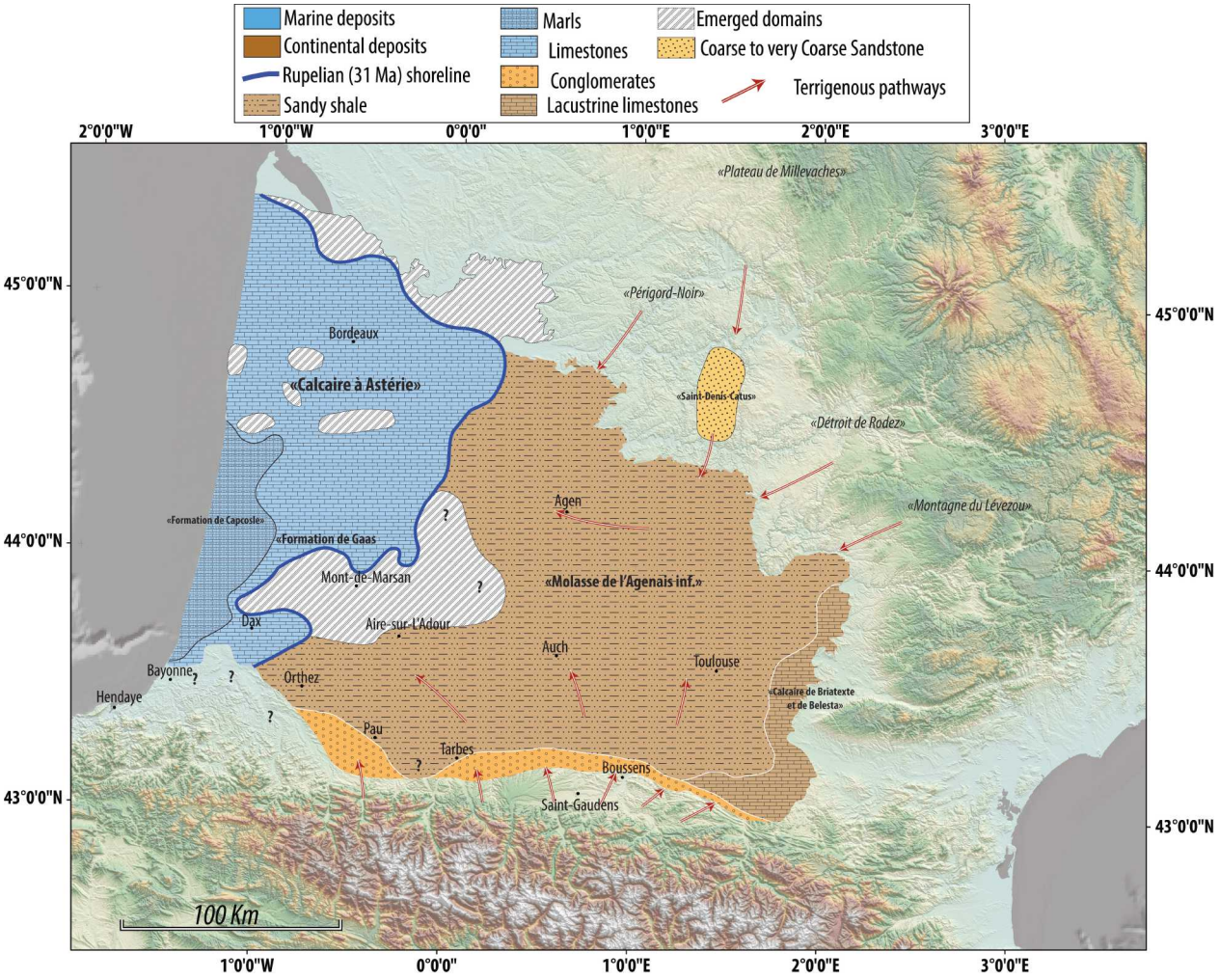


FIGURE 3.12 – Carte paléogéographique du Rupélien moyen, modifié d'après Sztrákos and Steurbaut (2017) et BRGM (2018)

.

Domaine marin :

- **La Formation des Calcaires à Astéries** est localisée au Nord du bassin d'Aquitaine (fig. 3.12). Cette formation est présente pendant toute la période oligocène (fig. 3.13), mais le maximum de trangression a été reconnu par Sztrákos and Steurbaut (2017) pendant le Rupélien moyen (P19 et P20 inf)(fig. 3.13). Cette formation a été caractérisée par Delbos (1847) et a fait l'objet de nombreuses descriptions (Benoist, 1887; Pratviel, 1972; Dubreuilh and Marionnaud, 1973) . Enfin elle a été replacée, précisément, dans un cadre biostratigraphique par Sztrákos and Steurbaut (2017). Elle est composée d'un ensemble dominant de calcaires bioclastiques à mélobésiées, foraminifères, bryozoaires, échinodermes (Astéries) et polypiers (Sztrákos and Steurbaut, 2017). Cette formation présente par endroits des affinitées récifales comme pour la Formation de Gaas au Sud. Au sein des cette formation il est possible d'observer des niveaux carbonatés ou argileux à huitres (Delbos, 1847). Cela traduit donc un milieu de plate-forme

oscillant entre plate-forme interne et externe.

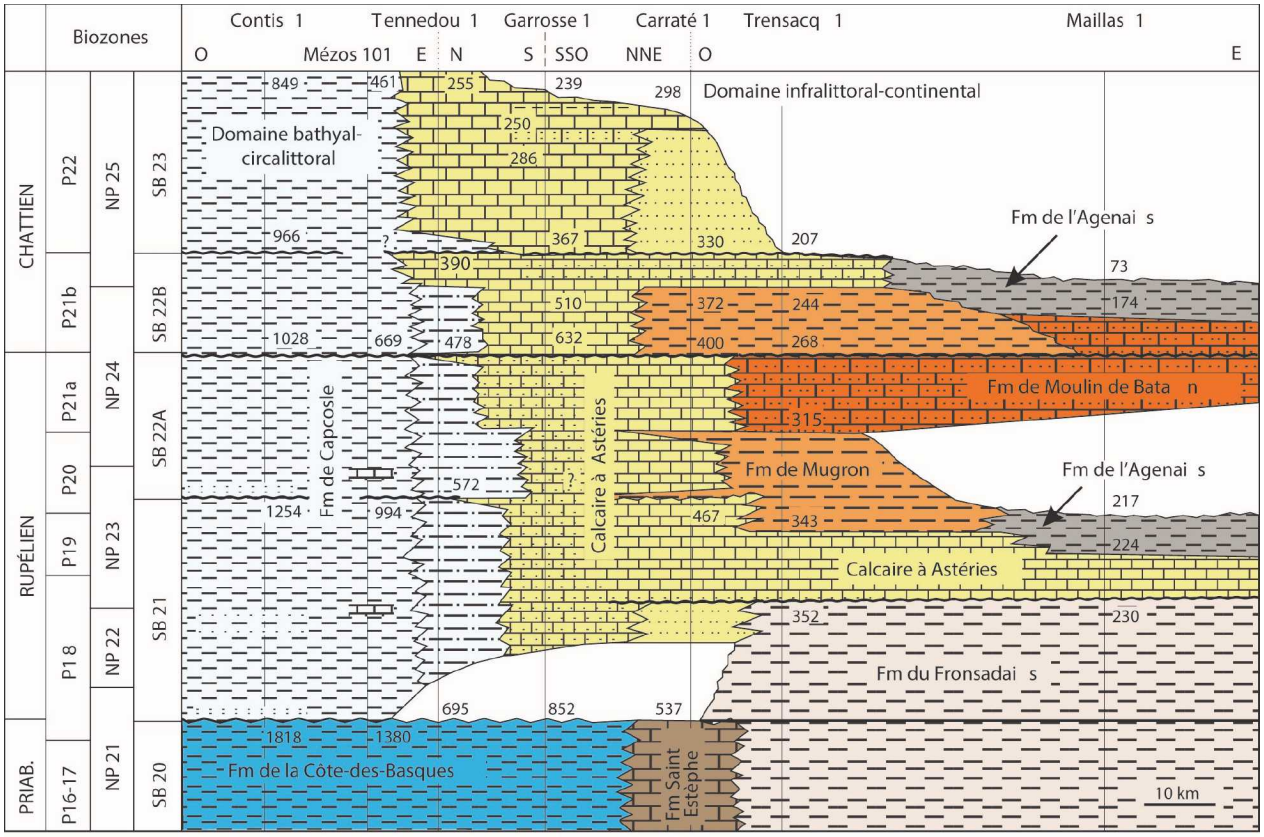


FIGURE 3.13 – Corrélation de forages au Nord de Mont-de-Marsan montrant la succession oligocène et en particulier la transgression du Rupélien moyen (Sztrákos and Steurbaut, 2017)

- **La Formation de Gaas** est l'équivalent au Sud de la formation des Calcaires à Astéries. Elle a été caractérisée pour la première fois par Raulin (1897). Cette Formation a été replacée dans un contexte biostratigraphique précis par Cahuzac et al. (1997); Cahuzac and Poignant (2002). Elle est caractérisée par l'alternance de calcaires bioclastiques, de marnes et d'argiles. Elle est également remarquable de part l'absence de faciès sableux quartzeux (Sztrákos and Steurbaut, 2017). La formation de Tuc de Saumon, faisant partie de la Formation de Gaas, a été décrite par Boulanger et al. (1970) et est présentée sur la figure 3.14. Elle correpond à la partie la plus récifale de la Formation de Gaas qui est interprétée par Boulanger et al. (1970); Cahuzac (1980) comme un récif frangeant adossé à une île.
- **La Formation de Capcosle** est l'équivalent latéral de la Formation de Gaas au Sud du bassin d'Aquitaine (fig. 3.12 et 3.13) et a été introduite par Sztrákos and Steurbaut (2017). Elle s'étend sur la totalité de la période oligocène. Elle est formée par des lithologies à dominante argileuse qui appartiennent majoritairement aux milieux circalittoral et épibathyal. Sztrákos and Steurbaut (2017) signalent également la présence de petits niveaux turbiditiques sableux ou carbonatés.

Domaine continental :

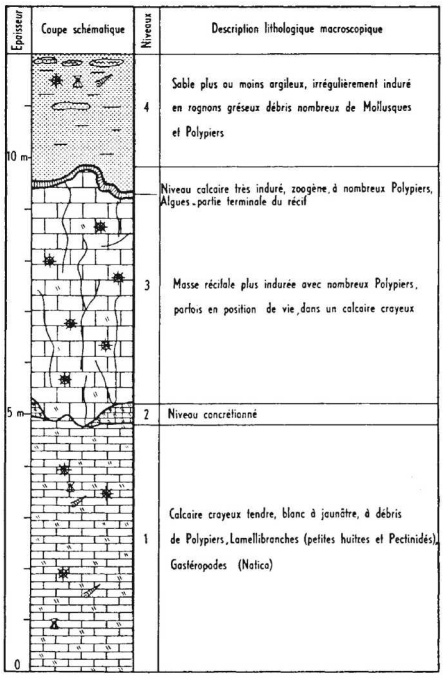


FIGURE 3.14 – Description sédimentaire de l'ensemble lithologique du récif du Tuc de Saumon, présentée dans Platel (1990b) et issue de Boulanger et al. (1970)

- **Les Poudingues de Palassou, ou Molasse oligocène** ont été identifiés en forage et à l'affleurement par Palassou (1784) etCrochet (1989). Le dernier membre de cette formation est normalement attribué au Priabonien. Cependant, dans le chapitre 2, nous avons montré sur la coupe R6 que ce système de piedmont était actif au moins jusqu'à la base du Chattien (PCf6 = 27.1 Ma). Cette formation s'étend de la partie Sud-Est du bassin de Carcassonne (Crochet, 1989) jusqu'au Sud d'Orthez (Hourdebaigt, 1988)(fig. 3.6). Dans la partie Ouest ces poudingues sont les Poudingues de Jurançon d'après les datations de Hourdebaigt et al. (1986). Les Poudingues de Palassou sont des dépôts de type cônes alluviaux composés de conglomérats polygéniques.
- **La Formation de la Molasse de l'Agenais, membre inférieur** est la formation continentale dominante du bassin d'Aquitaine pendant le Rupélien moyen (fig. 3.12). A la base, elle est caractérisée par des grès fins à grossiers admettant la présence de quelques graviers (fig. 3.15). Capdeville and Turq (2003) identifient la présence de litages obliques indiquant un courant tractif qui correspond probablement à un système fluviatile. BRGM (2018) mettent en évidence une chenalisation à la base, argument également en faveur d'un système fluviatile. Enfin la suite de la série sédimentaire est caractérisée par des silts carbonatés et d'argiles carbonatées à traces de pédogénèse (fig. 3.15). Cette formation correspond donc à la base, a un système fluviatile, puis la suite de la série est représentative d'une vaste plaine d'inondation.
- Les calcaires des bassins de Castres et de Carcassonne, **Le Calcaire de Briatexte et de Belesta** sont les deux formations prédominantes dans les bassins de Castres et Carcasssonne.

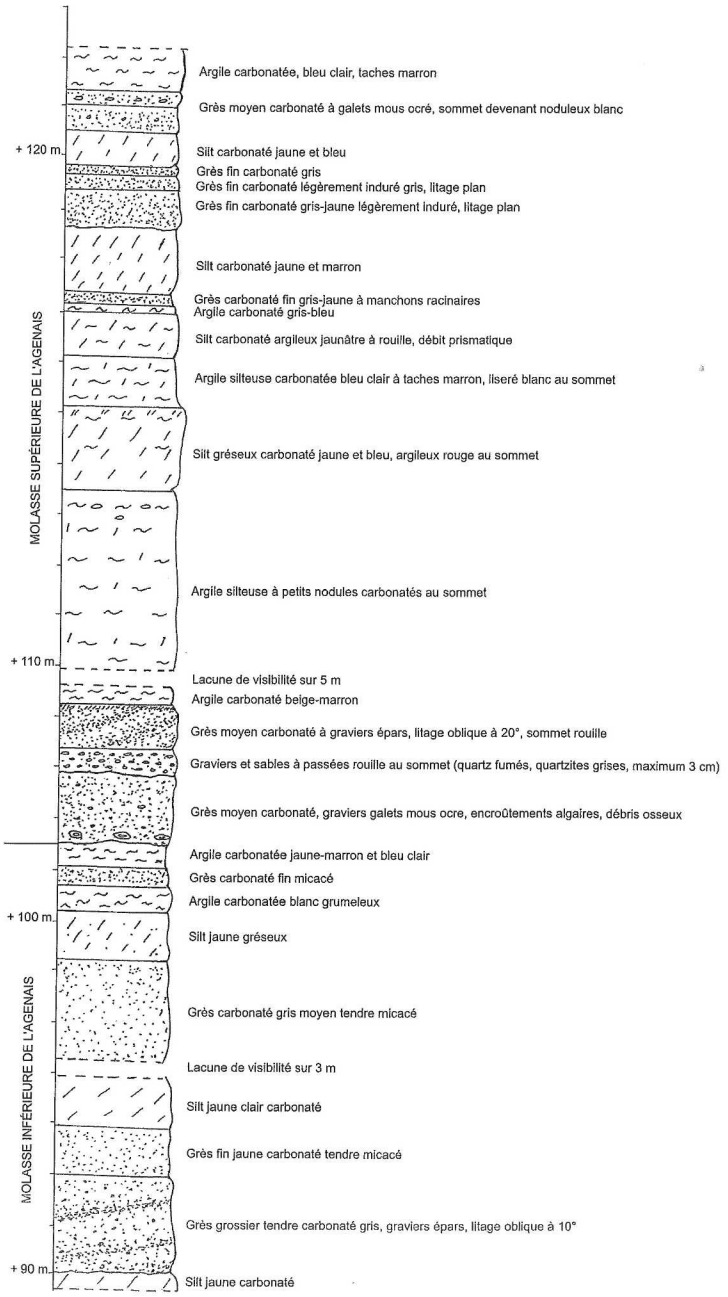


FIGURE 3.15 – Description sédimentaire de l'ensemble lithologique de la Molasse de l'Agenais inférieur et supérieur (Capdeville and Turq, 2003)

Le Calcaire de Briatexte renferme de nombreux fossiles (Mouline, 1971) et correspond à un environnement lacustres où des arrivées terrigènes peuvent être observées. Le Calcaire de Belesta identifié par Demange (1997) est caratérisé par un ensemble palustre à lacustre. La base de la série peut montrer des arrivées terrigènes rappelant la Molasse de Puylaurens (Priabonien). Au sommet de la série ce sont les faciès lacustres et palustres qui sont dominants.

- **La Formation de Saint-Denis-Catus** est localisée au Nord-Est d'Agen. Elle a été identifiée par Astruc (1986a,b) à l'affleurement. Elle repose sur les séries jurassico-crétacées. Elle remplit une paléovallée orientée Nord-Sud. Elle est composée d'une épaisse couche de galets pouvant atteindre 20 cm. L'épaisseur totale de cet épandage est d'environ 20 m au Nord et 70 m au Sud (Astruc, 1986b,a). Les auteurs y observent des stratifications obliques et entrecroisées attestant de la présence d'un réseau fluviatile. Le matériel alluvial est majoritairement constitué de quartz.

Pour résumer :

- Le Rupélien moyen marin est une transgression majeure dans le bassin d'Aquitaine. Celle-ci est plus importante au Nord (Calcaire à Astéries) qu'au Sud (Formation de Gaas). Les lithologies identifiées, dans le domaine de plate-forme, sont essentiellement carbonatées avec au Sud des affinités récifales (Récif du Tuc de Saumon). Le domaine bathyal se trouve exclusivement au Sud (Formation de Capcosle), au Nord le domaine de plate-forme des Calcaires à Astéries se prolonge à l'Ouest de la côte actuelle.
- Le Rupélien moyen continental est principalement dominé par la présence d'une vaste plaine d'inondation (Molasse de l'Agenais) essentiellement argileuse et silteuse. Au niveau du piedmont pyrénéen les Poudingues de Palassou et les Poudingues de Jurançon constituent les derniers dépôts de piedmont du Paléogène. L'extension géographique de ces dépôts de type cônes alluviaux est moins importante comparée à la période priabonienne. Dans les bassins de Castres et de Carcassonne ce sont les faciès lacustres et palustres qui sont prédominants. Enfin la Formation de Saint-Denis-Catus met en évidence la présence d'un système fluviatile orienté Nord-Sud.

D'un point de vue des zones d'alimentation terrigène, le Rupélien moyen met en évidence plusieurs sources :

- au Nord du bassin d'Aquitaine les apports terrigènes sont absents au Nord et à l'Est de Bordeaux (fig. 3.12), les premières venues terrigènes semblent provenir du Périgord Noir et alimentent la molasse de l'Agenais. La Formation de Saint-Denis-Catus met en évidence des apports provenant sans doute du Plateau de Millevaches. Cet épandage alluvial peut également alimenter la Molasse de l'Agenais à l'Est d'Agen. Au Nord des Calcaires des bassins de Castres et de Carcassone, où la Molasse de l'Agenais est présente (fig. 3.12), il est possible que la Montagne du Lévezou et le Détroit de Rodez soient les deux principales sources de cette vaste plaine d'inondation.
- au Sud du bassin d'Aquitaine, les apports terrigènes proviennent bien évidemment des Pyrénées et sont cantonnés au Sud d'Orthez pour la partie la plus occidentale (fig. 3.12). Ces sources alimentent les Poudingues de Palassou et de Jurançon ainsi que la plaine d'inondation de la Molasse de l'Agenais.

3.3.3 Le Chattien du Bassin d'Aquitaine, carte paléogéographique

Carte paléogéographique du Chattien supérieur (24.5 Ma)(fig. 3.16)

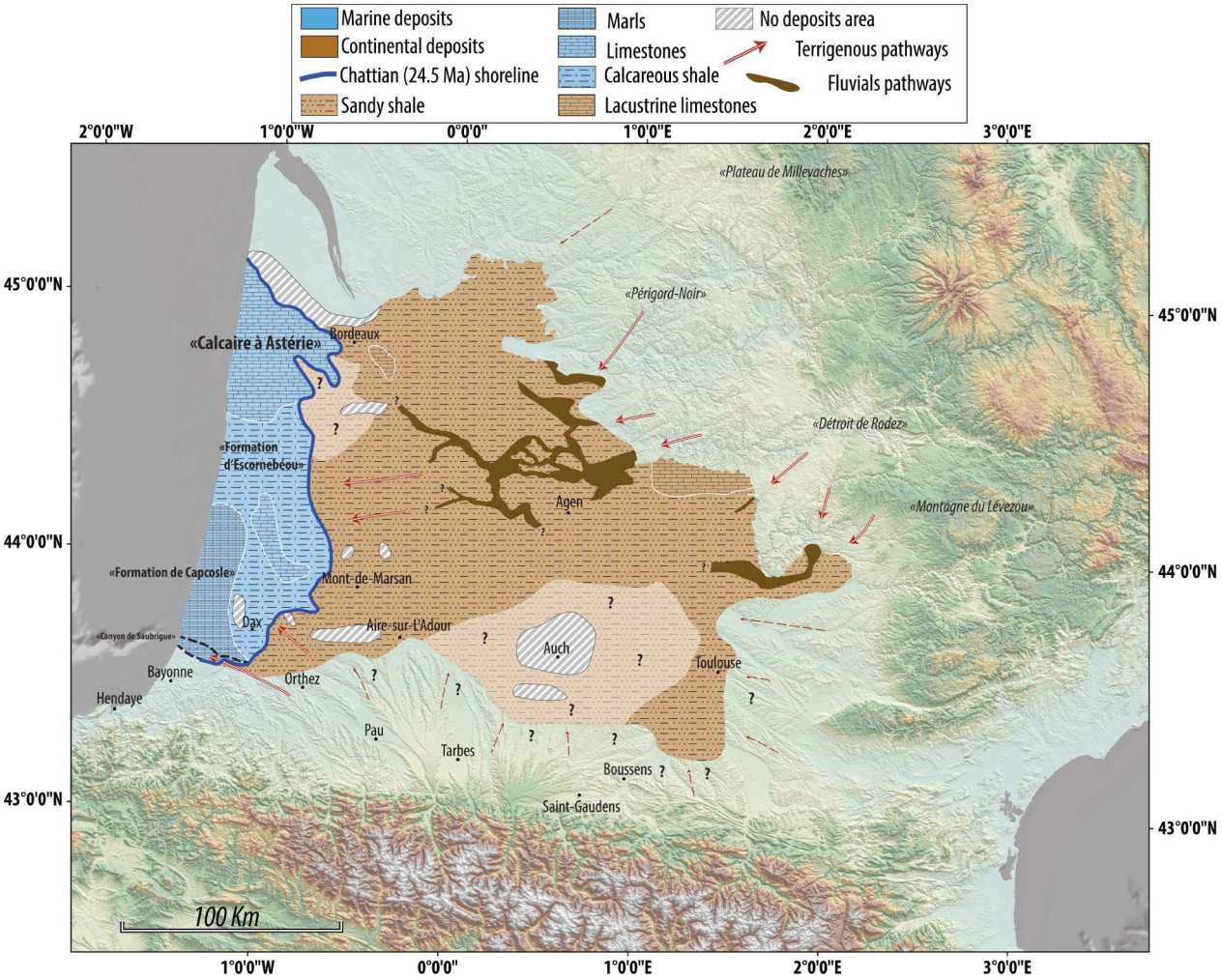


Figure 3.16 – Carte paléogéographique du Chattien supérieur, modifiée d'après Gayet (1985); Cahuzac et al. (1995); Capdeville et al. (1996); Sztrákos and Steurbaut (2017); BRGM (2018)

.

Le Chattien supérieur montre un changement radical de la répartition des domaines marins et continentaux (fig. 3.16). Ce changement est remarquable dans la partie Nord du bassin d'Aquitaine où les termes continentaux représentés par la partie supérieure de la formation de la Molasse de l'Agenais avancent d'environ 60 km vers l'Ouest (Sztrákos and Steurbaut, 2017) et recouvrent la mer des Calcaires à Astéries du Rupélien moyen. Cependant au Sud les faciès marins semblent transgresser vers l'Est d'une dizaine de kilomètres au Nord-Est de Dax. A l'Ouest de Mont-de-Marsan, le littoral est sensiblement à la même position que pendant la période rupélienne (fig. 3.16 et 3.12). Au Sud, entre Bayonne et Dax, Cahuzac et al. (1995) mettent en évidence la présence du canyon de Saubrigues dont nous avons montré la continuité occidentale dans le chapitre 2. Comme pour

la période rupélienne les faciès les plus profonds (Formation de Capcosle) observés en Aquitaine se trouvent à l'Ouest de Dax. Le domaine continental, essentiellement formé par la partie supérieure de la Molasse de l'Agenais, montre également une disposition qui marque changement majeur comparé au Rupélien moyen. En effet, cette formation de la Molasse de l'Agenais et tout autre dépôts de type piedmont sont absents dans la partie sud du bassin d'Aquitaine. Nous avons également identifié sur l'interprétation de la ligne sismique R6 du chapitre 2 les zones préservées à 24.5 Ma (entre CT-SB-12b et CTF7). Celles-ci sont cantonnées au Sud et au Nord de la structure de Saint-Médard. Cependant la cartographie de ces dépôts n'a pas été réalisée et induit donc une incertitude importante sur la paléogéographie de cette zone (aplat blanc sur la figure 3.16). Au Nord de nombreux chenaux sableux sont mis en évidences (Capdeville et al., 1996), cependant leur extension générale reste encore incertaine. Enfin les environnements de dépôts lacustres sont moins nombreux et moins étendus en comparaison à la période rupélienne (fig. 3.16).

Domaine marin :

- **La Formation des Calcaires à Astéries, membre supérieur** est localisée au Nord du bassin d'Aquitaine (fig. 3.16). Cette formation est présente pendant toute la période oligocène (fig. 3.13) et elle marque au Chattien supérieur la dernière incursion marine du Paléogène. La partie supérieure de la Formation des Calcaires à Astéries est caractérisée par des calcaires de type packstone à grainstone bioclastiques. Mouline (1982) signale que la partie supérieure de cette formation voit sa fraction sableuse augmenter. La proximité des distributaires fluviatiles est sans doute à l'origine de cette augmentation (fig. 3.16). Cette formation est donc caractéristique de dépôts de plate-forme.
- **La Formation d'Escornebéou** appartient à la biozone NP25 et est l'équivalent latéral des formations supérieures des Calcaires à Astéries et de Capcosle (fig. 3.13). Elle a été définie pour la première fois par Steurbaut (1984) et les datations de celle-ci ont été confirmées par Cahuzac and Janssen (2010). Cette formation est composée d'un ensemble marneux (Cahuzac, 1980; Cahuzac and Poignant, 2002) où Sztrákos and Steurbaut (2017) mettent en évidence la présence, dans la partie ouest, de niveaux de calcaires gréseux ou sableux à caractère turbiditique. Elle est facilement reconnaissable dans les forages caractérisée par son augmentation de la radioactivité naturelle qui marque l'augmentation d'argilosité. Sztrákos and Steurbaut (2017), grâce à leur étude des foraminifères, mettent en évidence une tranche d'eau minimale d'environ 50 mètres pour cette formation.
- **La Formation de Capcosle** est présente sur l'ensemble de la période oligocène (Sztrákos and Steurbaut, 2017). Pendant le Chattien supérieur (fig. 3.16) cette formation est composée de marnes grises, sableuses, micacées, glauconieuses et Sztrákos and Steurbaut (2017) mettent en évidence la présence de galets de roches éruptives. Cette formation, pendant le Chattien supérieur, marque le passage d'un milieu circalittoral à infralittoral.

Domaine continental :

- **La Formation de la Molasse de l'Agenais, membre supérieur** est la formation continentale dominante du bassin d'Aquitaine pendant le Chattien supérieur (fig. 3.16). Le second

membre de cette formation est séparé du premier par le Calcaire de Monbzillac. En l'absence de ce niveaux repère il est extrêmement difficile de différencier les deux membres de la formation de la Molasse de l'Agenais. Cette formation est presque identique au premier membre (fig. 3.15). Cependant, elle diffère de part l'apparition d'une nouvelle venue terrigène au sommet accompagnée d'une prédominance de dépôts chenalisants à straitifcations obliques (Capdeville and Turq, 2003; BRGM, 2018). Entre les deux arrivées terrigènes, ce sont des argiles et des silts qui prédominent. Cette formation est donc, comme pour son membre inférieur, une vaste plaine d'inondation avec des intermittences de systèmes fluviatiles et sols (fig. 3.16). L'équivalent latéral de cette formation dans le bassin de Castres et de Carcassonne correspond sans doute à la Molasse du Tolosan. Cependant aucune cartographie précise de celle-ci n'est disponible.

Pour résumer :

- Le Chattien supérieur marin dans la partie nord du bassin d'Aquitaine avance très largement vers l'Ouest et reste à la même position dans la partie Sud, ceci comparé à la période rupélienne (fig. 3.16 et 3.12). Au Nord ce sont les faciès de plate-forme carbonatée proximale qui dominent (Calcaire à Astéries membre supérieur) avec une augmentation de la fraction sableuse comparée à la période rupélienne. Au Sud, les formations d'Escornebéou et de Capcosle montrent des lithologies marneuses dominantes avec une augmentation de la fraction argileuse. En résumé les lithologies marines du Chattien supérieur montrent une augmentation de la fraction terrigènes. Enfin l'apparition, pour la première fois, du canyon de Saubrigues permet sans doute le transfert des sédiments vers le golfe de Gascogne dans la partie sud.
- Le Chattien supérieur continental est majoritairement caractérisé par la partie supérieure de la Formation de la Molasse de l'Agenais (fig. 3.16). Les distributaires fluviatiles reconnus au sein de cette formation sont principalement visibles au Nord d'Agen et au Nord de Toulouse, dans le bassin de Castres. Le changement majeur, comparé à la période rupélienne, est l'absence de sédiments préservés dans la partie sud du bassin d'Aquitaine (bassin de Tarbes et d'Arzacq) ainsi qu'au Nord de Bordeaux.

D'un point de vue des zones d'alimentation terrigène, le Chattien supérieur met en évidence plusieurs sources :

- au Nord, les distributaires fluviatiles de la Formation de la Molasse de l'Agenais montrent des alimentations provenant à la fois du Nord-Est et de l'Est. Cela induit donc des sources localisées au niveau du Périgord-Noir et du Détroit de Rodez (fig. 3.16).
- à l'Est, dans le bassin de Castres, deux distributaires fluviatiles sont identifiés. Cependant leur continuité vers l'Ouest est difficilement identifiable. Leurs orientation Nord-Est/Sud-Ouest induit donc des apports provenant sans doute du Détroit de Rodez et de la Montagne du Lévezou (fig. 3.16).
- au Sud, au niveau du domaine proximal pyrénéen, l'absence de faciès de types cônes alluviaux indique une importante chute de la quantité d'apports détritiques provenant des Pyrénées. A l'Ouest la mise en place du canyon de Saubrigues permet sans doute aux sédiments qui tran-

sitent dans le Sud du bassin de rejoindre directement le canyon de Capbreton formé pendant cette période (cf. chapitre 2, âge de la première incision du canyon de Capbreton, entre 25.2 Ma et 22.5 Ma).

3.3.4 L'Oligocène du Golfe de Gascogne

Les forages pétroliers offshore (fig. 3.17) sur la marge Aquitaine sont essentiellement localisés dans le prolongement en mer du bassin de Parentis. Seul quelques forages sont présents dans la partie Sud, au Nord du Canyon de Cap breton. Le plateau Landais est lui dépourvu de forages. L'Oligocène a été reconnu sur de nombreux forages offshore.

Nos investigations biostratigraphiques sur les forages offshore IBIS 2 et PINGOUIN n'étaient pas focalisées sur le Paléogène de cette région. Nous nous basons donc sur les calages temporels existants issus des rapports de fin de sondage.

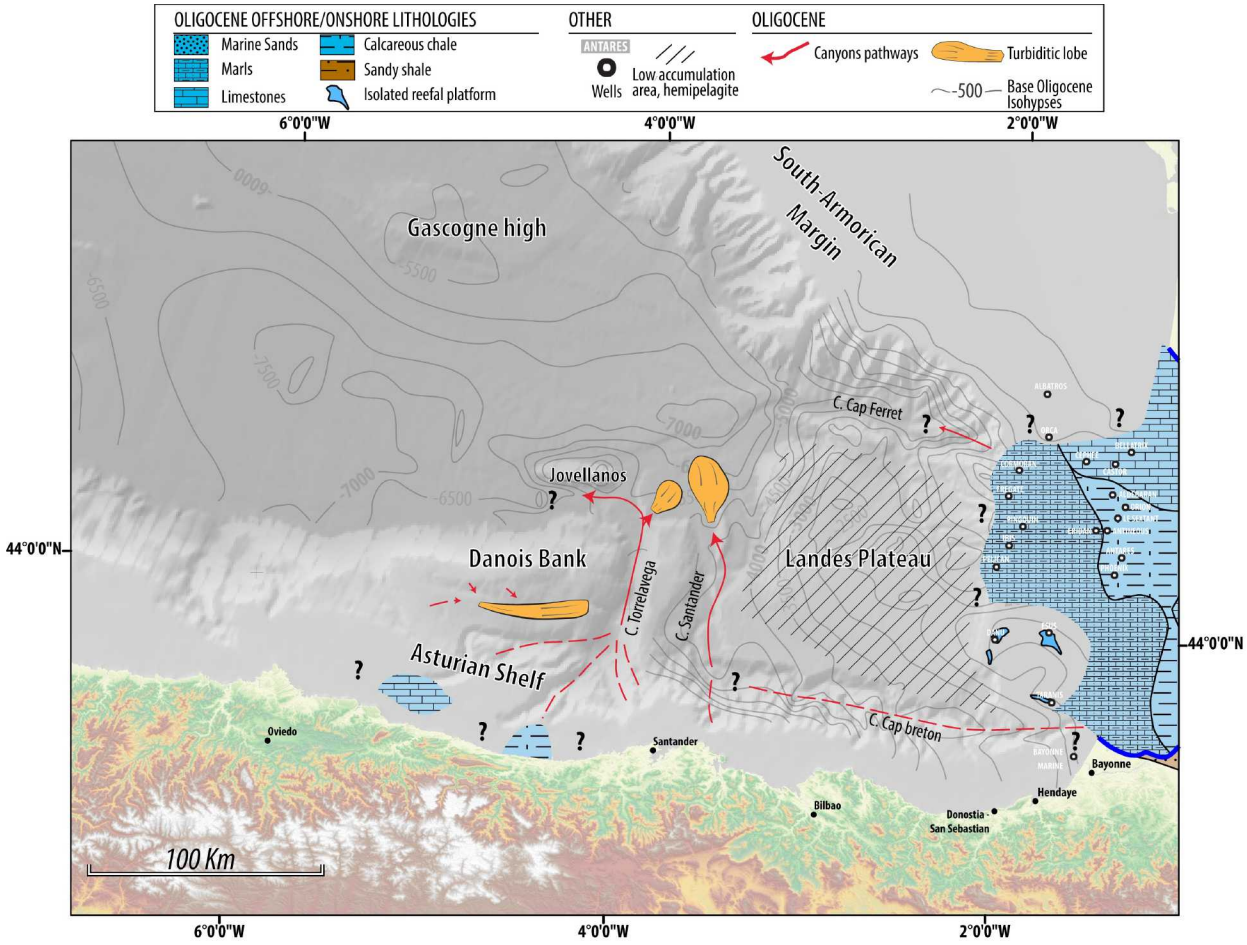


FIGURE 3.17 – Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne à l'Oligocène modifié d'après Iglesias (2009); Cadenas and Fernández-Viejo (2017)

Les forages disponibles sur le plateau continental mettent en évidence plusieurs domaines lithologiques différents qui montrent la continuité des domaines lithologiques décrits pour la période oligocène :

- le prolongement offshore de la plate-forme carbonatée des Calcaires à Astéries a été reconnu sur les forages CEPHEE, BELLATRIX et CASTOR (fig. 3.17). Il y est décrit des calcaires bioclastiques glauconieux. Leur extension vers le Nord n'a pas pu être identifiée sur les forages ORCA et ALBATROS.
- le prolongement de la Formation d'Escornebéou trouve également une continuité dans le domaine offshore sur les forages ALDEBARAN, ORION, LE SEXTANT, ANTINEOUS, PHOENIX et ANTARES. Les lithologies rencontrées dans ces forages sont essentiellement des argiles calcaires passsant par endroits à des argiles silteuses (fig. 3.17).
- les forages CORMORAN, FREGATE, PINGOUIN, IBIS et PELICAN sont composés de marnes calcaires à silteuses ou des intercalations argileuses sont également présentes (fig. 3.17). Ces lithologies semblent correspondre à la Formation de Capcosle décrite en onshore.
- au Nord du canyon de Capbreton (fig. 3.17) le Haut des Landes montre la présence de plateformes récifales isolées. Sur les forages DANU, ESUS et TARANIS les descriptions lithologiques mettent en évidence la présence de calcaires wackstones à packstones parfois crayeux à nombreux débris de bryozoaires de foraminifères et de polypiers (fig. 3.17).

L'Oligocène de la marge asturienne

La marge asturienne (fig. 3.17) n'a pas été étudiée en détail pour son évolution sédimentaire paléogène. Cependant les travaux de Cadenas and Fernández-Viejo (2017) sur les forages de cette marge mettent en évidence la présence de dépôts oligocènes sur deux forages. Au Nord-Est d'Oviedo (fig. 3.17), un forage met en évidence la présence de calcaires oligocènes où des intercalations de marnes et de silts sont observées. La sédimentation carbonatée est continue sur ce forage depuis le Paléocène. L'épaisseur totale préservée est de 70 m. A l'Ouest de Santander, un deuxième forage identifie une série oligocène épaisse de 1800 m. Les lithologies rencontrées sont, à la base, des conglomérats, puis des argiles et des silts surmontés par de nouveaux conglomérats et enfin des calcaires argileux et des marnes où des bancs sableux peuvent être observés (Cadenas and Fernández-Viejo, 2017).

Plusieurs études ont été réalisées sur l'évolution sédimentaire du domaine turbiditique du Golfe de Gascogne (Cremer, 1983; Iglesias, 2009). Nous avons résumé les éléments les plus importants permettant de comprendre l'évolution de ce domaine, en relation avec le bassin d'Aquitaine, pendant l'Oligocène sur la figure 3.17.

L'Oligocène du bassin profond du Golfe de Gascogne identifié dans la séquence C2 d'Iglesias (2009) qui représente le Chattien inférieur et dans la partie inférieure la séquence Ib de Cremer (1983).

Pendant cette période le canyon de Cap Ferret n'est pas encore actif en tant que tel et le peu de sédiments qui transite depuis le bassin d'Aquitaine est piégé dans la dépression du Cap

Ferret (bassin de Parentis) (Cremer, 1983; Iglesias, 2009). Cremer (1983) identifie pendant cette période la mise en place timide du canyon de Cap Ferret qui s'individualise grâce à l'édification de banquettes de part et d'autres de ce paléochenal. Le canyon de Cap Ferret, d'après Iglesias (2009), connait une nouvelle phase de subsidence liée à la convergence Nord-Ouest Sud-Est pendant cette période. Il évoque également le soulèvement des Pyrénées (Cantabrie) à cette période qui induit, par exemple, le soulèvement du "Jovellanos High" (fig. 3.17). Cet uplift entraîne une érosion fluviatile importante à terre qui permet des apports sédimentaires dans les canyons situés au Nord de cette marge (Santander, Torrelavega). Il met en évidence la présence de lobes turbiditques sur le glacis du golfe de Gascogne aux débouchés des canyons de Santander et de Torrelavega (fig. 3.17). Enfin il identifie un autre lobe au Sud de Banc le Danois. Ces corps turbiditiques ne montrent pas de levées associées. A cette période où nous avons montré que le canyon de Capbreton n'était toujours pas actif (cf. chapitre 2), il semble peu probable que la connexion entre le canyon de Capbreton et de Santander soit présente.

3.4 L'Aquitanien et le Burdigalien : dépôt-centres et paléogéographie

3.4.1 L'Aquitanien du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique

Carte d'isohypses onshore de la base de l'Aquitanien (fig. 3.18)

La partie sud du bassin d'Aquitaine est dépourvue de sédiments préservés, seule une petite aire de sédimentation est préservée au Nord-Est de Boussens (fig. 3.18 et 3.20). Cette absence de préservation de sédiments peut être due soit, à un non-dépôt/transit (« by-pass ») lié à une réorganisation de la subsidence, soit à une surrection postérieure. La carte d'isohypses de la base de l'Aquitanien (fig. 3.18) ne montre pas de déformation de courte à moyenne longueur d'onde (au moins dans la zone de sédimentation du triangle landais). Cette carte met en évidence plusieurs grands domaines (description de l'Est vers l'Ouest) :

- un premier domaine de faible pente (de + 200 à 0 m) qui s'étend de l'Ouest de Toulouse jusqu'à un méridien entre Dax et Mont-de-Marsan qui correspond au domaine influencé à la fois par les incursions marines et par les dépôts continentaux
- un second domaine (de 0 à – 250 m) à pente plus importante. Ce domaine est également constitué de « rentrant », le premier à l'Ouest de Mont-de-Marsan orienté vers le Sud-Ouest vers le domaine continental et le second au Nord du premier orienté vers le Nord
- un troisième domaine (de -250 à -500 m) localisé au Nord-Ouest de Dax, à pente plus importante

Des dépôts, identifiées dans le Massif central (cadre noir sur la figure 3.18),attribués au Miocène inférieur, car recouverts par des coulées basaltiques, premières coulées datées à 13 Ma (Nehlig et al., 2001), et au contact de sédiments oligocènes (Brousse, 1989). Ces dépôts culminent aujourd'hui à 600 mètres d'altitude environ.

La carte d'isohypses haute résolution entre Agen et le Quercy Blanc montre un gradient plus élevé des isohypses (selon une direction NE-SW) avec une pente plus accentuée comparée au premier domaine de pente faible caractérisé ci-dessus. Ceci résulte d'une surrection postérieure à la sédimentation aquitanienne que nous détaillerons plus loin dans ce chapitre (section 3.8). La répartition des différentes isohypses de la base de l'Aquitanien met en évidence un changement radical dans le partitionnement de la déformation finie depuis l'Aquitanien dans les différents sous-bassins du bassin d'Aquitaine. En effet les domaines subsidents antérieurs étaient principalement localisés dans le « foredeep » (bassin de Carcassonne, Tarbes, Arzacq, Mirande) au Sud de l'anticlinal d'Audignon. Durant l'Aquitanien, la déformation finie (subsidence associée) est clairement localisée dans un couloir situé entre l'anticlinal d'Audignon et l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Nous développerons ce point plus précisément dans la reconstitution de l'évolution tectono-sédimentaire du Miocène (section 3.8).

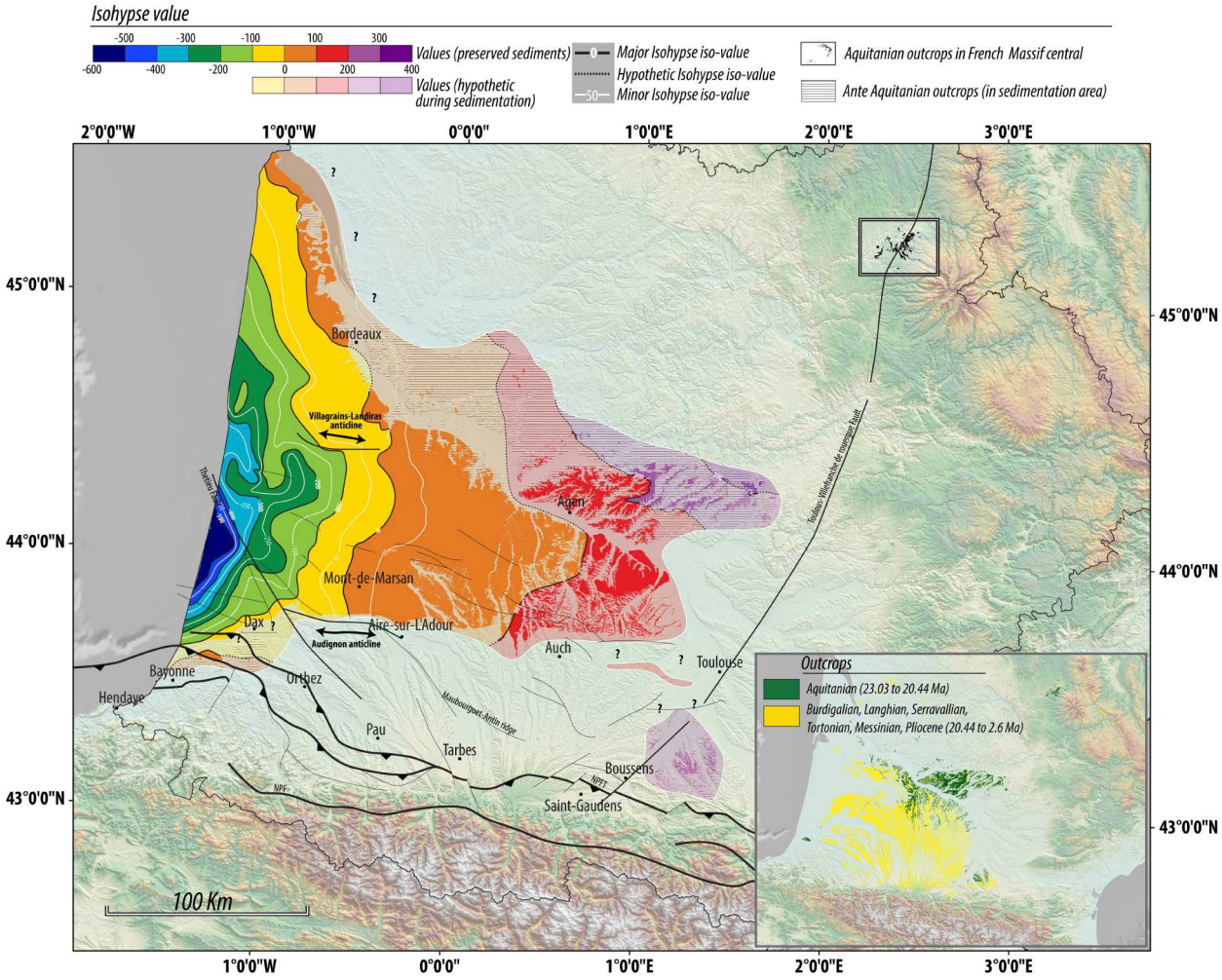


FIGURE 3.18 – Carte d'isohypses onshore de la base de l'Aquitanien

Carte d'isohypses onshore et offshore de la base de l'Aquitanien (fig. 3.19) :

La carte onshore/offshore de la base de l'Aquitanien montre l'extension et la continuité du domaine de plate-forme, détaillée à terre dans la partie précédente, sur la marge aquitaine. En effet les structures orientées NW-SE héritées ("Flexure Celtaquitaine") de la formation de la Marge armoricaine pendant la phase de rifting contrôlent la disposition des isohypses de la base de l'Aquitanien (par exemple, sur les valeurs de -500 m à -2000 m), cette agencement a déjà été reconnu sur la carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Rupélien (fig. 3.10). Ce trait structurale controle le positionnement des différents domaines bathymétriques de l'Aquitanien.

Le Plateau landais, domaine de transition entre la plate-forme et la plaine abyssale, n'est pas homogène aux vues des isohypses. Le Plateau landais segmenté en deux parties nord et sud montre au Sud un haut préexistant, avec la présence de plate-forme carbonatée récifale Paléogène et au Nord le prolongement en mer du bassin de Parentis. Les isohypses mettent en évidence sur le Plateau landais une zone nord composée de plusieurs « rentrants » (visibles grâce aux isohypses -1000 et -2000) qui

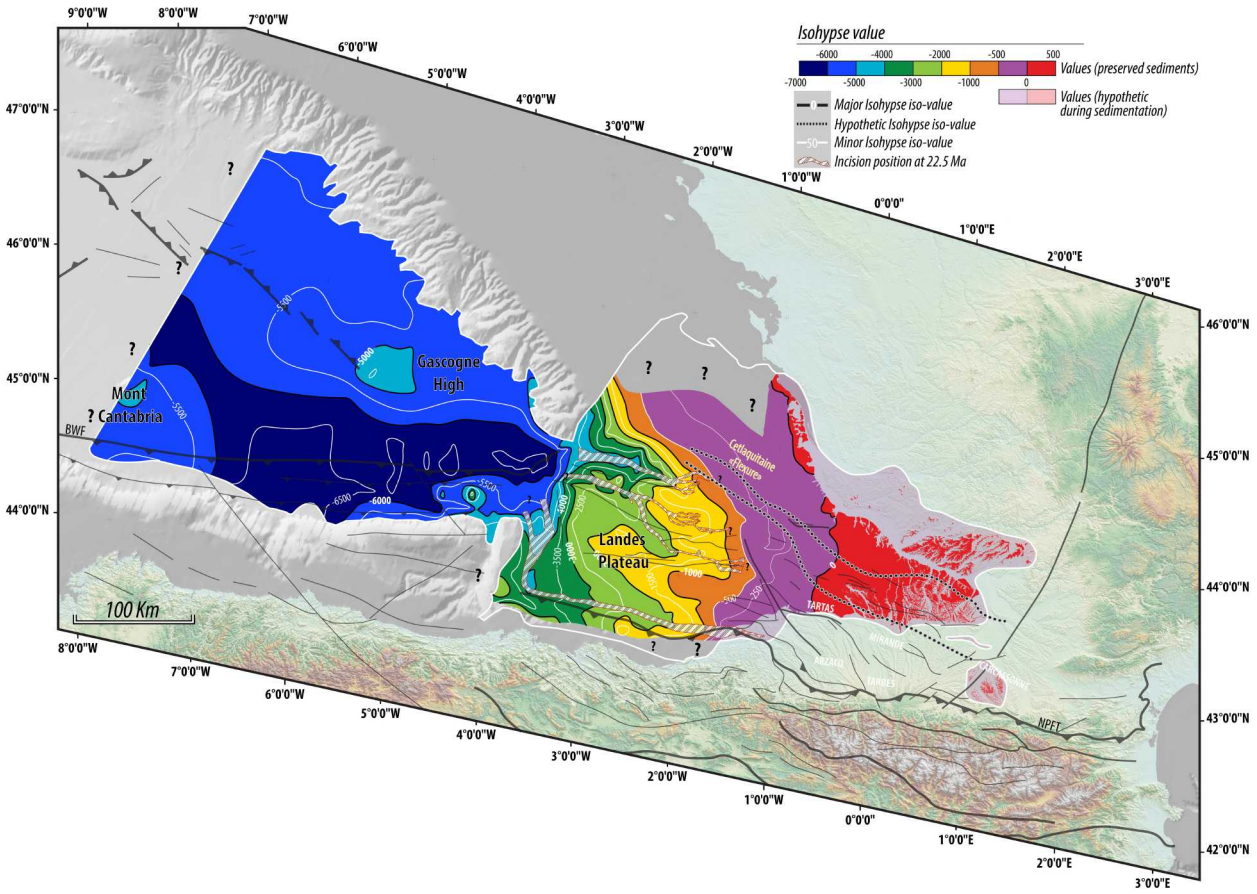


Figure 3.19 – Carte d'isohypse onshore et offshore de la base de l'Aquitanien

renferment les incisions de type canyon cartées sur la figure 3.19. L'actuelle plaine abyssale du Golfe de Gascogne montre à l'Aquitanien l'accentuation de l'individualisation des bassins profonds armoricain et nord-espagnol. La limite entre ces deux domaines (crête structurale orientée Est Ouest entre le "Gascogne High" et la Mont Cantabria) est héritée de la phase compressive paléogène. Le sous-bassin nord-espagnol, délimité par l'isohypse -6000 m montre une orientation Est-Ouest. Sa terminaison orientale se trouve au pied du bassin de Parentis incisé par les différentes branches du système du canyon du Cap Ferret.

La figure 3.19 permet de caractériser la répartition des incisions qui permettent le transfert des sédiments du bassin d'Aquitaine jusqu'au bassin profond nord-espagnol. Deux systèmes distincts s'individualisent de part et d'autre du haut des Landes :

- au Sud, le Cap breton et son prolongement en onshore, canyons de Saubrigues, actif depuis le Chattien (Cahuzac and Poignant, 2000). Ce segment orienté Est-Ouest rejoint le canyon de Santander orienté Sud-Nord jusqu'à son extrémité terminale que constitue le système turbiditique profond.

- au Nord, conformément aux données bathymétriques actuelles du canyon du Cap Ferret, aux environ de l'isohypse -500 m, trois domaines sont identifiés et montrent le développement de « gullies », les deux systèmes les plus méridionaux se ramifiant afin de former une seule branche du canyon qui n'est actuellement plus observée dans la bathymétrie actuelle. Les gouttières les plus septentrionalles , se ramifient afin de former un canyon qui, en termes de géométries se rapprochent de l'actuel canyon du Cap Ferret avec une position plus orientale en raison de la position du talus continental à l'Aquitanien.

Carte paléogéographique de l'Aquitanien dans le bassin d'Aquitaine (fig. 3.20)

L'extension maximale du domaine marin ("shoreline") est symbolisée par la ligne bleue sur la figure 3.20. Celle-ci marque un changement avec les dispositions des périodes antérieures par sa position centrale dans le bassin d'Aquitaine (triangle landais) et son extension jusqu'à Agen. Certaines structures émergées (Audignon, Villagrains-Landiras) tout au long du Miocène sont des barrières topographiques pour la transgression de la mer vers le domaine continental.

Domaine marin : L'Aquitanien est caractérisé par une plate-forme carbonatée, elle a été largement étudiée depuis la proposition du stratotype de l'Aquitanien par Mayer-Eymar (1857) dans le Bordelais (Moyes, 1966; Poignant and Pujol, 1976; Alvinerie, 1969; Cahuzac, 1980; Parize et al., 2008). Cependant aucune carte paléogéographique montrant les réelles zones en érosion et en sédimentation n'a été réalisée à ce jour pour l'ensemble du Bassin d'Aquitaine. Plusieurs entitées lithologiques de calcaires bioclastiques poreux appelés « Faluns », sont répertoriées pour la période aquitanienne. La chronologie relative d'apparition de ces différents faluns est encore sujette à controverses du fait d'une présence parfois limitée de faune permettant une datation précise. Cependant il est possible de citer plusieurs dépôts de type « falun » bien contraints, en lithologie et en âge, dans le bassin d'Aquitaine. Au Nord, les faluns de Saucats et de Labrède, régions stratotypiques sont des calcaires peu consolidés, renfermant une faible proportion de sable quartzeux et en général très fossilifères. Ils montrent des variations latérales de faciès. La coupe du Moulin de Bernachon qui correspond à la base de la série des faluns est très carbonatée contrairement à la coupe de l'Ariey (suite de la succession) qui montre une augmentation de la proportion des calcaires sableux (Alvinerie, 1977). La coupe du Moulin de l'Eglise est semblable à celle de l'Ariey cependant il y est observé une augmentation de la fraction détritique (Pratviel et al., 1978).

Ces faluns se retrouvent sur une grande partie du Bordelais et s'étendent sur l'ensemble du golfe du triangle landais. Au Sud, dans la région de Dax, un autre système de « falun » a été reconnu et attribué à l'Aquitanien, le système de Poustagnac et la partie aquitanienne du Falun de Saint-Avit ; (Platel, 1990a; Karnay and Dubreuilh, 1991).

- **Les Faluns de Poustagnac** subaffleurant dans le vallon de Poustagnac sont des calcaires légèrement sableux. Les niveaux de calcaires sableux sont très riches en faunes (miogypsines, globigérines, ostracodes). Les forages de la BSS (loaclisation sur la figure 3.3) présentent des sables plus ou moins argileux souvent coquilliers avec des intercalations de sables grossiers à graviers surtout à la base. La Formation de Poustagnac est donc également connue pour

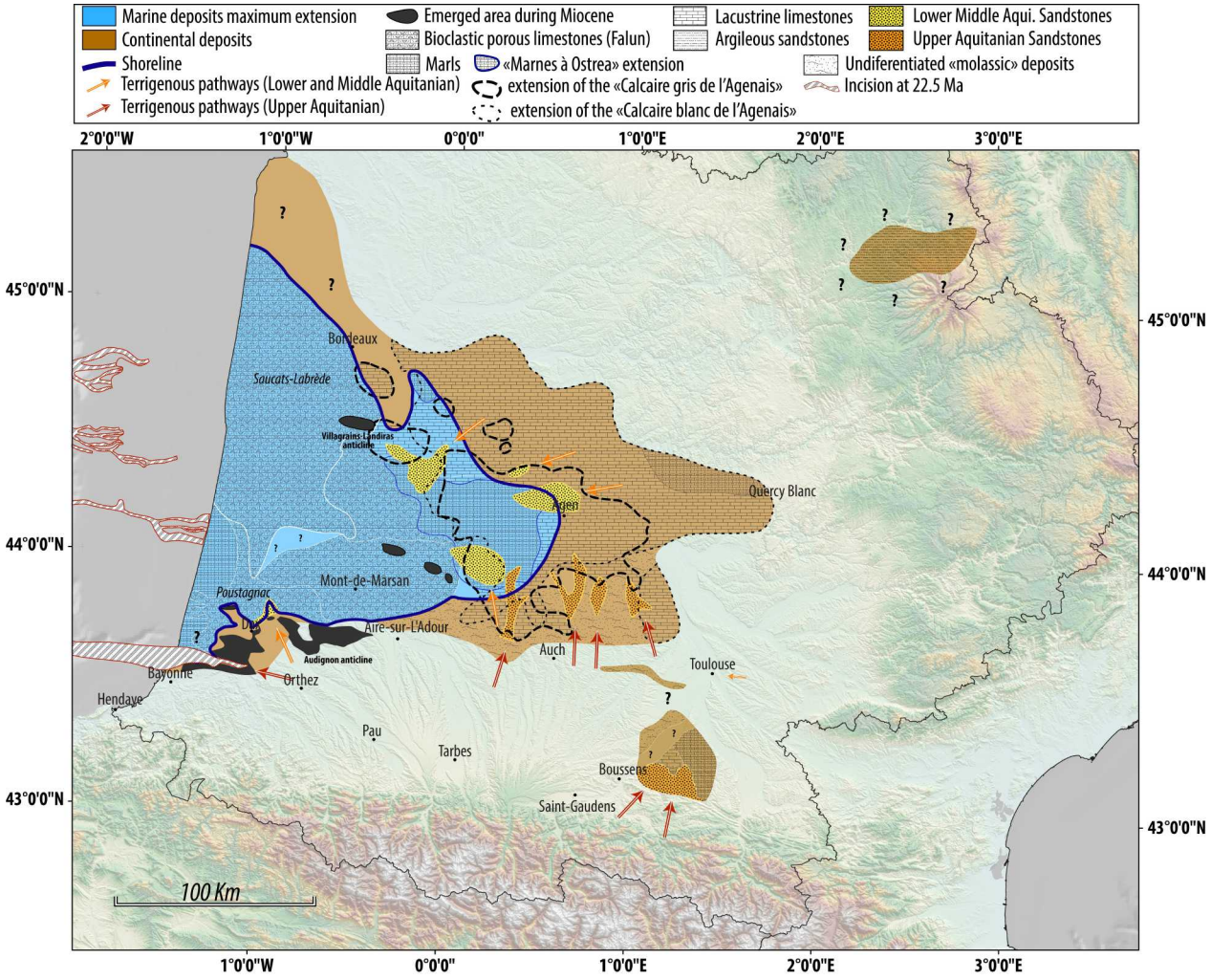


Figure 3.20 – Carte paléogéographique de l'Aquitanien

son « poudingue » (conglomérat à galets arrondis) à sa base qui présente des lithologies plus grossières à graviers quartzeux et à galets de calcaires de quelques décimètres (Karnay and Dubreuilh, 1991). Cahuzac (1980) interprète cela comme un « cône deltaïque » très peu profond qui s'avançait sur la plate-forme. Du fait du caractère progradant (lithologie plus grossière à la base) de ces dépôts, nous les interprétons comme des deltas de cônes alluviaux (« fan delta »). Dans la partie Sud-Ouest du Bassin d'Aquitaine, c'est le seul dépôt à dominance terrigène identifié marquant un apport significatif venant du Sud.

- **Les Faluns de Saint-Avit** (partie aquitanienne), également appelés Formation de Saint-Paul-lès-Dax, s'étendent sur une longue période temps, du Chattien supérieur (NP25, P,22 et SBZ23 ; (Sztrákos and Steurbaut, 2017) à l'Aquitanien (Cahuzac, 1980; Cahuzac et al., 1995, 1997; Cahuzac and Poignant, 1988; Cahuzac and Janssen, 2010). Ils peuvent également s'étendre jusqu'au Burdigalien. La coupe de référence montre une succession d'environnements de dépôts fluviatiles et marins (équivalent des « poudingues » de la base de la Formation de Poustagnac), puis marins francs et enfin s'achèvent par un niveau lacustre (Karnay and Dubreuilh, 1991).

Cette succession est typique de la succession bien connue de la "trilogie Agenaise". Les dépôts ont des lithologies variées avec toutefois une dominante des faciès sableux. La coupe du moulin de Carro décrite par Benoist (1874) et reprise par Degrange-Touzin (1912) montre que le faciès marin sommitale de cette succession est composé de calcaire gréseux à intercalations de sables fossilifères avec à la base un falun sableux riche en débris coquilliers représentant la partie la plus marine de cette succession (Karnay and Dubreuilh, 1991).

- **Les Marnes à Ostrea aginensis** affleurent dans la région d'Agen (fig. 3.21), est composé de sables moyens à grossiers à petits niveaux d'argiles et à débris de lamellibranches. Viennent ensuite des silts carbonatés à nodules de calcaires gris durs, centimétriques contenant parfois des valves d'huîtres. Au Sud-Est de Bordeaux, ce faciès, à caractère marin plus franc, est représenté par des argiles carbonatées contenant de grosses coquilles d'Ostréides mais également des valves d'Ostrea aginensis (Capdeville, 1992). Une telle sédimentation témoigne de milieux de dépôts estuariens ou de lagune peu salée.
- **Les Marnes de Saubrigues**, identifiées dans le canyon portant le même nom (entre Dax et Bayonne), montre un remplissage également marin. Cette formation est composée de marne grise sableuse, de petits bancs de marne et de calcaire gréseux.

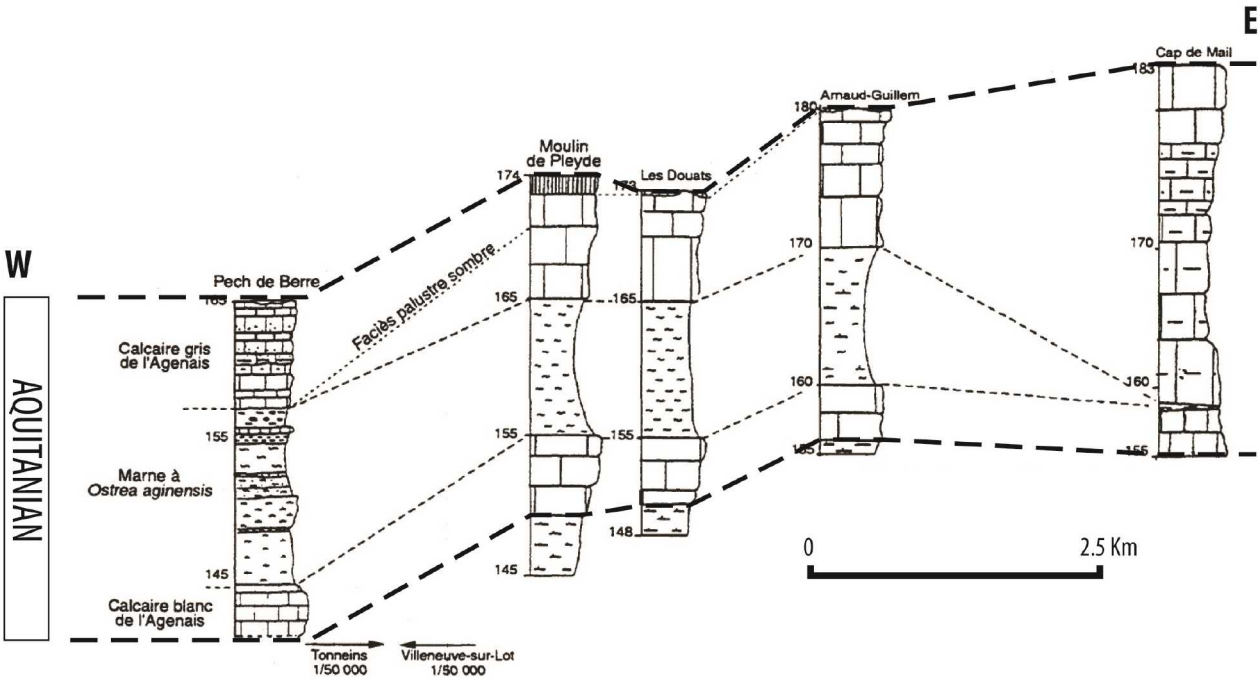


FIGURE 3.21 – Coupe synthétique des formations sédimentaires de la "Trilogie Agenaise" de l'Aquitanien au Nord d'Agen Capdeville and Turq (1999)

Domaine continental :

- **Le Calcaire Blanc de l'Agenais**, délimité sur la figure 3.20, est le premier dépôt continental de l'Aquitanien. Il est caractérisé par l'absence de faciès terrigènes bien marqués (fig. 3.21).

En effet le faciès dominant de cette foramtio est un calcaire lacustre blanchâtre micritique et un autre faciès plus marneux. Ces deux faciès peuvent renfermer des gastéropodes d'eau douce, des oogones de charophytes et par endroits des voiles algaires. De tels dépôts évoquent un milieu de sédimentation protégé lacustre, sans doute profond permettant la concentration puis le dépôt de carbonates ou même de gypse.

- **La partie continentale des Marnes à Ostrea aginensis**, faciès sableux délimité sur la figure 3.20. Au contact direct du Calcaire Blanc de l'Agenais il est reconnu au Nord-Ouest d'Auch et au Nord d'Agen (fig. 3.21) un faciès sableux comportant des graviers de quartz qui par endroits se chenalise et présente des stratifications à plans obliques. Ce faciès évolue au Nord-Ouest d'Auch vers des argiles carbonatées silteuses à marmorisations puis le sommet de cette série terrigène montre par endroits des traces de paléosols. Au Nord d'Agen ce faciès évolue vers des argiles carbonatées à nodules de calcaires. Au Sud-Est d'Agen Capdeville (2001) considère que la succession observée évoque des milieux de dépôt de plaine d'inondation alimentés par des chenaux en tresse.
- **Les Marnes à Unios** n'ont pas une extension géographique importante (faciès sableux au Sud-Est de Villagrains-Landiras sur la figure 3.20). Cependant cette formation dans son terme continental est équivalente à la partie sableuse des Marnes à Ostrea Aginensis. En effet c'est un faciès gréseux remplissant des chenaux dans le toit de la Molasse de l'Agenais et contenant des nodules algaires ayant encroûté des lamellibranches d'eau douce (BRGM, 2018) Nous interprétons ce faciès comme un réseau fluviatile isolé trouvant son exutoire dans un environnement lacustre.
- **Le Calcaire Gris de l'Agenais** est le terme final continental de la "Triologie Agenaise" (fig. 3.21), il correspond au dépôts de l'Aquitanien supérieur. Il représente une surface moins importante que la Formation du Calcaire Blanc de l'Agenais. Il est essentiellement composé d'une roche carbonatée grise chargée de matière organique, il est souvent rencontré dans ces niveaux des moules internes de planorbes de limnées et d'Hélix témoignant d'un environnement palustre (BRGM, 2018)). Au Nord d'Auch, Crouzel (1957) a reconnu des arrivées terrigènes à dominante sableuse venant du Sud (fig. 3.20).
- **La partie inférieure de la Formation du Calcaire Inférieur de Saint-Ybars** se trouve au Nord-Est de Boussens (fig. 3). Son terme initial est composé de poudingues, cailloutis, sables et molasses grossières.Crouzel (1957) observa que ces niveaux terrigènes avaient fortement raviné les formations sous-jacentes. Nous l'interprétons comme un système fluviatile proximal (entre cône alluvial et système fluviatile en tresse).
- **Les sables micacés à bancs marneux** du sous-sol toulousain. Antoine et al. (2006) met en évidence grâce à son étude biostratigraphique sur les mammifères, la présence de sables micacés à bancs marneux, datés de la MN1 (Aquitanien basal). Les élèments fauniques recueillis indiquent la présence d'environnements forestiers et ouverts en bordure de cours d'eau de faible énergie. Cependant cette formation a été reconnues sur un seul forage seulement, aucune cartographie précise de ces dépôts n'a pas été réalisée et donc nous ne pouvons que placer une

zone d'apport terrigène à l'Est de Toulouse pour l'Aquitanien inférieur.

Pour résumer :

- L'Aquitanien est donc une période dominée par des milieux de dépôts lacustres plus étendus pendant l'Aquitanien inférieur (Calcaire Blanc de l'Agenais) que pendant l'Aquitanien supérieur (Calcaire Gris de l'Agenais). Les distributaires terrigènes sont peu présents, il est cependant possible d'identifier plusieurs zones d'alimentation différentes selon les périodes : L'Aquitanien inférieur et moyen montrent des distributaires prédominants entre Agen et Bordeaux, un autre au Nord-Est de Dax et enfin une petite zone d'alimentation mal contrainte à l'Est de Toulouse ; L'Aquitanien Supérieur montre quant à lui plusieurs distributaires sur une même latitude entre Aire-sur-l'Adour et Toulouse et un autre distributaire au Nord-Est de Boussens. Le domaine marin est dominé par le dépôt de calcaires bioclastiques poreux (« faluns »).
- Les cartes d'isohypses et la carte paléogéographique mettent en évidence l'absence de sédiments préservées dans le foredeep (au Sud d'une même latitude entre Toulouse et Orthez) et à l'Ouest de Boussens, cela est sans doute dû à une absence de sédimentation, et non une absence de préservation, qui serait lié à une réorgansiation générale des zones en subsidence et en surrection. Cela induit donc que cette zone était soit un domaine dominé par le transit de sédiments et/ou un domaine en érosion. Cependant l'absence de venues terrigènes bien marquées induit que ces deux processus n'étaient pas très efficaces.

3.4.2 Le Burdigalien du Bassin d'Aquitaine, cartes d'isohypses et carte paléogéographique

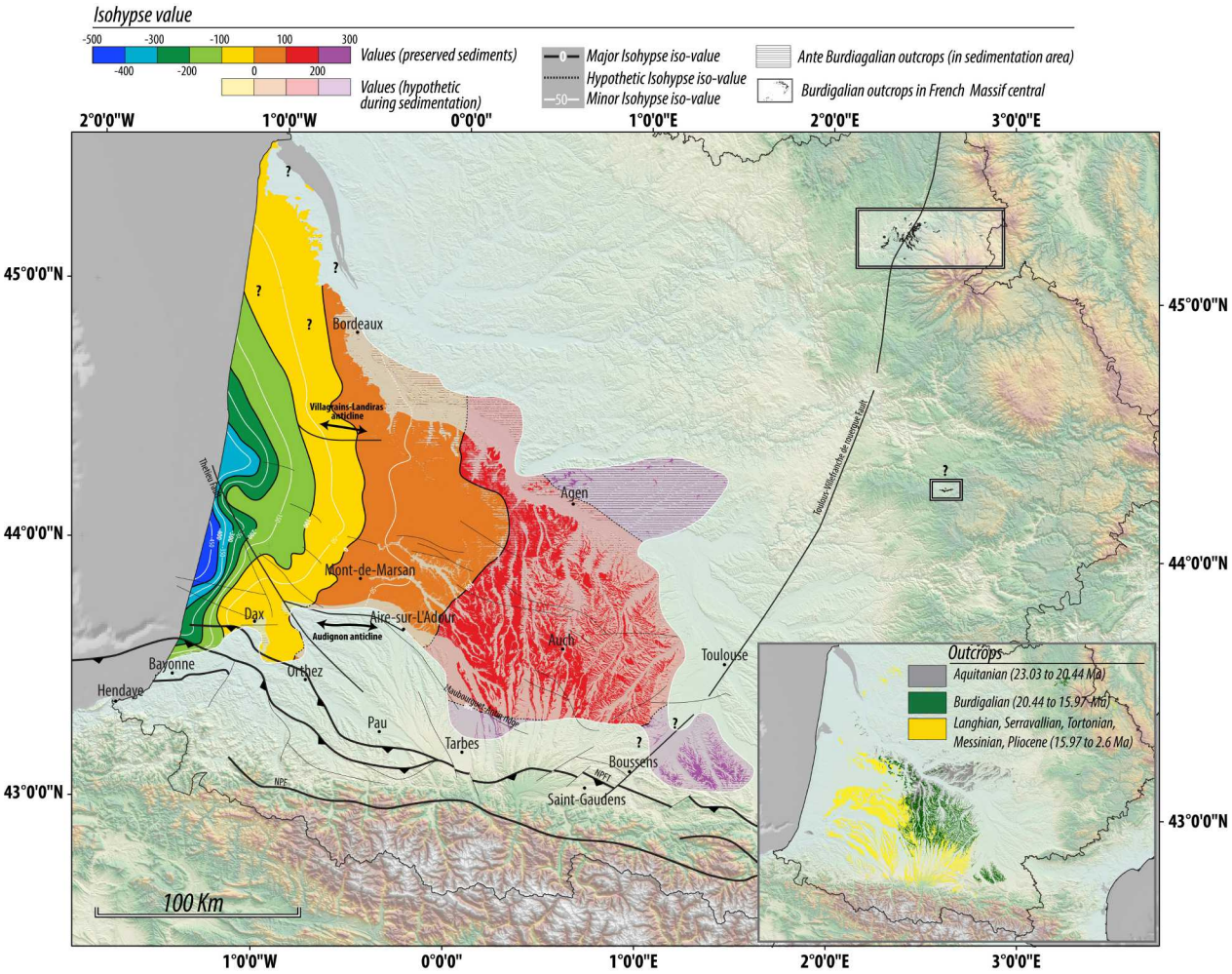


FIGURE 3.22 – Carte d'isohypses onshore de la base du Burdigalien

Carte d'isohypses onshore de la base du Burdigalien (fig. 3.22) :

La partie Sud-Ouest du bassin d'Aquitaine dans les régions d'Orthez et de Pau et jusqu'à Aire-sur-l'Adour au Nord est dépourvues de sédiments préservés comme pour la carte de l'Aquitanien. A l'Est d'une ligne entre Aire-sur-l'Adour et Tarbes, les dépôts préservés sont en position plus méridionale comparée aux dépôts aquitaniens. La petite aire de sédimentation au Nord-Est de Boussens est également préservée au Burdigalien.

La carte d'isohypses onshore de la base du Burdigalien (fig. 3.22) ne montre pas de déformation de courte à moyenne longueur d'onde (au moins dans la zone de sédimentation du triangle landais) La carte d'isohypses onshore met en évidence plusieurs grands domaines d'amont en aval :

- un premier domaine de faible pente (+ 200 à 0 m) qui s'étend du Nord de Tarbes et Boussens jusqu'à une verticale entre les structures d'Audignon et de Villagrains-Landiras. Ce domaine

est beaucoup plus étendu qu'à l'Aquitanien

- un deuxième domaine à pente plus importante (0 à -200 m) localisé entre les structures énoncées auparavant et un méridien à l'Ouest de Dax. Ce domaine met en évidence un promontoire marqué par l'isohypse -200 m.
- un troisième domaine à pente plus importante encore (- 200 à – 450 m) localisé à l'Ouest d'une verticale situé à Dax. Ce domaine montre également deux « rentrants » marqués par l'isohypse – 350 m.

La carte d'isohypse haute résolution de la base du Burdigalien (fig. 3.22). montre également une zone de sédimentation burdigalienne préservée au Sud-Ouest de la structure d'Audignon orientée selon un axe NW-SE entre Dax et Orthez. Ce rentrant apparaît au Burdigalien et sera, nous le verrons, également observé pendant le Langhien-Serravallien. D'un point de vue de la répartition des isohypses et de l'aire de sédimentation conservée, le Burdigalien montre beaucoup de similitudes avec la carte haute résolution de l'Aquitanien (fig. 3.18) En effet la déformation finie du Burdigalien est clairement localisée entre les structures d'Audignon et de Villagrains-Landiras. Cependant la grande différence avec la période aquitanienne est le rapprochement de la zone de sédimentation vers le domaine pyrénéen au moins dans la zone située entre Tarbes et Boussens.

Carte paléogéographique du Burdigalien dans le Bassin d'Aquitaine (fig. 3.23)

L'extension maximale du domaine marin est symbolisée par la ligne bleue sur la figure 3.23. Celle-ci montre une répartition semblable à celle de l'Aquitanien cependant la mer burdigalienne n'a pas été aussi loin vers l'Est. Cette limite met également en évidence un « rentrant » à l'Est de la structure de Villagrains-Landiras. Dans la partie sud, il est possible d'observer la mise en place d'un golfe entre Dax et Orthez (absent à l'Aquitanien), ce golfe marin perdurera pour la période suivante (Langhien-Serravallien). La répartition des dépôts continentaux préservés montre une disposition plus méridionale comparée à l'Aquitanien, cependant celle-ci est cantonnée à une zone entre Tarbes et Boussens. A l'Ouest de Tarbes aucun dépôt n'est préservé au cours de cette période.

Domaine marin :

Les lithologies reconnues et attribuées au Burdigalien en Aquitaine sont très proches de celle observées durant l'Aquitanien. En effet ce sont des dépôts de calcaires bioclastiques poreux de type « faluns » qui dominent dans le domaine marin.

- **La partie burdigalienne des Faluns de Saucats** dont la description est donnée dans la partie Aquitanienne. Le faciès burdigalien de cette formation est identique à celui de l'Aquitanien.
- **Les Calcaires Gréseux à miogypsines** se rencontrent à l'Est de la structure de Villagrains-Landiras. Cette formation met en évidence la dernière incursion marine du Miocène inférieur dans la position la plus orientale rencontrée dans le bassin d'Aquitaine. Elle est caractérisée par, à la base, un grès fin calcifié contenant le plus souvent des moules internes de Cardita, puis au-dessus s'est déposé un calcaire gréseux a stratifications obliques contenant des gravelles de

débris roulés de lamellibranches, gastéropodes, échinodermes et mélobésiées (Capdeville et al., 1996). Nous interprétons cette formation comme des dépôts littoraux à influence tidale.

- **Les Faluns de Léognan et du Haillan** font partie de la région stratotypique de la région de Saucats. Le gisement repère se trouve à Pont-Pourquey. Il constitue l'équivalent latéral des Calcaires Gréseux à miogypsines. Ce falun est constitué de sables carbonatés et siliceux, cependant ils diffèrent de la formation des Calcaires Gréseux à miogypsines par le pourcentage de carbonates présent dans la formation. En effet ces faluns sont composés à 90 % de carbonates dans la région de Saucats (Pratviel et al., 1978). Ils sont également très fossilifères. Les milieux de dépôts associés à cette formation vont du domaine lagunaire au domaine marin proximal en passant par un domaine de type plage (Pratviel et al., 1978).
- **Les Faluns de Pontonx** sont les dépôts (fig. 3.23) qui constituent le Burdigalien marin à l'Ouest de Mont-de-Marsan mais également dans le golfe entre Dax et Orthez. Ils sont reconnus à l'affleurement dans la région de Dax (Pontonx et Saint-Paul-lès-Dax). Cette formation est composée de calcaires coquillers et faluns sableux jaunâtres surmontant un sable carbonaté moins fossilifère. Les faluns sont très riches en coraux et en mollusques marins (Platel, 1990c).
- **Le canyon de Saubrigues**, montre un remplissage également marin comme à l'Aquitanien, appelé "Marnes de Saubrigues". Cette formation est composée de marnes grises sableuses, de petits bancs de marnes et de calcaires gréseux.

Domaine continental :

- **La Molasse de l'Armagnac** est la formation qui constitue la transition du domaine de piedmont au domaine de plate-forme littorale (fig. 3.23). Cette formation bien connue dans les régions de Mont-de-Marsan et à l'Ouest d'Agen correspond principalement à un milieux de dépôt fluviatile et lacustre. En effet, cette formation est constituée d'une argile carbonatée silteuse parfois rubéfiées et gypsifère, il y ont été observés quelques niveaux organiques à mouchetures de lignite. La présence de gypse semble s'atténuer en direction du Sud (Capdeville, 1992) Les passages latérales de faciès, les changements brusques de lithologies et de milieu de dépôts seront détaillés dans la description précise des niveaux 1 à 6 de Crouzel (1957) ci-après sur la figure 3.24. En résumé la Molasse de l'Armagnac constituée d'éléments détritiques fins à traces de pédogenèse est interprétée comme un milieu de plaine d'inondation.
- **Le Calcaire de Gondrin**, premier dépôt de piedmont du Burdigalien, montre une disposition plus méridionale des dépôts comparés à celle du Calcaire Gris de l'Agenais (fig. 3.20 et 3.24). Cependant la répartition des cônes terrigènes montre des similitudes avec l'Aquitanien supérieur au moins pour la partie Ouest, au niveau d'Auch. Le grand changement s'effectue à l'Ouest de Toulouse où un important système sableux a été cartographié par Crouzel (1957) qui perdure au moins jusqu'au Burdigalien moyen. Une partie de ce cône sableux provient du Massif central comme indiqué par les études de minéraux lourds (Crouzel, 1957). Ces arrivées terrigènes, venant du Massif central, sont les premières préservées au Nord de Toulouse. Pour rappel au cours de l'Aquitanien inférieur et moyen (Fig. 3.20) les zones d'alimentations centralliennes étaient situées au Nord d'Agen. Il faut également noter que par endroits (au Nord

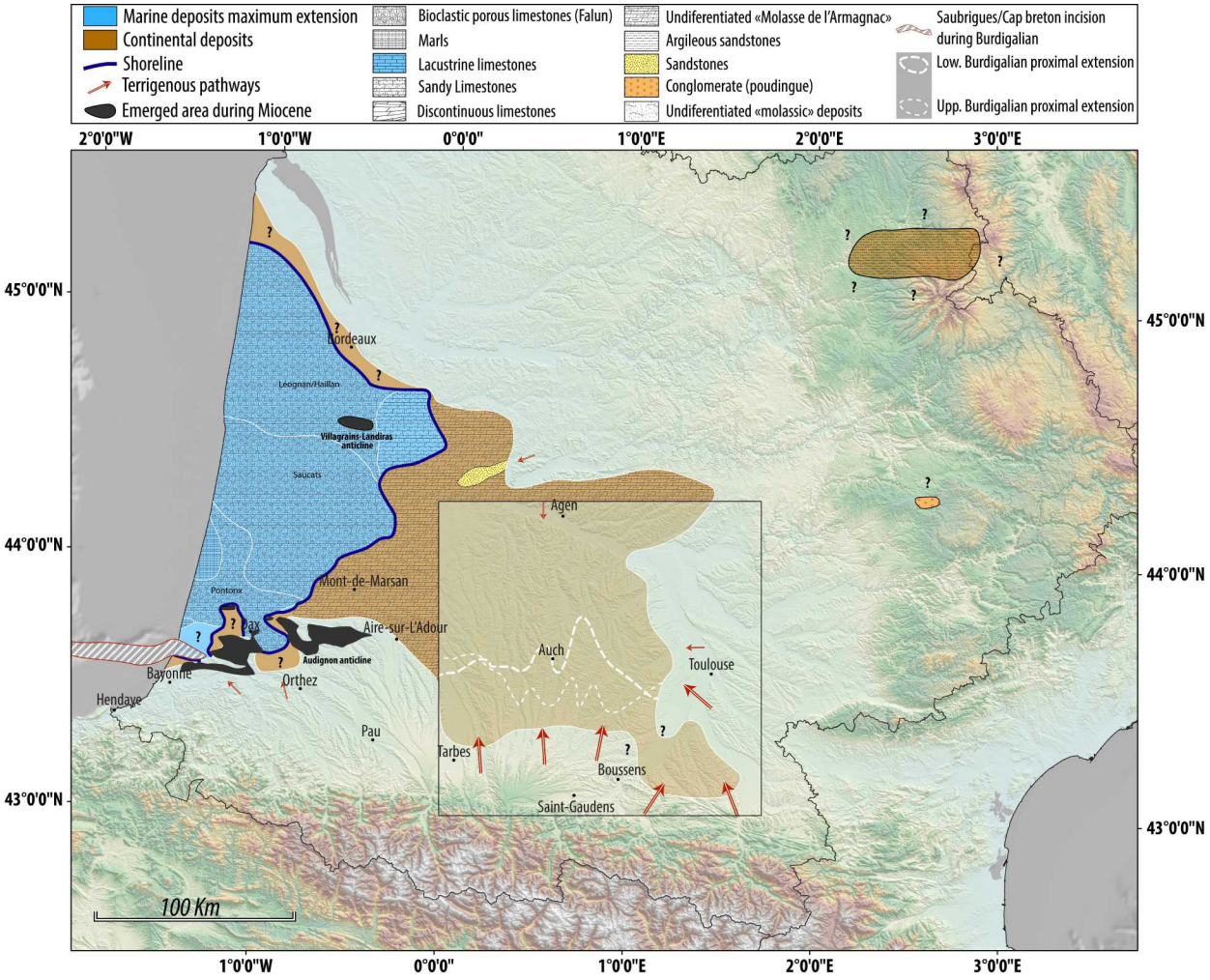


FIGURE 3.23 – Carte paléogéographique du Burdigalien

d'Auch par exemple) les sables burdigaliens ravinent le sommet de dépôts marneux équivalent du Calcaire Gris de l'Agenais. Il est également possible d'observer des stratifications entrecroisées. Le Calcaire de Gondrin est caractérisé par d'autres dépôts molassiques. Par exemple, les niveaux de calcaires lacustres sont bien représentés sur la carte (Fig. 3.24), les dépôts marneux grumeleux, correspondant eux à des dépôts marécageux (Crouzel, 1957). Pour cette formation les dépôts marécageux sont plus étendus que les dépôts lacustres. L'équivalent du Calcaire de Gondrin dans la région au Nord-Est de Boussens est le Calcaire Inférieur de Saint-Ybars déjà décrit dans la description paléogéographique de l'Aquitanien.

- **Le Calcaire de Herret**, se trouve en position plus méridionale comparée au Calcaire de Gondrin. Les apports terrigènes montrent un agencement à peu près équivalent à la Formation des Calcaire de Gondrin. La masse sableuse décrite ci-dessus à l'Ouest de Toulouse est toujours présente, cependant aucune étude de minéraux lourds pour cette période n'atteste formellement d'une provenance scindée entre le Massif central et les Pyrénées. La répartition de ces dépôts peut attester d'un possible pourcentage de sédiments terrigènes provenant du Massif

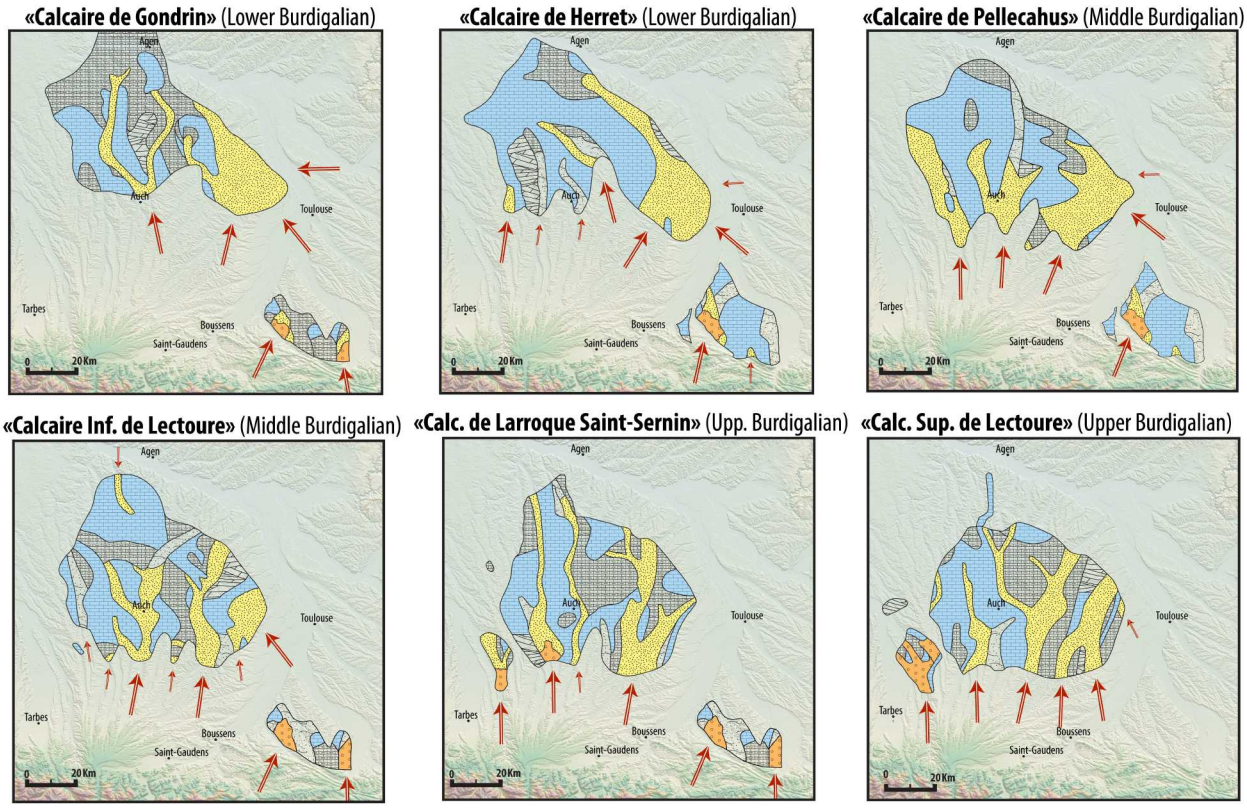


Figure 3.24 – Carte paléogéographique du Burdigalien, zoom sur la zone sud modifiée d'après Crouzel (1957), légende sur la figure 3.23

central. La seule différence avec les dépôts terrigènes du Calcaire de Gondrin est l'importance moindre des dépôts terrigènes dans la région d'Auch. Ces apports terrigènes sont composés de sables fins, cependant Crouzel (1957) met en évidence la présence de conglomérats remaniant des éléments de calcaires lacustrse miocène, ce qui indique le caractère érosif des chenaux terrigènes dans le substratum carbonaté. Les dépôts lacustres de cette formation sont plus étendus qu'auparavant. Ils sont essentiellement constitués de calcaires, cependant des arrivées marneuses et finement détritiques peuvent s'observer. Les milieux de dépôts marécageux représentés par la présence de marnes sont moins présents durant le dépôt de cette formation (Crouzel, 1957).

- **Le Calcaire de Pellecahus**, premier dépôt préservé du Burdigalien moyen (fig. 3.24), est également préservé plus au Sud que la Formation du Calcaire de Herret. La disposition des cônes terrigènes trouve des similitudes avec la Formation du Calcaire de Gondrin. En effet trois distributaires majeurs sont observés (à l'Ouest d'Auch, à Auch, et à l'Ouest de Toulouse), ils semblent cependant plus importants en terme de taille. Ces niveaux détritiques ravinent les niveaux carbonatés sous-jacent, et se présentent sous la forme de sables micacés, les niveaux conglomératiques sont extrêmement rares (Crouzel, 1957). Les autres dépôts molassiques associées à cette formation sont des calcaires lacustres et des marnes. Selon Crouzel (1957) les niveaux lacustres auraient pu former un lac unique pendant cette période. Les dépôts lacustres

sont constitués de calcaire blanc à gris, crayeux souvent grumeleux admettant par endroit une apparence de brèche. Cette période est donc marquée par des distributaires terrigènes plus importants et dépôts lacustres également plus étendus comparés aux dépôts marneux de type marécages.

- **Le Calcaire Supérieur de Saint-Ybars**, une formation comprise entre la fin du Burdigalien inférieur et le Burdigalien moyen, est l'équivalent latéral des deux formations décrites ci-dessus (Calcaire de Herret et Calcaire de Pellecahus). Cette formation préservée au Nord-Est de Boussens, est en contact avec la Formation des Poudingues de Palassou (Crouzel, 1957). Elle est remarquable par la préservation de conglomérat de type « poudingue » dans la partie ouest de la zone de sédiments préservés, qui passe à des sables dans le domaine plus distal. Celui-ci constitue la zone principale d'alimentation terrigène et est accompagné par la présence d'une autre zone de moindre importance à l'Est mais essentiellement sableuse. Taillefer (1971) signale, pour la partie Nord-Est de cette aire de sédimentation la présence de marnes blanches litées passant à des bancs calcaires blanc parfois brèchoïde. Crouzel (1957) observe la succession bien marquée des calcaires et des conglomérats, cela indique que les dépôts carbonatés et terrigènes ne font pas partie de la même entité séquentielle. Respectivement la première appartient sans doute à la période remontée du niveau de base avec l'installation de lacs et la seconde appartient sans doute à la chute du niveau de base avec la mise en place de système terrigènes.
- **Le Calcaire Inférieur de Lectoure**, deuxième dépôt préservé du Burdigalien moyen (fig. 3.24), montre un agencement des apports terrigènes un peu différent comparé à la formation précédente. En effet le distributaire terrigène à l'Ouest de d'Auch n'est plus observé, cependant à Auch et à l'Ouest de Toulouse des dépôts terrigènes sont encore préservés. Pour la première fois durant le Burdigalien, une arrivée détritique est observée au Sud-Ouest d'Agen avec une orientation du Nord vers le Sud. Crouzel (1957) cite les sables de La Romieu, et met en évidence grâce aux cortèges de minéraux lourds un mixte entre des éléments à affinités centralienne et pyrénéenne. Il évoque un apport majoritaire du Massif central pour ce cortège et invoque le recyclage du substratum ante burdigalien pour expliquer la présence de minéraux lourds d'origine pyrénéenne. Les dépôts lacustres sont typiques des sédiments carbonatés déjà décrits auparavant, ce sont des calcaires blancs grumeleux qui présentent par endroit des débris de moules d'Helix. La répartition des dépôts lacustres trouve une extension maximale entre le Nord d'Auch et le Sud d'Auch. Les dépôts marneux sont moins étendus que les dépôts lacustres (Crouzel, 1957).
- **Le Calcaire de Larroque Saint-Sernin**, premier dépôt préservé du Burdigalien supérieur (fig. 3.24), marque un changement dans les lithologies préservés. En effet, au Burdigalien supérieur, montre pour la première fois des conglomérats de type « poudingue » préservés au Nord-Est de Tarbes (Crouzel, 1957). Antérieurement à ces dépôts, seule la région au Nord-Est de Boussens contenait ce type de dépôts. Il se trouve au Sud-Ouest d'Auch et leurs dépôts plus distaux sont sableux, marquant un système de piedmont classique caractérisé par un

granoclassement croissant en direction des reliefs. Un troisième système, plus oriental, situé au Nord de Boussens est constitué de sables uniquement. Les systèmes fluviatiles associés à ces dépôts ont une extension vers le Nord plus importante que les autres périodes du Burdigalien détaillée au-dessus, ils montrent une extension ou en tous cas une préservation de l'ordre d'une soixantaine de kilomètres pour les plus grands. L'alimentation de ses afflux terrigènes montre pour la première fois au Burdigalien une absence des arrivées venant de l'Est et du Sud-Est. Ce fait concerne essentiellement cette formation. Les dépôts lacustres sont alignés selon une direction Nord-Sud, ils sont composés de calcaires blancs, souvent marneux, ils sont identiques aux différents calcaires décrits plus tôt dans ce chapitre.

- **La Molasse de Carla-Bayle** est l'équivalent latéral (fig. 3.24) des Formations du Calcaire Inférieur de Lectoure et du Calcaire de Larroque Saint-Sernin (Crouzel, 1957), il correspond donc à l'enregistrement sédimentaire de la fin du Burdigalien moyen et du début du Burdigalien supérieur. Ces dépôts ne sont préservés que sur les sommets des coteaux et leur extension géographique est moins importante que les dépôts du Burdigalien inférieur dans cette région. Deux couloirs terrigènes ont été identifiés par Crouzel (1957) où le faciès conglomératique est prédominant. Ils montrent des stratifications entrecroisées. Crouzel (1957) donne des indications sur l'origine des galets présents dans ce conglomérat : « Les 2/5 des éléments sont formés de granites, pegmatites, gneiss, avec quelques roches vertes, toutes pourries, mais mieux conservées que dans les poudingues de l'Astarac. De plus 2/5 sont fournis par des quartz et des quartzites et 1/5 seulement par des galets calcaires ou schisteux décomposés ». Les dépôts calcaires sont très peu présents dans cette région pendant cette période. Cette formation correspond aux derniers dépôts du Miocène préservés dans cette zone avant le dépôt des « Argiles à Galets » du Messinien-Pliocène. Le hiatus s'étend donc du Burdigalien moyen jusqu'au Messinien dans cette région.
- **Le Calcaire Supérieur de Lectoure**, dernier dépôt préservé du Burdigalien (fig. 3.24), montre une répartition des dépôts particulière, en effet à l'Est d'Auch ce sont les dépôts terrigènes qui dominent alors qu'à l'Ouest d'Auch ce sont les dépôts carbonatés qui dominent. La venue terrigène la plus significative se trouve au Nord de Tarbes, c'est le seul endroit ou Crouzel (1957) a observé des conglomérats dans sa zone d'étude. Trois autres distributaires terrigènes sont observés à l'Est d'Auch, essentiellement sableux. Des apports venant du Sud-Est sont marqués par le petit système fluviatile à l'Ouest de Toulouse. Les venues détritiques ravinent les marnes sommitales du Calcaire de Larroque Saint-Sernin. Les faciès carbonatés sont toujours identiques et se présentent sous la forme de calcaire blanc grumeleux (Crouzel, 1957).

Pour résumer :

- le Burdigalien marin montre de grandes similitudes avec la période aquitanienne, et est représenté par une grande diversité de calcaire bioclastique poreux « falun » et contient également quelques dépôts de type coraux. Cependant la Formation des Calcaires Gréseux à miogypsines, à l'Est de la structure de Villagrains-Landiras montre une fraction terrigène plus importante.

Le canyon de Saubrigues enregistre également une fraction terrigène plus importante témoignant du fonctionnement du canyon au Burdigalien.

- Le Burdigalien (continental) est une période caractérisée par un recul progressif des dépôts de piedmont vers le domaine Pyrénéen, cela peut être due soit à une absence de sédimentation soit à une non préservation dûe à une érosion postérieure. En termes de stratigraphie séquentielle, cette période est caractérisée par des périodes de chute du niveau de base avec l'incision locale des dépôts molassiques antérieurs par des systèmes fluviatiles à sables fins essentiellement pour le Burdigalien inférieur et moyen. Ce système est connecté au domaine de transition (Molasse de l'Armagnac) qui connaît une phase d'exondation alternée avec des sédiments de type marécageux. Enfin, en période remontée du niveau de base ce sont les dépôts lacustres et marécageux qui dominent la zone de piedmont avec peu d'apport terrigènes. Ce système est connecté à la Molasse de l'Armagnac qui pendant cette phase correspond à une grande plaine d'inondation. Entre Tarbes et Hendaye, aucun dépôt continental n'est préservé (en tous cas formellement identifié comme sédiments burdigalien), le golfe entre Dax et Orthez est dépourvu d'apports terrigènes majeures. Cela nous amène a conclure que dans cette région en période de by-pass, le peu de sédiments pouvant transiter empruntait directement le canyon de Saubrigues.

  D'un point de vue des zones d'alimentation terrigène, le Burdigalien est scindé en plusieurs périodes :

  - le Burdigalien inférieur montre des apports terrigènes venant des Pyrénées, les zones d'apports se propagent vers l'Ouest pendant cette période. Les apports venant de l'Est et du Sud-Ouest de Toulouse sont également importants et prouvent une source centralienne de certains dépôts du Burdigalien inférieur. Au Nord-Est de Boussens, la source pyrénéenne est plus proche et cette zone d'alimentation sera active jusqu'à la fin du Burdigalien moyen (débordant un peu sur le Burdigalien supérieur).
  - le Burdigalien moyen met encore en évidence la source pyrénéenne entre Boussens et Tarbes avec toujours cette propagation vers l'Ouest de la zone d'alimentation. La source centralienne semble diminuer pendant le Burdigalien moyen. Le changement majeur s'opère au Sud-Ouest d'Agen où cette période est marquée par des apports orientés Nord-Sud. Ce couloir d'alimentation semble provenir du cannibalisme des dépôts molassiques antérieurs situés au Nord d'Agen.
  - le Burdigalien supérieur annonce la fin du fonctionnement du système d'alimentation à l'Est de Boussens et montre encore la propagation des couloirs d'alimentation vers l'Ouest pour arriver jusqu'à Tarbes.

3.4.3 Carte d'isopaques de l'Aquitanien et du Burdigalien

La carte d'épaisseur représentée sur la figure 3.25 montre des valeurs de sédiments préservés qui s'étendent de 0 m à 450 m. Ces dépôts ont été soumis à de nombreuses érosions postérieures

(Langhien-Serravallien, Tortonien,Pliocène et Pléistocène) principalement dans le domaine de piedmont et de transition, il est donc important de voir cette carte, avant toute interprétation, comme le minimum de sédiments préservés pour ce pas de temps. L'Aquitanien et le Burdigalien (extension temporelle = 7.06 Myr) présentent une répartition des sédiments en plusieurs domaines :

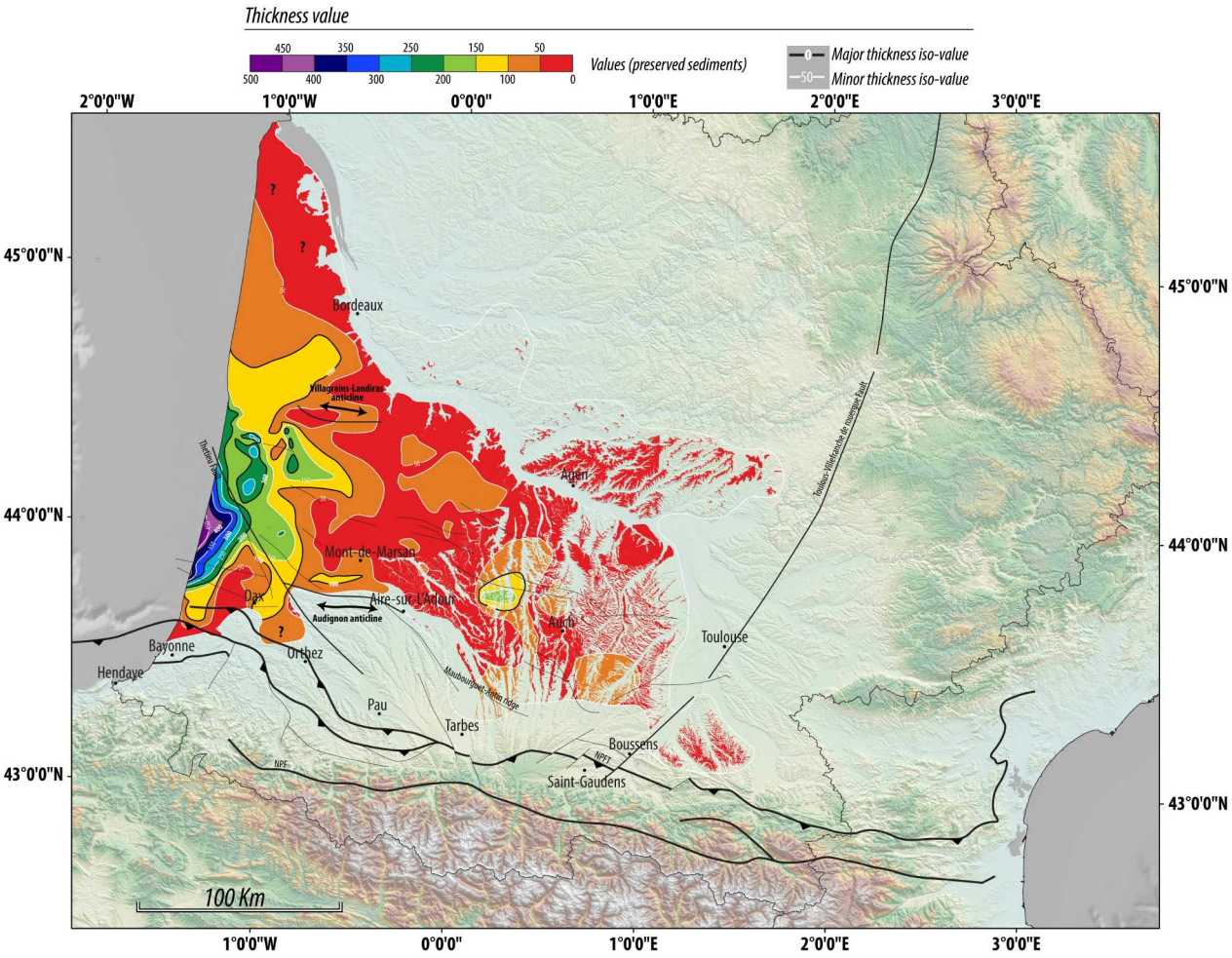


FIGURE 3.25 – Carte d'isopaques de l'interval Aquitanien/Burdigalien

- le domaine de piedmont au Sud d'Auch caractérisé dans les sections précédentes, montre des épaisseurs de sédiments préservés allant de 0 m à 100 m. La zone au Nord-Est de Boussens montre une préservation limitée n'excédant pas 50 m de dépôts. Deux zones marquées par l'iso valeur 50 m (fig. 3.25) sont identifiées. La première entre Boussens et Auch et la seconde entre Tarbes et Auch. La première semble cantonnée à cette zone de piedmont et ne montre pas de prolongement vers le domaine de transition. La deuxième, quant à elle, met en évidence une continuité avec les valeurs à plus de 150 m de sédiments préservés observées dans la zone de transition à l'Est de Aire-sur-l'Adour. Ces épaisseurs sont principalement liées au fonctionnement de type piedmont décrit pendant le Burdigalien (cf. section 3.4.2).
- le domaine de transition entre Auch et un méridien entre Mont-de-Marsan et Bordeaux est

caractérisé par des valeurs de sédiments préservés s'étalant de 0 m à + de 150 m. La zone au Nord-Ouest d'Auch marquée par l'iso valeur 150 m (fig. 3.25) est interprétée comme une zone d'accumulation transitionnelle qui piège une partie des sédiments venant des Pyrénées (majoritaire) et du Massif central. Cette zone de préservation se situe sur ligne appelée « Flexure celtaquitaine » qui pendant le Paléogène est une zone haute « forebugle » qui n'enregistre pas de fort taux de sédimentation. Cette accumulation néogène est liée à l'évolution et la réorganisation de la subsidence dans le bassin que nous détaillerons dans le chapitre (3.8). Au Nord-Ouest de cette zone, les valeurs de sédiments préservées sont plus faibles, avec une moyenne proche de 50 m et des pics à 100 m. Ce domaine est interprété comme le vrai domaine de transition entre le domaine de piedmont et la marge Aquitaine qui se trouve sous des conditions de transit « by-pass ». Cependant au Nord de la Structure d'Audignon on relève un patch d'accumulation identifié par l'iso valeur 100 m, nous l'interprétons comme la fin du remplissage de cette dépression crée par la subsidence tectonique liée à la réactivation de la structure d'Audignon au Paléogène. La structure de Villagrains-Landiras ne semble pas avoir été recouvert d'une épaisseur importante de sédiments du Miocène inférieur. Au Nord de la Garonne, entre Agen et le Quercy Blanc les épaisseurs préservées sont pelliculaires.

- le domaine de plus forte épaisseur est situé à l'Ouest d'une verticale entre Dax et Bordeaux, ces valeurs s'étendent de 100 m à 450 m. Ce domaine ne dépasse pas vers le Nord une horizontale au niveau de la structure de Villagrains-Landiras. Au Nord de cette horizontale les dépôts préservés n'excèdent pas plus de 100 m d'épaisseur. Au Sud de cette ligne, l'iso valeur 150 m (fig. 3.25) montre des petits bassins segmentés avec un maximum d'épaisseur d'environ 200 à 250 m. Enfin au Nord-Ouest de Dax, où se trouve la zone comprenant le plus de sédiments préservés, il est observé un rapprochement des isohypses invoquant donc une augmentation rapide de l'épaisseur sédimentaire. Cette augmentation correspond au système progradant vers l'Ouest, c'est-à-dire au clinoforme progradant-aggradant de l'Aquitanien et du Burdigalien (cf. Chapitre 2).

3.4.4 L'Aquitanien et le Burdigalien du Golfe de Gascogne

Les forages pétroliers offshore (fig. 3.26) sur la marge Aquitaine sont essentiellement localisés dans le prolongement en mer du bassin de Parentis, seulement quelques forages sont présents dans la partie Sud, au Nord du Canyon de Cap breton. Le plateau Landais est lui dépourvu de forages. Les descriptions lithologiques et les analyses de faciès, pour les périodes allants du Néogène à l'actuel, sont souvent absentes car celles-ci n'étaient pas des objectifs de l'exploration pétrolière de cette zone. Cependant d'après les nouvelles données biostratigraphiques (deux forages concernés) et notre étude systématique des forages disponibles, il est possible de faire ressortir les principales lithologies dans cette zone pour l'Aquitanien et le Burdigalien.

Les deux forages stratégiques (localisation sur la figure 3.26) :

- sur le forage IBIS 2, l'Aquitanien et le Burdigalien ont été reconnus entre les côtes 1500 m et 1350 m. Les lithologies rencontrées sont, entre 1500 et 1412 m, un ensemble de marneux et de 1412 à 1350 m, un ensemble argilo-silteux. Le Miocène inférieur dans ce forage correspond à un milieu de plate-forme largement ouverte.
- sur le forage PINGOUIN, le Burdigalien a été reconnu aux environs de la côte 1500 m. La lithologie rencontrée est essentiellement marneuse.

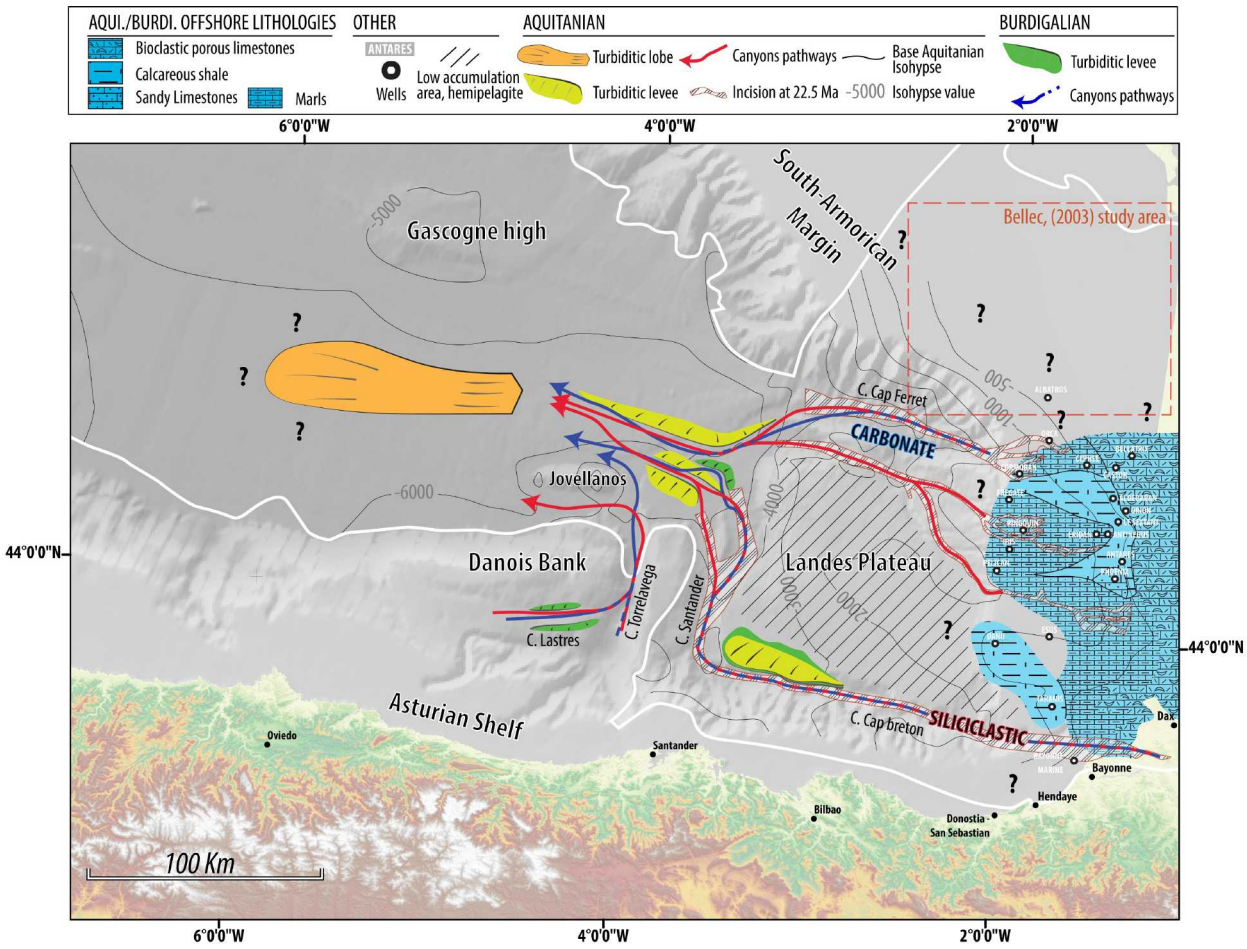


FIGURE 3.26 – Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne à l'Aquitanien et au Burdigalien modifié d'après Iglesias (2009)

Les autres forages disponibles sur le plateau continental mettent en évidence plusieurs domaines lithologiques différents :

- le prolongement en mer des calcaires bioclastiques poreux "falun" (fig. 3.20,3.23) a été reconnu sur plusieurs forages (BELLATRIX,ORION,CASTOR). Dans ces forages il est décrit pour le Miocène inférieur des calcaires glauconieux à bioclastes avec des intercalations de calcaire très riches en quartz clastiques à rares intercalations d'argiles.
- les lithologies marneuses identifiées sur les figures 3.20 et 3.23 trouvent également leur continuité sur le plateau continental (fig. 3.26) sur différents forages (CEPHEE, ERIDAN, COR-

MORAN, PELICAN, IBIS). La disposition de ces dépôts semble suivre l'isohypse -500 m qui marque la limite entre les dépôts de type "falun" et les dépôts marneux (fig. 3.26).

- un calcaire argileux a été reconnu sur différents forages (ANTARES, LE SEXTANT), la répartition de ces dépôts est mal contrainte à cause de la disposition des forages qui ne permet pas de bien caractériser leur extension (fig. 3.26). Cette lithologie s'observe également dans la zone des forages de DANU et TARANIS où le pourcentage de carbonate est compris entre 30 et 40 %.
- sur le forage PHOENIX, c'est un calcaire gréseux qui domine pour le Miocène inférieur, celui-ci est décrit comme ayant des affinités avec la région de Biscarosse (au niveau de la côte, à l'Est de ce forage) cependant cette similitude n'a pas pu être mise en évidence sur nos cartes.

L'Aquitanien et le Burdigalien des marges asturiennes et Sud-armoricaine

La marge asturienne (fig. 3.26) n'a pas été étudiée en détail pour son évolution sédimentaire néogène, cependant les travaux de Cadenas and Fernández-Viejo (2017) sur les forages de cette marge mettent en évidence des dépôts du Miocène inférieur. Un forage localisé à quelques kilomètres au Sud-Ouest de la tête de canyon de Lastres a mis en évidence la présence d'un Miocène inférieur essentiellement marneux d'une épaisseur d'environ 434 m qui se trouve aujourd'hui à l'affleurement sur le plateau continental de la Marge asturienne.

Le Néogène de la marge Sud-armoricaine a été largement étudié par Bellec (2003) grâce l'utilisation de données sismiques de haute résolution. L'Aquitanien et le Burdigalien sont respectivement les séquences U6 et U5 de Bellec (2003). Ses travaux (localisation sur la figure 3.26) mettent en évidence des dépôts aquitanien progradants vers le Sud-Ouest sous une tranche d'eau assez importante, ces progradations seraient éloignées des zones d'alimentation. Le passage de l'Aquitanien au Burdigalien se fait par une surface érosive qui tronque les dépôts aquitaniens. Cette surface orientée NW-SE à pendage vers le Sud-Ouest montre une seule incision remarquable et quelques incisions de type "gullies". Les dépôts du Burdigalien reposent en onlap sur cette surface (Bellec, 2003).

Plusieurs études ont été réalisées sur l'évolution sédimentaire du domaine turbiditique du Golfe de Gascogne (Cremer, 1983; Iglesias, 2009). Nous avons résumé les élèments les plus importants permettant de comprendre l'évolution de ce domaine, en relation avec le bassin d'Aquitaine, pendant le Miocène inférieur sur la figure 3.26.

L'Aquitanien du bassin profond du Golfe de Gascogne est identifié dans la séquence C1 d'Iglesias (2009) et dans la séquence Ib de Cremer (1983) qui s'étale respectivement de la fin du Chattien jusqu'à la limite Aquitanien/Burdigalien et du Chattien moyen à la limite Aquitanien/Burdigalien.

- le canyon du Cap Ferret enregistre un changement majeur durant cette période. En effet durant le Chattien ce canyon n'était pas encore développé comme à l'actuel, les sédiments étaient piégés dans le grabben du Cap Ferret (prolongement du Bassin de Parentis)(Cremer, 1983; Iglesias, 2009). L'Aquitanien marque donc le début de l'export des sédiments par les prémices du canyon du Cap Ferret (Iglesias, 2009). Notre étude met en évidence l'existence

d'un deuxième système d'incision en position plus méridionale , parallèle à la branche actuelle du canyon (cf. 3.4.1). Sur la figure 3.26, on observe que ces deux branches se rejoignent et une levée turbiditique est associée sur son flanc nord. Enfin le terme final est le lobe turbiditique (Cremer, 1983; Iglesias, 2009).

- le canyon de Cap breton dont la première incision en offshore est observée entre 25.2 Ma et 22.5 Ma (cf. 2) présente une importante levée sur le Plateau Landais mise en évidence par Iglesias (2009) (fig. 3.26). Ce canyon rejoint le canyon de Santander où notre étude montre l'existence de deux branches au niveau de l'isohypse -5000 m (fig. 3.26. Enfin, deux levées turbiditiques sont mises en évidences de par et d'autre du système chenalisant. La partie distale du système rejoint le lobe turbiditique du Cap Ferret (Iglesias, 2009).
- le canyon de Torrelavega (fig. 3.26) semble alimenté par le canyon de Lastres et le terme distale est remarquable par l'absence de levée et de lobe montrant un fonctionnement moins important comparé aux deux canyons mentionnés ci-dessus. Enfin ce système distal est restreint au Sud du "Jovellanos high" (Iglesias, 2009).

Le Burdigalien du bassin profond du Golfe de Gascogne identifié dans la séquence B2 d'Iglesias (2009) qui couvre la période burdigalienne et encore dans la séquence Ib de Cremer (1983).

Le Burdigalien dans le Golfe de Gascogne (fig. 3.26) montre beaucoup de similitude avec le système aquitanien, en particulier sur la disposition des incisions de type canyons. Cependant l'existence la branche sud du canyon du Cap Ferret est incertaine. La première différence est l'appartition de levée au niveau du Banc le Danois (fig. 3.26) attribuée au canyon de Lastres. La deuxième différence se trouve dans les dépôts de levées du système du canyon de Santander, en effet, seulement une seule levée au Nord du système chenalisant a été cartographiée par Iglesias (2009). Enfin la troisième différence est le changement de positionnement du système distal du canyon de Torrelavega qui se trouve maintenant au Nord du "Jovellanos high" (fig. 3.26). Iglesias (2009) insiste également sur la diminution de taille des appareils turbiditiques (lobes, levées, chenaux), il observe également une augmentation de la sinuosité des systèmes chenalisants.

3.5 Le Langhien et le Serravallien : dépôt-centres et paléogéographie

3.5.1 Le Langhien et le Serravallien du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique

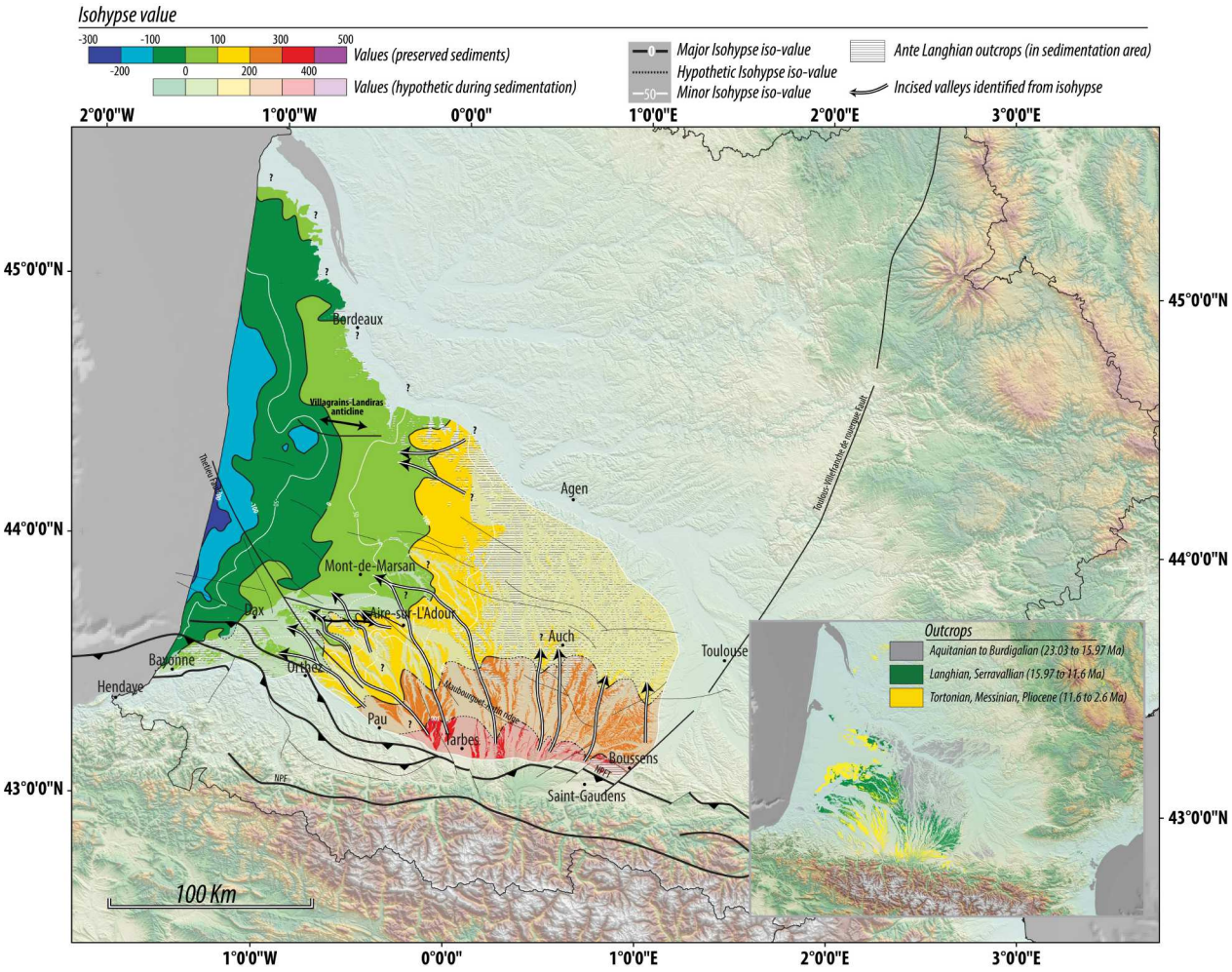


FIGURE 3.27 – Carte d'isohypses onshore de la base du Langhien

Carte d'isohypses onshore de la base du Langhien (fig. 3.27)

La carte d'isohypses de la base du Langhien (fig. 3.27) met en évidence un changement majeur comparé aux deux cartes du Miocène inférieur (fig. 3.18 et 3.22). En effet les cartes du Miocène inférieur ne montraient pas, grâce à la disposition des isohypses, d'incisions. La carte d'isohypses haute résolution de la base du Langhien (fig. 3.27) est caractérisée par une absence de sédiments préservés au Nord et à l'Est de la Garonne et également au Sud d'une courbe qui suit Pau, Orthez, Bayonne. Cette carte ne met pas en évidence de déformation majeure pendant cette période, cependant le mouvement subtil de certaines structures et de certains domaines a été observé par différents auteurs. Nous détaillerons cet aspect dans la section 3.8. Comme au Burdigalien, le Lan-

ghien/Serravallien montre une position de plus en plus proche des reliefs. De plus il est observé sur cette carte les premiers dépôts préservés Miocène entre Aire-sur-L'Adour et Orthez (premiers sédiments néogènes sur la structure d'Audignon).

La carte d'isohypses haute résolution de la base du langhien met en évidence plusieurs grands domaines (description de la partie amont jusqu'à la partie avale) :

- un premier domaine, à pente moyenne, situé dans un « rectangle » entre Boussens, Orthez, Mont-de-Marsan, et l'Ouest de Toulouse, dont les isohypses s'étalent de 300 m à 50 m. Ce domaine est caractérisé par la présence d'incisions (fig. 3.27) avec des orientations et des tailles d'incisions différentes. A l'Est de Tarbes les incisions sont petites (entre 5 et 10 mètres environ d'incision) et montrent une orientation du Sud vers le Nord. Ce système chenalisant trouve son exutoire dans le domaine à pente plus faible que nous détaillerons après. A l'Ouest de Tarbes, les incisions ont une composante chenalisante plus importante. La profondeur de ces incisions (entre 20 et 40 mètres au maximum) et la largeur de ces vallées sont plus importantes (fig. 3.27). Du point de vue de l'orientation, elles montrent une augmentation de la composante NW-SE en se rapprochant de Pau et de Mont-de-Marsan, enfin au niveau d'Orthez, elles sont très clairement orientées E-O.
- un deuxième domaine à pente faible situé principalement au Nord d'une ligne entre Auch et Mont-de-Marsan (fig. 3.27). Les isohypses de ce domaine s'étalent de 150 m à – 50 m. Ce domaine met également en évidence des incisions à l'Ouest d'Agen, orientées, NE-SO pour la plus septentrionale, SE-NO pour la plus méridionale et semblent se rejoindre dans une direction E-O. Elles atteignent une profondeur maximale de 20 mètres environ. Ce domaine met en évidence l'existence d'un promontoire au Nord de Dax qui sépare deux « rentrants » qui pourraient correspondre à la continuité des incisions décrites dans la partie sud-aquitaine.
- un troisième domaine, à pente plus importante, est situé entre les isohypses -50 et -200 m. Il se trouve essentiellement près de la côte actuelle. Il présente un « rentrant » bien marqué à l'Ouest de Dax qui semble dessiner une vallée. Un second rentrant, au Nord de Dax, est mis en évidence par les isohypses -100 et -200 m. Ces deux rentrants pourraient constitués la continuité distale des incisions de la partie sud-aquitaine décrites ci-dessus.

Cartes paléogéographique du Langhien/Serravallien (fig. 3.28 et 3.30) :

L'extension maximale du domaine marin au Langhien et au Serravallien est représentée par les lignes bleu pointillés et bleu en trait plein sur la figure 3.28 et provient des travaux de Ducasse and Cahuzac (1996), Ducasse and Cahuzac (1997), Gardère (2005) et Cahuzac and Janssen (2010). Cette période met en évidence des changements majeurs dans l'agencement et la répartition des dépôts marins. En effet, le Langhien marin (fig. 3.28) se retrouve assez loin vers l'Est, jusqu'à une horizontale entre Auch et Agen. Il forme un golfe à l'Est d'Aire-sur-L'Adour. Contrairement au Miocène inférieur, cette avancée marine ne semble pas s'observer, d'après les auteurs, juste au Nord de la structure d'Audignon. Au Nord de Bayonne le canyon de Saubrigues forme encore un rentrant. Le Langhien correspond aux derniers dépôts identifiés Cahuzac and Poignant (2000) dans cette

dépression. L'extension Nord du domaine marin au Langhien n'a pas été contrainte. Le Serravallien marin, quant à lui, montre une disposition différente. A l'Est celui-ci est en position plus occidentale comparée au Langhien, le golfe d'Aire-sur-L'Adour n'est plus visible. Cependant un autre golfe (golfe de Chalosse) a été identifié entre Dax et Orthez (fig. 3.28), il se trouve dans la même zone que le golfe du Burdigalien (fig. 3.23) mais avec une extension méridionale plus importante. Au Nord le domaine marin du Serravallien contourne la structure de Villagrains-Landiras et reste toujours à l'Ouest de la Garonne. Enfin le domaine marin serravallien semble avoir une aire plus importante que celle du Langhien.

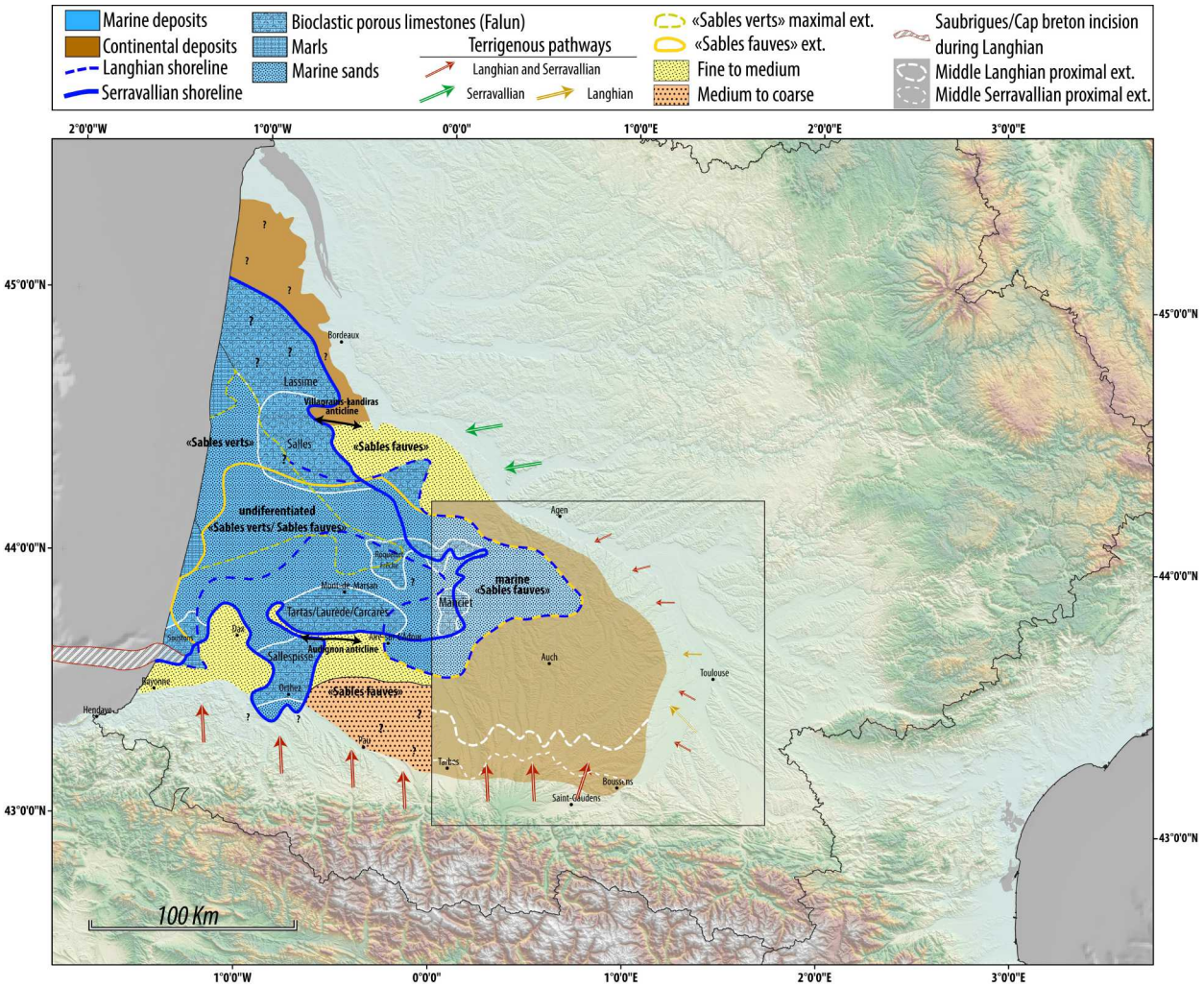


FIGURE 3.28 – Carte paléogéographique du Langhien/Serravallien

Domaine marin :

- **Les Faluns de Soustons** identifiés dans la région de Soustons (fig. 3.28) par Karnay and Dubreuilh (1991) constituent dans cette zone les seuls dépôts marin préservé du Miocène. Les Faluns de Soustons se présentent sous la forme d'un sable plus ou moins argileux, micacé à

niveaux riches en organismes divers (lamellibranches, gastéropodes, etc.) (Karnay and Dubreuilh, 1991). Leur attribution stratigraphique, longtemps controversée a été confirmée du Serravallien.

- **Les Faluns de Sallespisse** sont les dépôts rencontrés dans le golfe de Chalosse entre Dax et Orthez (fig. 3.28). Les Faluns de Sallespisse, d'âge Serravallien (Cahuzac et al., 1995), sont reconnus en forage et à l'affleurement (Henry et al., 1989). Ce sont des sables moyens peu argileux à graviers, cailloutis et bioclastes. Ils sont surmontés par la Formation des Sables Fauves continentaux. Dubreuilh and Karnay (1997) indiquent que cette formation correspond à un dépôt côtier de baie, certaines microfaunes mettent en évidence la présence d'un milieu de lagune hyposaline, donc caractérisée par des apports d'eau douce. La présence de graviers, et de cailloutis et l'apport d'eau douce permettent de conclure à un environnement d'estuaire ou deltaïque.
- **Les Faluns de Tartas de Laurède et de Carcarès** sont les formations marines identifiées à l'affleurement au Sud de Mont-de-Marsan (fig. 3.28). Les Faluns de Laurède et de Carcarès affleurent à la faveur de l'érosion de l'Adour, sur le flanc Nord de la structure d'Audignon (Platel, 1990a). Ils contiennent des sables fins à très fins argileux qui recèlent de fins bioclastes parmi lesquels sont reconnus des débris de bryozoaires, des dentales, des radioles d'oursins, des ostracodes et de nombreux foraminifères. Muller and Pujol (1979) attribuent ce dépôt au Serravallien et l'assimile à la Formation bordelaise de Salles. Les Faluns de Tartas, dépôts plus grossiers que les Faluns de Laurède et de Carcarès, sont constitués de grès grossiers riches en débris bioclastiques et affectés parfois de stratifications obliques. Ils alternent parfois avec des calcaires microcristallins. Ils sont également attribués au Serravallien (Platel, 1990a) et correspondent à un milieu de dépôt littoral.
- **Les Faluns de Roquefort et du Frêche** sont les dépôts marins identifiés à l'affleurement et en forage au Nord-Est de Mont-de-Marsan (fig. 3.28). Les Faluns de Roquefort présentent à la base, un calcaire sableux coquiller, puis un grès calcaire grossier mal lité, très riche en mollusques et en huîtres. Plusieurs structures en mégarides induisent de forts courants soumis au balancement des marées, donc le milieu de dépôt associé correspond à une baie favorable à la prolifération d'huitres et autres gros bivalves. Le Falun du Frêche est représenté par les mêmes caractéristiques lithologiques. Platel (1990c) explique que ces deux formations ; s'interstratifient avec la formation marine des Sables Fauves. Leur attribution d'âge reste compliquée, en effet ces dépôts littoraux forment la transition entre les Faluns de Manciet à l'Est d'Aire-sur-L'Adour d'âge Langhien inférieur et ceux de Tartas au Sud de Mont-de-Marsan d'âge Serravallien. Gardère (2005) identifie un falun à la base du remplissage serravallien à l'extrême Nord-Est de la limite de la mer serravallienne, qui peut être rapporté à ce falun.
- **Les Faluns de Salles et Lassime** sont les dépôts marins identifiés au Sud-Ouest et au Nord-Ouest de la structure de Villagrains-Landiras. Les Faluns de Salles ont donné le nom à l'ancien stratotype Sallomacien, maintenant abandonné. Les lithologies observées sont essentiellement des alternances de bancs de sables fins et des dépôts faluniens bien marqués. Ces

deux lithologies sont riches en bioclastes de différents organismes (Platel, 1992). Ces dépôts littoraux très proximaux ont été attribués au Serravallien par Muller and Pujol (1979). Les Faluns de Lassime sont les équivalents latéraux des Faluns de Salles et se retrouvent au Nord-Ouest de la structure de Villagrains-Landiras (Pratviel et al., 1978). Leur extension est mal connue, car seulement un affleurement est connu et les données de forages mal contraintes. Cependant Parize et al. (2008) réinterprètent celui-ci, montrant que cette formation repose en discordance sur le Burdigalien. Ce dépôt transgressif est composé, à la base d'un conglomérat contenant des galets de calcaire indurés (remaniés du Burdigalien sous-jacent), puis par un falun contenant des bivalves surmonté d'un horizon plus argileux et enfin le toit de la série est une marne à stratifications ondulées (possiblement de type vague)(Parize et al., 2008). Le hiatus associé sera détaillé dans la section 3.8.

- **Les Faluns de Manciet** est la formation marine qui a permis de mettre en évidence le golfe à l'Est d'Aire-sur-L'Adour au Langhien (fig. 3.28). Cette formation est composée de grès, de marnes et de faluns (coquilles souvent brisées) où il a été observé des « flute cast » consolidées par un ciment calcaire (Crouzel, 1989). Par endroits Crouzel (1989) identifie également des concrétions algaires. Ce sont donc des dépôts littoraux qui forment le golfe de Manciet (Lectoure).
- **Les Sables Fauves et Sables verts** constituent les formations marines du Langhien et du Serravallien (Gardère, 2005)(fig. 3.28). La Formation des Sables Fauves marins est très bien connue, à l'affleurement et en forage, dans le bassin d'Aquitaine (fig. 3.29). Ces dépôts incisent largement les dépôts antérieurs, du Trias jusqu'aux dépôts molassiques du Miocène inférieur (niveau 1 à 7 de Crouzel (1957, 1989)). Elle représente les deux phases transgressives majeures du Miocène moyen (Cahuzac et al., 1995; Rey et al., 1997; Gardère, 2005). Au Langhien, le membre de Peyrecrechen (Gardère, 2002) se retrouvent au-dessus des Faluns de Manciet et constituent le terme final de la transgression langhienne. Il est caractéristique d'un environement marin peu profond aux eaux chaudes et agitées, ou l'on trouvent par endroit des cordons sableux construits sous l'influence de courants côtiers (Gardère, 2002). Au cours du Langhien les faciès proximaux progradent vers le Nord et L'Ouest, ce qui marque bien le comblement progressif du bassin. Aux environs de la limite Langhien-Serravallien une phase d'érosion importante induit l'encaissement des dépôts serravalliens dans les dépôts langhiens (voir Gardère (2002) pour la description complète). Ces incisions formeront des rias lors de la transgression serravalienne. Les Sables Fauves serravallien, le membre de Matillon (Gardère, 2002), dont l'extension est plus réduite qu'au Langhien montrent les même types de dépôts. Gardère (2002) y observe des faciès très littoraux à influence tidal, marquée par une progradation rapide due à la proximité des apports continentaux. La Formation des Sables Fauves marins correspond donc à une sédimentation sableuse dans un milieu de plate-forme interne agitée (Crouzel, 1989; Gardère, 2002). Par endroit il est notifié qu'ils correspondent à des dépôts de types plage, à l'Est d'Aire-sur-l'Adour il est noté l'édification d'un vaste delta ramifié au débouché maritime d'un fleuve pyrénéen. La Formation des Sables Verts (fig. 3.28), reconnue à l'affleurement et

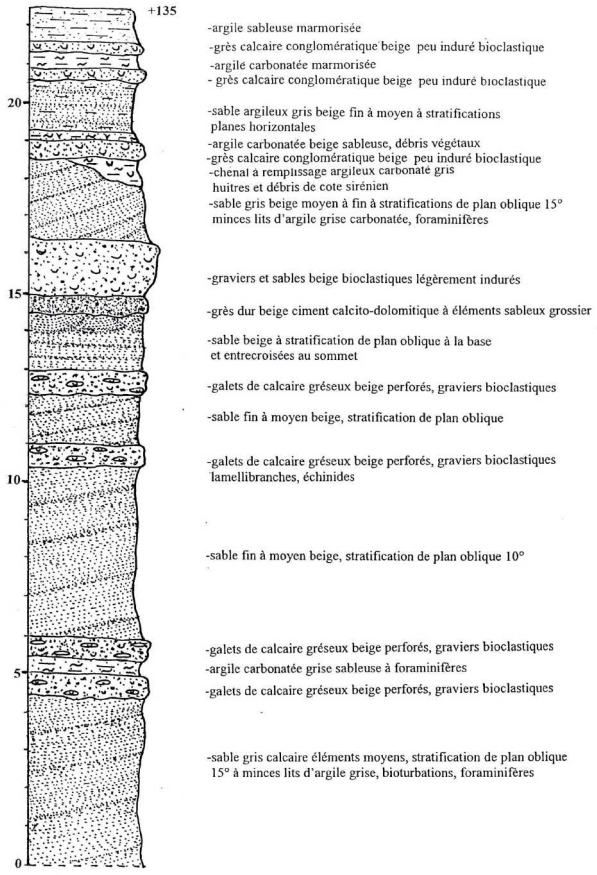


FIGURE 3.29 – Log sédimentologique de la Formation des Sables Fauves issue de la notice de la carte géologique de Montréal du Gers (Capdeville and Millet, 2003)

en forage (Karnay, 1993), est composée de sables fins à moyens glauconieux, plus ou moins argileux, à petits débris de textulariidés (Platel, 1990c; Capdeville, 1990; Karnay, 1993). Cette formation est interstratifiée par endroit avec le Sables Fauves, elle constitue l'équivalent marin plus distale des Sables Fauves. Ces sables verts couvrent la totalité du Langhien et du Serravallien, en effet Dubreuilh et al. (1995) insiste sur l'âge langhien au Nord de Mont-de-Marsan et serravallien au Sud de la structure de Villagrains-Landiras.

- **Les Marnes de Saubrigues** présentent les mêmes faciès marneux déjà détaillés au Miocène inférieur. La seule différence notable est le positionnement plus occidental dans le canyon de ces dépôts (Cahuzac and Poignant, 2000).

Domaine continental :

- **Le Calcaire d'Auch** est le premier dépôt préservé du Langhien dans le bassin d'Aquitaine (fig. 3.30). Sa disposition met encore en évidence un recul progressif des faciès terrigènes proximaux vers le domaine pyrénéen. Comme précédemment la Formation du Calcaire d'Auch est plus terrigène à l'Est et plus carbonatée à l'Ouest. Cependant à l'Ouest des faciès plus proximaux, de type conglomérats, sont préservés. Entre Auch et Toulouse un couloir terrigène, composé essentiellement de sable, ce couloir est plus étendu que les distributaires observés à l'Ouest. En

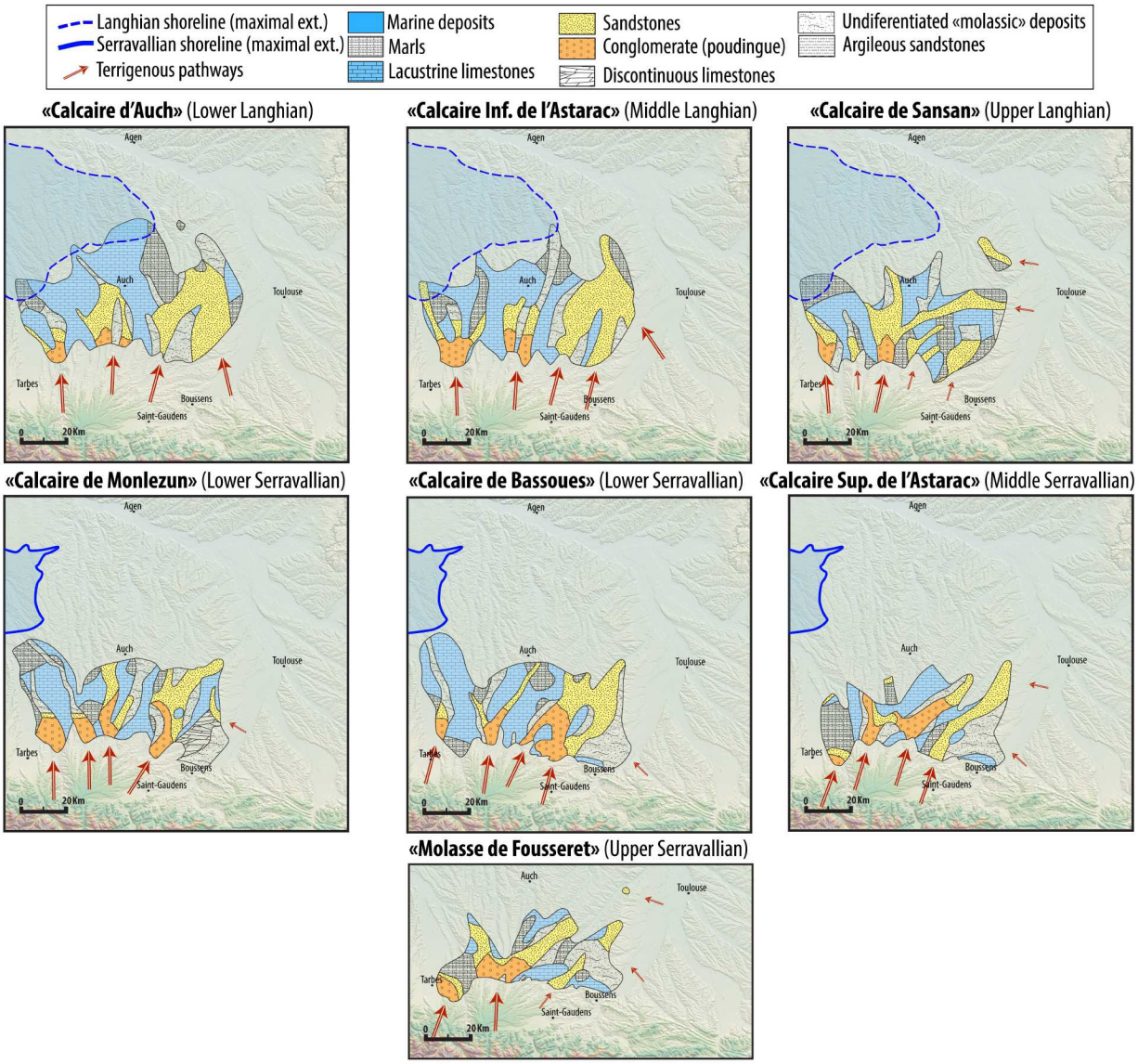


FIGURE 3.30 – Carte paléogéographique du Langhien et du Serravallien, zoom sur la zone Sud, modifié d'après Crouzel (1957) Antoine et al. (1997) Gardère (2005)

effet ils sont constitués de conglomérats et de sables en position plus distales mais sur une zone plus petite plus on se dirige vers l'Ouest (vers Tarbes)(Crouzel, 1957). Les domaines lacustres se trouvent essentiellement à l'Ouest d'Auch. Le Calcaire d'Auch est composé de deux bancs bien distincts, qui se confondent en allant vers le Nord d'Auch. Le premier banc carbonaté est constitué d'une marne grumeleuse contenant des moules d'Helix. Le second banc est plutôt dominé par un calcaire marneux (Crouzel, 1957).

- **Le Calcaire Inférieur de l'Astarac** trouve plusieurs similitudes avec le Calcaire d'Auch. Les arrivées terrigènes grossières (poudingues) dans la partie ouest ravine par endroit le Calcaire d'Auch ainsi que le Calcaire Supérieur de Lectoure (Burdigalien supérieur). Comme précé-

demment, un système essentiellement sableux est reconnu entre Toulouse et Auch (fig. 3.30), l'alimentation de ce système passe d'une direction Sud-Nord (Calcaire d'Auch) à une direction Sud-Est Nord-Ouest. Enfin à l'Ouest d'Auch, trois distributaires plus grossiers ont été identifiés par Crouzel (1957), tous orientés du Sud vers le Nord. Les dépôts carbonatés s'agencent en bandes orientées Nord-Sud, ils forment un lac important au niveau d'Auch (fig. 3.30). Ces dépôts sont essentiellement composés de calcaire grumeleux blanc (Crouzel, 1957).

- **Le Calcaire de Sansan** constitue le dernier dépôt du Langhien (fig. 3.30). Cette formation est marquée par l'absence du domaine sableux très étendu entre Auch et Toulouse. En effet cette zone dominée au Langhien inférieur et moyen par des apports venants du Sud et Sud-Est, enregistre un changement important avec des directions d'apports orientées de l'Est vers l'Ouest (Crouzel, 1957). A l'Est de Tarbes, il est observé deux cônes terrigènes composés de conglomérats et de sable grossiers dans la partie distale. La disposition des distributaires terrigènes est semblable à celle observée auparavant au Langhien, à l'Est-ce sont les dépôts sableux qui dominent et à l'Ouest des dépôts conglomératiques avec leur équivalents distaux sableux sont prédominants. Enfin les dépôts lacustres sont restreints à certaines zones, au niveau d'Auch par exemple.
- **Le Calcaire de Monlezun** est le premier dépôt du Serravallien caractérisée par Crouzel (1957). Le Serravallien montre une rétrogradation des faciès proximaux vers la chaîne pyrénéenne, ce phénomène s'observe depuis le Burdigalien. Cette formation est caractérisée par une recrudescence des apports terrigènes entre Boussens et Tarbes (fig. 3.30). Quatre cônes terrigènes ont été reconnus entre ces deux localités, ils sont essentiellement composés de conglomérats dans la partie proximale et de sables dans la partie distale. Enfin Crouzel (1957) met encore en évidence des apports venant du Sud-Est entre Boussens et Toulouse (fig. 3.30). Les dépôts lacustres sont nombreux mais ne présentent qu'une épaisseur relativement importante au Nord-Est de Tarbes. Ces faciès correspondent à des calcaires marneux grumeleux (Crouzel, 1957). Il faut noter que sur ce dépôt du Serravallien inférieur, entre Saint-Gaudens et Tarbes, se superposeront directement les « argiles à galets », du Miocène supérieur. Ceci induit donc soit un hiatus de sédimentation ou une érosion entre ces deux formations.
- **Le Calcaire de Bassoues**, formation attribuée également au Serravallien inférieur, a été décrit comme étant plus détritique à l'Est qu'à l'Ouest (fig. 3.30). Il présente trois venues terrigènes entre Boussens et Tarbes dont la plus importantes se trouve au Nord de Saint-Gaudens. Comme précédemment ces venues sont caractérisées par des conglomérats et des sables (Crouzel, 1957). A l'Est de Boussens un petit distributaire orienté Sud-Est Nord-Ouest est présent cependant il semble moins important comparé aux distributaires langhien. Enfin les dépôts lacustres sont essentiellement représentés à l'Ouest d'une verticale entre Saint-Gaudens et Tarbes et sont des calcaires grumeleux séparés par des marnes grumeleuses.
- **Le Calcaire Supérieur de l'Astarac** est rattaché au Serravallien moyen. L'extension de cette formation diminue par rapport aux précédentes formations identifiées. Les directions d'apports montrent un changement important, en effet pendant le dépôt des autres formations

du Miocène moyen les directions d'apports au front des Pyrénées sont clairement orientées du Sud vers le Nord, cependant il s'amorce à la fin du Serravallien inférieur et se concrétise au Serravallien moyen un changement d'orientation du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Crouzel, 1957). Trois distributaires majeurs ont été mis en évidence par Crouzel (1957) entre Saint-Gaudens et Tarbes, composés de conglomérats et sables. Quelques arrivées terrigènes sont notifiées par Crouzel (1957) venant de l'Est mais ne semblent pas être significatives à la vue de la répartition des dépôts sableux. Les dépôts lacustres sont essentiellement marneux, il faut noter la disparition du niveau lacustre dans les environs de Boussens qui est liée à la phase d'incision anté « argiles à galets ».

- **La Molasse de Fousseret** est attribué au Serravallien supérieur et correspond au dernier dépôt caractérisé par Crouzel (1957) au Miocène moyen. L'extension des affleurements est encore réduite, à la fois par l'érosion anté « argiles à galets » mais également par les incisions quaternaires. Les directions d'apports semblent reprendre une direction du Sud vers le Nord (fig. 3.30). Les cônes conglomératiques se trouvent à l'Ouest en majorité, juste à l'Est de Tarbes, au contraire, entre Saint-Gaudens et Boussens, les dépôts terrigènes sont moins présents (ou non préservés). Entre Auch et Toulouse, Crouzel (1957) met en évidence un patch sableux correspondant à cette formation (fig. 3.30), cependant il est difficile de savoir si celui-ci est vient de l'Est de Toulouse ou si c'est un dépôt distal du système de piedmont pyrénéen dont la transition a été érodée plus tard. Les dépôts lacustres n'ont pas été préservés et donc leur caractérisation n'a pas été exhaustive.
- **Les Sables Fauves** continentaux ont été appréhendés grâce leur teinte rouge ocre caractéristique. Ils sont identifiés dans deux régions distinctes (fig. 3.28), entre Tarbes et Bayonne et entre Agen et la structure de Villagrains-Landiras. Au Nord, ces dépôts sont attribués au Serravallien moyen et supérieur car ils reposent sur les Faluns de Salles (Muller and Pujol, 1979; Folliot, 1993). Ils sont composés de sables fins à moyens, parfois quelques gravillons, qui remplissent des incisions identifiées sur la figure 3.27. La direction des incisions et la position des niveaux sableux confirment la présence d'apports venant du Massif central. Au Sud, ces dépôts sont plus vieux. Crouzel (1957) montre sur ces coupes que les Sables fauves incisent le niveau 8 (Calcaire de Inférieur de l'Astarac, Langhien moyen). Les autres contacts géologiques montrent que les Sables Fauves sont superposés au niveau marin des Faluns de Manciet (Langhien inférieur à moyen), des Faluns de Tartas (Serravallien) et à des calcaires bioclastiques d'âge serravallien. En outre les Sables Fauves sont recouverts par les Glaises Bigarrées dont l'âge basal est Tortonien. D'après ces considérations, il est possible de conclure sur un âge s'étalant du Langhien supérieur jusqu'à la fin du Serravallien pour les Sables Fauves dans la partie sud. Du point de vue lithologique, ils sont constitués de deux séquences (Capdeville, 1997), une première séquence chenalisante (incision jusqu'à 50 mètres) qui est remplie par des venues de galets de quartz qui soulignent les incisions. Une deuxième séquence plus « classique » est composée de sables bien classés parfois kaolinitique (Capdeville, 1997). La répartition des sables montre une limite importante à l'Est d'Orthez (fig. 3.28) en effet au Sud de cette ligne

ce sont des sables moyens à grossiers qui dominent alors qu'au Nord ils sont fins à moyens. Les associations de minéraux lourds montrent deux familles différentes, la première composée d'andalousite, tourmaline, staurotide issue de roche métamorphique et l'autre composée de rutiles et de zircons issues de roches granitiques (Bergounioux and Crouzel, 1949; Duplaix, 1956), cela induit une origine pyrénéenne de ces dépôts. Enfin il faut signaler la présence de ferruginisation au sommet de cette formation qui marque une phase d'altération postérieure importante. En résumé, cette formation diachrone du Nord au Sud est la première grande progadation fluviatile du Miocène. Une arrivée au Nord venant de l'Est daté du serravallien et une au Sud-Ouest venant du Sud débutant dès le Langhien moyen.

Pour résumer :

- Le Langhien et le Serravallien marin montrent des dispositions différentes. L'extension des domaines marins au Langhien est plus orientale comparée aux domaines marins serravallien. Cependant, sur la répartition Nord-Sud, le Serravallien marin est plus étendue, avec au Nord la zone des Faluns de Salles et de Lassime et au Sud le golfe entre Dax et Orthez. Les dépôts marins sont mixtes, avec cependant une prédominance des faciès sableux (Sables Fauves marins et Sables Verts) à influence tidale et deltaïques. Certaines zones ont enregistré le dépôt de faluns essentiellement dans des milieux très littoraux protégés, par exemple dans le golfe entre Dax et Orthez ou encore au Nord de la structure d'Audignon. Le Miocène moyen correspond à la dernière incursion marine majeure dans le bassin d'Aquitaine.
- Le Langhien et le Serravallien continental sont caractéristiques pour le changement majeur de sédimentation comparée au Miocène inférieur. En effet, les venues détritiques sont plus marquées et plus abondantes. Au Sud, entre Boussens et Tarbes, ce sont des domaines alternants entre des cônes de déjections terrigènes (conglomérat et sables) et des dépôts lacustres, durant la totalité du Miocène moyen, qui montrent comme au Miocène inférieur la rétrogradation des faciès proximaux vers le domaine pyrénéen. Entre Tarbes et Bayonne ce sont les Sables Fauves (à partir du Langhien supérieur) qui dominent, l'absence de faciès intermédiaires carbonatés est remarquable et marque la grande différence avec le domaine situé à l'est de Tarbes. Ces sables alimentent le delta du golfe situé entre Dax et Orthez mais également une partie des Sables Fauves marins. Enfin, au Nord où les Sables Fauves continentaux sont plus jeunes (Serravallien moyen et supérieur), il est observé des sables fins à moyens, leur terme plus proximal a été érodé (par des mouvements tectoniques postérieurs) ou n'a jamais été déposé.

D'un point de vue des zones d'alimentation terrigène, le Langhien et le Serravallien sont scindés en plusieurs périodes :

- Le Langhien inférieur dont les dépôts sont essentiellement localisés au niveau d'Auch montre des directions d'apports venant du Sud, les zones d'alimentation se trouvent au Sud d'une horizontale entre Tarbes et Boussens comme pour le Burdigalien. La position des Sables Fauves marins (au Nord d'Auch) permet d'invoquer également une source centralienne.
- Le Langhien moyen montre les mêmes directions d'apports pour la zone entre Tarbes et Boussens avec en plus une alimentation venant du Sud-Est à l'Est de Boussens. Un début d'ali-

mentation venant du Sud entre Tarbes et Bayonne annonce les prémices du dépôt des Sables Fauves continentaux.

- Le Langhien supérieur, dont les principaux distributaires entre Tarbes et Boussens tendent à se déplacer vers Tarbes, montrent des apports venant de l'Est aux environs de Toulouse, c'est la première fois du Miocène moyen que cette direction est identifiée. Entre Tarbes et Bayonne, les distributaires alimentant les Sables fauves sont bien établis et montrent des directions venant du Sud.
- Le Serravallien inférieur reprend une disposition semblable à celle du Langhien moyen entre Tarbes et Boussens. Les distributaires alimentant les Sables Fauves à l'Ouest sont encore présents et vont perdurés jusqu'à la fin du Serravallien.
- Le Serravallien moyen correspond aux prémices des dépôts des Sables Fauves au Sud-Est de la structure de Villagrains-Landiras et donc il marque le début des apports orientés de l'Est vers l'Ouest d'origine centralienne. Dans la région entre Tarbes et Boussens, il est observé un changement de direction des apports, en effet elle passe d'une orientation du Sud vers le Nord à une orientation du Sud-Ouest vers le Nord-Est.
- Le Serravallien supérieur montre à peu près les mêmes directions que le Serravallien moyen avec une reprise des apports venant de l'Est au niveau de Toulouse.

3.5.2 Carte d'isopaques du Langhien et du Serravallien

La carte d'épaisseur de sédiments préservés du Langhien et du Serravallien illustrée par la figure 3.31 montre des valeurs s'étalant de 0 m à plus de 175 m dans le bassin d'Aquitaine. Ces dépôts ont été incisés par des événements postérieurs (Tortonien, Pliocène et Pléistoène) surtout dans le domaine de piedmont. Il est donc important de voir cette carte et ces valeurs comme représentant le minimum de sédiments préservés pour la période considérés. Le Langhien et le Serravallien (extension temporelle = 4.34 Ma) met en évidence au première ordre un changement de répartition des valeurs maximales (ainsi qu'une diminution de ces valeurs) des sédiments préservés comparés au Miocène inférieur (fig. 3.25. La répartition des sédiments préservés montre l'existence de plusieurs domaines :

- Le domaine de piedmont, localisé entre Boussens et Orthez, montre deux zones de préservations différentes (fig. 3.31). La première à l'Est entre Boussens et Tarbes, est caractérisée par des valeurs allant de 50 à 100 m de sédiments préservés pour le Langhien Serravallien. Cet épaississement est lié au fonctionnement continu pendant cette période d'un système de piedmont qui recule progressivement vers le Sud. La deuxième à l'Ouest entre Tarbes et Orthez, montre des épaisseurs moindres allant de 0 m à 75 m au maximum (fig. 3.31). La relative diminution de l'épaisseur préservée est dûe à l'âge du premier dépôt dans cette zone, en effet les Sables Fauves dans cette zone sont au minimum d'âge Langhien supérieur, il y a donc une absence de sédiments préservés pour le Langhien inférieur et moyen. Enfin les variations d'épaisseurs observées dans cette zone sont essentiellement dûes au remplissage des incisions identifiées sur la figure 3.27 qui induisent une épaisseur plus importante dans les incisions et

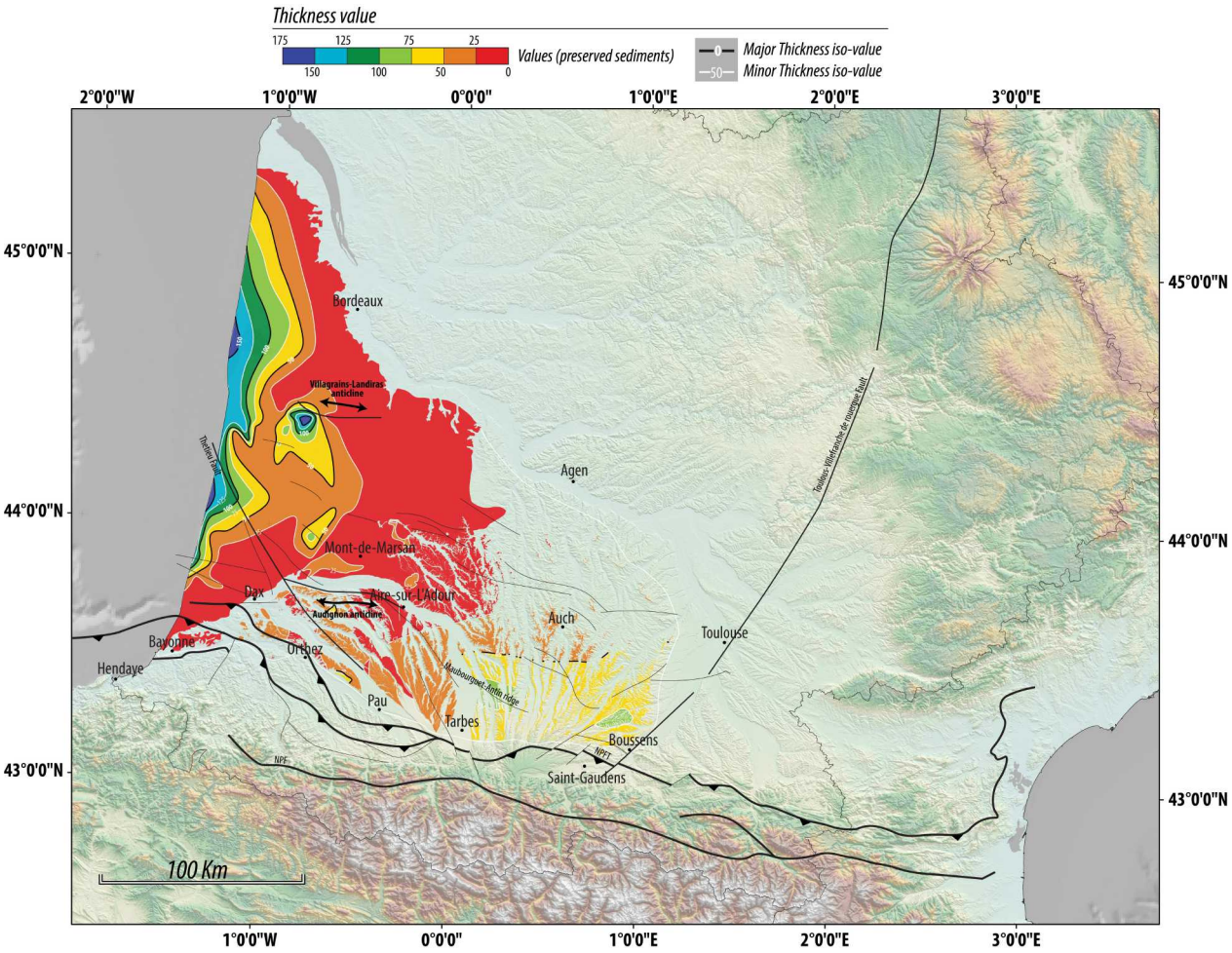


Figure 3.31 – Carte d'isopaques du Langhien et du Serravallien

moins importante sur leurs flancs. La structure de Villagrains-Landiras est recouverte d'une épaisseur significative de sédiments, c'est la première fois depuis le Paléogène.

- Le domaine de transition entre le piedmont et la valeur 25 m (couleur rouge sur la figure 3.31) est caractérisé par une faible préservation de sédiments (inférieur à 25 m). A l'Ouest de Dax, cette zone fait la transition entre le domaine de piedmont et le canyon de Cap breton, cette absence de sédiments préservés peut induire le transfert direct des sédiments par le canyon de Saubrigues/Cap breton. Au Nord de la structure d'Audignon, il est observé un patch de sédiments contenant une épaisseur maximale de 50 mètres, celui-ci est interprété comme le remplissage, comme Miocène inférieur, de la dépression crée au Paléogène devant cette structure. Au Nord d'Auch ce domaine de faible préservation semble être présent même si la caractérisation est difficile à cause de la disposition en patch sur les sommets des butes des dépôts Langhien et Serravallien.
- Le troisième domaine à l'Ouest d'une verticale entre Mont-de-Marsan et Bordeaux (fig. 3.31) est caractérisé par une épaisseur sédimentaire pouvant atteindre 175 m par endroit. Au Sud-Ouest de la structure de Villagrains-Landiras une zone d'accumulation préférentielle est ob-

servée avec des épaisseurs pouvant atteindre 150 m. Au Nord-Ouest de Mont-de-Marsan le même dispositif est identifié, cependant les valeurs maximales de sédiments préservées ne dépassent pas 100 m. Enfin au niveau de la côte actuelle deux zones de préservation importante sont identifiées et marquées les iso-valeurs 50 m. Elles correspondent à l'épaississement lié à la progradation des sédiments vers l'ouest (voir chapitre 2). L'épaisseur est moins importante comparée au Miocène inférieur à cause de la disposition du plateau continentale pendant le Langhien et le Serravallien. En effet cette période marque le début de progradations plus franches des clinoformes vers l'Ouest, c'est-à-dire que les épaisseurs que "foreset" (fortes épaisseurs) du début de la période et des « topset » (faibles épaisseurs) de la fin de cette période. Cela explique donc l'épaisseur moins importante préservés.

3.5.3 Le Langhien et le Serravallien du Golfe de Gascogne

Les nouvelles données biostratigraphiques acquises sur deux forages stratégiques (IBIS 2 et PINGOUIN) ainsi que l'étude systématique des forages disponibles, nous ont permis de reconnaître et d'identifier les lithologies dominantes sur le plateau continental pendant le Langhien/Serravallien. Les deux forages stratégiques (localisation sur la figure 3.32) :

- sur le forage IBIS 2, le Langhien et le Serravallien ont été reconnus entre les côtes 1350 et 1250 m. Ils sont caractérisés par un ensemble argilo-silteux puis d'une dizaine de mètres d'argile à la fin du serravallien (débordant sur le Tortonien) qui témoigne comme au Miocène inférieur de la présence d'une plate-forme largement ouverte.
- sur le forage PINGOUIN, le Langhien et le Serravallien ont été reconnus entre les côtes 1475 et 1310 m. Ils sont caractérisés par un ensemble argilo-marneux, avec une augmentation progressive de la fraction argileuse. Il est également reconnu à partir de la côte 1319 m des traces de lignites et des concrétions argilo pyriteuses. C'est également un milieu de plateforme largement ouverte pouvant déborder sur la pente continentale.

Les autres forages disponibles sur le plateau continental mettent en évidence plusieurs domaines lithologiques différents :

- Le prolongement en offshore des faciès sableux caractéristiques de la Formation des Sables Fauves et des Sables Verts a été identifié sur les forages ANTARES et ANTINEOUS (fig. 3.32). Il est essentiellement composé de sable et de grès fin à grossier à ciment calcaire admettant des traces lignites et de pyrite. Dans ces forages, il est possible de rencontrer des argiles calcaires.
- les forages situés plus au Nord (CORMORAN, FREGATE, ERIDAN et LE SEXTANT), ce sont des argiles calcaires qui dominent le remplissage de cette période (fig. 3.32). Les forages situés au Nord-Est de cette première zone ne bénéficient pas d'un contrôle géologique assez précis, nous ne pouvons donc pas caractériser la jonction entre les marnes et falun observer sur la carte de la figure (fig. 3.28).
- les deux forages (PELICAN et PINGOUIN) montrent un remplissage dominé par des marnes durant cette période, avec une augmentation progressive de la fraction argileuse. Dans ces

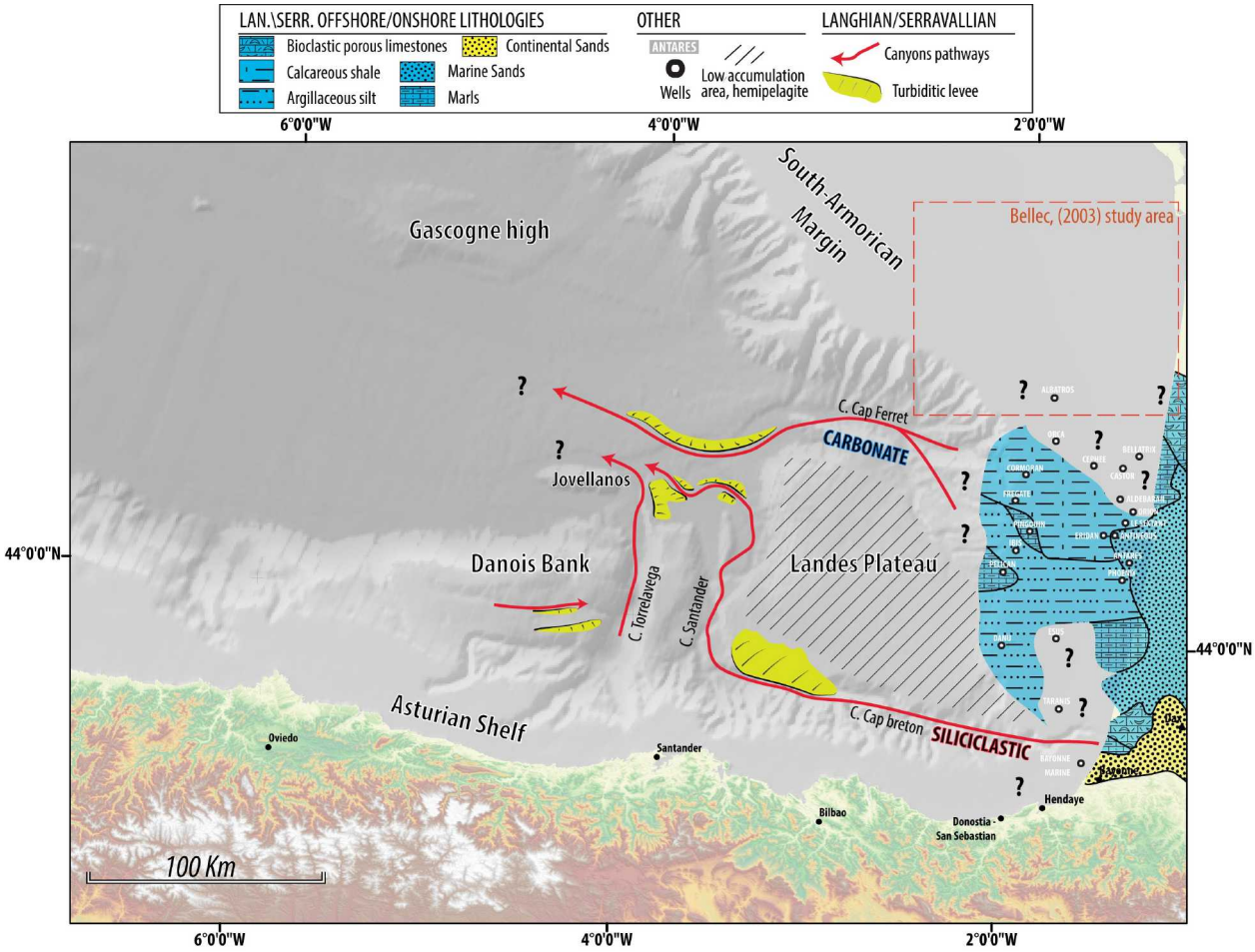


FIGURE 3.32 – Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne au Langhien et au Serravallien modifié d'après Iglesias (2009)

deux forages, des concrétions pyriteuses et des traces de lignites ont été caractérisées.

- les forages (IBIS, PHOENIX, DANU) sont caractérisés par des argiles silteuses à glauconie. Elles peuvent passer par endroit à des argiles sableuses. Sur le forage DANU, il semblerait que des débris coquillers aient été reconnus.

Le Langhien et le Serravallien des marges asturiennes et Sud-armoricaine

La marge asturienne (fig. 3.32) ne montre pas de dépôts Langhien et Serravallien formellement identifiés. Cependant Cadenas and Fernández-Viejo (2017) met en évidence la présence de Miocène indifférencié à l'Ouest de la tête du canyon de Lastres. Celui-ci serait composé de calcaire argileux et silteux.

Le Néogène de la marge Sud-armoricaine, largement étudié par Bellec (2003), montre un changement important comparé au Miocène inférieur. Le Langhien et le Serravallien sont représentés dans son étude par la formation U4 séparée par deux discontinuitées bien marquées S3 et S4 (Bellec, 2003). Cette étude met en évidence trois chutes du niveau de base dans cet intervalle lié à des chutes du niveau marin. La base du Langhien, identifiée par la surface S4 montre une orientation

Nord-Ouest Sud-Est, Bellec (2003) met en évidence la présence d'incision de types « gullies » pour la partie Nord et une incision plus prononcée au Sud. L'évolution du remplissage sédimentaire de cette zone au Langhien et au Serravallien correspond à une alternance entre des chutes du niveau de base qui induisent la formation de « gullies » d'origine fluviatiles et des progradations sigmoïdales dont la direction est majoritairement orientée vers le Sud-Ouest et des remontées du niveau de base qui induisent la sédimentation de matériel plus litée et sans doute plus fin (Bellec, 2003). Au cours du Langhien et du Serravallien la position des chenaux est de plus en plus occidentale. Les géométries et la taille de ces incisions évoluent également au cours du temps, en effet les premiers chenaux sont instables et largement anastomosés, puis leurs tailles sont identiques, seul le nombres d'incisions augmentent et enfin la taille des chenaux augmente en profondeur, en largeur, sont plus stables et leur nombre diminuent (Bellec, 2003). Les épaisseurs préservées de cette unité montrent une faible préservation au Nord et à l'Est, et une augmentation vers le Sud-Ouest induite par le caractère progradant sigmoïdal dont les valeurs atteignent environ 100 ms. Des augmentations localisées d'épaisseurs sont identifiées et sont dû au comblement d'incision antèrieure. Enfin la surface S5 qui délimite la partie supérieure de cet interval est largement érosive (Bellec, 2003).

Le Langhien et le Serravallien du bassin profond du Golfe de Gascogne identifié dans la séquence B1 d'Iglesias (2009) et dans la séquence II et le début de la III de Cremer (1983).

- Cremer (1983) met en évidence un changement de fonctionnement du système turbiditique pendant cette période. En effet il invoque le relative hausse du niveau marin pendant le Miocène moyen pour expliquer la diminution de l'efficacité de transport du canyon du Cap Ferret en particulier. Il indique que le peu de sédiments qui transite est stocké dans la dépression du Cap Ferret et peine à rejoindre le système profond du golfe de Gascogne. Il met également en évidence l'augmentation du creusement du canyon du Cap Ferret par construction de levée latérales (Cremer, 1983). Les systèmes chenalisant antérieures ne sont plus entretenus à cause du ralentissement des apports sédimentaires. Enfin il observe que le canyon du Cap breton prendrait le dessus, en termes d'activité, sur le canyon du Cap Ferret et donc il serait le canyon principal d'alimentation du peu de dépôts observés sur le glacis du golfe de Gascogne.
- Iglesias (2009) indique que cette période se trouve dans la continuité du remplissage burdigalien de cette zone (fig. 3.32), il observe par exemple une diminution des « mass-transport deposits ». Il remarque, comme au Burdigalien (fig. 3.26), l'absence d'un lobe turbiditique bien marqué. Les systèmes de levées et de chenaux sont de taille équivalente (comparé au Burdigalien), seul leurs répartition spatiale change. En effet, au débuché des canyons de Torrelavega et de Santander (fig. 3.32), la disposition des levées et des incisions change et acquière une sinuosité plus importante.

3.6 Le Tortonien et le Messinien : dépôt-centres et paléogéographie

3.6.1 Le Tortonien et le Messinien du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique

Carte d'isohypses onshore de la base du Tortonien (fig. 3.33) :

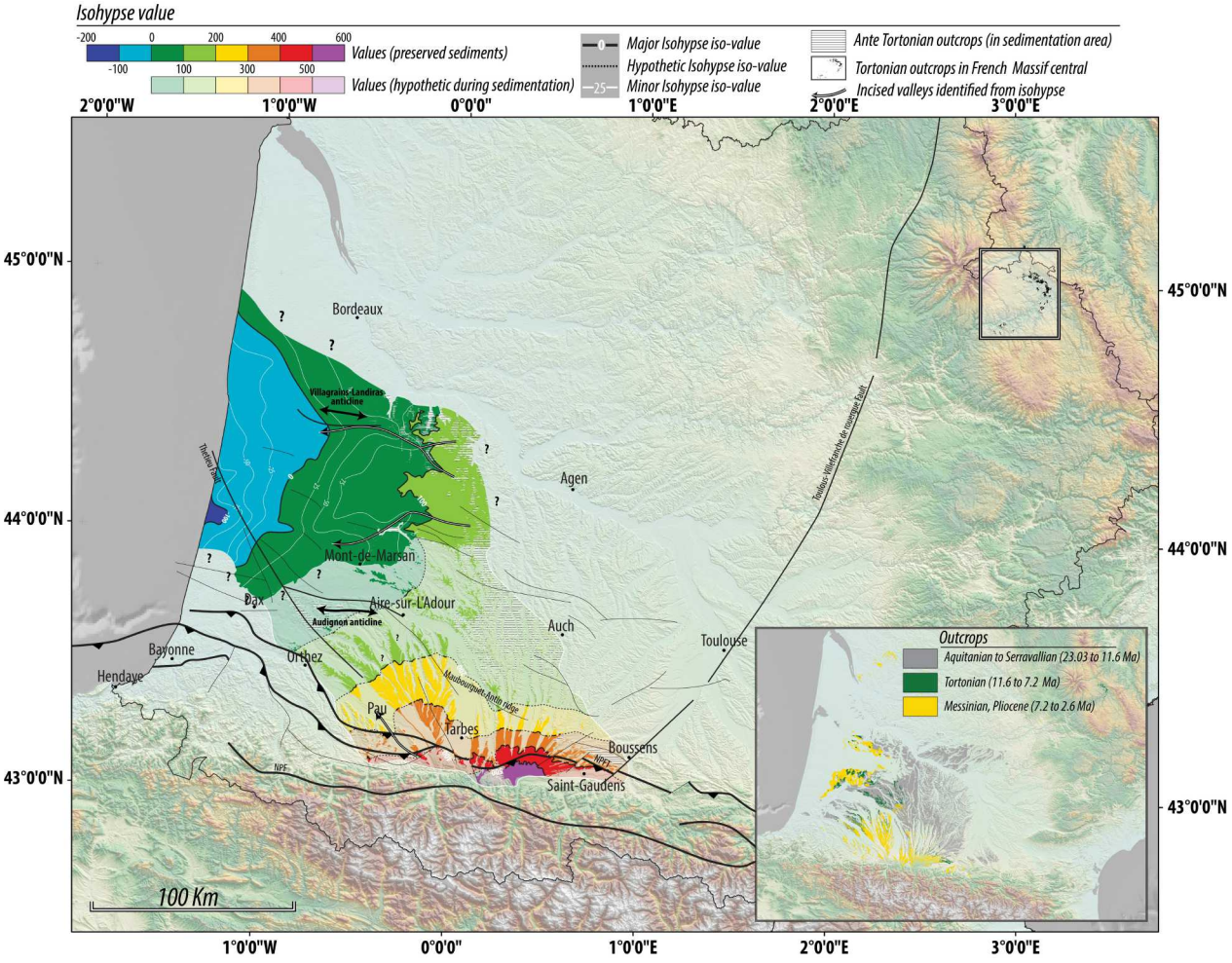


Figure 3.33 – Carte d'isohypses onshore de la base du Tortonien

La carte d'isohypses de la base du Tortonien (fig. 3.33) met en évidence un changement important comparé aux cartes du Miocène inférieur et moyen (fig. 3.27 3.18, 3.22). En effet la répartition des isohypses ne montre pas d'incisions comparable à celle observées à la base du langhien, excepté au Sud-Est de la structure de Villagrains-Landiras. Dans le domaine de piedmont de petites incisions sont observées mais semblent restreintes au Sud le valeur 300 m. Le recul progressif des isohypses vers le domaine de piedmont atteint son paroxysme au Tortonien avec des dépôts préservés en position de piedmont (pour la définition actuelle du piedmont pyrénéen). Enfin la répartition des isohypses est cantonnée entre Boussens et l'Ouest de Pau pour la partie proximale, entre Auch et Orthez pour

la zone de transition et la limite orientale dans le triangle landais se trouve à plusieurs dizaines de kilomètres à l'Ouest d'Agen (fig. 3.33).

La carte d'isohypses onshore de la base du tortonien met en évidence plusieurs grands domaines (description de la partie amont jusqu'à la partie avale) :

- un premier domaine, à pente importante, localisé essentiellement entre Tarbes et Boussens (fig. 3.33), est observé entre les valeurs 500 et 300 m. Il présente de petites incisions qui ne trouvent pas de continuités dans le domaine de transition au Nord. La particularité du domaine de piedmont au Tortonien est la dissymétrie de part et d'autre de Tarbes (fig. 3.33). En effet à l'Ouest de Tarbes la pente est beaucoup plus faible qu'à l'Est de Tarbes, de plus les incisions sont plus étroites, plus nombreuses et plus localisées à l'Est comparée à l'Ouest où il est observé seulement une incision au Sud-Est de Pau.
- un deuxième domaine, à pente moyenne, se trouve entre les valeurs 300 et 50 m. Il comprend la partie proximale à l'Ouest de Tarbes, décrit ci-dessus, et s'étend jusqu'à Mont-de-Marsan. Son extension latérale est cantonnée entre Orthez et Auch. Dans la partie Sud ce domaine ne présente pas d'incisions marquées, cependant, au Nord entre Mont-de-Marsan et la structure de Villagrains-Landiras deux incisions sont identifiées grâce à la répartition des isohypses. La première, la plus septentrionale, comprend deux incisions se rejoignant afin de former une seule incision orientée Est-Ouest. La deuxième, la plus méridionale, montre une orientation Est Ouest, puis elle devient Nord-Est Sud-Ouest (fig. 3.33). Ces incisions ne semblent pas dépasser vers l'Ouest la valeur 0 m.
- un troisième domaine, à pente plus importante, est situé entre les valeurs 50 et -100m. Ce domaine est scindé en deux zones différentes, la première au Sud montrant effectivement un gradient de pente plus élevé, la deuxième plus au Nord montrant un domaine de pente moins importante qui se rapproche plus de celle du domaine de transition.

Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Messinien (fig. 3.34) :

Cette carte prend en compte plusieurs données à des âges différents à cause de la difficulté d'identification des dépôts Messinien dans le bassin d'Aquitaine.

- le domaine offshore cette carte correspond bien à la base du Messinien (7.1 Ma)
- le domaine onshore (Triangle Landais) ou le passage du Tortonien au Messinien se fait au sein de la Formation des Glaises Bigarrées et où nous considérons que la partie messinienne de cette formation est très peu épaisse, nous avons décidé de prendre les valeurs de la base du Pliocène (5.3 Ma) pour ce domaine
- le domaine onshore (piedmont) la base du Messinien se trouve dans la Formation des Argiles à Galets, or nous avons décidé de représenter la surface d'érosion identifiée par Crouzel (1957) du Tortonien moyen (10.6 Ma, entre la Molasse de Montréjeau et les Argiles à Galets) qui, nous le verrons dans l'évolution paléogéographique et tectonique marque un changement important dans la sédimentation

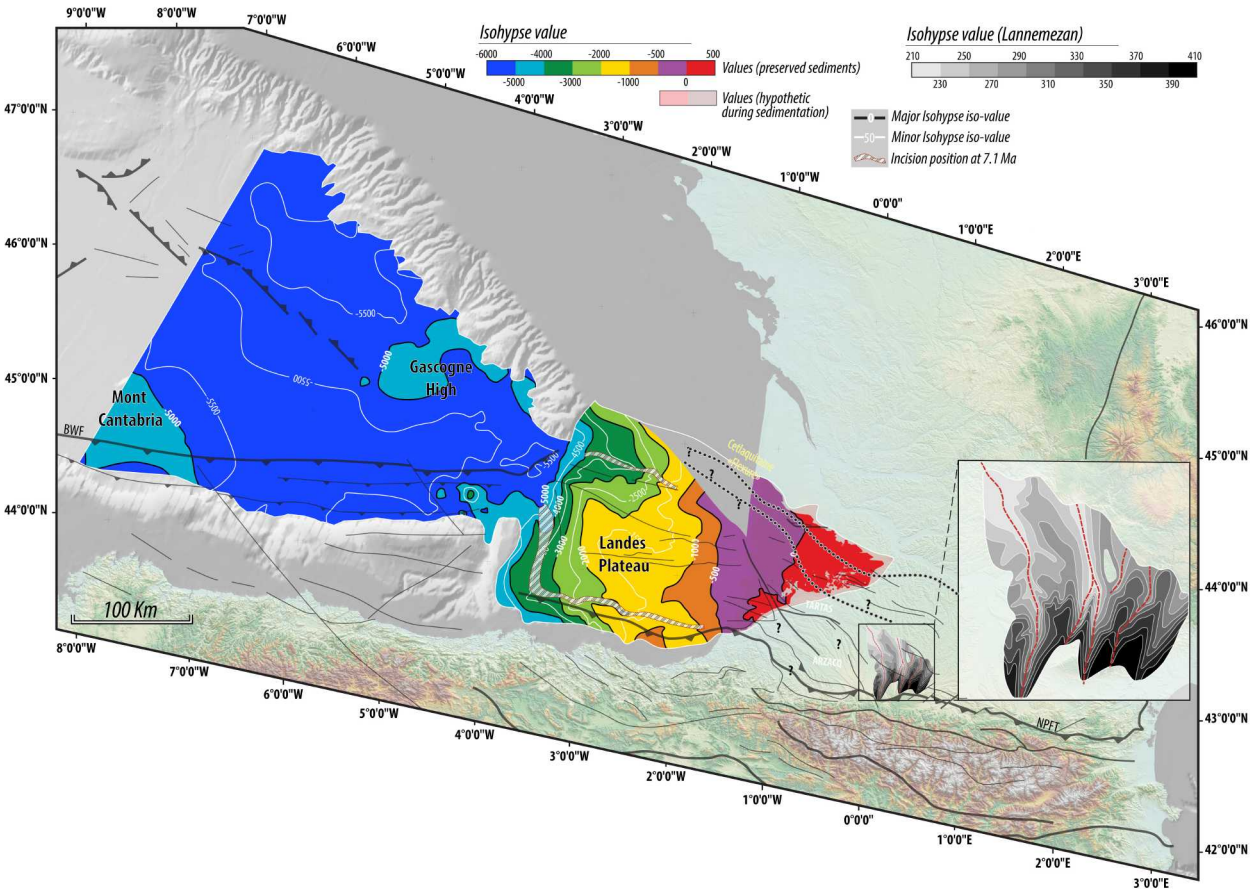


Figure 3.34 – Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Messinien, modifié d'après Crouzel (1957)

La carte d'isohypses onshore/offshore de la base du Messinien (fig. 3.34) montre l'extension du domaine de faible pente identifié sur la figure 3.33 en offshore, celui-ci se limite à la valeur -500 m. Cette valeur correspond à la limite du plateau continental pendant le Tortonien. Puis les valeurs -500 et -1000 m se trouvent rapprochées, cela correspond au clinoformes progradants de la marge Aquitaine. Vers l'Ouest, deux ensembles sont identifiés, (1) le premier situé au Nord du canyon de Capbreton (Plateau Landais) met en évidence la présence d'un domaine dominée par des pentes faibles entre les isohypses -1000 m et -2000 m, celui-ci est lié à la présence du Haut des Landes, (2) un deuxième domaine située au Sud et à l'Est du canyon de Cap Ferret met en évidence la présence d'un domaine de pente plus importante entre les isohypses -500 m et -3500 m, celui-ci correspond à la dépression du Cap Ferret. Le bassin profond du Golfe de Gascogne sur la figure 3.34 met en évidence comme pour la carte d'isohypses onshore/offshore de la base du Miocène (fig. 3.19) l'individualisation du bassin profond Nord Espagnole encadré par l'isohypse -5500 m qui est cependant moins marquée que sur la carte d'isohypses onshore/offshore de la base du Miocène. Enfin cette individualisation s'observe également pour la première fois dans le bassin profond de la marge Sud-Armoricaine, ou ce

bassin est également encadrée par la valeur d'isohypses -5500 m. Ces deux bassins sont séparés par le "Gascogne High" (valeur entre -4000 m et -5000 m) et le possible prolongement vers l'Ouest de cette zone haute (fig. 3.34). La figure 3.34 permet également d'observer les différentes incisions de type canyon dans la zone d'étude. Les canyons de Cap Ferret et Capbreton sont identifiées pendant cette période (fig. 3.34) comme pour les périodes précédentes. Leurs positionnements ne semblent pas changer de façon drastique, cependant leur partie amont s'est déplacée vers l'Ouest en relation avec le caractère progradant des dépôts de cette période (voir chapitre 2).

Cartes paléogéographique du Tortonien et du Messinien (fig. 3.35) :

L'extension maximale du domaine marin au cours du Tortonien et du Messinien est représentée par la ligne bleu sur la figure 3.35, comparé aux cartes paléogéographiques du Miocène inférieur et moyen, cette limite est beaucoup plus occidentale. La figure 3.35 met en évidence un changement important de sédimentation entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur, en effet les dépôts marins et continentaux sont dépourvus de faciès carbonatés, qui étaient prédominants au cours des périodes précédentes. Enfin les sédiments préservés pendant cette période sont très limités et se trouvent essentiellement dans la partie Ouest du bassin d'Aquitaine. Quelques lambeaux de sédiments préservés s'observent à l'Est d'Agen et dans le Massif central.

Les formations identifiées, dans le bassin d'Aquitaine, pour cette période ont des attributions stratigraphiques soumises à de nombreuses controverses. Nous avons donc considéré que la Formation des Glaises Bigarrées était rapportée à la fois au Tortonien et au Messinien. Enfin la Formation des Argiles à Galets s'étend du Tortonien moyen au Messinien, cependant la difficulté de différentiation entre les Argiles à Galets et les Nappes alluviales du Pliocène nous amènent a placé sur la figure 3.35 la limite maximale de ces épandages Miocène supérieur et Pliocène.

Domaine marin :

- **Les Sables verts** La Formation des Sables Verts déjà décrites dans la section 3.5 reconnue à l'affleurement et en forage (Karnay, 1993), est composé de sables fins à moyens glauconieux, plus ou moins argileux. Cette Formation est la seule formation marine reconnue au Miocène supérieur dans le bassin d'Aquitaine.

Domaine continental :

- **La Molasse de Saint-Gaudens** est le premier dépôt préservé du Tortonien inférieur, il s'étend de Tarbes à Saint-Gaudens (fig. 3.35). Ce niveau est essentiellement terrigène (Crouzel, 1957), il est représenté par quatre venues terrigènes majeures en position de piedmont. Les dépôts terrigènes sont essentiellement composés de conglomérats (galets et graviers de quartz, quartzites et schistes arrondis) et de sables, cependant pour la première fois Crouzel (1957) signal la présence de marnes à galets. Enfin les dépôts lacustres sont très réduits pour cette période et se retrouvent principalement à l'Est et au Nord de Saint-Gaudens (fig. 3.35).
- **La Molasse de Montréjeau** est le deuxième dépôt identifié par Crouzel (1957) pour le Tortonien inférieur. Son extension géographique comparée à la formation précédente est très

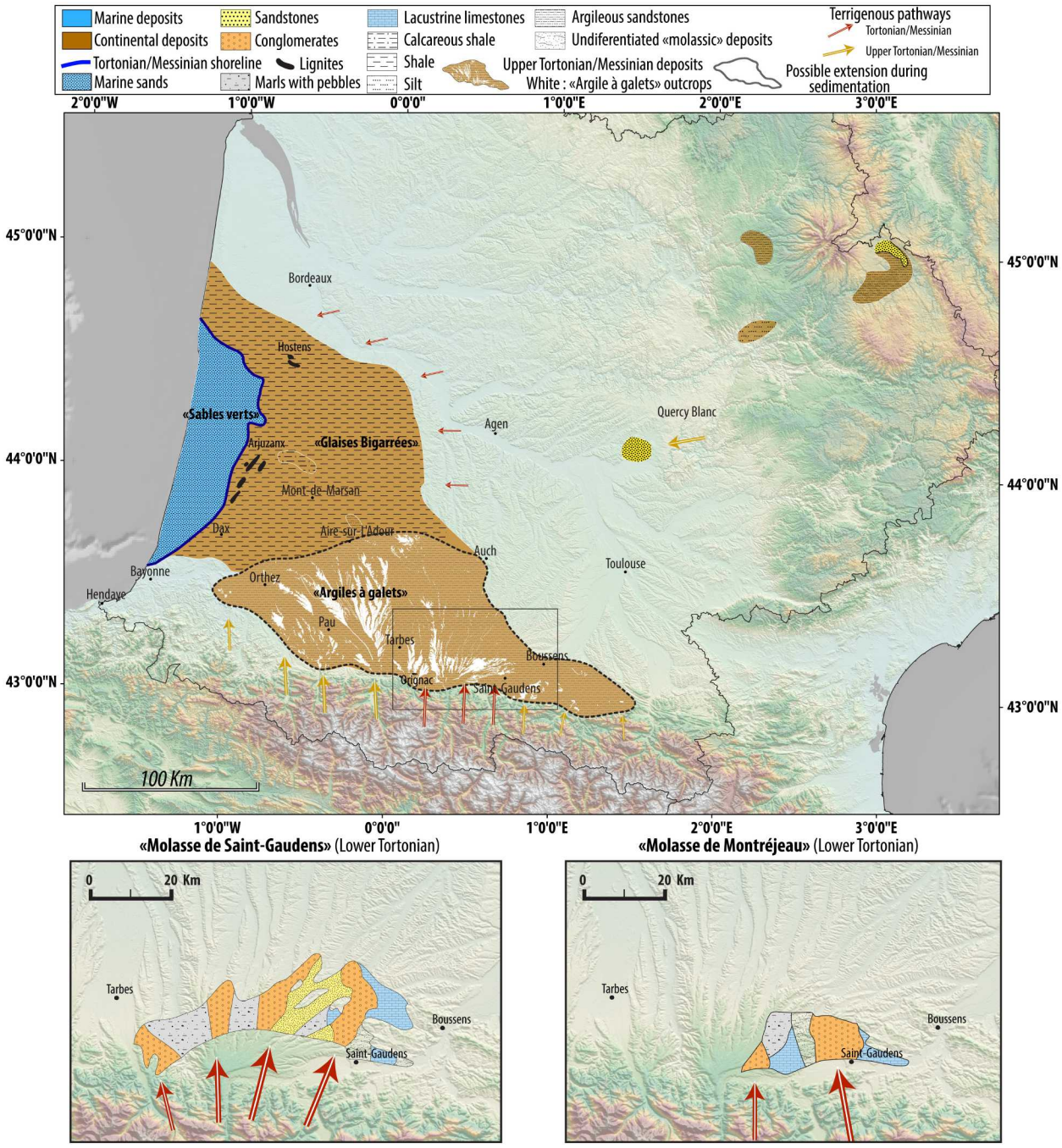


Figure 3.35 – Carte paléogéographique du Tortonien et du Messinien modifiée d'après Crouzel (1957)

limitée, ceci est soit lié à une absence de sédimentation soit à la phase d'érosion du Tortonien moyen. Cette formation montre deux arrivées terrigènes à l'Ouest de Saint-Gaudens, seule les faciès conglomératiques sont identifiés (Crouzel, 1957). Ces dépôts terrigènes montrent une augmentation de la granulométrie du bas vers le sommet de la série. La présence de marnes à galets est également observée durant cet intervalle. Enfin les faciès lacustres sont peu présents

comme pour la formation précédente (fig. 3.35). Comme pour la Molasse de Saint-Gaudens, la matrice des conglomérats est essentiellement carbonatée.

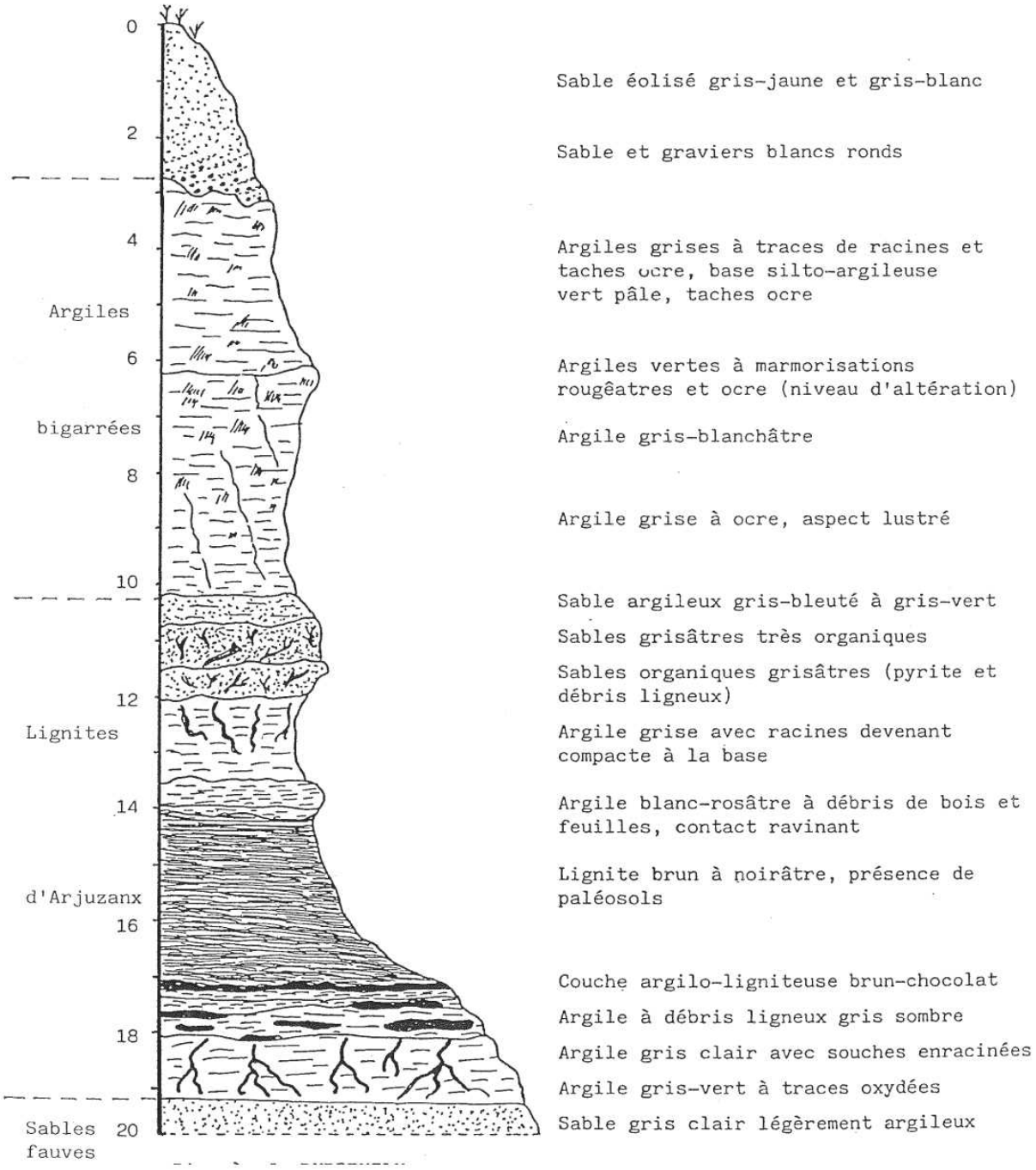


FIGURE 3.36 – Log sédimentologique de la Formation des Glaises Bigarrées et des Lignites d'Arjuzanx (BRGM, 2018)

- **Les Lignites d'Arjuzanx et les Glaises Bigarrées** ont été reconnues à l'affleurement et

en forages (Platel, 1990c; Dubreuilh et al., 1995). Elles représentent l'équivalent latéral des Molasses de Saint-Gaudens, de Montréjeau mais également des Argiles à Galets. A la base de cette formation (fig. 3.36), plusieurs dépôts de lignites ont été caractérisées, par exemple à Arjuzanx et à Hostens (fig. 3.35). Ces lignites, dont l'épaisseur est comprise entre 2 et 6 mètres à Arjuzanx, renferment des restes de végétaux arborescents de grandes tailles (Dubreuilh et al., 1995). De bas en haut ces lignites sont composés d'argiles à traces de racines, d'une lignite à trace de racines, d'une lignite brune à marron, d'un horizon argileux a contact ravinant (présence d'altération kaolinique) et enfin une lignite plus sombre (Capdeville and Dubreuilh, 1990). Au sommet de ces lignites, la présence d'une croûte calcaire d'origine pédogénétique a été mise en évidence par Capdeville and Dubreuilh (1990) qui marque le passage des lignites aux Glaises Bigarrées. Cette transition se marque à l'Est de Mont-de-Marsan par une arrivée de graviers (fig. 3.35. Les Glaises Bigarrées sus-jacentes sont constituées d'argiles plastiques admettant par endroit des traces racinaires induisant des phases d'exondation. Ces deux unités lithologiques correspondent à un milieu de plaine d'inondation soumis a des phases d'exondation du système.

- **Les Argiles à Galets** constituent la formation de piedmont du Tortonien moyen jusqu'à la fin du Messinien (fig. 3.35). Cette Formation se retrouve au-dessus des Molasse de Montréjeau, ces deux formations sont séparées par une importante surface d'érosion illustrée sur la figure 3.34. Les arguments d'âges de cette formation ont été données dans grâce aux informations biostratigraphiques de la carrière d'Orignac (fig. 3.35). Cette Formation constitue aujourd'hui le soubassement des trois grands plateaux du domaine de piedmont pyrénéen, le plateau de Lannemezan, de Cieutat et de Ger (Crouzel, 1957; Patin, 1967; Azambre et al., 1989). Cette Formation est constituée d'argiles sableuses parfois bariolées, dans cette matrice sont reconnues des blocs importants pouvant atteindre la taille d'une « tête humaine » (Crouzel, 1957), cependant la majeure partie des clastes ont des tailles de graviers et galets dont la nature est principalement siliceuse, quartz, lydiennes, grès ferrugineux d'après Azambre et al. (1989). Crouzel (1957) retrouve également des galets de poudingues permo-triasiques siliceux, des granites et de l'ophite, il signale également la présence quelques galets de calcaire « en très mauvaise état ». Il distingue aussi des minéraux lourds tels que « des quartz ferrugineux, hématite brune, muscovite, tourmaline, grenat, zircon, hématite provenant de l'altération de la pyrite, épidote et sillimanite ». Les auteurs ont tous observées la décalcification de cette formation qui marque un changement important avec les molasses miocène sous-jacentes, ils s'accordent pour invoqué un changement de régime climatique (Crouzel, 1957; Patin, 1967; Azambre et al., 1989). Aucunes figures sédimentaires pouvant faire appel à un réseau fluviatile bien développé n'ont été observées, cette Formation correspond donc à des épandages de sédiments terrigènes dans un contexte torrentiel.

Pour résumer :

- le Tortonien et le Messinien marin est caractérisé par des faciès sableux, cette période est marquée par l'absence faciès carbonatés qui était prédominant durant le Miocène inférieur

et moyen. Enfin la shoreline se trouve repoussée loin vers l'Ouest (fig. 3.35) comparée aux périodes précédentes.

- Le Tortonien et le Messinien continental sont caractérisés par deux périodes distinctes dans l'enregistrement sédimentaire de la zone de piedmont, ces deux périodes sont séparées par la discordance majeur du Tortonien moyen (SBTT, 10.6 Ma). Avant cette discordance ce sont les dépôts typiques décrits par Crouzel (1957) qui sont préservés dans la zone de piedmont, la Molasse de Saint-Gaudens et la Molasse de Montréjeau. Ils sont caratérisés par des appareils détritiques extrêmement localisés donc l'extension vers le Nord n'excède pas 20 km. Cette zone de piedmont est également soumise des période de dépôts de carbonates lacustres pendant la remontées du niveau de base. Après la discordance, les dépôts de piedmont, "Argiles à Galets" montrent une extension beaucoup plus importante ou les faciès torrentiels atteignent facilement Orthez et Aire-sur-Adour. Ces dépôts sont tous décalcifiés et les faciès carbonatés de remontées du niveau de base sont absents. Enfin la zone de transition enregistre pendant ces deux périodes le dépôt de faciès de plaine d'inondation matérialisé par la Formation des Glaises Bigarrées et les Lignites.

D'un point de vue des zones d'alimentation terrigène, le Tortonien et le Messinien sont scindés en plusieurs périodes caractéristiques :

- le Tortonien inférieur à moyen (jusqu'à 10.6 Ma) montrent dans la zone proche des reliefs pyrénéens des distributaires localisés entre Saint-Gaudens et Tarbes (fig. 3.35). Une première phase durant le Tortonien inférieur (Molasse de Saint-Gaudens) ou les distributaires alimentent quatre petits cônes conglomératiques. Une deuxième phase (Molasse de Montréjeau) du Tortonien inférieur à moyen, qui met en évidence la présence de deux distributaires localisées à l'Ouest de Saint-Gaudens. Enfin dans la partie Nord entre Auch et Bordeaux il est possible que pendant cette période des distributaires issus du Massif central viennent alimentés la grande plaine d'inondation que représente les « Glaises Bigarrées ».
- le Tortonien supérieur jusqu'au Messinien montre un changement majeur de la position des distributaires terrigènes. En effet après la discordance majeure (fig. 3.34) du Tortonien moyen (10.6 Ma) (cf. Chapitre 2) les distributaires associés aux dépôts des « Argiles à Galets » montrent une extension de l'Est de Saint-Gaudens jusqu'au Sud d'Orthez (fig. 3.35). Au Nord la disposition des distributaires semble être identique à celle du Tortonien inférieur à moyen.

3.6.2 Carte d'isopaques du Tortonien et du Messinien

La carte d'isopaques représentée sur la figure 3.37 montre des valeurs de sédiments préservés qui s'étendent de 0 m à 75 m. Ces dépôts ont été emprunt au incisions Pliocène et Pléistocène, principalement dans le domaine de piedmont et de transition, il est donc important de voir cette carte, avant toute interprétation, comme le minimum de sédiments préservés pour ce pas de temps. Le Tortonien et le Messinien (extension temporelle = 6.3 Myr) présentent une répartition des sédiments en plusieurs domaines :

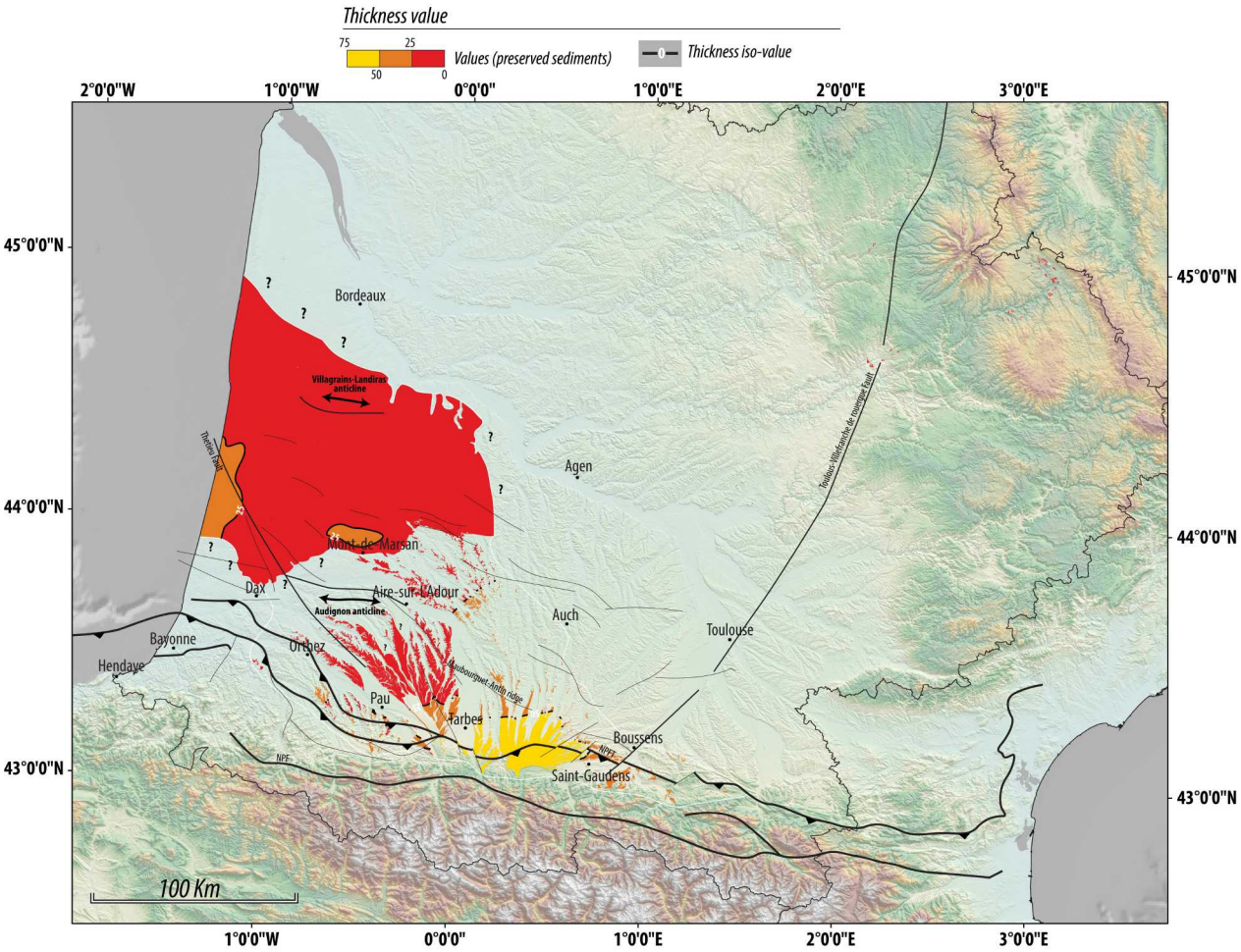


Figure 3.37 – Carte d'isopaques de l'interval Tortonien/Messinien

- le domaine de piedmont localisé entre Boussens et l'Ouest de Pau (fig. 3.37 montre la présence de zone distinctes marquées par la différence de valeur d'épaisseur, (1) la première zone se trouve dans la partie centrale du piedmont entre Tarbes et Saint-Gaudens (fig. 3.37), elle marquée par des valeurs d'épaisseurs de 50 à 75 mètres de sédiments préservés, ce domaine se prolonge vers le Nord jusqu'à Auch ou les valeurs diminuent pour atteindre 25 à 50 mètres de sédiments préservés , (2) à l'Ouest de Tarbes et à l'Est de Saint-Gaudens les épaisseurs préservées dans cette zone sont moindre, allant de 25 à 50 mètres, puis c'est seulement pour la partie ouest que dépôts se prolongent vers le Nord jusqu'à l'Aire-sur-Adour ou les valeurs de sédiments préservées sont comprises entre 25 et 0 mètres. Nous interprétons ces deux domaines comme la mise en place du cône de Lannemezan au centre et du cône Cieutat et de Ger à l'Ouest.
- le domaine de transition s'étend de la limite nord du domaine de piedmont jusqu'à la côte actuelle (fig. 3.37). Les valeurs de sédiments préservés dans ce domaine sont principalement comprises entre 25 et 0 mètres. Dans le Triangle Landais, aucunes incisions datées du Pléistocène n'est observée actuellement, ce qui induit que les valeurs de sédiments préservées dans

ce domaine sont proches de la valeur acquise au moment du dépôt.

- le domaine de plus fortes épaisseurs correspondant au progradation de la marge se trouve plus à l'Ouest et n'est pas visible sur cette carte se limitant à la partie onshore (cf. Chapitre 2)

3.6.3 Le Tortonien et le Messinien du Golfe de Gascogne

Les nouvelles données biostratigraphiques acquises sur deux forages stratégiques (IBIS 2 et PINGOUIN) ainsi que l'étude systématique des forages disponibles, nous ont permis de reconnaître et d'identifier les lithologies dominantes sur le plateau continental pendant le Tortonien et le Messinien Les deux forages stratégiques (localisation sur la figure 3.38) :

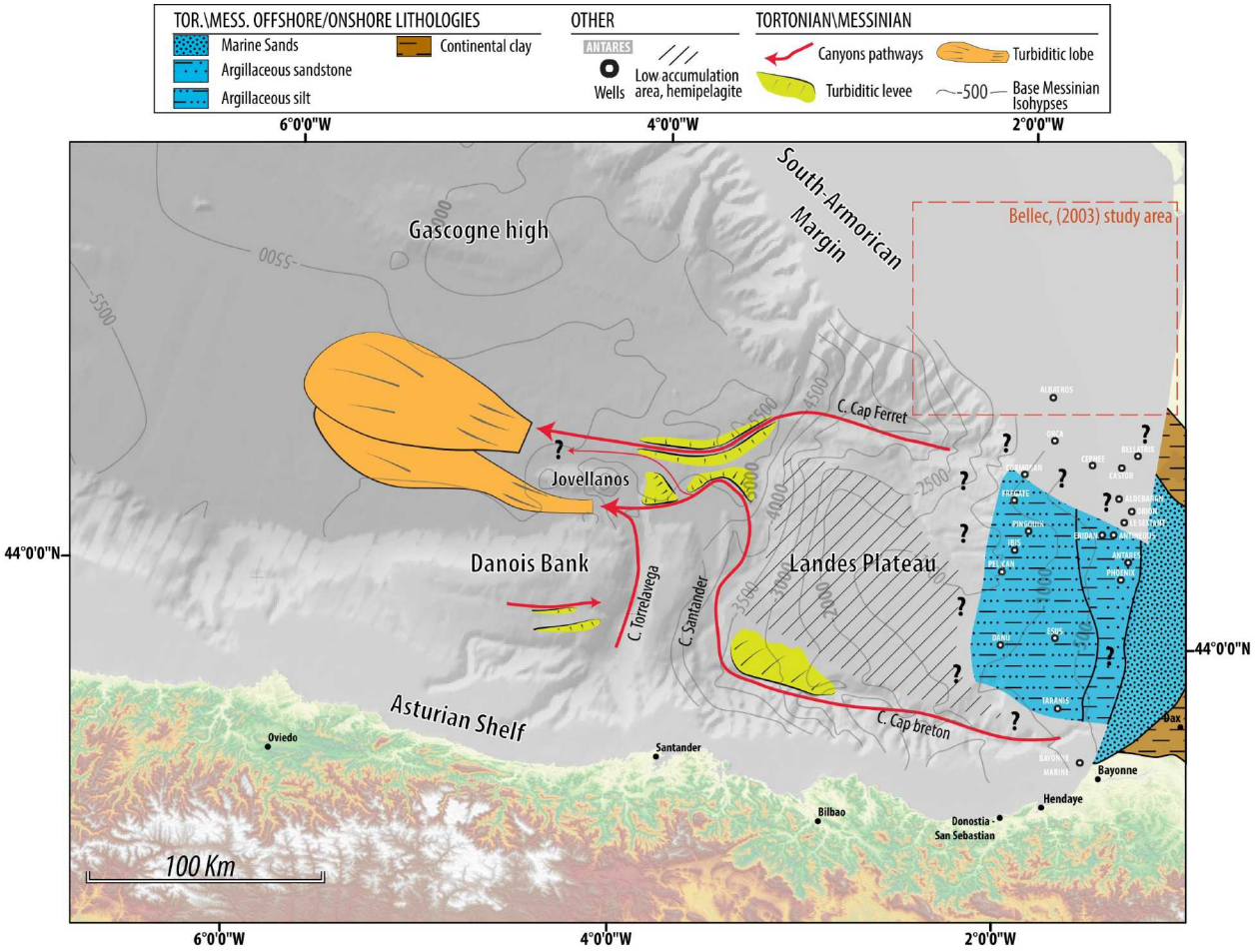


FIGURE 3.38 – Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne au Tortonien et au Messinien modifiée d'après Iglesias (2009)

- sur le forage IBIS 2, le Tortonien a été reconnu entre les côtes 1250 m (Tortonien inférieur) et 1220 m (Tortonien supérieur). Le Messinien a été reconnu entre les côtes 1220 m et 1080 m. Ils sont caractérisés par un ensemble argilo-silteux. Une dizaine de mètres d'argile est également caractérisé à la limite Serravallien/Tortonien.

- sur le forage PINGOUIN, le Tortonien a été reconnu à la côte 1310 m (Tortonien inférieur). Le Messinien a été reconnu à la côte 1250 m. Comme pour le forage IBIS, cette période est marquée par la présence d'argile silteuse.

Les autres forages disponibles sur le plateau continental mettent en évidence plusieurs domaines lithologiques différents, cependant ces forages pétroliers utilisées n'ont pas de descriptions précises des lithologies rencontrées, nous avons donc utilisées les informations issues des diagraphies disponibles :

- un premier domaine identifié sur les forages PHOENIX, ANTARES, ERIDAN et ANTINEOUS (fig. 3.38) est caractérisé par la présence d'alternance entre des argiles et des sables. Ces alternances peuvent contenir par endroit une légère fraction carbonatée et également des fragments de lignites.
- un deuxième domaine situé plus à l'Ouest (fig. 3.38) a été reconnu sur les forages FREGATE, PINGOUIN, IBIS, PELICAN, DANU, ESUS et TARANIS. Il s'agit d'un domaine où les argiles et silts sont prédominantes, les faciès sableux sont absents dans ce domaine, ce qui marque la grande différence avec le domaine décrit ci-dessus.

Le Tortonien et le Messinien des marges asturiennes et Sud-armoricaine

La marge asturienne (fig. 3.38) ne montre pas de dépôts Tortonien et Messinien formellement identifiés. Cependant Cadenas and Fernández-Viejo (2017) met en évidence la présence de Miocène indifférencié à l'Ouest de la tête du canyon de Lastres. Celui-ci serait composé de calcaire argileux et silteux.

Le Néogène de la marge Sud-armoricaine, a été largement étudié par Bellec (2003), elle identifie le Tortonien et le Messinien dans les séquences qu'elle nomme U2 et U3, la séquence U2 d'après Bellec (2003) déborderait sur le Pliocène. Son étude met en évidence à la base du Tortonien une discontinuité majeure, S3, qu'elle associe à la chute du niveau marin au Tortonien inférieur, cette discontinuité est synchrone de celle observée dans notre étude (SBTT, 10.6 Ma, cf. chapitre 2). Cette surface S3 montre les dernières incisions remarquables observées dans cette zone (fig. 3.38), elles sont de tailles équivalentes à celles déjà décrites pendant le Langhien et le Serravallien. Elles sont orientées du Nord-Est vers le Sud-Ouest et n'ont pas été surcreusées plus tardivement. Ces incisions sont remplies par des faciès chaotiques au centre et des drapages transparents sur les flancs. Ces incisions rejoignent la dépression du Cap Ferret. Bellec (2003) indique que ces incisions suivent des directions liées à des accidents Crétacé, ou en tous cas des structures tectoniques. Le remplissage de ces incisions montrent des géométries tidales (banc d'estuaires ou environnement fluviaux estuarien). L'unité U2, elle, correspond en partie au comblement de ces incisions et marque encore une fois la progradation vers l'Ouest des prismes sédimentaires.

Le Tortonien et le Messinien du bassin profond du Golfe de Gascogne identifié dans la séquence A2 d'Iglesias (2009) et la séquence III de Cremer (1983).

- Cremer (1983) identifie à la limite Serravallien/Tortonien, une phase de structuration qui met en reflief le plateau marginal landais, ceci est également synchrone d'une chute du niveau

marin qui induit une augmentation des apports terrigènes. Cette discordance majeure appelée MID R a été identifié par Montadert et al. (1971) et reprise par Cremer (1983). Elle se trouve d'après leurs corrélations à la base du Miocène supérieur (Tortonien inférieur)et correspond à une discordance importante dans le bassin Nord-espagnole. Cette discordance semble être synchrone de notre discordance SBTT, à 10.6 Ma et de la phase d'incision importante décrit par Bellec (2003). Cela induit donc que cette discordance est régionale et marque bien un forçage tectonique et que la seule chute du niveau marin qui est synchrone ne peut pas expliquer cela. Cremer (1983) observe la progradation du talus continental vers l'Ouest qui met les bottomset de progradation très proche de la dépression du Cap Ferret. Cela induit également une augmentation de des courants de turbidité dans le canyon de Cap Ferret.

- Iglesias (2009) montre que cette période est marquée par des changements tectoniques, eustatiques et océaniques comparée au Langhien et au Serravallien. En effet il n'observe plus de mouvements majeures de structure, seules quelques failles sont réactivées et forment de légères déformations extrêmement localisées. Il indique donc que les changements majeures se font essentiellement à cause de changements sur les variations eustatiques et océanographiques. C'est-à-dire que les variations eustatiques (Haq et al., 1987), et surtout la chute de la base du Tortonien, induisent des chutes de plus fortes amplitudes et donc une augmentation du taux de sédimentation lié à des phases d'érosion plus importantes dans les domaines émergés. De plus c'est pendant le Miocène supérieur que les premiers dépôts contouritiques sont caractérisées dans le Golfe de Gascogne (Ercilla et al., 2008; Liu et al., 2019). Ils sont liés à l'ouverture du détroit de Gibraltar et à la mise en place du "Mediterrean outflowing current", les traces de dépôts contouritiques sur le pourtour de l'ibérie sont nombreux (Hernández-Molina et al., 2003; Van Rooij et al., 2007, 2010). Des changements majeures s'observent dans le bassin profond du Golfe de Gascogne. En effet le système turbiditique est plus imposant (fig. 3.38) comparée au période précèdente. Deux lobes turbiditiques sont observés sur la figure 3.38, ils sont en étroite relation avec l'augmentation des apports sédimentaires depuis les marges, cette augmentation se fait essentiellement grâce au canyon du Cap Ferret.

3.7 Le Pliocène : dépôt-centres et paléogéographie

3.7.1 Le Pliocène du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne, cartes d'isohypses et carte paléogéographique

Carte d'isohypses onshore de la base du Pliocène (fig. 3.39) :

La carte d'isohypses de la base du Pliocène (fig. 3.39) montre une répartition des différents domaines à peu près équivalente à celle de la base du Tortonien (fig. 3.39). Les deux grandes différences se trouvent dans le nombres d'incisions identifiées sur la figure 3.39 qui sont plus nombreuses comparées à celles identifiées sur la carte de la base du Tortonien (fig. 3.33) et dans l'apparition d'un nouveau domaine au Pliocène situé au Nord de Bordeaux.

La répartition des isohypses sur la figure 3.39 montrent la présence de nombreuses incisions :

- dans la zone de piedmont, deux incisions sont relevées, la première orientée Nord-Sud, avec quelques divagations, se trouve à l'Est de Tarbes (fig. 3.39). La seconde, situé entre Tarbes et Pau, emprunte a peu près le même tracé que celle documenté sur la carte de la base du Tortonien (fig. 3.33) et est orientée Sud-Est Nord-Ouest. La corrélation de ces incisions avec celles observées plus à l'Ouest n'est pas possible en partie à cause de l'incision quaternaire de l'Adour.
- dans la zone du "Triangle Landais" plusieurs incisions ont également été caractérisées (fig. 3.39) et sont toutes marquées au niveau de l'isohypses 0 m. Au Nord et au Sud de Dax deux incisions sont orientées Est Ouest, la plus méridionale semble se connectée au système du canyon du Capbreton. Entre Dax et Mont-de-Marsan une incision dont l'orientation évolue de Sud-Nord dans la partie proximale à Est-Ouest au niveau de la côte (fig. 3.39). Enfin à l'Ouest d'Agen, quatre incisions s'observent, elles ne semblent pas se prolonger plus loin qu'un méridien au niveau de Mont-de-Marsan. Celles-ci induisent donc que pendant cette période des apports semblent provenir de l'Est, ce point avait déjà été évoqué par Dubreuilh et al. (1995).

La carte d'isohypses onshore de la base du Pliocène met en évidence plusieurs domaines (description de la partie amont jusqu'à la partie avale) :

- un premier domaine, à pente importante, situé dans la zone de piedmont au Sud-Est de Tarbes (fig. 3.39). Ce domaine est extrêmement localisé et se trouve essentiellement dans la partie la plus proximale de la zone de piedmont.
- un deuxième domaine, dominant à l'échelle de la carte 3.39, est un domaine à faible pente. Il se retrouve en plusieurs endroits, tout d'abord entre Tarbes et Aire-sur-L'Adour, également dans toute la zone du Triangle Landais et enfin au Nord-Est de Bordeaux.

Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Pliocène (fig. 3.40) :

La carte d'isohypses onshore et offshore de la base Pliocène (fig. 3.40) montre beaucoup de similitude avec la carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Messinien (fig. 3.34). Cette

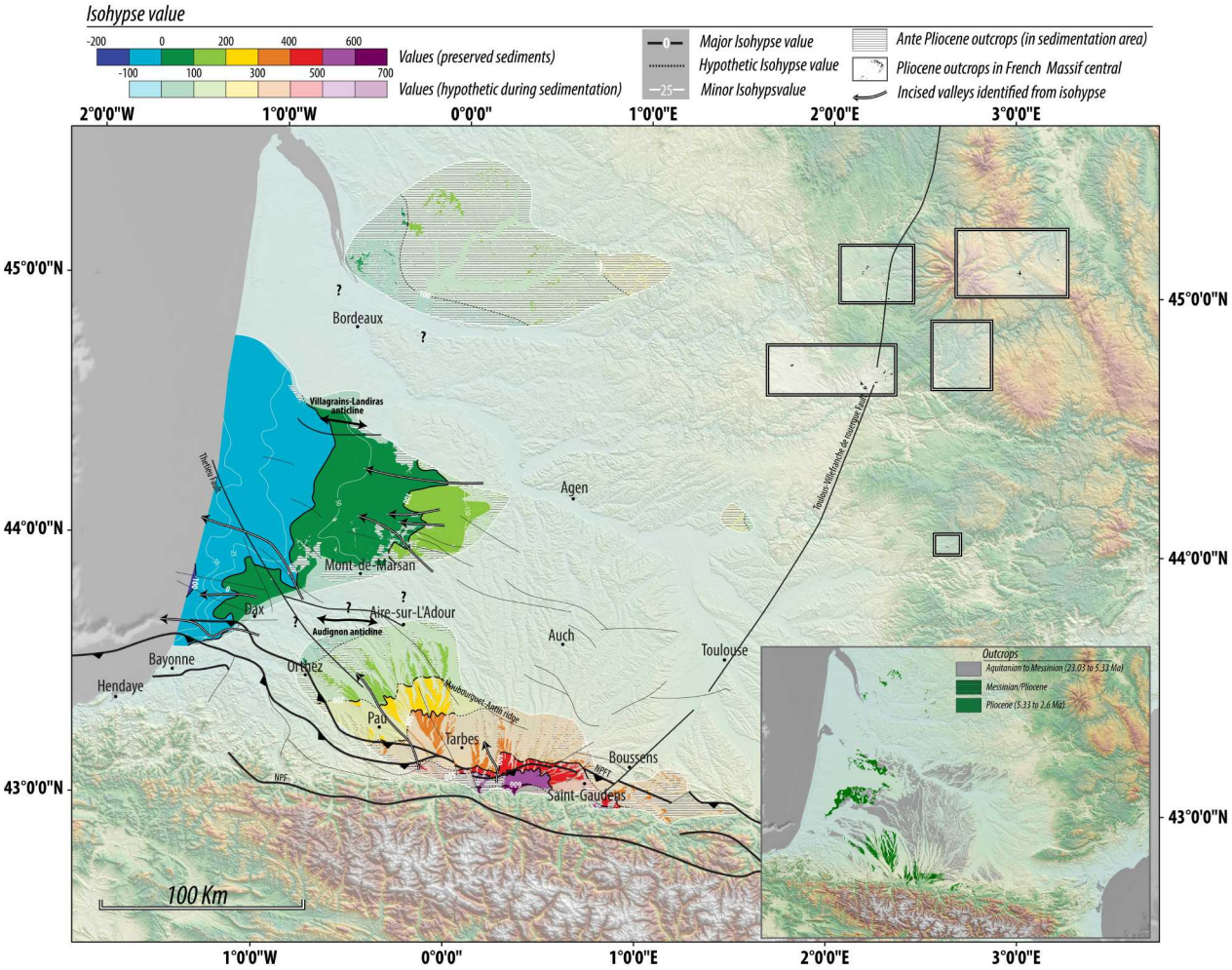


FIGURE 3.39 – Carte d'isohypses onshore de la base du Pliocène

carte montre l'extension du domaine de faible pente identifié sur la figure 3.39 en offshore, celui-ci se limite à la valeur -500 m. Cette valeur correspond à la limite du plateau continental pendant le Pliocène. Puis les valeurs -500 et -1000 m se trouvent rapprochées, cela correspond au clinoformes progradants de la marge Aquitaine. Vers l'Ouest, deux ensembles sont identifiés, (1) le premier situé au Nord du canyon de Capbreton (Plateau Landais) met en évidence la présence d'un domaine dominée par des pentes faibles entre les isohypses -1000 m et -2500 m, celui-ci est lié à la présence du Haut des Landes, (2) un deuxième domaine située au Sud et à l'Est du canyon de Cap Ferret met en évidence la présence d'un domaine de pente plus importante entre les isohypses -500 m et -4000 m, celui-ci correspond à la dépression du Cap Ferret.

La bassin profond du Golfe de Gascogne sur la figure 3.40 met en évidence, comme pour les cartes précédentes du Miocène, la présence du haut (fig. 3.40) localisée au niveau du "Gascogne High", marqué par la valeur -5000 m, qui induit encore la différenciation des bassins profonds Sud-armoricains et Nord-espagnole. Cependant, cette différenciation est moins marquée que pour les périodes antérieures du Miocène, en effet c'est deux bassins profonds sont encadrés par l'isohypse

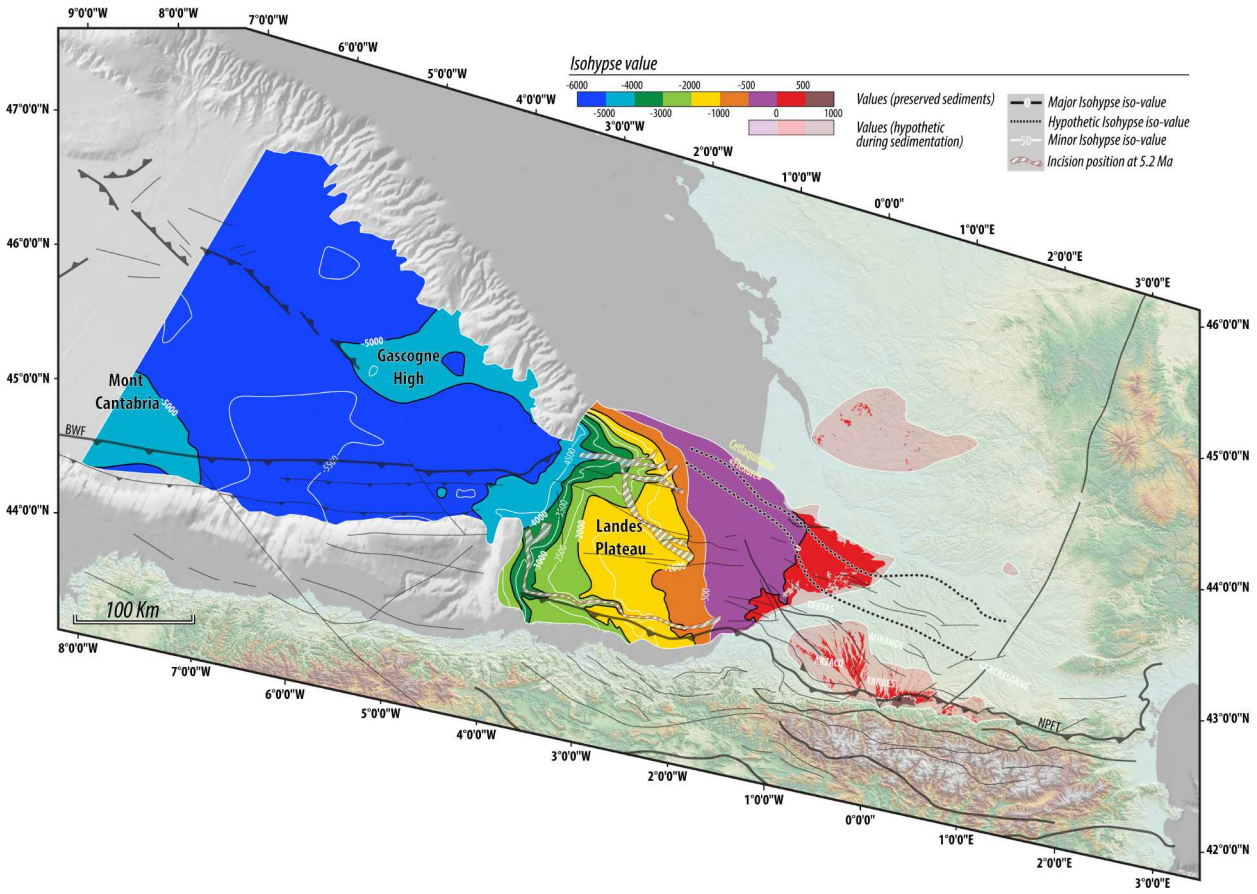


Figure 3.40 – Carte d'isohypses onshore et offshore de la base du Pliocène

-5000 m.

La figure 3.40 permet également d'observer les différentes incisions de type canyon dans la zone d'étude. Les canyons de Cap Ferret et Capbreton sont identifiées pendant cette période (fig. 3.40) comme pour les périodes précédentes. Leurs positionnements ne semblent pas changer de façon drastique, cependant leur partie amont s'est déplacée vers l'Ouest en relation avec le caractère progradant des dépôts de cette période (voir chapitre 2). Enfin l'interprétation du profil ECORS-BISCAY présentée dans le chapitre 2 montre, pour la période Pliocène-Pléistocène, la présence de nombreuses incisions dont la profondeurs d'incisions peut atteindre 100 ms. Cependant la résolution choisit pour la carte d'isohypses onshore et offshore du Pliocène ne permet de carter toutes ces incisions, donc notre carte ne montre qu'une seule partie de ces incisions.

Cartes paléogéographique du Pliocène (fig. 3.41) :

Le Pliocène dans le bassin d'Aquitaine ne montre pas la présence de dépots marins, ces dépôts se trouvent plus à l'Ouest de la position de la côte actuelle.

Domaine continental :

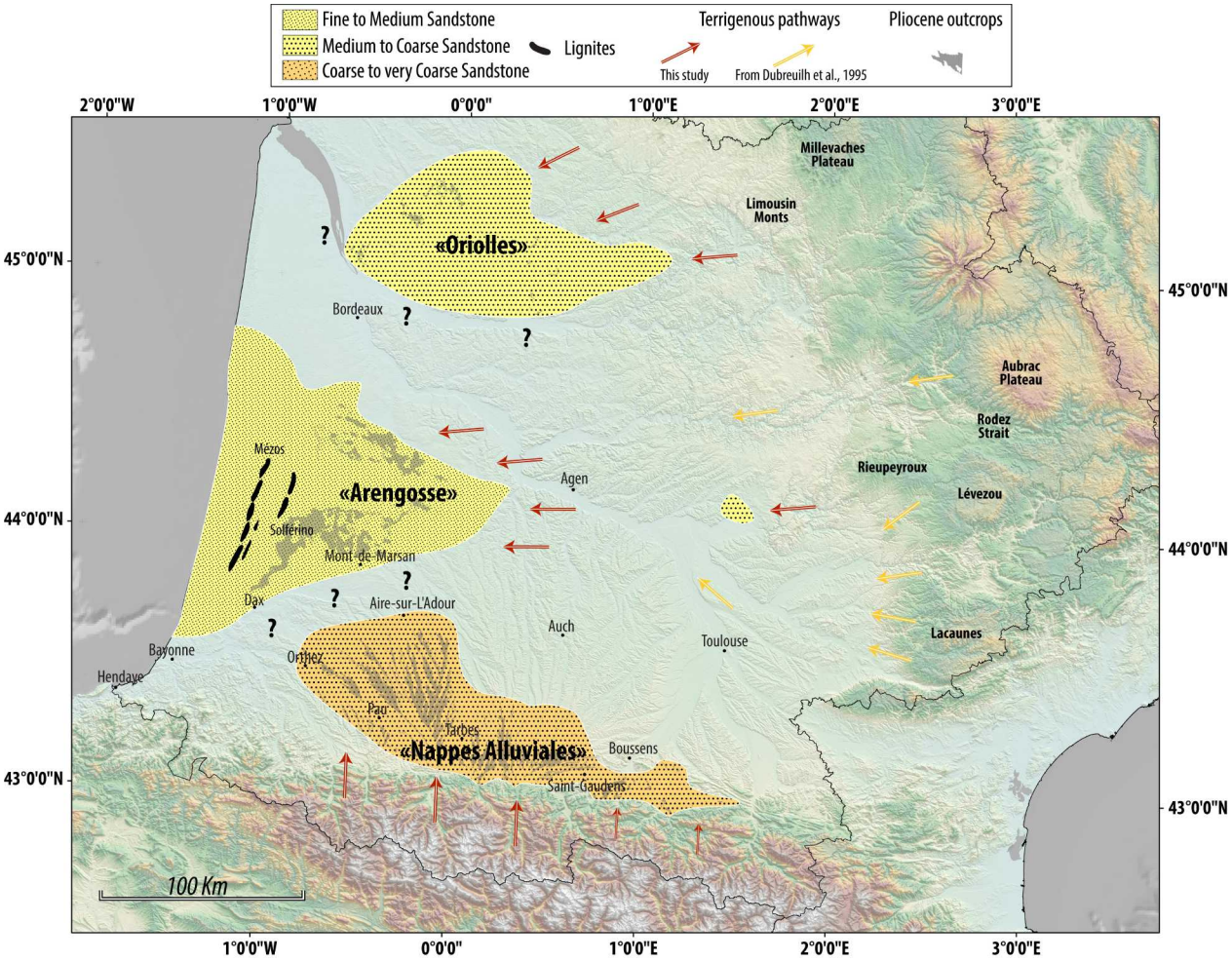


FIGURE 3.41 – Carte paléogéographique du Tortonien et du Messinien modifiée d'après Crouzel (1957)

- **La Formation d'Arengosse** a été reconnue à l'affleurement et en forage (fig. 3.41). Elle est composée de deux membres distincts (fig. 3.42), ils sont différenciés grâce à des dépôts de lignites. Le premier membre dit de Solférino est constitué de sables kaoliniques ou viennent s'incorporer des graviers centimétriques (Dubreuilh et al., 1995), par endroits il est possible d'observer quelques mètres d'argiles à débris de matière organique et des accumulations de lignites. Le deuxième membre dit de Mézos est constitué majoritairement de sables et de graviers de quartz (fig. 3.42). La matrice est composée d'une argile kaolinique. Ces deux membres montrent, par endroits, en diagraphies des répétitions cycliques de séquences avec des figures de barre, de chenaux typiques d'une sédimentation de type deltaïque. Dubreuilh et al. (1995) indique que la Formation d'Arengosse s'est sédimentée dans un environnement de chenaux fluvaitiles divagants au sein d'une plaine d'épandages deltaïque. Pendant les périodes d'énergie plus faible, des levée sablo-graveleuses bloquant les eaux continentales dans des morphologies en creux occupées par des marécages qui permettent l'accumulation de lignites (Dubreuilh et al., 1995). Les cortèges de minéraux lourds indiquent la présence de staurotide, de sphène,

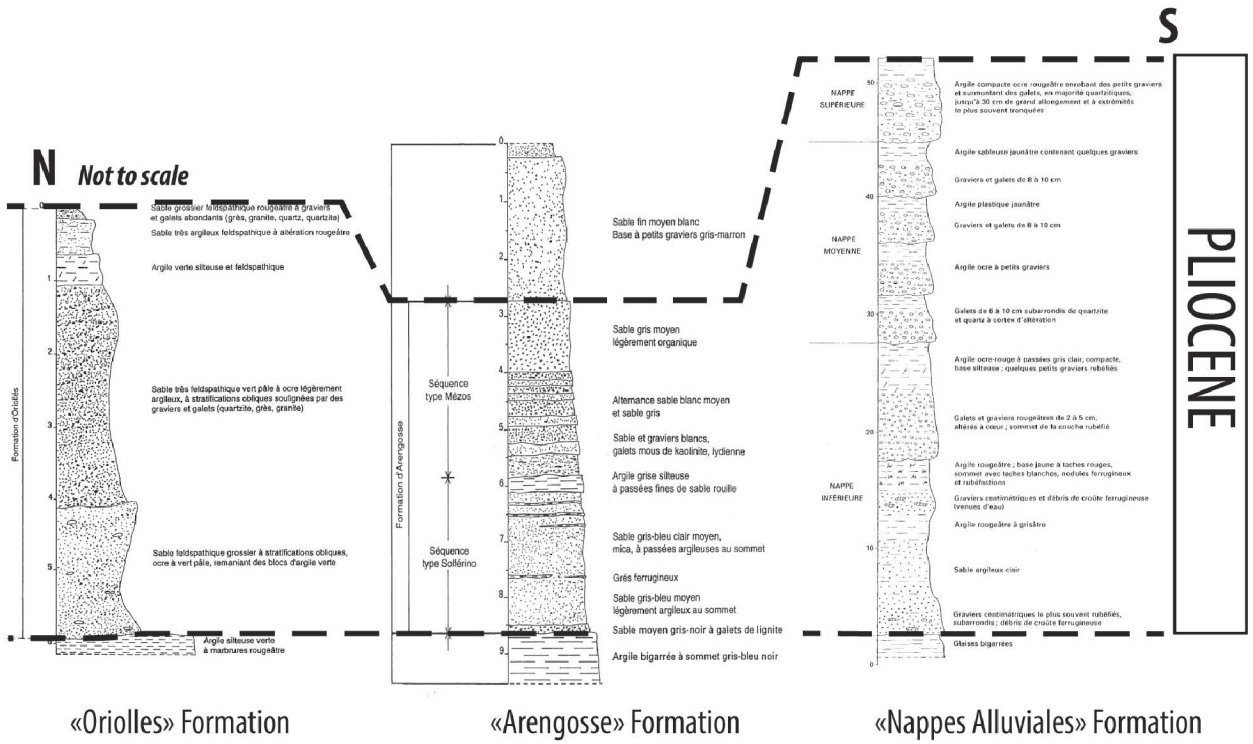


FIGURE 3.42 – Logs synthétiques des Formations attribuées au Pliocène dans le bassin d'Aquitaine, modifié d'après Capdeville and Dubreuilh (1990); Capdeville (1998); BRGM (2018)

de grenat, de zircon, de disthène, de tourmaline, d'épidote et de sillimanite. Ces élèments indiquent une source prépondérante venant du Massif central, cette information était déjà proposée lors de la description des isohypses de la base du Pliocène (fig. 3.39).

- **La Formation d'Oriolles** a été reconnue essentiellement à l'affleurement au Nord-Est de Bordeaux (BRGM, 2018)(fig. 3.41). Ces dépôts sont constitués de sables grossiers feldspathiques (fig. 3.42). Ces dépôts sont également caractérisées par la présence de petits graviers de quartz et de galets (quartz, quartzites, grès et granites). Au sein de ces dépôts grossiers il est possible d'observer des stratifications obliques attestant la présence d'un réseau fluviatile. Ces dépôts correspondent à une nappe d'épandage antérieur au creusement des vallée actuelles (BRGM, 2018).
- **La Formation des Nappes Alluviales** a été reconnue à l'affleurement dans la partie Sud du bassin d'Aquitaine (fig. 3.41). Elle constitue les dépôts de proximaux de piedmont du Pliocène. Elle est constituée de trois séquences (fig. 3.42), elle sont toutes assez semblables en termes de granulométrie et d'agencement verticale (fig. 3.42). Elles débutent par des galets et graviers mêlés à des débris de croûtes ferrugineuses dans une matrice argilo-sableuse. La partie supérieur de chaque séquence est caractérisé par une diminution de la proportion de sables et graviers (fig. 3.42) et une augmentation de la proportion d'argiles (Capdeville, 1998). Au Sud de Pau (fig. 3.41) les dépôts attribués au Pliocène porte le nom de "Nappe de Maucor",

ces dépôts reposent essentiellement sur les "Argiles à Galets" et sur les "Sables Fauves" (fig. 3.43), mais cette nappe peut également être en discordance sur des terrains plus anciens (Dano-Montien et Paléocène) (Delfaud et al., 1982). Cette nappe est composée de galets cimentés par de l'argile, les galets sont composés de quartzites, de schistes métamorphiques, de quartz et de granites (Delfaud et al., 1982). Taillefer (1951) met en évidence l'absence de figures sédimentaires évoquant des dépôts fluviatiles bien marqués, il en déduit donc que ces dépôts correspondent a des évènements soudains associées à des coulées boueuses (fig. 3.43).

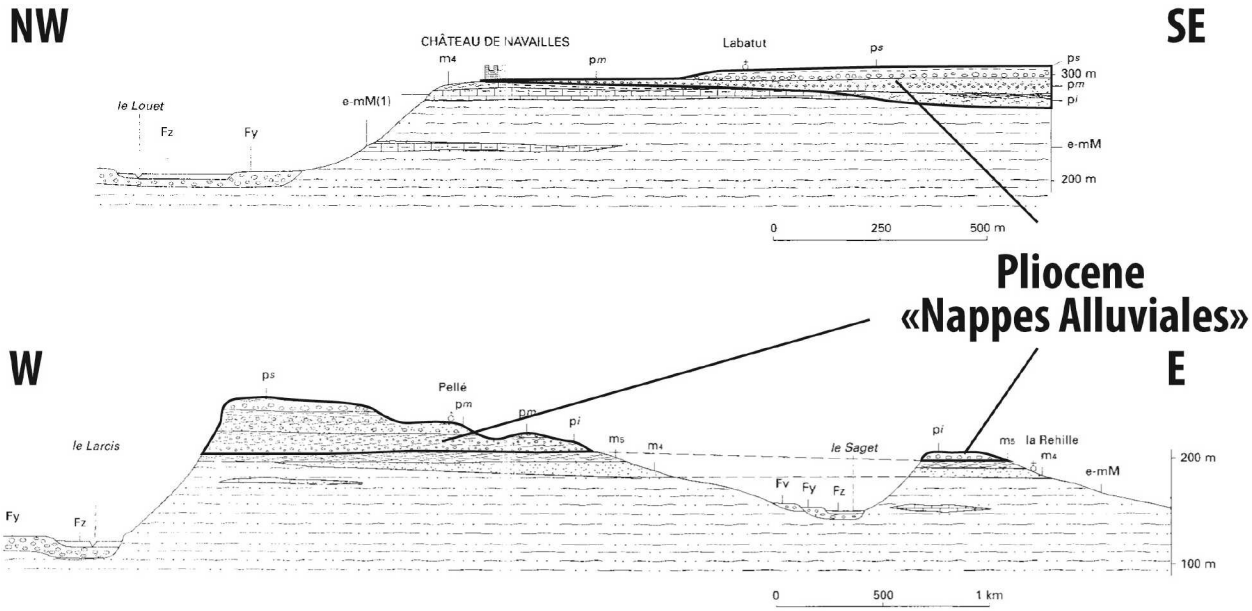


FIGURE 3.43 – Coupes de la Formation des Nappes Alluviales au Nord-Est de Pau, issues de la carte géologique de Lembeye, modifié d'après Karnay et al. (1998)

D'un point de vue des zones d'alimentation terrigène, le Pliocène montrent différentes zones d'alimentation :

- dans la partie Nord (au Nord-Est de Bordeaux)(fig. 3.41), la formation fluviatile d'Oriolles montre des apports terrigènes venant de l'Est et du Nord-Est. Les sédiments érodés semblent provenir du Plateau de Millevaches et des Monts du Limousin (fig. 3.41). Ce système d'alimentation peut être attribuée à la mise en place d'une proto-Isle (actuelle affluant de la Dordogne). Aucunes traces d'apports venant de cette zone associées à un système sédimentaire fluviatiles préservés n'avaient été observées depuis la fin de l'Oligocène.
- dans la partie centrale (Triangle Landais), la disposition sédiments préservés de la Formation d'Arengosse montre des apports venant de l'Est (fig. 3.41). En effet cette direction déjà mise en évidence par Dubreuilh et al. (1995) met en évidence des apports venant de plusieurs domaine du Massif central. Au Nord de la Ride de Rieupeyroux (fig. 3.41) les sédiments sont issus du Détroit de Rodez et du Plateau de l'Aubrac, ces sédiments étaient transportées par une proto-Dordogne (Dubreuilh et al., 1995). Au Sud de la ride de Rieupyeroux, les apports de sédiments semblent provenir du Lévezou, et des montagnes de Lacaunes (fig. 3.41). Cela induit

donc la présence d'un proto-Tarn (Dubreuilh et al., 1995).

- dans la partie Sud, dans la zone du piedmont pyrénéen, la Formation des Nappes Alluviales montrent des directions d'apports provenant du Sud (fig. 3.41). Ces apports sont localisés depuis le Sud-Est de Boussens jusqu'au Sud-Ouest de Pau. Elles sont identiques à celles identifiées pendant le Tortonien et le Messinien sur la figure 3.35. Enfin, il est possible que cette formation ait pu alimenter la partie Sud de la Formation d'Arengosse entre Dax et Mont-de-Marsan (fig. 3.41).

Pour résumer :

- le Pliocène du bassin d'Aqutiaine est exclusivement associées à des dépôts continentaux. Ils sont répartis en trois domaines de sédimentation, Au Nord-Est de Bordeaux, dans le Triangle Landais et dans le piedmont pyrénéen. Tous ces dépôts sont à dominantes sableuses et admettent par endroits des granulométries plus grossières (graviers, galets). L'environnement de dépôts de ces formations est différents selon les domaines. Au Nord, c'est un système fluviatiles qui est à l'origine de la Formation d'Oriolles, dans le Triangles Landais, ce sont des systèmes fluviatiles divagants au sein d'une plaine d'épandages deltaïques qui sont à l'origine de la mise en place de la Formation d'Arengosse. Enfin, au Sud, dans la zone de piedmont, la Formation des Nappes Alluviales correspond à un épandage terrigène sous des conditions torrentielles.

3.7.2 Carte d'isopaques du Pliocène

La carte d'isopaques représentée sur la figure 3.44 montre des valeurs de sédiments préservés qui s'étendent de 0 m à 150 m. Dans la zone du Triangle Landais, cette carte prend également en compte les dépôts Pléistocènes car les données de forages ne permettaient pas de construire une base du Pléistocène. D'après les coupes réalisées par Dubreuilh et al. (1995) dans le Pléistocène de cette région il est possible d'observer une épaisseurs pouvant atteindre au maximum 30 mètres, cette valeur correspond donc à l'erreur associée sur l'épaisseur de sédiments pliocènes préservés. Ces dépôts ont été emprunt au incisions Pléistocènes, principalement dans le domaine de piedmont et au Nord-Est de Bordeaux, il est donc important de voir cette carte, avant toute interprétation, comme le minimum de sédiments préservés pour ce pas de temps. Le Pliocène (extension temporelle = 2.75 Myr) présentent une répartition des sédiments en plusieurs domaines :

- le domaine de piedmont est scindé en deux zones d'accumulations sédimentaires différentes (fig. 3.44), (1) la première correspond à la zone la plus proximale du domaine de piedmont, entre le Sud-Est de Boussens et Pau (fig. 3.44), ce domaine est caractérisé par des valeurs s'étalant de 0 à 25 m de sédiments préservés. (2) la deuxième se trouve en position plus septentrionale, entre Pau et Aire-sur-L'Adour, les valeurs associées a ce domaine s'étalent de 25 m à 100 mètres au maximum. Cette différence d'épaisseur est difficilement interprétable au vue de l'importance de l'érosion quaternaire dans cette partie du bassin d'Aquitaine (illustrée sur la figure 3.43).
- le domaine située au Nord-Est de Bordeaux (fig. 3.44), où la Formation d'Oriolles a été identifiée, montre des épaisseurs préservées faible comparable au premier domaine de la zone de

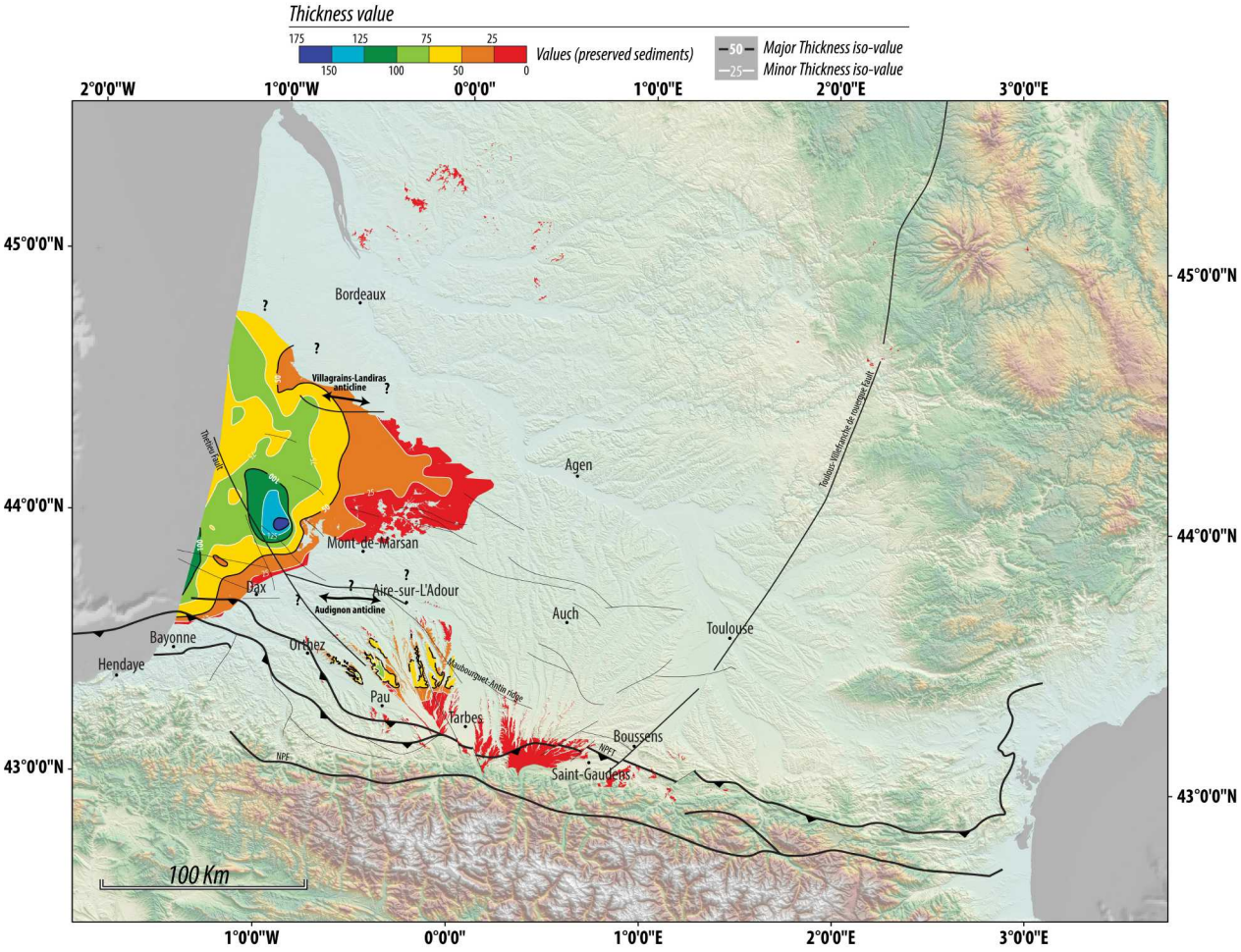


FIGURE 3.44 – Carte d'isopaques onshore du Pliocene

piedmont. Ces valeurs s'étalent de 0 m à 25 m de sédiments préservés. Cette formation à également subit d'importante érosion quaternaire.

- le domaine situé dans le Triangle Landais (fig. 3.44) montre au premier ordre une augmentation des valeurs d'épaisseurs de sédiments préservés vers l'Ouest. Les valeurs sont comprises entre 0 m et 150 m pour le Plio-Pléistocène. Il ressort dans ce domaine une bande marquée par la valeur 75 m, orientée globalement Nord-Sud qui pourrait correspondre au zone d'accumulation de lignites en arrières des cordons sableux identifiées sur la figure 3.41. Enfin la zone de forte épaisseur, allant jusqu'à 150 m, n'est pas expliquée actuellement, il se peut que ces valeurs soient surestimé à cause de l'épaisseur Pléistocène de ce domaine.
- le domaine de plus fortes épaisseurs correspondant au progradation de la marge se trouve plus à l'Ouest et n'est pas visible sur cette carte se limitant à la partie onshore (cf. Chapitre 2)

3.7.3 Le Pliocène du Golfe de Gascogne

Les nouvelles données biostratigraphiques acquises sur deux forages stratégiques (IBIS 2 et PINGOUIN) ainsi que l'étude systématique des forages disponibles, nous ont permis de reconnaître et d'identifier les lithologies dominantes sur le plateau continental pendant le Pliocène Les deux forages stratégiques (localisation sur la figure 3.45) :

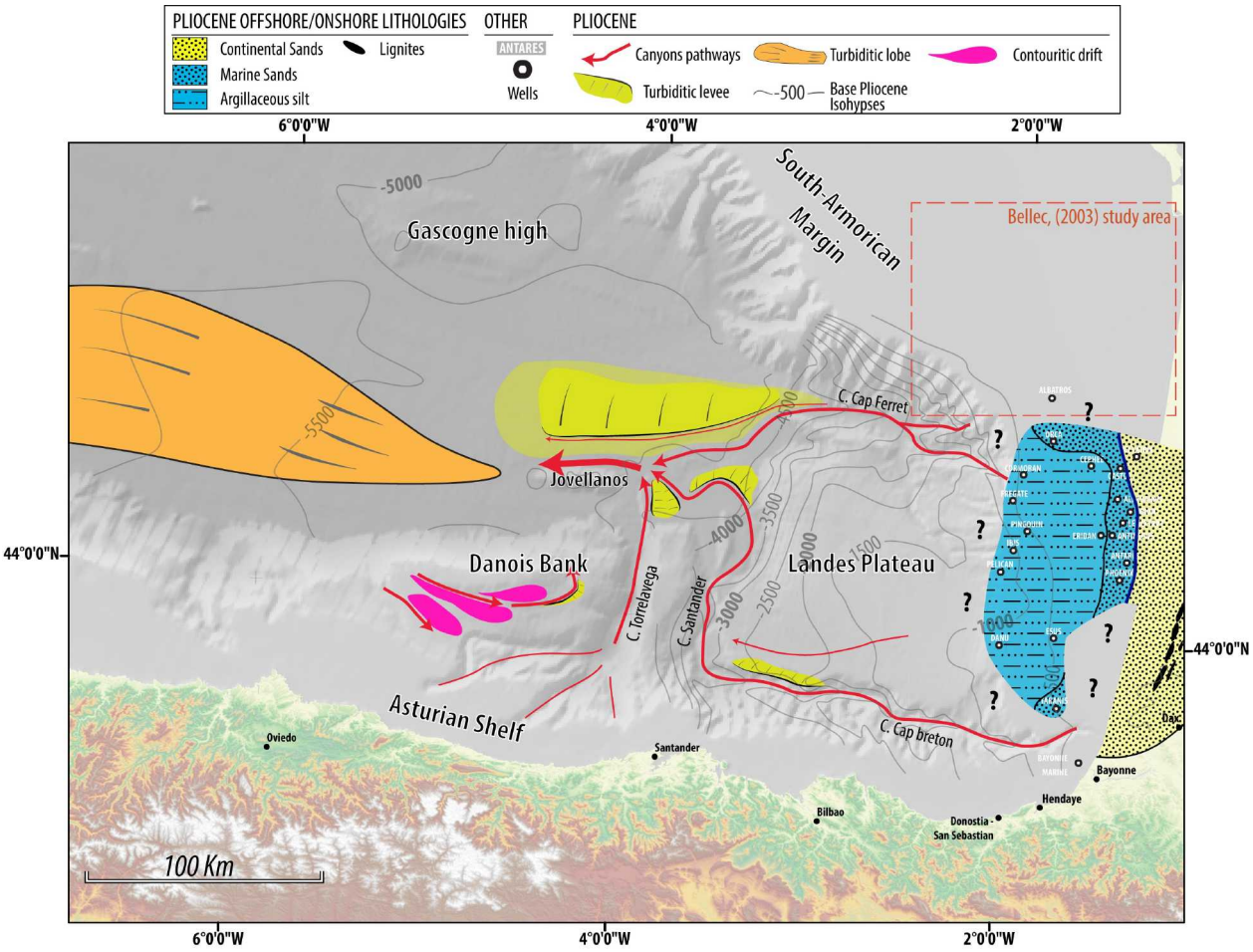


FIGURE 3.45 – Carte paléogéographique du Golfe de Gascogne du Pliocène modifié d'après Iglesias (2009) et Bourillet et al. (2006)

- sur le forage IBIS 2, les différents étages du Pliocène int été identifiés. Le Zancléen a été reconnu aux côtes 1080 m et 1040 m, il est caractérisé par un semble silto-argileux. Le Plaisancien a été reconnu aux côtes 1020 m, 970 m et 950 m, il est également caractérisé par un ensemble argilo-silteux.
- sur le forage PINGOUIN, le Pliocène n'a pas été identifié, le dernier calage biostratigraphique se trouve à la côte 1250 m et est attribué au Messinien.

Les autres forages disponibles sur le plateau continental mettent en évidence plusieurs domaines lithologiques différents, cependant ces forages pétroliers utilisées n'ont pas de descriptions précises

des lithologies rencontrées, nous avons donc utilisées les informations issues des diagraphies disponibles :

- le domaine continental prédominant sur la carte paléogéographique onshore du Pliocène (fig. 3.41) semble trouvé son extension occidentale à quelques kilomètres de la shoreline actuelle. En effet le forage BELLATRIX (fig. 3.45) montre la présence de sables grossiers et de graviers, qui serait l'équivalent latérale de la Formation d'Arengosse (fig. 3.42) dans cette zone.
- un premier ensemble lithologique identifié sur les forages PHOENIX, ANTARES, ANTINEOUS, LE SEXTANT, ORION, ALDEBARAN, CASTOR, ORCA et TARANIS met en évidence la présence de sables fins à moyens glauconieux, admettant par endroits des intercalations d'argiles silteuses. La shoreline a été dessinée sur la figure 3.45 grâce au informations issues de BRGM (2018) qui indiquent des environnements marins sur les forages mentionnés ci-dessus, avec par exemple la présence de quelques bioclastes dans ces niveaux.
- un deuxième ensemble lithologique localisé plus à l'Ouest sur les forages DANU, ESUS, PELICAN, IBIS, PINGOUIN, FREGATE, CORMORAN, ERIDAN, et CEPHEE met en évidence la présence d'argiles silteuses (fig. 3.45).

Le Pliocène des marges asturiennes et Sud-armoricaine

La marge asturienne (fig. 3.38) ne montre pas de dépôts Pliocènes préservées.

Le Néogène de la marge Sud-armoricaine, a été largement étudié par Bellec (2003), elle identifie le Pliocène dans la séquence U2, la séquence U2 d'après Bellec (2003) commencerait dès la fin du Messinien. Cette période est marquée par l'absence de surcreusement des incisions précédemment formées (Bellec, 2003), la tendance est plutôt au comblement de ces incisions. Les dépôts de cette période progradent en direction de l'Ouest. Cette unité de Bellec (2003) est plus épaisse au Sud qu'au Nord, mais ne montre pas de grands variations de faciès sismiques entre le domaine Nord et le domaine Sud.

Le Pliocène du bassin profond du Golfe de Gascogne identifié dans la séquence A1 d'Iglesias (2009) et la séquence IV de Cremer (1983).

- Cremer (1983) identifie le Pliocène dans la partie inférieure de la séquence IV. Il met en évidence pendant cette période la mise en place de l'éventail turbiditique du Cap Ferret connue actuellement dans le golfe de Gascogne. Il observe pendant cette période une augmentation des apports sédimentaires qu'il met en relation avec le changement climatique opéré à la fin du Tertiaire, passant à des oscillations entre climat froid sec et climat tempéré humide. Il indique également que ces variations climatiques marquées induisent le remaniement des accumulations détritiques du bassin d'Aquitaine. Pour cette période il identifie des courant de turbidité de densité moyenne en raison d'un niveau marin relativement élevé (Cremer, 1983). Il évoque également l'activité prépondérante du canyon du Cap Ferret comparée au canyon de Capbreton-Santander.
- Iglesias (2009) évoque un changement majeure pendant cette période associée à la mise en place des cycles glacio-eustatiques de hautes fréquences. Ce changement engendre l'augmentation

des taux de sédimentation sur le glacis du golfe de Gascogne qui permet une importante aggradation et progradation des dépôts profonds (lobes, levées). Au cours de cette période le système turbiditique emprunte un chenal au Nord du banc de Jovellanos (fig. 3.45) qui induit la convergence des apports venant du canyon de Cap Ferret et du canyon de Capbreton-Santander et la formation d'une seule levée et d'un seul lobe distale. Pendant cette période les dépôts contouritiques sont également reconnus et abondamment présents (fig. 3.45)(Ercilla et al., 2008; Liu et al., 2019).

3.8 L'évolution tectonique post-priabonienne du bassin d'Aquitaine

Les chapitres 2 et 3 nous ont permis de comprendre (1) l'évolution des géométries à partir de l'interprétation de plusieurs coupes sismiques, (2) l'évolution générale du partitionnement des sédiments selon les périodes de temps (cartes d'isopaques), (3) la répartition des lithologies et faciès sédimentaires (cartes paléogéographiques) et (4) l'évolution globale du routage des sédiments.

Les grandes étapes de l'évolution tectonique du bassin d'Aquitaine ont été discutées dans le chapitre 2, avec par exemple, l'identification de grandes discordances de deuxième ordre marquant des chutes du niveau de base associées à différents évènements tectoniques.

Cette section vise à montrer à partir de (1) l'évolution du remplissage sédimentaire (lithologies et épaisseurs) et (2) de la connaissance du mouvement de certaines structures tectoniques majeures, l'évolution globale de la déformation dans le bassin d'Aquitaine avec une attention toute particulière sur la transition syn- à post-orogénique.

Rappel des principales phases de subsidence anté-priabonienne

Le bassin d'Aquitaine, au Tertiaire, montre tout d'abord une phase de quiescence tectonique marquée par une diminution drastique de la subsidence pendant le Danien et le Sélandien (Desegaulx and Brunet, 1990; Ford et al., 2016). Le Thanétien (NP6 pour Gély and Sztràkos (2000)) voit la reprise de la subsidence dans la partie Sud du bassin d'Aquitaine (Ford et al., 2016). Celle-ci semble s'atténuer à différentes périodes selon les domaines (1) à la limite Priabonien-Rupélien dans le bassin de Carcassonne (Ford et al., 2016), (2) à la limite Oligocène-Miocène dans le bassin de Parentis (Brunet, 1991), (3) entre le Lutétien et le Bartonien dans le bassin de l'Adour (Desegaulx and Brunet, 1990; Serrano, 2001). La diminution de la subsidence est donc effective à partir du Priabonien pour le bassin d'Aquitaine (Gély and Sztràkos, 2000). Les quantifications des taux de subsidence ont été réalisées sur des zones extrêmement localisées (1 forage par exemple) et en considérant des échelles de temps très longues. Pour la période allant du Priabonien à l'actuel, il est possible que la réactivation de certaines structures puisse engendrer une subsidence très localisée.

3.8.1 L'Oligocène : dernière phase de structuration de la période syn-orogénique

Nous nous focaliserons sur les structures allant de la faille de Toulouse à la côte atlantique actuelle. La partie orientale est affectée par le rifting du golfe du Lion à partir de l'Oligocène (Séranne et al., 1995) brouillant le signal pyrénéen que nous voulons extraire de cette synthèse.

Au cours de l'Oligocène, la partie Ouest du Bassin d'Aquitaine (bassin d'Arzacq, de Tartas et de la Facade Atlantique) montre à la fois une reprise de la subsidence dans des zones très localisées mais aussi le mouvement tardif de structures majeures montré par Serrano (2001) et Gély and Sztràkos (2000).

- La structure de Lussagnet est réactivée de l'Eocène supérieur jusqu'à l'Oligocène inférieur pour Serrano (2001) et principalement au Rupélien pour Gély and Sztràkos (2000).
- Les structures de Nogaro, de Magescq, de Villenave, de Labrit, situées au Nord-Est et au Nord-Ouest de la structure d'Audignon, enregistrent des mouvements pendant le Rupélien pour Gély and Sztràkos (2000).
- Serrano (2001) montre également la réactivation de la structure d'Audignon du Priabonien jusqu'au Rupélien, accompagnée de l'individualisation d'un petit bassin au Sud de cette structure et l'apparition d'une zone subsidente au front du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen que nous confirmons sur la carte d'isopaques de l'Oligocène (fig. 3.11).
- (Gély and Sztràkos, 2001) mettent en évidence l'avancée, au Sud de Dax, de la nappe de Peyrehorade de 30 à 40 km vers le Nord. La mise en place de ces terrains allochtones s'est faite entre 33 et 27 Ma. Cet évènement est synchrone du mouvement paroxysmal décrocho-compressif de la faille de Thétieu introduit dans le chapitre 2 et confirmé sur la carte d'isopaques de l'Oligocène (fig. 3.11). Le jeu de cette faille est datée entre 33.8 et 26.4 Ma dans notre étude (surface PC-SB-8 et SBCT). Elle est scellée par la dernière discordance chattienne marquant le passage de syn- à post-orogénique (cf. chapitre 2).

L'étude sédimentologique et paléogéographique de Sztrákos and Steurbaut (2017) focalisée sur les bassins de Tartas, de Parentis et de la Facade Atlantique, met en évidence une influence importante de la tectonique sur la sédimentation oligocène de ces régions. Au Rupélien inférieur, ils observent une augmentation de la subsidence, sur les forages de Contis et Mimizan, localisés juste à l'Ouest de la faille de Thétieu et ils confirment nos premières conclusions sur l'âge de jeu de cette faille. Au Nord, les trois transgressions des Calcaires à Astéries dans le bassin de Parentis, pendant l'Oligocène, sont pour ces auteurs contrôlées par la tectonique. Au Chattien supérieur, l'apparition d'horizons argileux (Formation d'Escornebéou) marquant pour Sztrákos and Steurbaut (2017) une augmentation de la bathymétrie est synchrone dans la partie Est de l'avancée importante vers l'Ouest (50 à 60 km) de la molasse de l'Agenais : ils émettent donc une origine tectonique de cette transgression dans le bassin de Tartas. Toutes ces reprises de subsidence ne sont pas à éloigner, en termes de chronologie, de l'avancée des nappes au Sud de Dax.

En résumé, l'Oligocène est marqué par une structuration en nappes de la partie Ouest du bassin d'Aquitaine qui accompagne le fonctionnement de la faille de Thétieu et la reprise d'une subsidence localisée à l'Ouest de celle-ci. Cette déformation semble se propager au Nord dans le bassin de Parentis (transgression des Calcaires à Astéries). Dans les bassins d'Arzacq et de Tarbes, la subsidence importante à l'Eocène laisse place à une subsidence quasi nulle à l'Oligocène, elle semble se propager au Nord dans les bassin de Mirande et de Tartas (au Nord de la structure d'Audignon).

3.8.2 L'Aquitanien : le passage au régime post-orogénique

Les cartes d'isohypses et d'isopaques de l'Aquitanien et du Burdigalien (fig. 3.18, 3.22, 3.25) montrent une absence de sédimentation dans le domaine proximal pyrénéen (bassin d'Arzacq, de

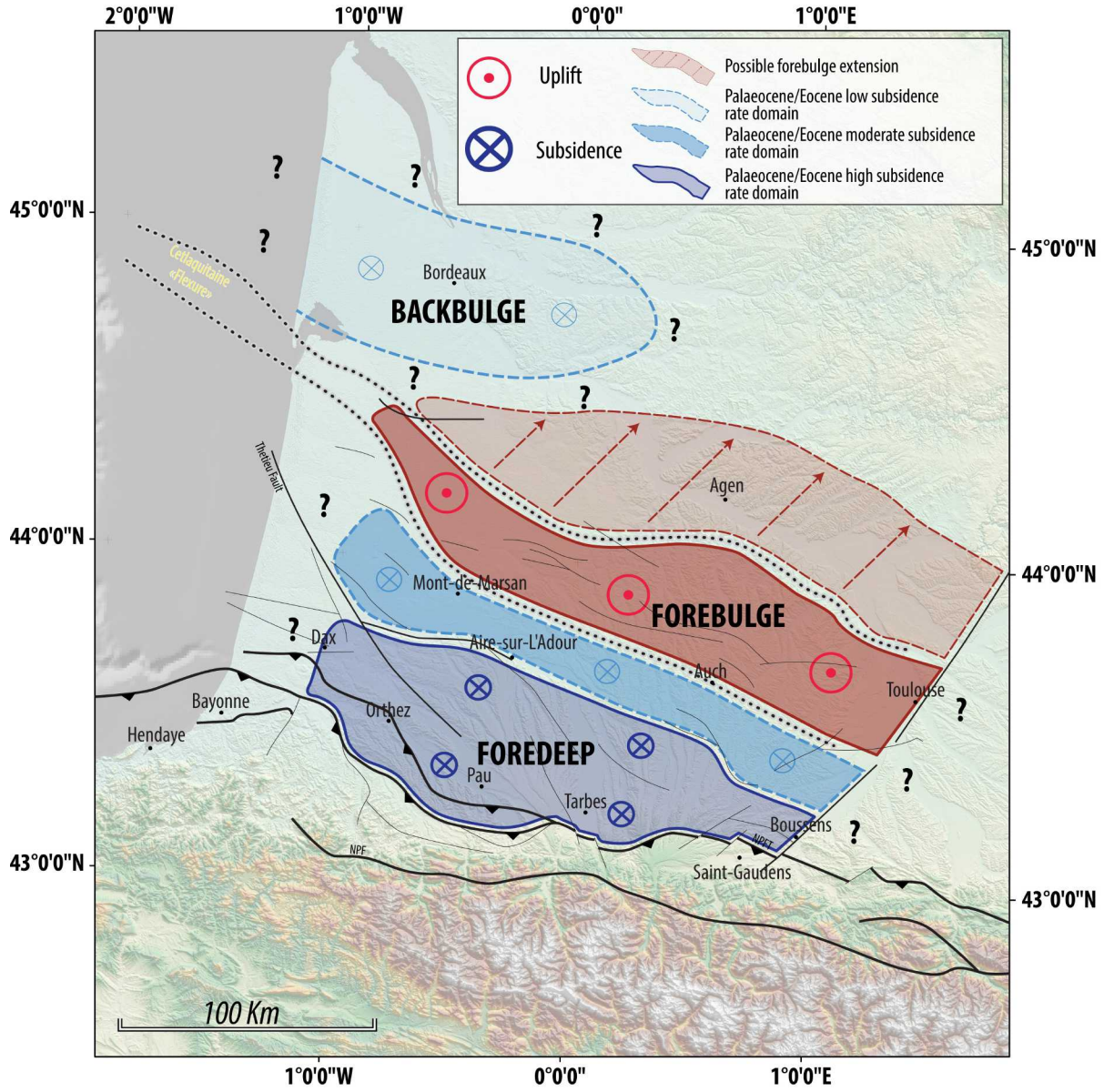


FIGURE 3.46 – Répartition des domaines de subsidence pendant la phase syn-orogénique jusqu'à 25.2 Ma, l'extension possible du forebulge est donnéee par Angrand et al. (2018)

Tarbes et le bassin de Mirande seulement pour l'Aquitanien). Les prémices de cette absence de sédimentation étaient déjà visibles sur la carte paléogéographique du Chattien supérieur (fig. 3.16). A partir du Burdigalien, les dépôts sédimentaires onlappent progressivement vers le Sud (voir figures 3.22, 3.27, 3.33). Les séries sédimentaires burdigaliennes à serravalliennes ne présentent pas de pendages autres que ceux induit par leurs géométries sédimentaire (Crouzel, 1957), cela indiquant donc que les sédiments onlap sur une structure déformée antérieurement. Cette zone de soulèvement s'étend au Sud d'un méridien entre Dax et Auch et correspond à une grande partie du domaine susbsident pendant la phase syn-orogénique. Elle semble également montrer un gradient de soulèvement, qui serait plus important dans la partie sud comparée à la partie nord. Cette hypothèse est

appuyée par Desegaulx and Brunet (1990) qui dans leur étude de la subsidence du bassin d'Aquitaine montrent une phase de soulèvement de la zone décrite ci-dessus à partir de la fin de l'Oligocène. Desegaulx and Brunet (1990) mettent également en évidence la migration de la subsidence du foredeep au forebulge (sur la Flexure Celtaquitaine) durant cette phase, ce que nous observons également avec la répartition des sédiments aquitaniens et burdigaliens préservées (fig. 3.25).

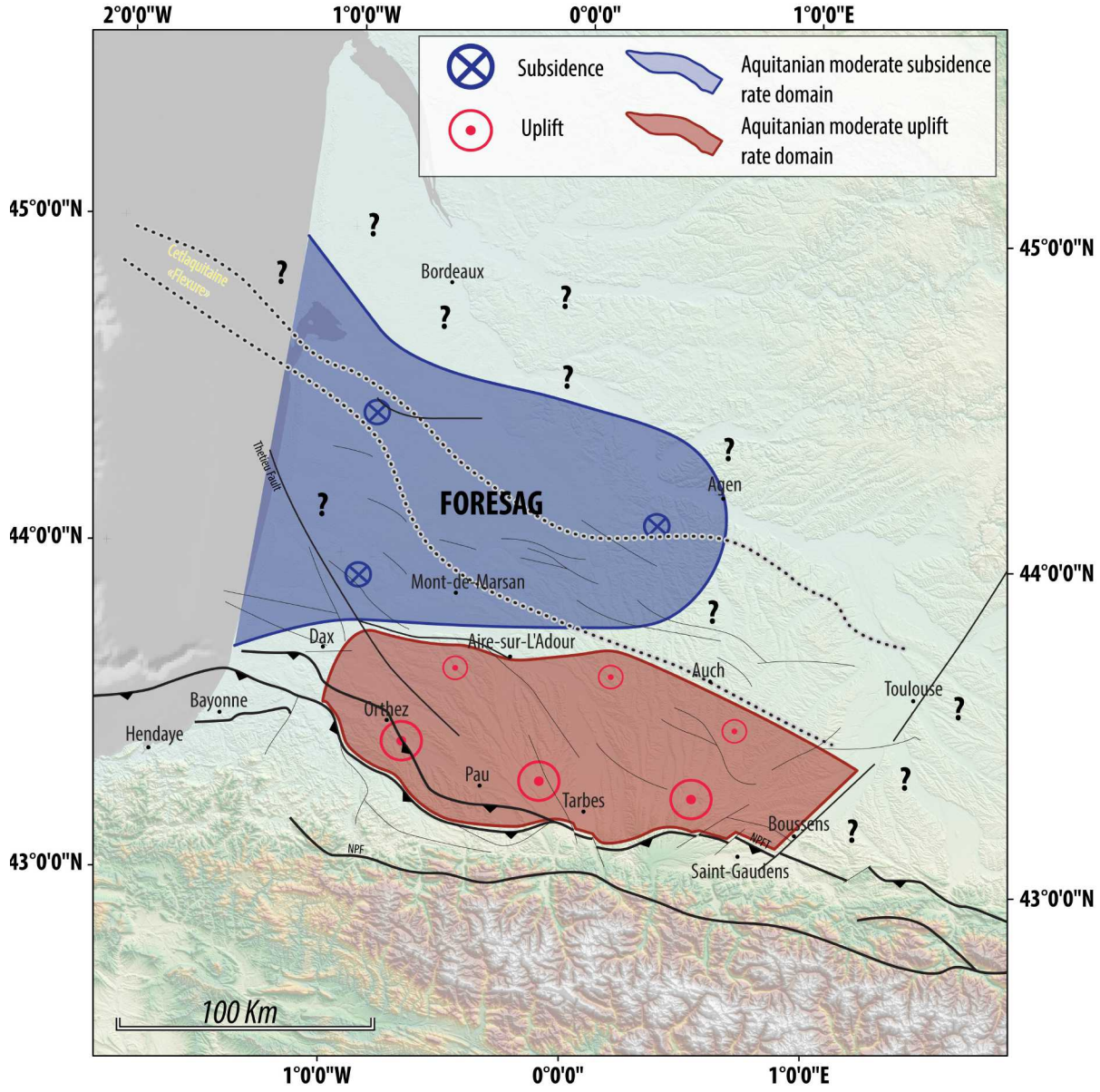


Figure 3.47 – Répartition des domaines de subsidence pendant la phase post-orogénique à partir de 23.03 Ma jusqu'à environ 20.44 Ma

Le passage de la phase syn- à post-orogénique est résumé sur les figures 3.46 et 3.47 :

- **de 33.8 à 25.2 Ma,** la partie ouest du bassin d'Aquitaine est soumise aux dernières phases de structuration qui engendrent une subsidence principalement dans les bassins de Mirande, de

Tartas et de la Facade Atlantique. Le backbulge semble être une zone où le peu de subsidence guide la position des transgressions marines, comme pour la transgression du Rupélien moyen (32.2 Ma, fig. 3.12) Cette dernière phase est marquée par les trois discordances de la fin du Chattien (cf. chapitre 2, SBct, 27.1 Ma, CT-SB-12a, 26.4 Ma et CT-SB-12b, 25.2 Ma)

- **de 25.2 à 20.44 Ma,** l'ancien foredeep est progressivement soulevé (fig. 3.47) et le domaine de subsidence préférentiel se trouve sur la position paléogène du forebulge. Ce domaine a été nommé foresag par Catuneanu (2004). Cette période marque le début de la phase post-orogénique et le début du rebond isostatique (Catuneanu, 2004).

3.8.3 Du Burdigalien au Tortonien : dernière phase de déformation majeure dans le bassin d'Aquitaine

Nous avons montré dans le chapitre 2 que la période allant du Burdigalien au Tortonien (16.4 Ma à 10.6 Ma) était caractérisée par une phase de déformation causée par un contrôle mantellique de la déformation à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Ces arguments étaient principalement issus de l'étude du piedmont pyrénéen. Cependant, d'autres données sont à prendre en compte afin de décrire cet évènement. Nous développerons ces arguments ci-après.

Au niveau de la marge sud-armoricaine, les études de Bellec (2003) et Bellec et al. (2009) mettent en évidence plusieurs phases érosives, pour la période allant du Burdigalien au Langhien. Ces auteurs expliquent ces évènements par le basculement en direction du Sud-Ouest de la partie méridionale de la marge Sud-armoricaine.

Au Nord du bassin d'Aquitaine, dans la région stratotypique de l'Aquitanien et du Burdigalien, Parize et al. (2008) identifient un hiatus sédimentaire s'étalant de 19.2 Ma (derniers dépôts du Burdigalien) à 12.9 Ma (premier dépôt serravalliens marins). Muller and Pujol (1979) avaient déjà identifié ce hiatus, mais avec une extension temporelle moins importante (4.5 Ma). Cependant leur étude concernant également la partie méridionale du bassin d'Aquitaine (région de Dax) met en évidence l'absence des biozones NN3 et NN4, ce qui place un hiatus sédimentaire entre 19 et 15 Ma. Enfin, les cartes paléogéographiques de l'Aquitanien et du Burdigalien (figs. 3.20 et 3.23) montrent un déplacement des aires de sédimentation vers le Sud.

Au Sud de Bordeaux, Capdeville and Turq (1999) mettent en évidence une karstification au toit des dépôts aquitaniens (Calcaire gris de l'Agenais). Le remplissage de ces karsts est burdigalien (sans doute du Burdigalien moyen). Cela induit un possible forçage tectonique de la chute eustatique du Burdigalien inférieur (Haq et al., 1987). Alvinerie and Dubreuilh (1986) mettent en évidence un basculement vers le Sud des séries sédimentaires, celui-ci est post-Miocène inférieur en âge.

Au niveau d'Agen, les couches sédimentaires, essentiellement lacustres, du Miocène montrent un basculement du Nord-Est vers le Sud-Ouest (Crouzel, 1957). Ce basculement étant postérieur aux dépôts des Calcaires Supérieur de Lectoure (MN4, datée par Antoine et al. (1997)), l'âge maximal de mise en place de ce basculement est donc de 17 Ma. Nous avons montré sur la carte d'isohypses de la

base de l'Aquitanien, un rapprochement des isohypses au Nord d'Agen qui va également dans le sens d'un basculement, post-aquitanien, vers le Sud-Ouest. La carte paléogéographique du Burdigalien (fig. 3.23) dans cette région montre pour la première fois des apports terrigènes provenant du Nord à environ 18 Ma (Calcaire Inférieur de Lectoure). Crouzel (1957) met en évidence l'encaissement important de ces dépôts dans le substratum carbonaté du Miocène inférieur. Cet encaissement s'observe encore une fois pendant la mise en place du système fluviatile des Sables Fauves. Ces encaissements sont sans doute liés au basculement généralisé.

La partie continentale de la Formation des Sables Fauves (Langhien-Serravallien) est identifiée dans le piedmont pyrénéen mais également dans la région de Bordeaux (fig. 3.28). Crouzel (1957) montre que cette formation est encaissée dans le substratum calcaire du Miocène inférieur. Ces incisions fluviatiles érodent et remanient les formations antérieures (encaissement maximal dans les Calcaires de Larroque Saint Sernin, 16.5 Ma). Ces informations mettent en évidence dans le piedmont pyrénéen un soulèvement (sans doute de la chaîne pyrénéenne et d'une partie de son piedmont) pendant le Miocène moyen. Ce soulèvement s'opère entre le Burdigalien supérieur et le Langhien supérieur. La partie marine de la Formation des Sables Fauves a été largement étudiée par Rey et al. (1997); Gardère (2005); Gardère (2002). Les études récentes mettent en évidence la présence de deux membres correspondants à deux incursions marines, la première au Langhien et la deuxième au Serravallien. Le deuxième membre vient s'encaisser dans le premier après une phase de soulèvement (Gardère, 2002). Ce soulèvement serait dû à la reprise de l'activité halocinétique engendrée par le jeu de certaines structures (Flexure Celtaquitaine par exemple) dans la partie centrale du bassin d'Aquitaine. Chavaud and Delfaud (2002) évoquent également la reprise de l'activité du diapirisme au Sud, dans les environs du bassin d'Arzacq pendant le Miocène moyen et supérieur.

Au Sud de Toulouse, Duranthon (1991) identifie une lacune de sédimentation couvrant les biozones MN3 et MN4, de 20 à 17 Ma. Cette lacune est mise en relation avec la surface d'érosion identifiée au toit des molasses oligocènes. Alreda et al., in prep. montre également une exhumation à 20 Ma dans le bassin de Carcassonne.

Dans le domaine pyrénéen, les âges thermochronologiques de Bosch et al. (2016) montrent une exhumation tardive pendant la période allant du Burdigalien jusqu'au Messinien. Les travaux de Uzel et al. (2018) montrent une reprise de l'incision des reliefs à l'Ouest des Pyrénées à partir du Langhien. Dans le Massif central, le volcanisme néogène débute aux alentours de 13 Ma (Nehlig et al., 2001). La relation de ces édifices volcaniques avec la mise en place des réseaux fluviatiles modernes permet de contraindre l'âge de la première incision importante dans le Massif central. En effet, les travaux de Gillot (1974) et Bruxelles (2001) mettent en évidence que la première incision du Tarn serait antérieure à 13 Ma. Ce volcanisme alcalin au Miocène moyen et supérieur issu d'une source mantellique (Granet et al., 1995) entraîne la surrection du Massif central pendant cette période (Michon and Merle, 2001; Séranne et al., 2002).

Pour résumer, la figure 3.48 tente de synthétiser les données de soulèvement et de subsidence dans la zone d'étude :

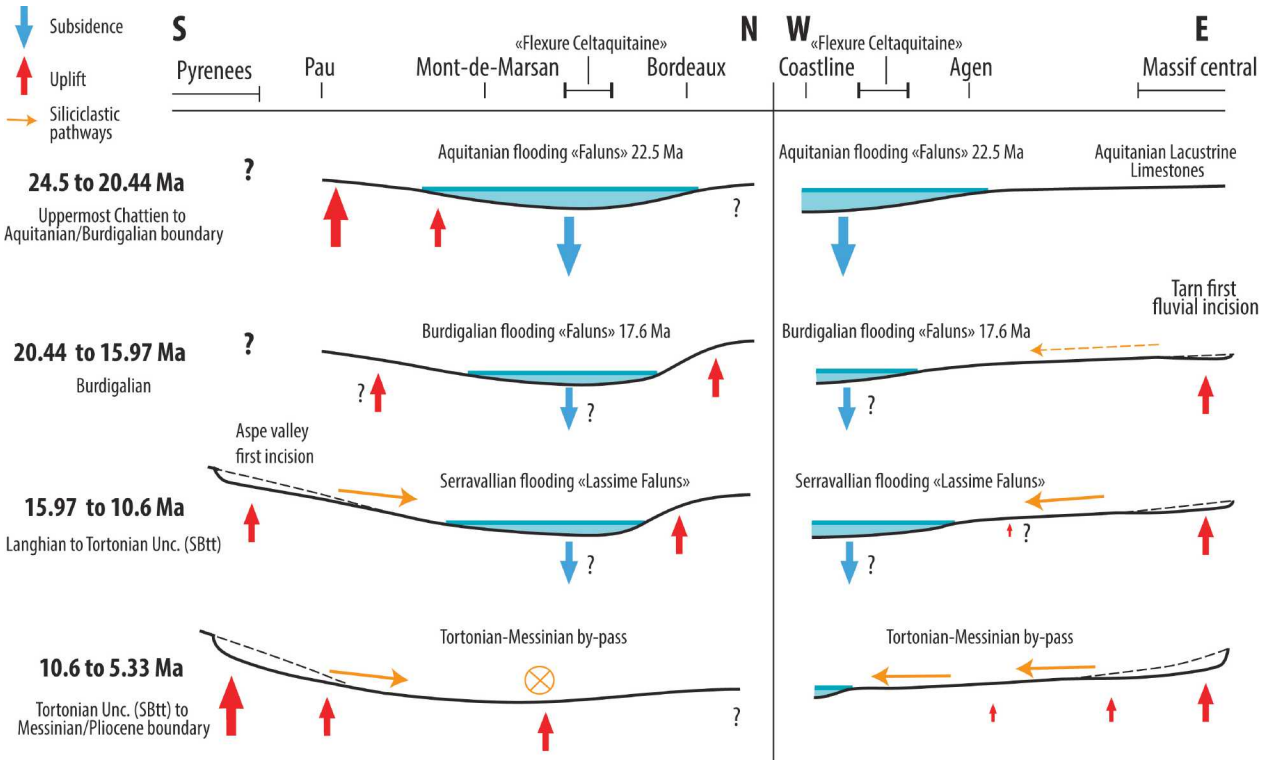


FIGURE 3.48 – Essai de caractérisation des déformations du bassin d'Aquitaine de la fin du Chattien au Messinien

- la partie Nord du bassin d'Aquitaine (au Nord de la Flexure Celtaquitaine) connaît une phase de surrection, qui s'étend du Burdigalien inférieur jusqu'au Messinien. Cette déformation est scellée par le dépôts de sédiments fluviatiles au Pliocène (Formation d'Oriolles) qui nappent les coteaux au Nord-Est de Bordeaux. Cette déformation se propage du Nord vers le Sud au cours de cette période (fig. 3.48).
- entre le Massif central et Agen, la surrection semble débuter plus tardivement, sans doute au Burdigalien moyen. Elle se poursuit et semble s'accentuer au Tortonien où le by-pass est généralisé après la discordance tortonienne (SBTT = 10.6 Ma)
- le domaine de piedmont pyrénéen (fig. 3.48), suite à la surrection pendant le passage à la phase post-orogénique, connait plusieurs phases de surrection. Les deux principales périodes de déformation sont (1) au Langhien supérieur où des vallées incisées se développent essentiellement dans la partie Ouest du piedmont (2) au Tortonien (10.6 Ma) où encore une fois de larges incisions sont caractérisées essentiellement dans la partie centrale (Lannemezan).

Chapitre 4

Siliciclastique sediment volumes and rates (sink) of the North Pyrenean Retroforeland Basin

SILICICLASTIC SEDIMENT VOLUMES AND RATES (SINK) OF THE NORTH PYRENEAN RETROFORELAND BASIN

Alexandre Ortiz[1], François Guillocheau[1], Cécile Robin[1], Eric Lasseur[2], Justine Briais[2], Charlotte Fillon[3].

1 : Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, 35000 Rennes, France
2 : BRGM (French Geological Survey), 45060 Orléans Cedex 2, France
3 : TOTAL, Research and Development, 64018 Pau Cedex, France

4.1 Introduction

The growth and decay of mountain belts are a function of convergence rates, plate rheology surface processes (Beaumont et al., 1992; Willett, 1999) and isostatic response (Molnar and Lyon-Caen, 1988; Watts, 2001). The topography of a mountain belt result from continental crust thickening during convergence, generating loading on the lithosphere and its downward deflection at the origin of the surrounding foreland basins (Beaumont, 1981). Reverse processes occurred at the end of the plate convergence. Climatically-controlled Earth surface processes may by increasing erosion decrease this loading effect at time of convergence (e.g. Whipple and Tucker (1999)).

The measurement of the denudation, i.e. the amount of eroded rocks, through time and its controls by lithosphere deformation and/or climate (precipitation) are of primary importance for understanding (1) the topographic growth and decay of mountain belts, but also (2) the volumes and lithologies of the sediments produced and transferred to the surrounding basins. The quantification of the denudation of a mountain belt is mainly based on low temperature chronology (e.g. fission track on apatite – AFT, (U-Th)/He on apatite - AHe,..) that provides a cooling history converted into solid rocks denudation using different techniques (e.g. Mancktelow (1999); Fox et al. (2016)). Less attention was paid to the sediment production (volumes, petrography, grain-size..) and transfer, excepted the noticeable works of the P. Allen's group (e.g. Michael et al. (2013, 2014) ; Armitage et al. (2015)). The quantification of the siliciclastic sediment volume (sink) in foreland basins was first performed at mountain-scale in the Alps (England, 1981; Kuhlemann, 2000; Kuhlemann et al., 2002), but most of them concerns the end deposition of the product of mountain belt erosion : the passive margin lateral to the foreland basins. This is the case for Asian mountains (Métivier et al., 1999; Clift et al., 2006) or Rocky Mountains and the margins of the Gulf of Mexico (Galloway and Williams, 1991; Galloway et al., 2011). They all show an increase of the sedimentation rates up to today, a critical point discussed by P. Molnar (Molnar and England, 1990; Molnar, 2004) that might be related to global climate cooling (e.g. Herman and Champagnac (2016)).

We here performed a measurement of the siliciclastic sediment volumes of a retroforeland basin – the Aquitaine Basin and the deep Bay of Biscay during Cenozoic times – for a better understanding of the erosion and the sediment transfer and deposition during the convergence (syn-orogenic) to post-convergence (post-orogenic) periods of the Pyrenees Mountain. The measurement of the compacted

siliciclastic sediment volumes (for a solid rocks equivalence) are based on sediment thickness (isopach) maps of known lithologies, built from an extensive dataset of seismic lines interpreted using the principles of seismic stratigraphy and dated on wells (Ortiz et al., 2019).

4.2 Geological setting

The North Pyrenean retroforeland and its lateral deep area of ultimate sediment deposition – the deep Bay of Biscay Basin – is segmented into three geographical-geological units (fig. 4.1) : (1) upstream, bounded westward by the Pampelona transfer zone, the Aquitaine Platform, i.e. the modern onshore Aquitaine Basin and its shelf, (2) the Landes Plateau, bounded westward by the Santander "soft" transfer zone, is a step (1000-1800 m deep) bounded by slopes and canyons (Cap Breton, Cap Ferret) and (3) the deep Bay of Biscay (4000-4500 m deep).

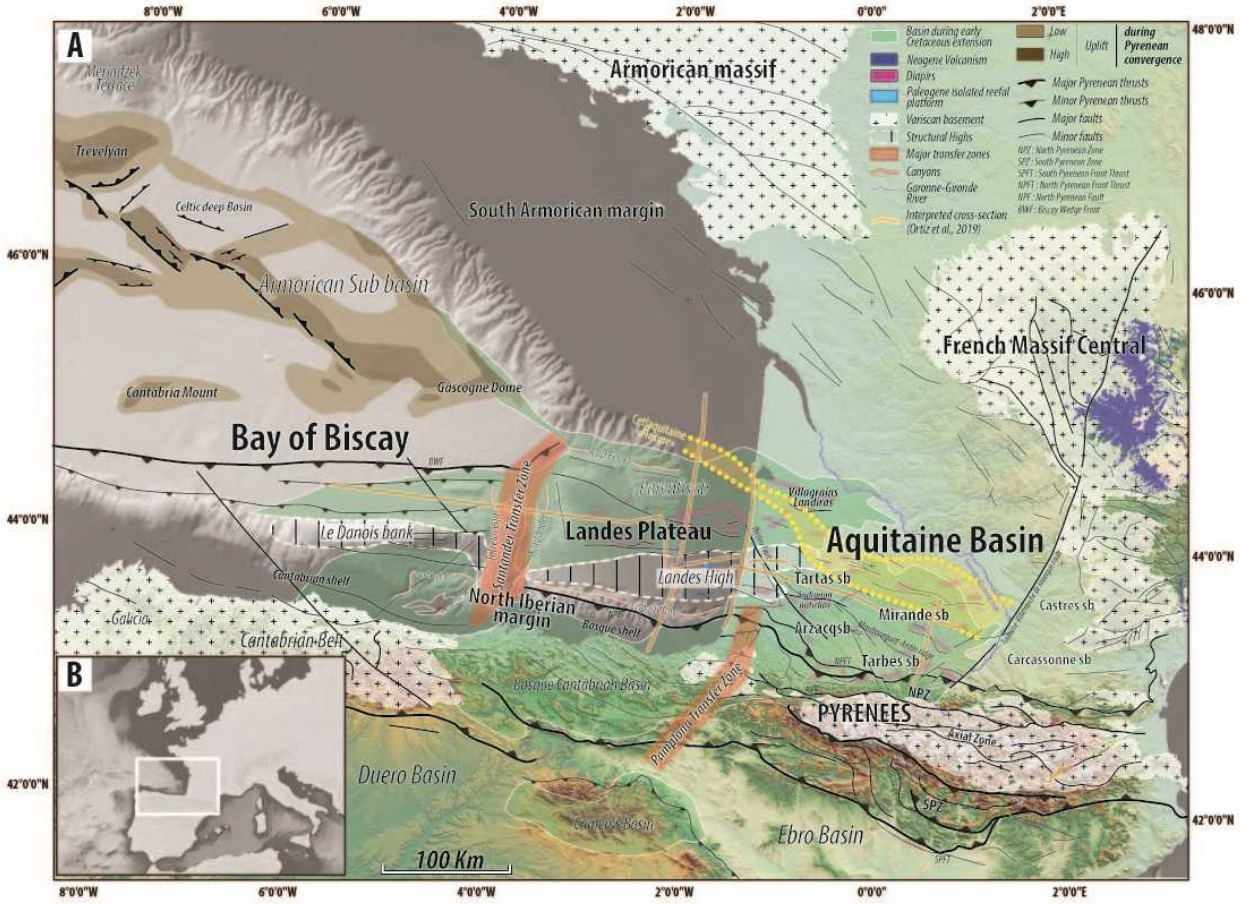


Figure 4.1 – A : Main physiographic and structural features in the Aquitaine Basin, Landes Plateau and Biscay Bay deep-basin and interpreted seismic sections locations in Ortiz et al. (2019) B : Location of the studied area in Europe.

4.3 Tectonic, relief and denudation evolution of the Pyrenees

The Pyrenees Mountain is a wedge of Eurasian lithosphere over the Iberian lithosphere plunging to the north (e.g. Roure et al. (1989); Teixell et al. (2018)). Both Pyrenees and Basque-Cantabrian Mountains result form the inversion and compression of the hyperextended Eurasian lithosphere during Albian times (e.g. Lagabrielle et al. (2010); Masini et al. (2014); Clerc et al. (2016); Saspiturry et al. (2019)). The relative motion of Eurasia and Africa Plates controlled the orogeny : the compression started at the time of convergence of the two plates, i.e. at the end of the Santonian (83.6 Ma, Schettino and Turco (2011)) and ended (end of the plates convergence) around the Oligocene-Miocene boundary (chron 6c, Roest and Srivastava (1991a)). Thermochronological data indicate an increase of the exhumation during late Eocene-Oligocene times (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Fillon and van der Beek, 2012b; Bosch et al., 2016) following an earlier uplift of the eastern range during Middle Eocene times (Huyghe et al., 2012).

4.4 Stratigraphic and tectonic evolution of the Aquitaine Basin and Bay of Biscay deep Basin

Ortiz et al. (2019) through a stratigraphic (bio- and seismic) of both basins identified a set of several discontinuities of tectonic origins (fig. 4.2). View from the stratigraphic record, the transition between orogenic and post-orogenic periods is Chattian, from 27.1 to 25.2 Ma. This time interval corresponded to the fossilisation of all the thrust and ridges structures by nearly flat, horizontal sediments. The orogenic period is subdivided into two steps : (1) the lithosphere flexuration with the formation of foredeeps up to the Lutetian-Bartonian boundary and (2) the propagation of the deformation from the orogenic wedge through the basin along salt-controlled thrusts and anticlines locating subbasins. The post-orogenic period is also subdivided into two intervals : (1) a sharp decrease of the subsidence rates over the Aquitaine Platform, mainly filled continental sediments during early and middle Miocene times (25.2-10.6 Ma) and (2) an uplift of the Aquitaine Platform nearby the Pyrenees and a by-pass to low preservation domain for the rest of the platform from 10.6 Ma to today..

4.5 Measurement of siliciclastic sediment volumes and rates (sink)

The measurement of siliciclastic sediment (sink) volumes is based on four sediment thickness (isopach) maps (figs. 4.3, 4.4, 4.5 et 4.6) : Paleocene-Eocene (66-33.9 Ma), Oligocene (33.9-23.03 Ma), Miocene (23.03-5.3 Ma) and Plio-Pleistocene (5.3 -0 Ma). For each of them the percentage of the main lithologies is known. Those isopach maps are the products of a seismic stratigraphic analysis of an extensive seismic line dataset (fig. 4.1). This quite low time-resolution is due to the absence of wells in the deep Bay of Biscay and the difficulty to extend time-lines from the Aquitaine

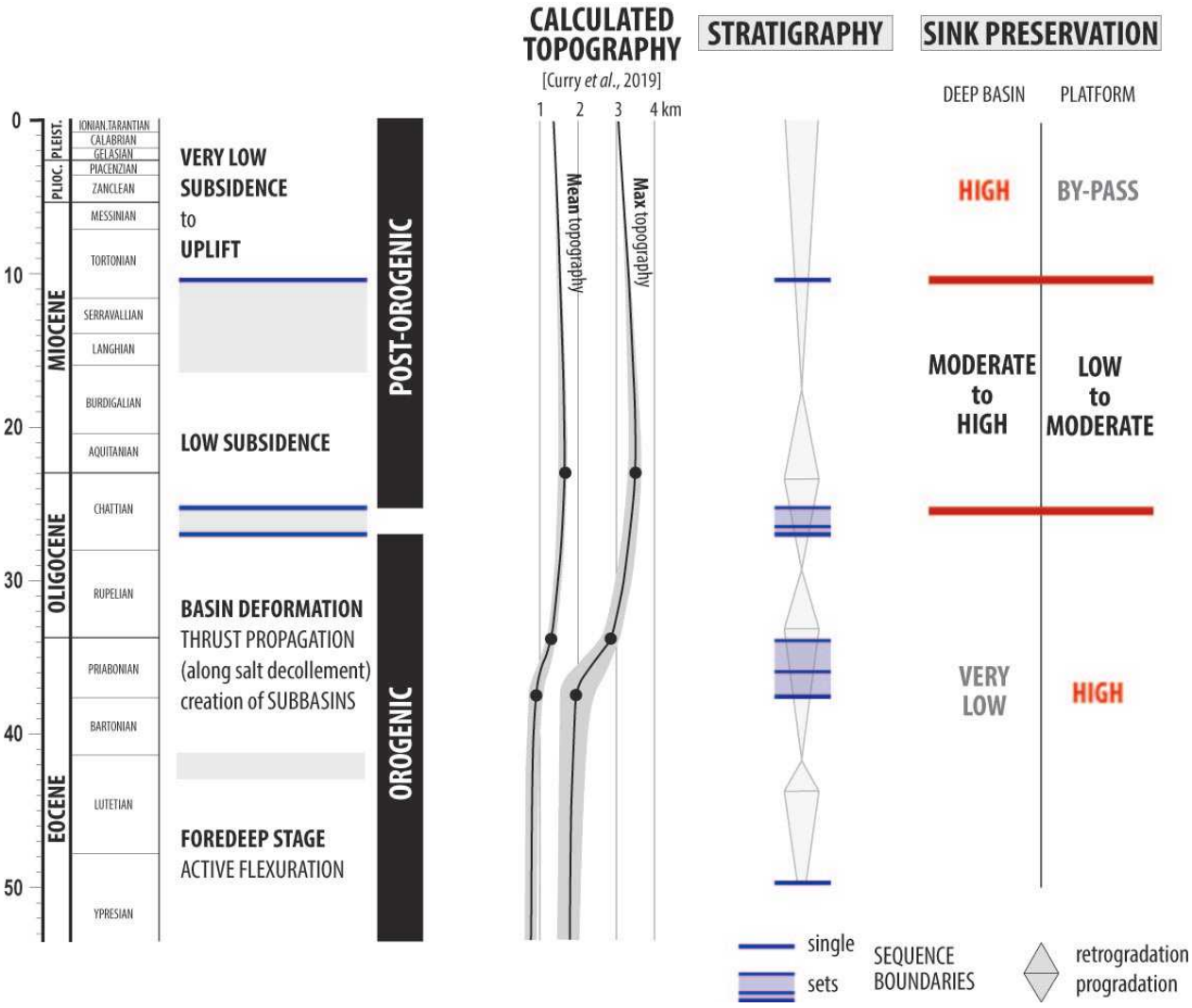


Figure 4.2 – Synthetic chart of the main events (deformation, topography, sediment routing) of the Aquitaine Basin to deep Biscay Bay Basin sedimentary system

Platform where several dated wells are available (see Ortiz et al. (2019)). The sediment volumes measured from the isopachs maps were later compacted and the amount of sediments produced in the basin (here mainly carbonates) was removed to get solid rock volumes. We used a protocol and a code published by Guillocheau et al. (2012) that consider uncertainties or ranges for (1) time-depth conversion parameters, (2) absolute ages of the different horizons, (3) carbonate content and (4) surface porosity and e-folding depth for porosity decrease.

4.6 Isopach maps : results and interpretation (figs. 4.3, 4.4, 4.5 et 4.6)

4.6.1 Paleocene-Eocene (66-33.9 Ma)

The Paleocene-Eocene (66-33.9 Ma - fig. 4.3) time interval was characterized by sediment preservation along the North Pyrenean Thrust on the Aquitaine Platform, with four subsiding domain 10-50 km large filled by 3500 m of sediments accumulated in 32.1 Ma. Two less subsiding domains were located north of the previous ones and bounded by two en echelon very low accumulation ridges. Few sediments were preserved along the Landes Plateau. In the deep Bay of Biscay, two depocenters occurred south of the South Armorican Margin and north of the Biscay Wedge Front. Interpretation : The four subsiding domains correspond to a segmented foredeeps (Ortiz et al., 2019) controlled by the inherited structures from the Early Cretaceous rifts history (Angrand et al., 2018). The very low accumulation ridges correspond to forebulges (critical distance from the thrusts of 40 to 80 km). The en echelon pattern may again reflect structural inheritance. The two deep depocenters of the Bay of Biscay are disconnected from the Aquitaine Platform and bounded by the inverted extensional structures of the Gascogne Dome Bulge (Thinon, 1999; Thinon et al., 2001). The first depocenter located in the Armorican subbasin, was fed by sediments coming from the Loire River or from the Armorican Massif (Guillocheau et al., 2003).

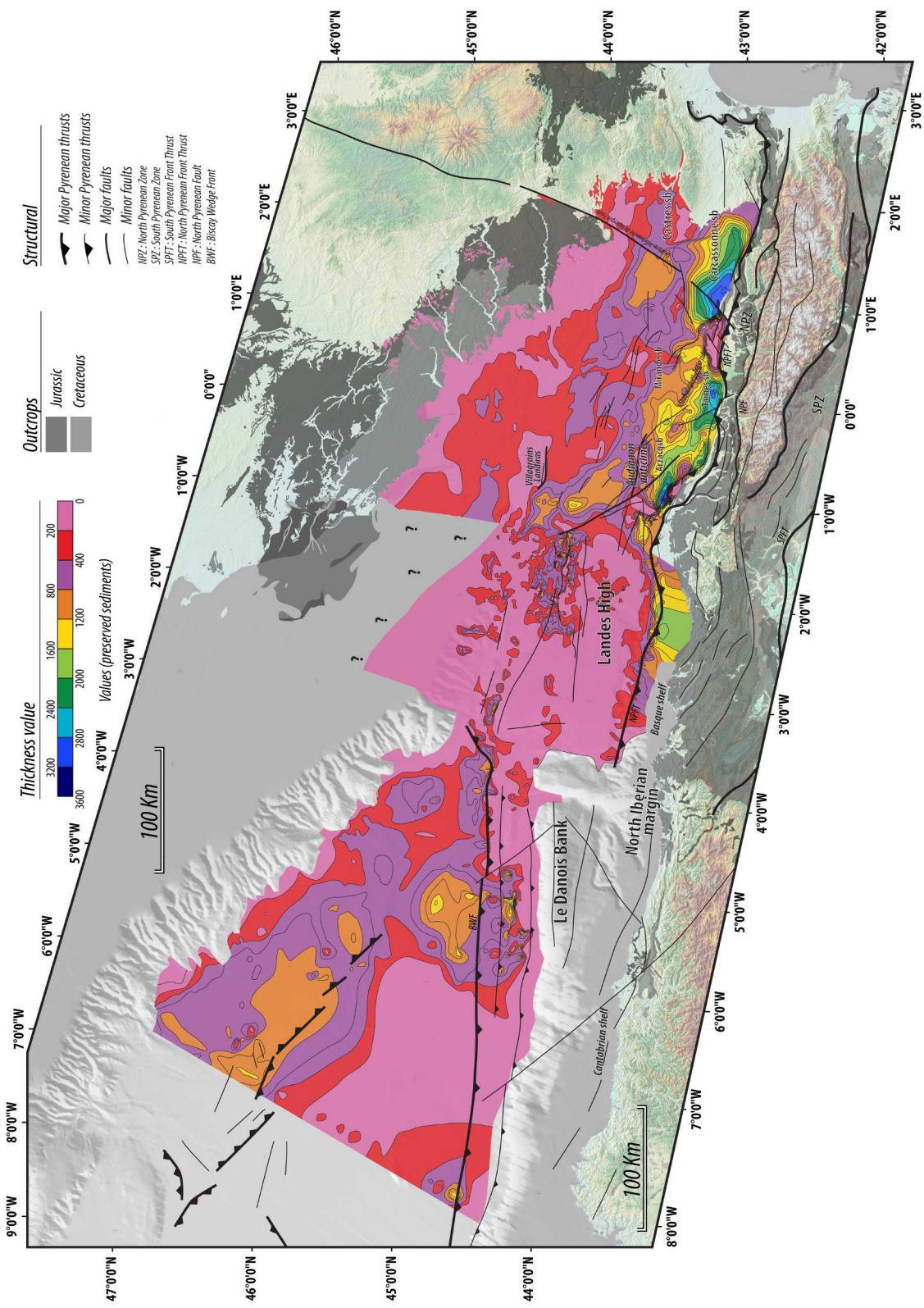


FIGURE 4.3 – Sediment thickness (isopach) map of the Palaeocene-Eocene (66-33.9 Ma).

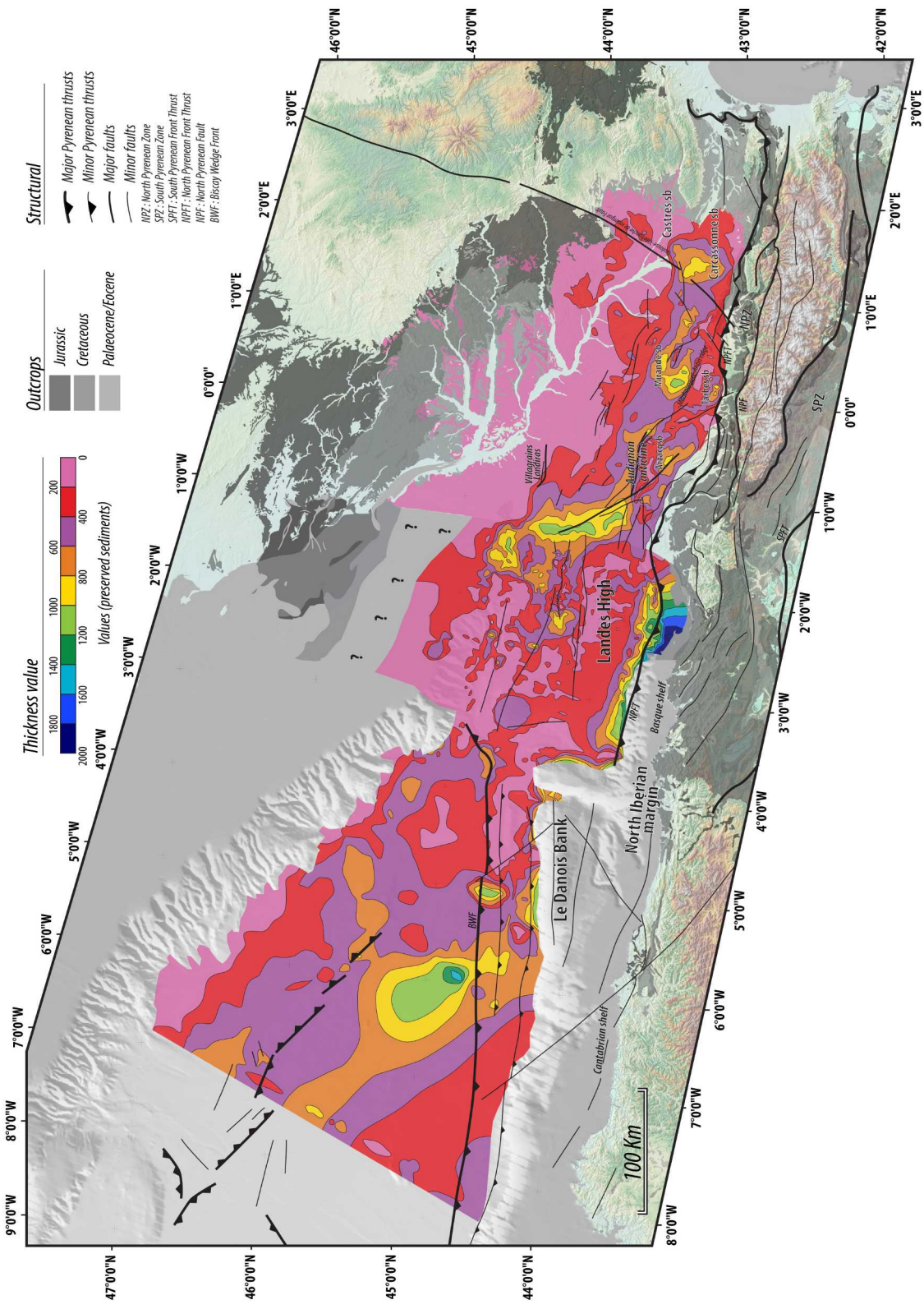


FIGURE 4.4 – Sediment thickness (isopach) map of the Oligocene (33.9-23.03 Ma).

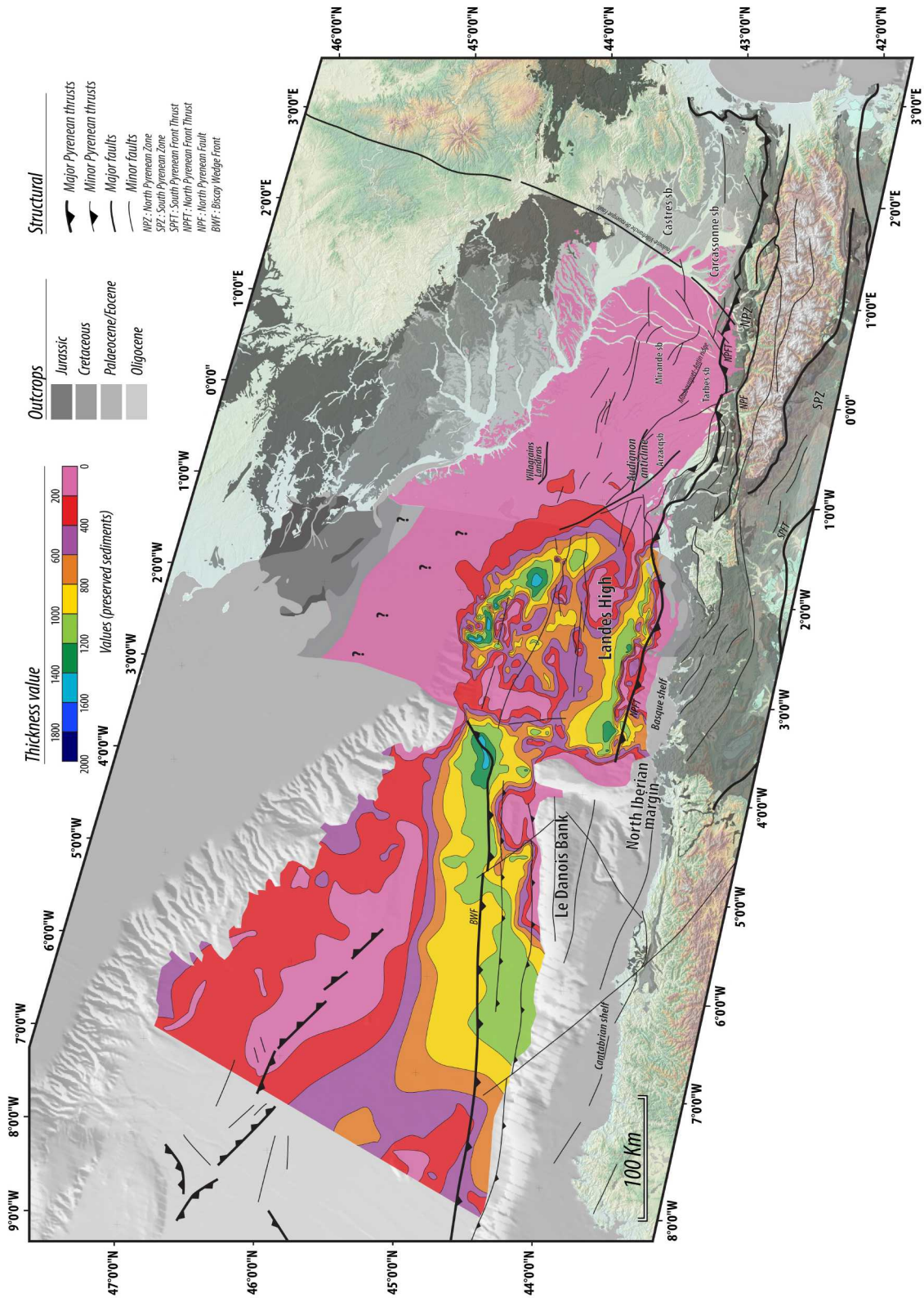


Figure 4.5 – Sediment thickness (isopach) map of the Miocene (23.03-5.3 Ma).

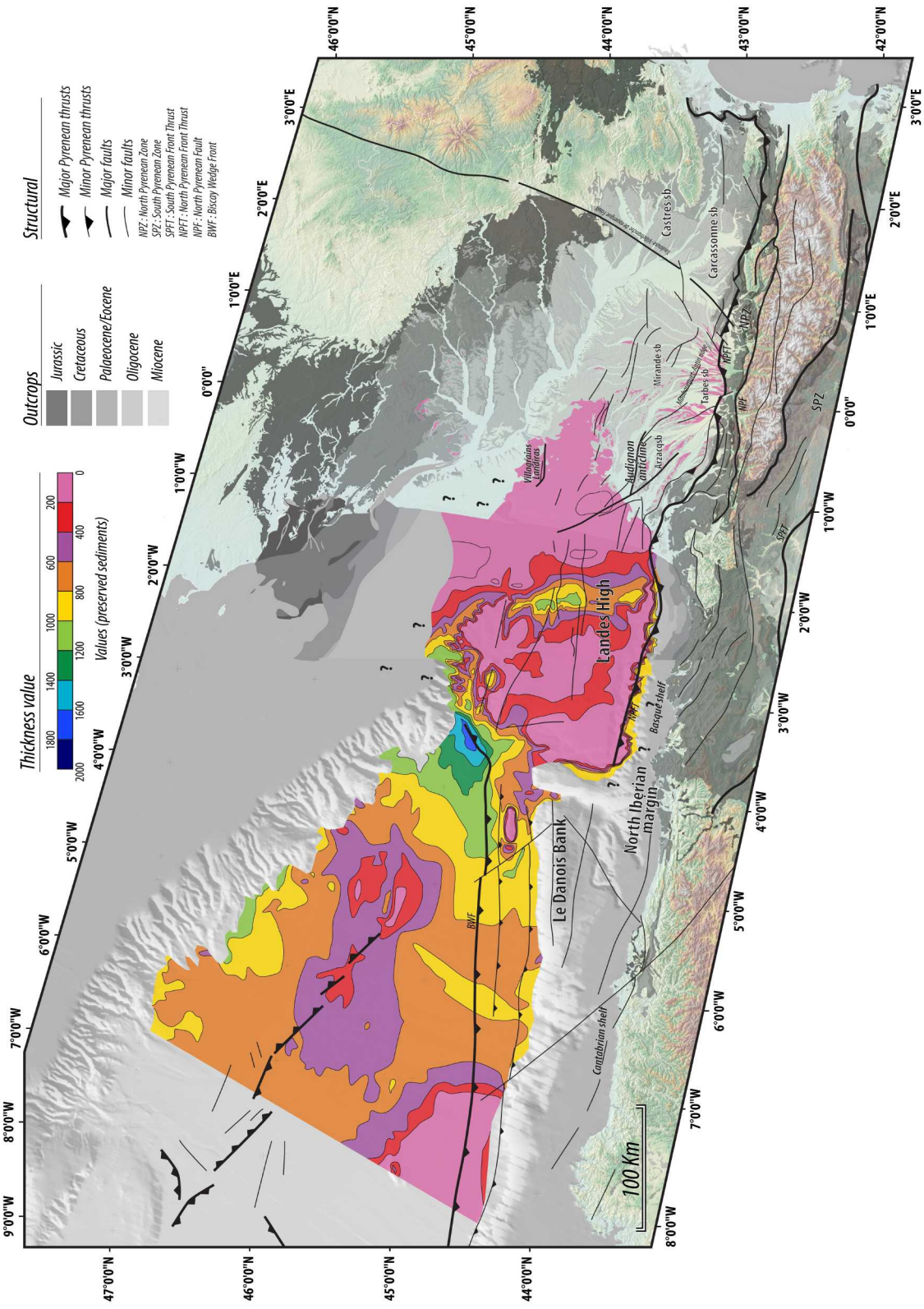


FIGURE 4.6 – Sediment thickness (isopach) map of the Pliocene-Pleistocene (5.3-0 Ma).

4.6.2 Oligocene (33.9-23.03 Ma)

The Oligocene (33.9-23.03 Ma - fig. 4.4) was a period of more widely distributed sediments along the three domains. In the Aquitaine Platform depocenters are located off the North Pyrenean Front Thrust located (i) on both sides of salt-related controlled thrusts forming anticlines or ridges (Maubourguet, Audignon) or (ii) on N140 faults (e.g. Théthieu Fault). In the south Landes Plateau, north of the Basque-Cantabrian Mountains, a 60 km-large depocenters occurred. In the deep Bay of Biscay, a NW-SE trending depocenters is located south of the inverted structures of the Gascogne Dome Bulge and north of the Biscay Wedge Front.

Interpretation : The Oligocene is a period during which (1) foredeeps were no longer active and (2) compressive deformation propagated from the orogenic wedge to the retro-foreland basin along salt decollement levels locating little subbasins (Serrano, 2001; Ortiz et al., 2019). The depocenters of the south Landes Plateau may be due to the loading effect of the inverted and thrusted Basque Cantabrian Margin starting at 37 Ma and ending à 28.5 Ma (Gómez et al., 2002). The depocenter of the deep Bay of Biscay is disconnected from the Aquitaine Platform and reasonably fed by the inversion and deformation of the Cantabrian Margin (Le Danois Bank) from Late Eocene to Oligocene times (Gallastegui et al., 2002).

4.6.3 Miocene (23.03-5.3 Ma)

The Miocene (23.03 to 5.3 Ma – fig.4.5) recorded a major change in the sediment distribution. The Aquitaine Platform was henceforth a place of low sediment preservation (less than 200 m for 17.8 Ma). Most of the sediments were stored along the Landes Plateau and the deep Bay of Biscay. Two depocenters were active in the Landes Plateau, (1) to the north, a progradational wedge (Ortiz et al., 2019) located at the transition between the southeastern part of the South Armorican shelf and the Landes Plateau and (2) to the south, an E-W trending depocenter located north of the Capbreton canyon. The preserved sediments along the deep Bay of Biscay are organized as an E-W trending body more than 100 km-large, thicker westward, located on the Biscay Wedge Front. It is upstream in connection with the two depocenters of the Landes Plateau.

Interpretation : The Aquitaine Platform was no longer a significant subsiding domain. Most of the sediments were transferred to deepest areas : (1) as deltaic progradational wedges, (2) through canyons and at the end of the system (3) as deep-sea fans. The depocenter located north of the Capbreton canyon may correspond to the turbiditic levee deposits (Iglesias, 2009). The Cap Ferret canyon, is poorly filled (western extension of the north Landes Plateau depocenter – Cremer (1983)). They passed downward to the Cap-Ferret deep-sea fan (Cremer, 1983; Iglesias, 2009) in the deep Bay of Biscay.

4.6.4 Plio-Pleistocene (5.3-0 Ma)

The Pliocene-Pleistocene (5.3-0 Ma – fig. 4.6) time-interval shows an enhanced pattern of the Miocene sediment distribution. (1) No to very little sediments were preserved on the Aquitaine Platform. (2) Three depocenters occurred on the Landes Plateau : (i) a N-S trending one prolongation of the Aquitaine Platform (progradational wedge, Ortiz et al. (2019)) and (ii) two E-W trending ones to the north and to the south. (3) The depocenters of the deep Bay of Biscay are located (i) at the base of the slope of the South Armorican shelf and (ii) along the Biscay Wedge Front in connection with the northern depocenter of the Landes Plateau.

Interpretation : The Aquitaine Plateau was upstream uplifted and incised by rivers (Ortiz et al., 2019). All the products of erosion are transferred to the deepest domains with by-pass to very low sedimentation along the modern Landes Forest (Dubreuilh et al., 1995). The prograding sedimentary wedge is now located on the border of the Aquitaine shelf and the two canyons (Cap Breton and Cap Ferret) alternated periods of erosion and deposition (Cremer, 1983; Iglesias, 2009). The Cap Ferret deep-sea-fan is not as long as the Miocene one.

4.7 Measurement of the siliciclastic sediment budget : results (fig. 4.7)

In the deep sea plain, siliciclastic volume measurements were only performed in the south deep Bay of Biscay Basin, south of the Gascogne Dome Bulge, the sediment located northward (Armorican Subbasin) being fed from the Loire River and the Armorican Massif.

The total amount of siliciclastic sediments (tab. 4.1) deposited from the Aquitaine Platform to the south deep Bay of Biscay during Cenozoic times is 92 200 (92 234) km^3 with an uncertainty of 31 500 (31 580) km^3, i.e. 29The four time intervals here defined, have not the same duration and therefore siliciclastic sedimentation rates have to be used for a comparison between time intervals instead of volumes (tab. 4.1, fig. 4.7). At first order the rates are increasing from 750 km^3 /Ma (between 66 and 33.9 Ma) to 4200 km^3 /Ma (from 5.3 to 0 Ma). 33.9 Ma and 5.3 Ma seem to be significant instants of siliciclastic sediment rates increase (1850 to 1450 km^3 /Ma from 33.9 to 5..3 Ma). 5.3 Ma is a period of sharp increase. The comparison (tab. 4.1, fig. 4.7) between the present-day onshore (Aquitaine Basin) and offshore (Aquitaine shelf, Landes Plateau, south Bay of Biscay) shows an evolution of the siliciclastic sediment budget trough Cenozoic times in favour to the offshore domain, both in terms of volumes and rates. The sediment ratio between offshore and onshore (ROfOn) is (i) 2.08 from 66 to 33.9 Ma, (ii) 0.65 from 33.9 to 23.03 Ma, (iii) 0.06 from 23.03 to 5.3 Ma and (iv) 0.01 from 5.3 to 0 Ma.

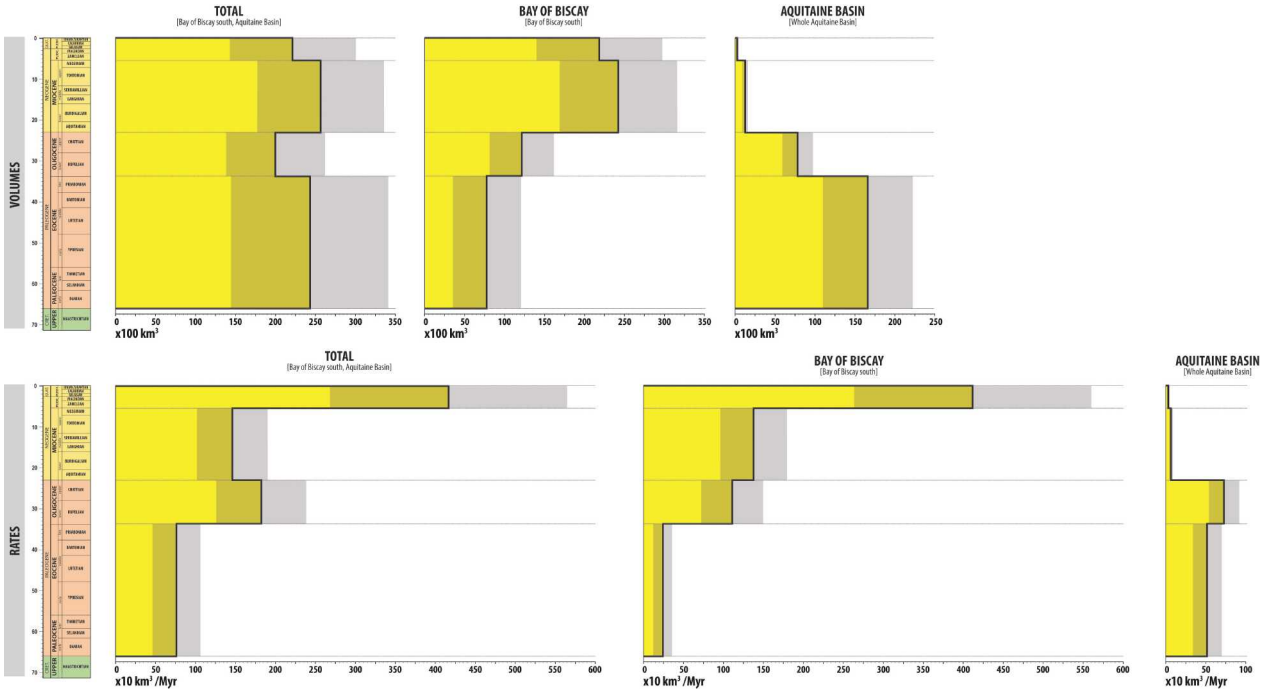


FIGURE 4.7 – Siliciclastic sediments volumes and rates of the Aquitaine Basin, Landes Plateau and deep Biscay Bay

4.8 Measurement of the siliciclastic sediment budget : discussion

4.8.1 The 35 Ma increase

The Eocene-Oligocene (33.9 Ma) siliciclastic rate increase can be explained by both a tectonic factor – the exhumation of the Pyrenees – and a climatic factor – the ice house-greenhouse transition (Zachos et al., 2001). A Late Eocene to Oligocene paroxysm of denudation of the Pyrenees is in agreement with the different thermochronological studies performed all along the mountain belt (e.g. Fitzgerald et al. (1999); Sinclair et al. (2005); Fillon and van der Beek (2012b); Bosch et al. (2016). This explained at the first order this siliciclastic sediment rate increase. Few paleoclimatological data dealing with the paleoprecipitation record are available in the Aquitaine Basin. A paleobotanical synthesis (Dupéron-Laudoueneix and Pons, 1985) indicate a cooling expressed by a decrease of the tropical taxon from the Eocene to the Oligocene. North of the Aquitaine Basin, in the Rennes Basin (Armorican Massif), a geochemical analysis (Tramoy et al., 2016) of a continuous argillaceous lacustrine record based on the delta15Norg, proxy of the paleoprecipitation, shown at the Eocene/Oligocene transition (1) a change from warm/humid conditions to cooler/drier with contrasted humid/drier periods and (2) no variation in the grain-size of sediments (claystones), except the apparition of smectites. This last result suggests that this precipitation variation did not significantly change the siliciclastic sediment budget, even if the relief of the Armorican Massif is flatter with respect to the one of the Pyrenees.

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the Aquitaine Basin

Time interval	(Ma)	Volume (× 1 km³)	σ	Rate (× 1 km³ / Myr)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	228.6	± 10.8	43.1	± 2.0
Aquitanian - Messinian	23.03 - 5.33	1 370.3	± 385.2	77.2	± 21.7
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	7 894.7	± 1 949.9	726.2	± 179.3
Danian - Priabonian	66 - 33.9	16 545.6	± 5 563.1	515.4	± 173.3

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the southern Bay of Biscay

Time interval	(Ma)	Volume (× 1 km³)	σ	Rate (× 1 km³ / Myr)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	21 935.6	± 7 886.5	4 138.8	± 1 488.0
Aquitanian - Messinian	23.03 - 5.33	24 384.1	± 7 489.6	1 375.3	± 422.4
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	12 111.3	± 4 069.3	1 114.1	± 374.3
Danian - Priabonian	66 - 33.9	7 764.6	± 4 225.8	241.8	± 131.6

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the whole basins

Time interval	(Ma)	Volume (× 1 km³)	σ	Rate (× 1 km³ / Myr)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	22 164.3	± 7 897.4	4 181.9	± 1 490.0
Aquitanian - Messinian	23.03 - 5.33	25 754.4	± 7 874.8	1 452.5	± 444.1
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	20 006.0	± 6 019.3	1 840.4	± 553.7
Danian - Priabonian	66 - 33.9	24 310.2	± 9 789.0	757.3	± 304.9

TABLE 4.1 – Siliciclactic sediment volumes values

4.8.2 The 5.3 Ma increase and the long-term volume increase

The change in the rate of siliciclastic sediment supply at 5.5 Ma (base Pliocene) is significant and sharply accentuates the increasing rate trend through Cenozoic times. This confirms for this area, the Hay's curve (Hay et al., 1989; Hay and Wold, 1990; Wold and Hay, 1990) showing a world-scale increase of the siliciclastic fluxes up to today, interpreted by Molnar (Molnar and England, 1990; Molnar, 2004) as the consequence of the global Earth cooling during Plio-Pleistocene times. Onshore thermochronological data (mainly the ones using (U-Th)/He on apatite, AHe, lowest temperature thermochronometer) does not show an increase of denudation either in the Pyrenees Mountains (e.g. Bosch et al. (2016)) or in the Massif central (T. François, personal communications). The youngest measured cooling is 7-6 Ma (Late Miocene) in the western axial zone (Bosch et al., 2016). Whatever the cause, climatic or tectonic, an increase of the denudation would be recorded by AHe data. At the moment we have no explanations, only hypothesis that have to be tested : (1) a change of the pattern of erosion, from widely distributed before 5,5 Ma to localized in valleys after, (2) a significant re-erosion of previously deposited sediments in the Aquitaine Basin ("cannibalization") underestimated because difficult to measure and (3) lateral supply of sediments from other sources in the deep-sea

Carbonate fraction for the Bay of Biscay

Time interval	(Ma)	Carbonate fraction (%)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	7.5	± 7.5
Messinian	7.24 - 5.33	14	± 10
Aquitanian - Tortonian	23.03 - 7.24	18	± 10
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	44	± 15
Danian - Priabonian	66 - 33.9	60	± 20

Carbonate fraction for the «Façade Atlantique» Basin

Time interval	(Ma)	Carbonate fraction (%)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	5	± 5
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	10	± 10
Langhian - Serravallian	15.97 - 11.63	20	± 20
Burdigalian	20.44 - 15.97	50	± 20
Aquitanian	23.03 - 20.44	60	± 30
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	40	± 20
Priabonian	37.8 - 33.9	50	± 20
Danian - Bartonian	66 - 37.8	40	± 20

Carbonate fraction for the Arzacq Basin

Time interval	(Ma)	Carbonate fraction (%)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	5	± 5
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	10	± 10
Langhian - Serravallian	15.97 - 11.63	20	± 20
Burdigalian	20.44 - 15.97	50	± 20
Aquitanian	23.03 - 20.44	60	± 30
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	20	± 10
Priabonian	37.8 - 33.9	20	± 10
Danian - Bartonian	66 - 37.8	40	± 20

Carbonate fraction for the Carcassonne Basin

Time interval	(Ma)	Carbonate fraction (%)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	5	± 5
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	10	± 10
Langhian - Serravallian	15.97 - 11.63	20	± 20
Burdigalian	20.44 - 15.97	50	± 20
Aquitanian	23.03 - 20.44	60	± 30
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	25	± 20
Priabonian	37.8 - 33.9	20	± 20
Danian - Bartonian	66 - 37.8	40	± 20

Carbonate fraction for the Tarbes Basin

Time interval	(Ma)	Carbonate fraction (%)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	5	± 5
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	10	± 10
Langhian - Serravallian	15.97 - 11.63	20	± 20
Burdigalian	20.44 - 15.97	50	± 20
Aquitanian	23.03 - 20.44	60	± 30
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	20	± 10
Priabonian	37.8 - 33.9	15	± 10
Danian - Bartonian	66 - 37.8	40	± 20

Carbonate fraction for the Aquitaine platform

Time interval	(Ma)	Carbonate fraction (%)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	5	± 5
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	10	± 10
Langhian - Serravallian	15.97 - 11.63	20	± 20
Burdigalian	20.44 - 15.97	50	± 20
Aquitanian	23.03 - 20.44	60	± 30
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	20	± 10
Priabonian	37.8 - 33.9	15	± 10
Danian - Bartonian	66 - 37.8	40	± 20

Carbonate fraction for the Castres Basin

Time interval	(Ma)	Carbonate fraction (%)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	5	± 5
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	10	± 10
Langhian - Serravallian	15.97 - 11.63	20	± 20
Burdigalian	20.44 - 15.97	50	± 20
Aquitanian	23.03 - 20.44	60	± 30
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	40	± 20
Priabonian	37.8 - 33.9	40	± 20
Danian - Bartonian	66 - 37.8	40	± 20

Carbonate fraction for the Tartas Mirande Basin

Time interval	(Ma)	Carbonate fraction (%)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	5	± 5
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	10	± 10
Langhian - Serravallian	15.97 - 11.63	20	± 20
Burdigalian	20.44 - 15.97	50	± 20
Aquitanian	23.03 - 20.44	60	± 30
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	30	± 20
Priabonian	37.8 - 33.9	50	± 10
Danian - Bartonian	66 - 37.8	40	± 20

TABLE 4.2 – Percentage of carbonates for the studied time interval

domain under the action of deep-sea currents (contour currents due to the thermohaline circulation).

4.8.3 Sediment budget evolution between onshore and offshore

The change of the sediment ratio between offshore and onshore (ROfOn) from 2.08 (66 to 33.9 Ma) to 0.01 (5.3 to 0 Ma) has to be related to the global evolution of the two basins as summarized in item 4.4.

- At time of the lithosphere flexuration (foredeep stage), accommodation space created by the flexure was large enough to be filled by a quite low amount of siliciclastic sediments due to an incipient mountain belt to the east with quite low relief. This may explain the trend between

66 and 33.9 Ma, even if the foredeep stopped around 40 Ma.

- At time of the propagation of the deformation to the Aquitaine Basin, subsidence was located along subbasins and at that time denudation was maximum in the mountain belt as proved by thermochronological data. As a consequence, the balance between accommodation space creation and siliciclastic supply was better and export to the deep basin can start. This explains the trend between 33.9 and 23.03 Ma.
- During the post-orogenic period, first the Aquitaine platform subsidence drastically decreased (25.2-10.6 Ma) and second this domain was partly uplifted (10.6-0 Ma). This favoured the sediment export to the deep-sea domain, first poorly balanced (ROfOn at 0.06 – map 23.03-5.3 Ma) and then unbalanced (ROfOn at 0.01 - map 5.3-0 Ma).

4.9 Conclusion

Our objective was to measure the siliciclastic sediment volumes and rates of a retroforeland basin and its lateral deep equivalent, during the end tectonic and topographic evolution of a mountain belt : the Pyrenees.

- (1) The amount of sediments is 92 200 (error = 31 500 km^3) for the Cenozoic. This value is quite low compare to the 220 000 km^3 of the eastern Alps and 220 000 km^3 of the western Alps (Kuhlemann, 2000), the 3.35 106 km^3 of the Gulf of Mexico (Galloway et al., 2011) and the 4.95 106 km^3 of the Indus Delta (Clift et al., 2006).
- (2) The siliciclastic sediment rate curve during Cenozoic is always increasing with two major steps around 35 and 5.3 Ma. This last one is a major increase. This is in agreement with the world-scale trend of Hay et al. (1989), expected of climatic origin by Molnar and England (1990). The 35 Ma increase is clearly related to the exhumation of the Pyrenees of tectonic origin. No satisfactory explanation was found for the major 5.3 Ma one.
- (3) The mass balance between the Aquitaine Platform and the deepest domains (Landes Plateau, Bay of Biscay) change through time in favour to the deep domain. This might be explained by the ratio between subsidence created accommodation space and the produced siliciclastic sediments by the mountain belt on the platform. This confirms and quantifies the stratigraphic model of sink preservation proposed by Ortiz et al. (2019). This suggests also the sediment accumulation in the deep part of the margin is only controlled by the accommodation/sedimentation balance on the platform.

4.10 Supplementary material

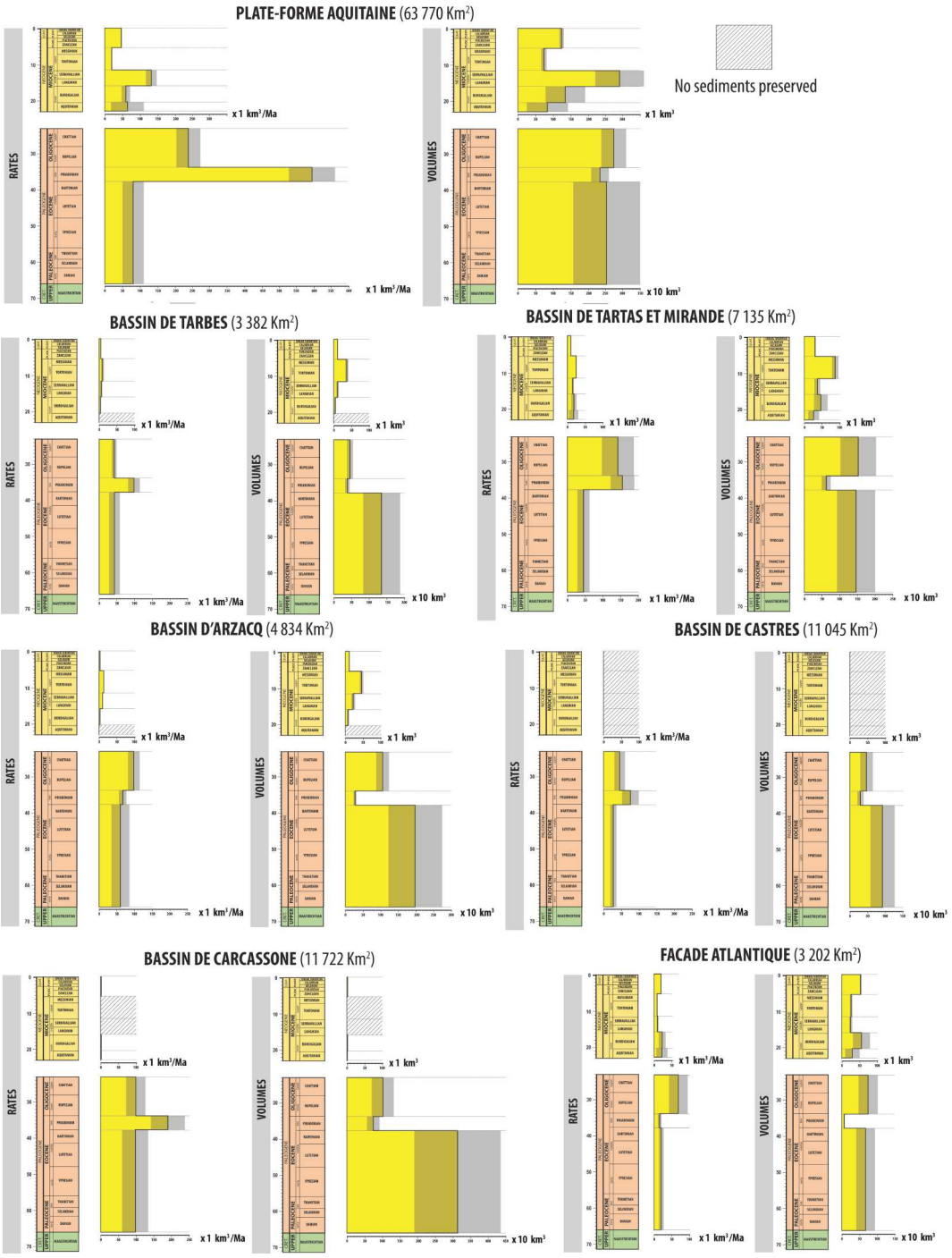


FIGURE 4.8 – Siliciclastic volumes and rates of the differents Aquitaine sub-basins

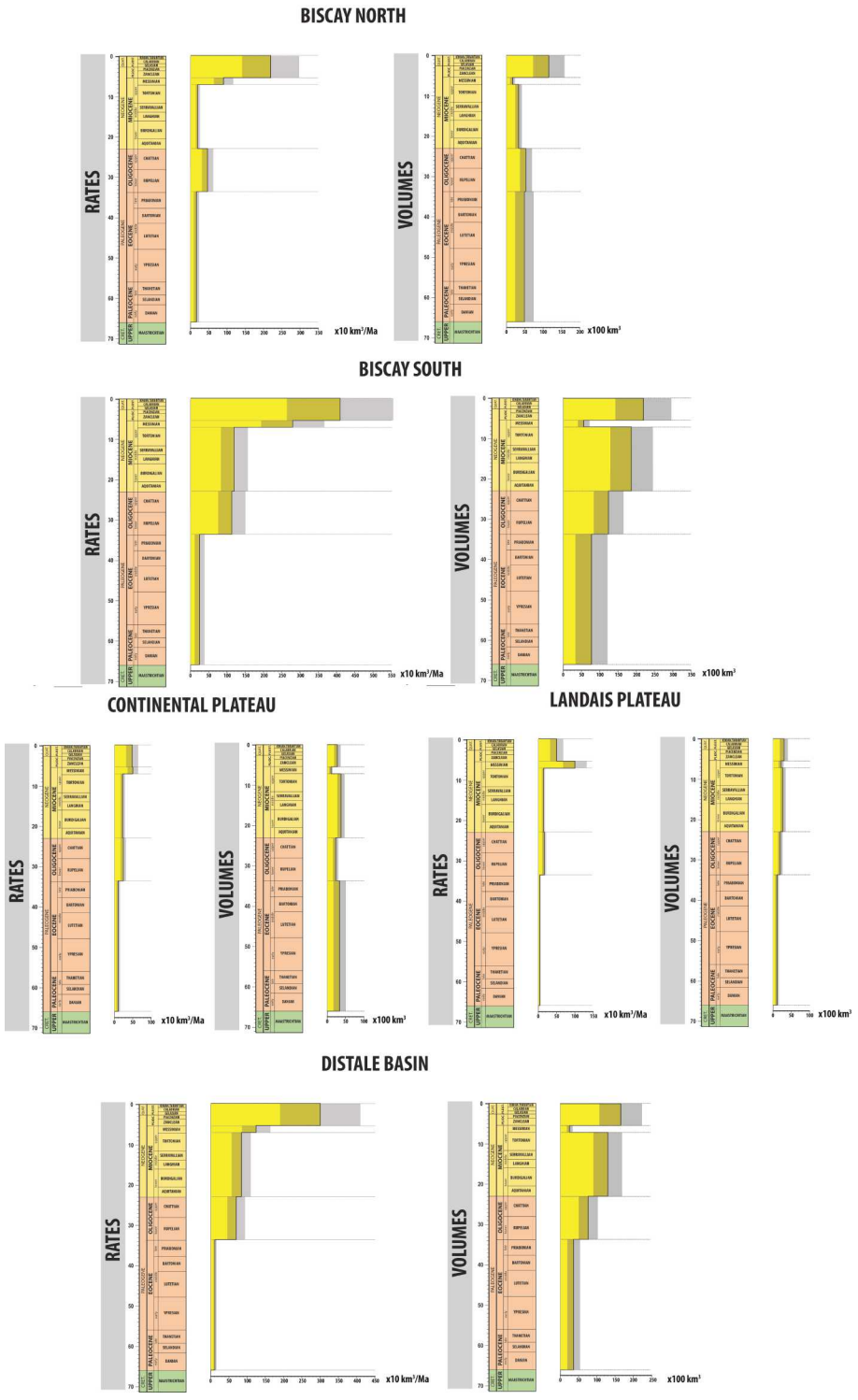


FIGURE 4.9 – Siliciclastic volumes and rates of the differents Bay of Biscay sub-basins

Chapitre 5

Quantification des volumes terrigènes érodés dans les domaines en érosion : Les Pyrénées et le Massif central

5.1 Introduction

La formation des reliefs présents dans la partie superficielle du système Terre est liée à des mouvements verticaux qui peuvent être induits par différents processus dans des contextes géodynamiques différents. Ces topographies se trouvent dénudées par les érosions chimiques et mécaniques au cours du temps sous l'influence de forçages principaux qui sont la tectonique, l'eustatisme et le climat dont le jeu complexe induit des variations, de niveau de base, de mouvements verticaux et de capacité de transport des produits d'érosion. Les bassins sédimentaires entourés par ces zones en soulèvements sont alimentés par les produits d'érosion de ces topographies positives. Le bassin d'Aquitaine et le Golfe de Gascogne sont bordés de deux reliefs, la chaîne pyrénéenne et le Massif central, qui les alimentent en flux sédimentaires (fig. 5.1).

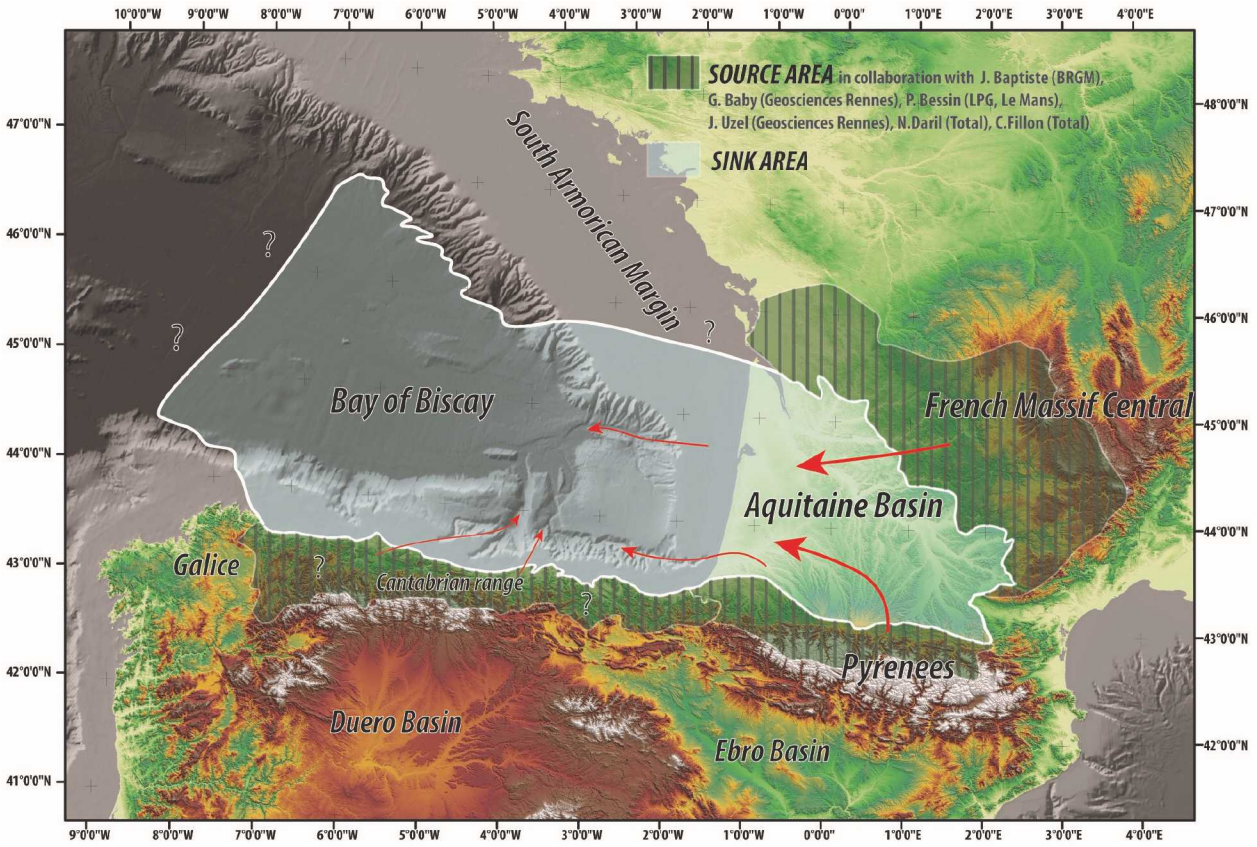


FIGURE 5.1 – Zones "sources" et zones d'accumulation simplifiées de la zone d'étude

Ce chapitre a pour but de quantifier les volumes de matière érodée à la verticale de ces deux reliefs alimentant le système sédimentaire composé par le bassin d'Aquitaine et le golfe de Gascgone. Cette quantification a été possible grâce à différentes collaborations au sein du projet "Source to Sink" :

- Pour la partie Pyrénées, nous avons utilisé les résultats du stage de fin d'étude de Norman Daril (encadré par Charlotte Fillon et Matthew Fox) qui portait sur la modélisation des données

thermochronologiques de la chaîne pyrénéenne.

- Pour la partie Massif central nous avons utilisé les résultats des travaux de Guillaume Baby, Julien Baptiste, Paul Bessin et Thomas François qui portaient sur l'étude géomorphologique des surfaces d'aplanissement du Massif central (Baby et al., in prep.)

Au sein de notre étude nous avons utilisé leurs résultats afin de quantifier au mieux les quantités de matière érodée pour la période de temps que nous étudions.

5.2 Quantification des volumes érodés dans le domaine pyrénéen à partir des données thermochronologique

5.2.1 Introduction

Les chaînes de montagnes sont des objets géologiques résultant d'une collision entre deux croûtes continentales, plus ou moins épaisses. La topographie positive, observée aujourd'hui, de ces domaines est le fruit de mouvements verticaux dont les vitesses évoluent au cours de la construction de l'orogène. La chaîne pyrénéenne résulte de l'inversion des domaines extensifs qui a débuté au Crétacé supérieur (Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000; Schettino and Turco, 2011; Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016) (Cf. 1). Cette inversion des domaines extensifs mésozoïques induite par la convergence Ibérie-Eurasie entraîne des mouvements verticaux en étroite relation avec les taux de convergence et de raccourcissement entre ces deux plaques tectoniques. Les différents auteurs s'accordent sur la période durant laquelle la convergence est le moteur principal de déformation dans le domaine pyrénéen, elle s'étend du Crétacé supérieur à la limite de l'Oligocène et du Miocène (chron 6c) (Roest and Srivastava, 1991b; Teixell et al., 2016; Macchiavelli et al., 2017). Une des méthodes récentes utilisées dans le but de quantifier les mouvements verticaux dans ces domaines est la thermochronologie basse température. Les travaux de Norman Daril se sont basés sur l'utilisation et la modélisation de ces données dans le but de quantifier les volumes érodés de 45 Ma à 0 Ma pour le domaine pyrénéen.

La thermochronologie basse température

La thermochronologie basse température est une méthode utilisée actuellement dans de nombreuses études afin de contraindre l'histoire thermique d'échantillons de roches. Cette méthode s'utilise à la fois sur des roches magmatiques métamorphiques, au sein de chaînes de montagne par exemple, mais aussi sur des roches sédimentaires (thermochronologie détritique) afin de comprendre l'histoire thermique (enfouissement /exhumation) d'un échantillon au sein d'un bassin sédimentaire. Dodson (1973) introduit le concept de température de fermeture : cette notion se base sur la diffusion des éléments chimiques dans les minéraux comme étant fonction de la température. L'utilisation de plusieurs thermochronomètres dont les gammes de températures caractéristiques sont différentes permet de contraindre plus précisément l'histoire thermiques d'une roche. En effet les âges thermochronométriques correspondent à l'âge de passage de la température de fermeture d'un système isotopique étudié. Les résultats (taux d'exhumation et quantité de roches érodées) de cette étude découlent directement de la modélisation de données issues de deux méthodes sur deux minéraux :

- **Les traces de fission sur apatite et sur zircon** est une méthode qui permet de dater le passage d'une certaine gamme de température mais aussi de mesurer la vitesse d'exhumation d'une roche. Cette méthode est basée sur l'accumulation de dommages commis au sein d'un grain au cours du temps. Lorsqu'une fission nucléaire se produit, cela implique la rupture d'un noyau lourd en deux particules de masses plus légères à peu près équivalentes. L'énergie liée à

la rupture propulse les deux fragments de fission dans des directions opposées, ce qui a pour conséquence de graver une dislocation appelée « trace ». C'est donc grâce au facteur temps qu'il est possible de voir un champ de traces. Cependant au cours du temps il est possible que certaines traces de fissions s'effacent car elles sont métastables et peuvent se raccourcir ou bien disparaître au-dessus d'une certaine température, la température de fermeture (fig. 5.2). La longueur et la densité des traces évoluent au cours du temps dans la « Partial Annealing Zone » (PAZ, fig. 5.2). C'est dans cette zone que la longueur des traces peut être modifiée en fonction de la vitesse de refroidissement de la roche. L'âge thermochronométrique correspond au temps écoulé depuis que les minéraux ont été refroidi sous leurs températures de fermetures respectives (apatite = 110 C, zircon = 270 C, fig. 5.2).

	T°C de fermeture	PAZ (Partial Annealing Zone)	
APATITE	110 °C	60-110 °C	**TRACE DE FISSION**
ZIRCON	270 °C	200-270 °C	
	T°C de fermeture	**PRZ (Partial Retention Zone)**	
APATITE	65 °C	30-65 °C	**(U-Th)/He**
ZIRCON	185 °C	135-185 °C	

Figure 5.2 – Température de fermeture des minéraux considérée pour deux méthodes de mesures thermochronométriques, modifié d'après Wolf et al. (1996); Farley (2000); Reiners and Brandon (2006)

- **La méthode U-Th/He sur apatite et sur zircon** est une méthode plus récente qui, de par ses températures de fermeture plus faibles (fig. 5.2) permet de contraindre les stades finaux de refroidissement. Cette méthode est basée sur l'émission et l'accumulation de l'hélium radiogénique provenant de la désintégration des atomes de 238U, 235U, 232Th et 147Sm. L'Hélium est alors produit à partir de cette désintégration. Le minéral doit être suffisamment riche en Uranium et Thorium pour que si initialement il existe une quantité d'Hélium dans le minéral, celle-ci soit négligeable. Ainsi il est possible de déterminer un âge AHe ou ZHe qui résultera de l'équilibre entre la production d'Hélium, sa perte par éjection sur les bordures du cristal et sa diffusion, qui dépend de l'histoire thermique subie par l'échantillon. Au cours du temps le système radiogénique évolue en deux stades. Le premier où la température est supérieure à la température de fermeture, le système est totalement ouvert et les éléments fils produits sont diffusés et sortent du système. Le deuxième stade qui débute au moment où la température est égale à la température de fermeture, qui correspond à une production importante d'éléments fils (liée à la quantité d'éléments pères présents). Il est donc considéré que pendant ce stade « fermé » la concentration en Hélium augmente.

Donc l'âge thermochronométrique obtenu pour chaque méthode correspond au moment où les minéraux étudiés ont été refroidis sous leur température de fermeture (fig. 5.2). Enfin la température étant fonction de la profondeur (en relation avec le gradient géothermique de la zone d'étude considéré) il est possible d'estimer le positionnement en profondeur d'un échantillon à un instant t.

5.2.2 Données disponibles et méthodologie d'investigation

La base de données thermochronologiques

Depuis le début des années 90, de nombreuses études se sont attachées à comprendre l'évolution des mouvements verticaux dans la chaîne des Pyrénées et dans ces deux bassins d'avant-pays. Ces études s'appuient sur des données thermochronologiques et la modélisation de celles-ci. L'étude de Norman Daril s'est basée sur la modélisation d'environ 500 âges thermochronométriques issus de la littérature dans les trois grands domaines structuraux des Pyrénées : la zone Axiale, la Zone Nord-Pyrénéenne et la zone Sud-Pyrénéenne.

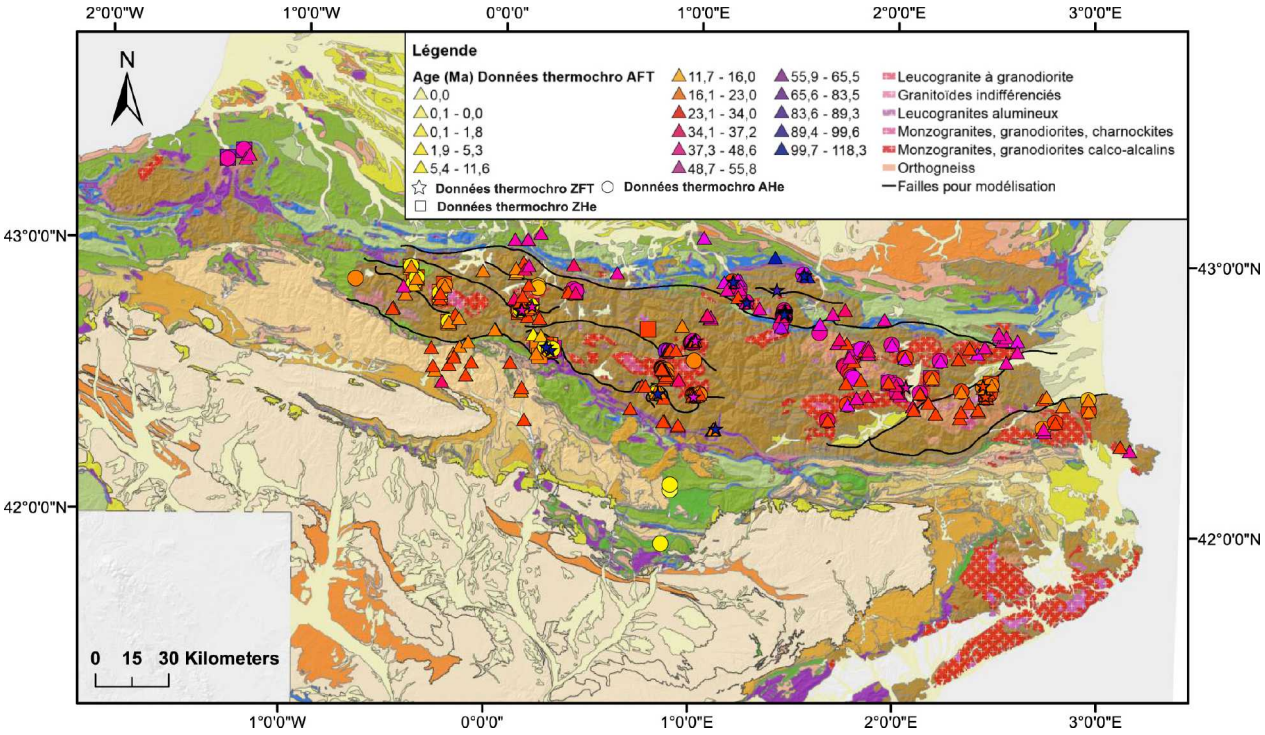


FIGURE 5.3 – Carte de localisation des différentes données thermochronologiques basse température issues de la littérature

- **Les âges de traces de fission sur apatite (AFT)** sont issus de Yelland (1991); Fitzgerald et al. (1999); Maurel (2003); Sinclair et al. (2005); Juez-Larré and Andriessen (2006); Gibson et al. (2007); Jolivet et al. (2007); Maurel et al. (2008); Gunnell et al. (2009); Bosch et al. (2016); Labaume et al. (2016); Moucheneé (2016); Vacherat et al. (2016)

- **Les âges de traces de fission sur zircon (ZFT)** sont issus de Sinclair et al. (2005); Vacherat et al. (2016)
- **Les âges (U-Th/He) sur apatite (AHe)** sont issus de Maurel (2003); Juez-Larré and Andriessen (2006); Denele et al. (2007); Gibson et al. (2007); Gunnell et al. (2009); Metcalf et al. (2009); Fillon et al. (2013); Vacherat et al. (2014); Bosch et al. (2016); Vacherat et al. (2016)
- **Les âges (U-Th/He) sur zircon (ZHe)** sont issus de Maurel et al. (2008); Vacherat et al. (2014); Bosch et al. (2016)

Ces données sont représentées sur la figure 5.3, l'échelle des couleurs correspond aux âges thermochronométriques, allant du plus vieux (Roadien, 270 Ma) au plus jeune (Plaisancien, 2.6 Ma).

Au premier ordre, les données montrent une répartition spatiale des âges bien marquée, à l'Ouest des Pyrénées (fig. 5.3) ce sont essentiellement des âges compris entre le Miocène inférieur et le Pliocène (en AHe), à l'Est les âges sont compris entre l'Oligocène supérieur et le Permien. Cette répartition aura donc des conséquences sur la modélisation de ces données.

Les taux d'exhumation issus de la littérature

La colonne de roches érodées a tout d'abord été quantifiée (Fitzgerald et al., 1999) grâce à la restauration du profil ECORS, d'après Beaumont et al. (2000). Il est fort plausible que la quantité totale soit comprise entre 15 et 18 km pour la chaîne des Pyrénnées. Les données thermochronométriques (couplages des différentes méthodes) peuvent être modélisées afin d'obtenir des taux d'exhumations pour un massif donné ou pour un échantillon présent dans un bassin sédimentaire.

La figure 5.4 montre plusieurs taux d'exhumation issus de la littérature. D'après plusieurs publications, il a été mis en évidence que le paroxysme d'exhumation aurait eu lieu pendant la période Eocène-Oligocène (Vergés et al., 2002; Beaumont et al., 2000; Mouthereau et al., 2014). La figure 5.4 montre qu'à l'Eocène supérieur les massifs du Canigou, de Néouvielle, de la Maladeta et la zone de Nogueres connaissent une phase d'exhumation importante. Durant l'Oligocène, ce sont les massifs de Cauterets et de Bielsa qui enregistrent des exhumations importantes. Il est important de connaître les taux d'exhumations publiés pour chaque massif cristallin afin d'avoir un contrôle sur les modélisations qui seront proposées pour l'ensemble des données thermochronométriques. Cela aura une importance majeure quant à la validité du modèle proposé.

La modélisation des données par la méthode d'inversion linéaire

Les données de thermochronologie basse température présentées ci-dessus ont été modélisées grâce à la méthode d'inversion linéaire afin d'obtenir des taux d'exhumation sur l'ensemble de la zone couverte par ces données. Cette méthode a été développée par M. Fox et F. Herman et est présentée dans Fox et al. (2016). La base de cette approche, pour un quelconque âge thermochronométrique, est de déterminer la profondeur de fermeture, par l'intégrale du taux d'exhumation et de l'âge de refroidissement d'un échantillon (durée depuis laquelle l'isotherme de fermeture a été franchie), dans le but d'obtenir les taux d'exhumation. Les formules précises et les différentes étapes de cette méthode ne seront pas détaillées ici.

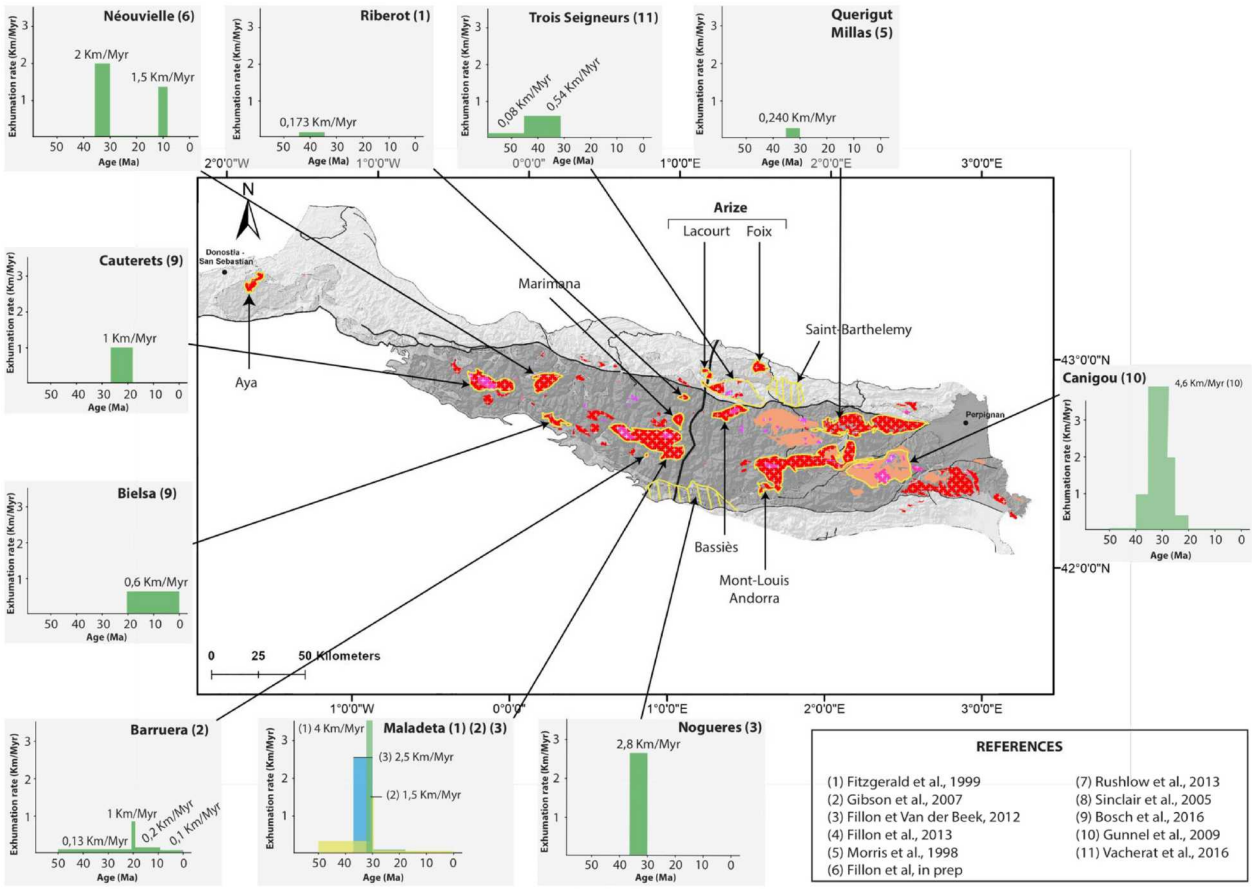


FIGURE 5.4 – Taux d'exhumation de différents massifs pyrénéens issus de la littérature

Les paramètres généraux de ce modèle sont présentés sur le tableau 5.1. Il est important pour ce type de modèle d'approcher au maximum les paramètres thermiques de la région considérée. Cependant aucune information sur la paléothermicité de la chaîne n'est actuellement disponible. Dans ce modèle ce sont les valeurs actuelles de la chaîne qui ont été utilisées, ce choix induit forcément une erreur importante sur les résultats obtenus pour les taux d'exhumation.

Schildgen et al. (2018) mettent en évidence l'importance de séparer les données de chaque massif considéré dans une modélisation thermochronologique. C'est pourquoi dans cette étude le choix a été fait d'utiliser des failles afin de délimiter ces massifs. Les failles utilisées sont représentées sur la figure 5.3, ce sont les principales failles crustales qui segmentent les principaux domaines pyrénéens, comme par exemple la faille Nord-Pyrénéenne.

Paramètres	Valeurs
Densité croûte	2700 kg/m^3
Densité manteau lithosphérique	3200 kg/m^3
Epaisseur crustale	40 Km
Température de surface	15 °C
Température à la base de la croûte	720 °C
Coefficient de diffusion thermique	20 Km^2/Myr
Production de chaleur	0.0001 C/Myr

Table 5.1 – Densités et paramètres thermiques utilisés pour l'inversion linéaire, d'après les références citées dans Fillon and van der Beek (2012b) et M.Fox, pers comm.

Cette étude a également fait l'objet d'une étude de sensibilité des paramètres de configuration afin d'affiner au mieux le modèle. Les facteurs influençant la modélisation sont nombreux, par exemple la durée d'intervalles de temps, Norman Daril montre dans son étude que l'utilisation d'un pas de temps de 3 Myr permet de reproduire plus aisément les taux d'exhumation issus de la littérature. D'autre paramètres rentrent en jeu, par exemple le taux d'exhumation a priori, la variance qui lorsque celle-ci est diminuée, force l'inversion à se rapprocher de la valeur du taux d'exhumation a priori. Dans son étude il a choisi de considérer une variance plus élevée afin d'obtenir un meilleur ajustement des données sur l'ensemble de la chaîne.

Les résultats du modèle metttent en évidence une tendance générale à la sous-évaluation des taux d'exhumation : par exemple le modèle donne des valeurs jusqu'à 1 km/Myr pour le massif de la Maladeta entre 33 et 27 Ma, alors que les taux issus de la littérature s'étalent de 1.5 km/Myr à 4 km/Myr (Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Fillon and van der Beek, 2012a). Cela induit donc une sous-évaluation qui sera répercutée sur le calcul de volumes érodées qui en sera également sous-évalué.

5.2.3 Résultats du modèle d'inversion linéaire et incertitudes asscociées

Une fois le modèle calibré et validé d'après les taux issus de la littérature, Norman Daril a produit des cartes de taux d'exhumation sur l'ensemble de la zone considérée : elles sont présentées sur les figures 5.5 et 5.6. Un pas de temps de 3 Myr a été choisi pour réaliser ces modélisations.

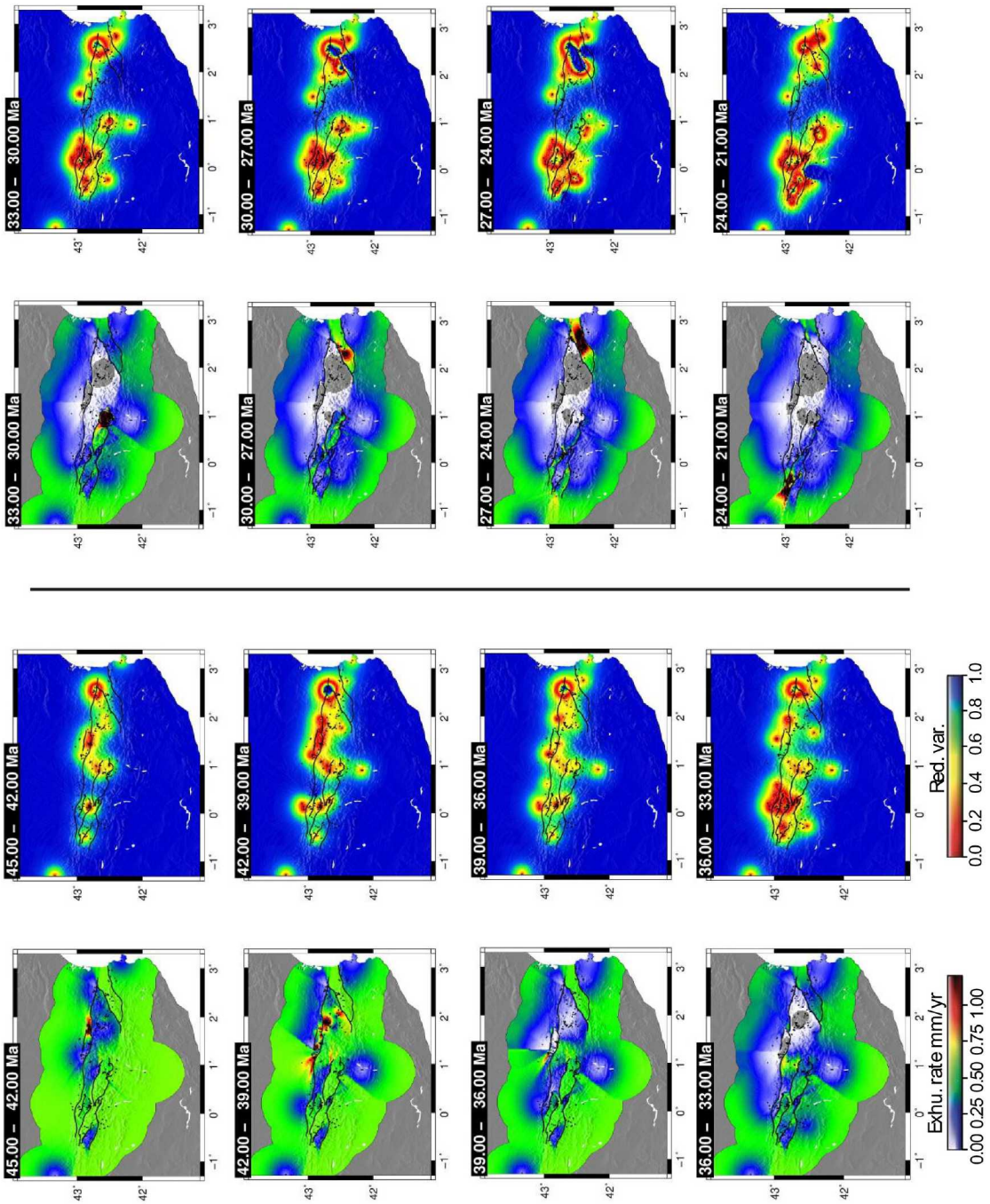


FIGURE 5.5 – Cartes des taux d'exhumation obtenues par inversion linéaire (45 Ma – 21 Ma)

Afin d'apprécier au mieux les valeurs mises en jeu, la figure 5.7 présente les valeurs, sous forme de graphiques et de tableaux, des taux d'exhumation issus de la modélisation.

Conversion des taux d'exhumation en volumes de roches érodées

A partir des cartes de taux d'exhumation obtenus par inversion linéaire des données thermo-

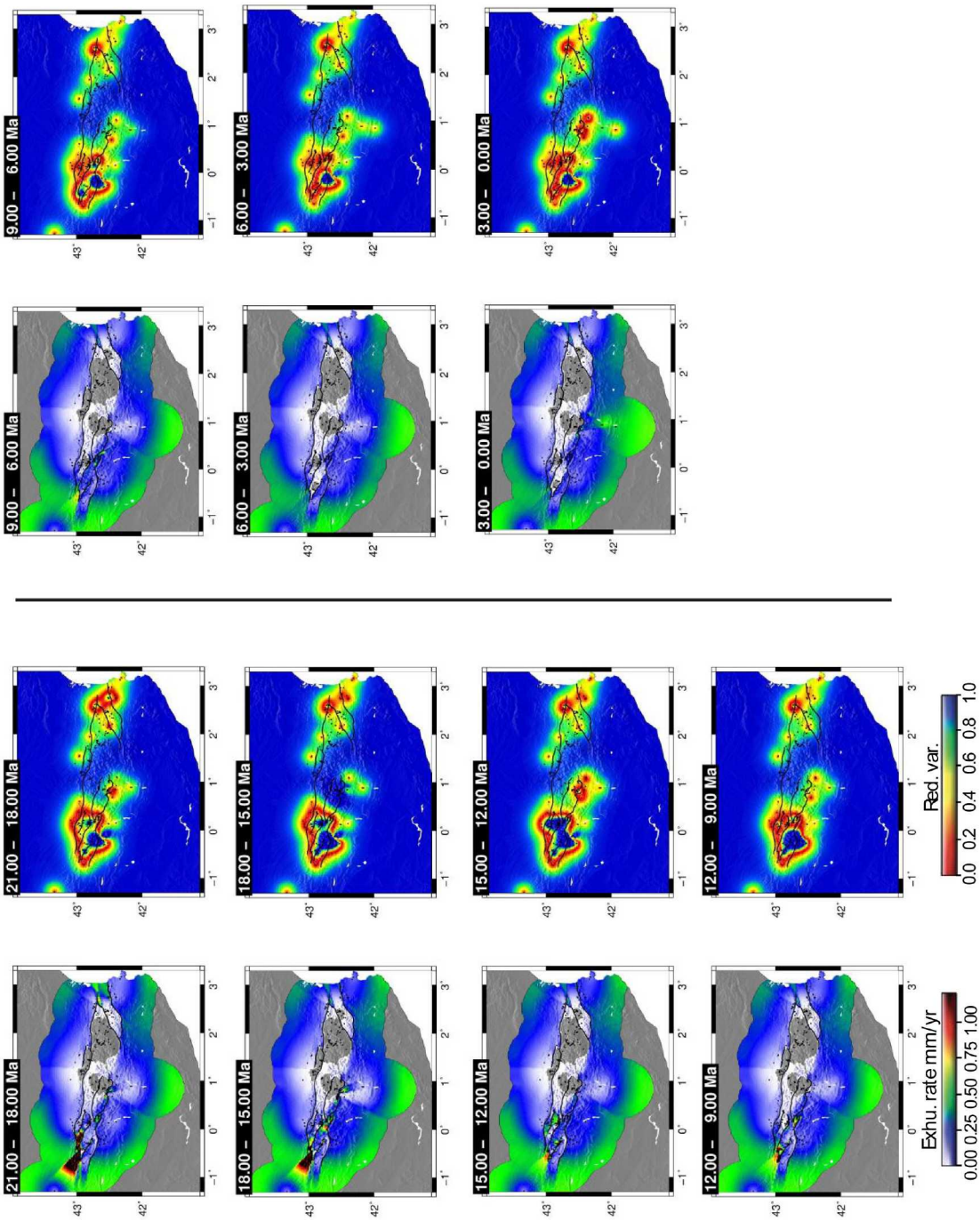
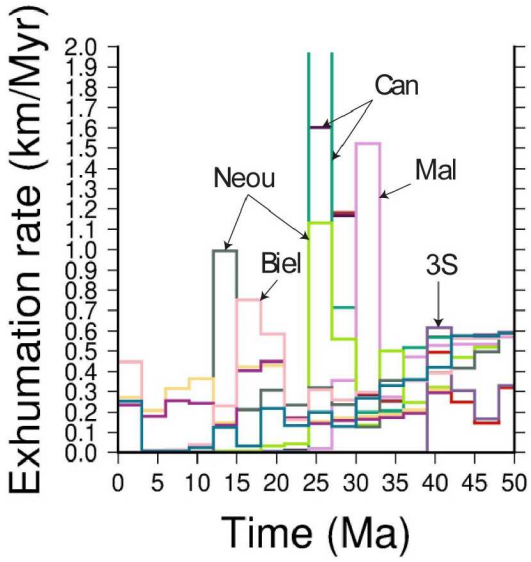
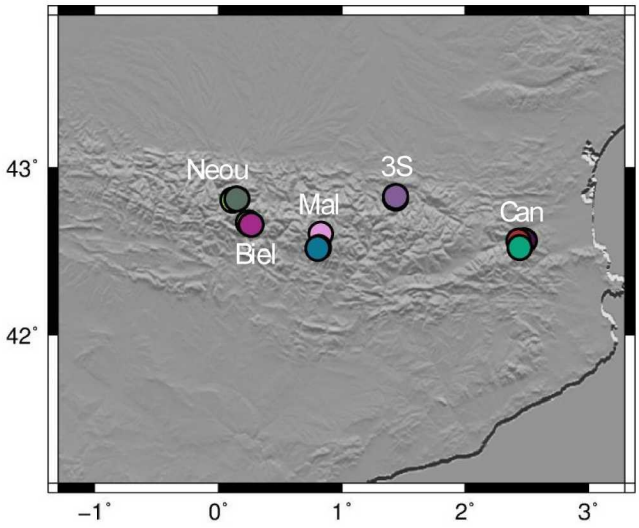


Figure 5.6 – Cartes des taux d'exhumation obtenues par inversion linéaire (21 Ma – 0 Ma)

chronologiques il est possible de quantifier une quantité de volumes de roches érodées depuis 45 Ma sur l'ensemble de la zone d'étude considérée. La figure 5.8 montre les épaisseurs de roches érodées en mètres, ces cartes ont été réalisées grâce à la conversion des taux d'exhumation en épaisseurs de roches érodées. Ces cartes ont fait l'objet d'une interpolation afin d'obtenir une carte sur l'ensemble





Massifs	Taux d'exhumations (km/Myr)
Bielsa	0,6 (21-18 Ma) et 0,75 (18-15 Ma)
Canigou	1,2 (30-27 Ma) et >2 (27-24 Ma)
Trois-seigneurs	0,6 (42-39 Ma)
Maladeta	1,55 (33-30 Ma)
Néouvielle	1,15 (27-24 Ma) et 1 (15-12 Ma)

FIGURE 5.7 – Graphiques et tableau de valeurs des taux d'exhumations issus de la modélisation

de la zone avec des pas de temps de 3 Myr.

Quantification de l'incertitude sur les volumes de matières érodées

Les cartes présentées (figs. 5.5, 5.6, 5.8) sont des valeurs brutes sans aucune incertitude quantifiée. La quantification des incertitudes associées à ces cartes est extrêmement importante dans une telle étude. Nous avons montré dans un premier temps que les taux d'exhumation issus du modèle étaient sous-évalués en comparaison aux données issues de la littérature. Les données thermochronométriques de base sont aussi soumises à des incertitudes de mesures, les interpolations effectuées dans les différentes étapes de l'étude augmentent également l'incertitude globale. Cependant, le traitement de ces incertitudes n'a pas encore été incorporé au modèle de base de Norman Daril. Nous avons donc choisi de donner une valeur, bien évidemment minimale, de l'incertitude à partir du Misfit entre les âges mesurés et les âges prédits par le modèle. La figure 5.9 montre cette comparaison de valeurs. Si les points s'alignent sur la droite, cela signifie qu'il y a une bonne corrélation entre les âges mesurés et les âges prédits par le modèle. Au contraire si les points sont éloignés de la droite cela signifie qu'il y a une moins bonne corrélation des valeurs du modèle par rapport aux âges mesurés. La figure 5.9 met en évidence un vieillissement des âges : en effet un nombre non négligeable de points se trouvent en dessous de la droite en rouge sur la figure 5.9. Afin d'approcher

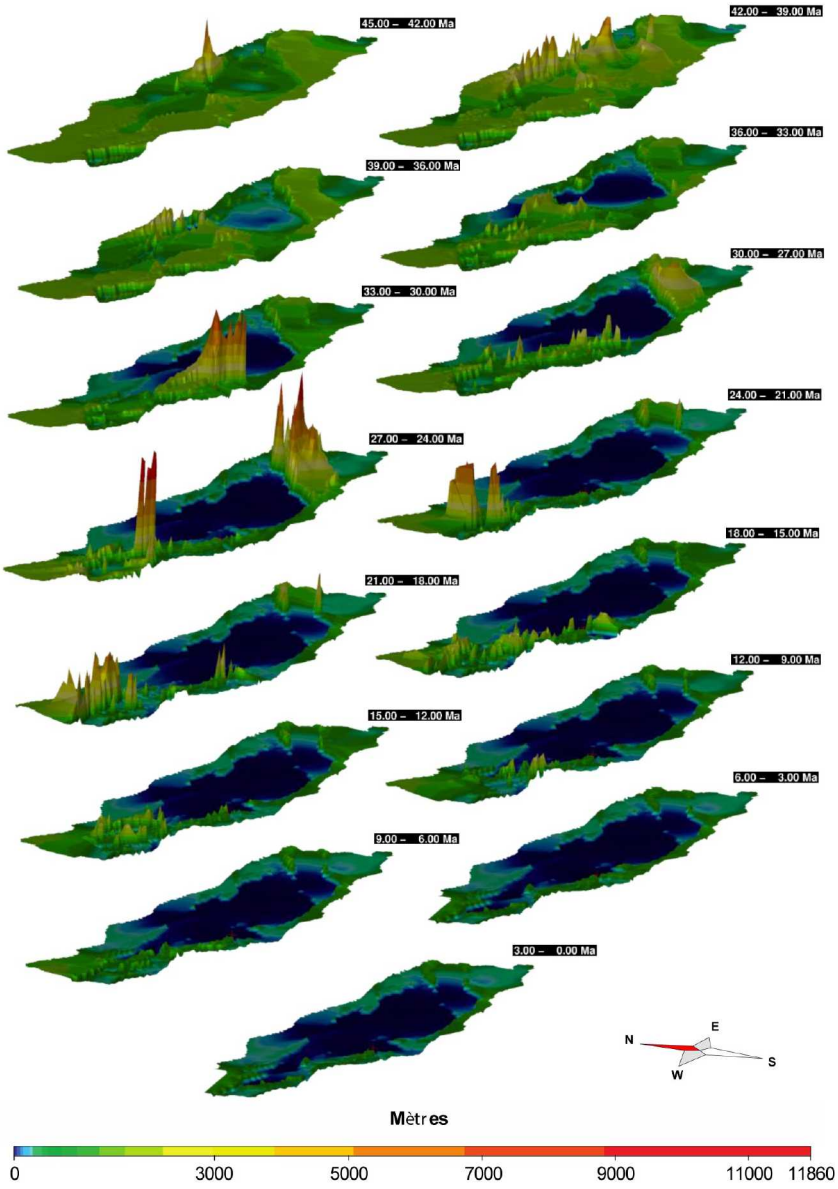


Figure 5.8 – Cartes des épaisseurs de roches érodées de 45 Ma à 0 Ma

au mieux une valeur d'incertitude objective aux vues des données, il a été décidé d'appliquer 30 % d'erreur. Cette valeur est cohérente par rapport à la dispersion des données. C'est-à-dire que les valeurs de quantités de matières érodées seront encadrées par une incertitude de plus et moins 30 %. Cette valeur représentée sur la figure 5.9 encadre bien un maximum de valeurs.

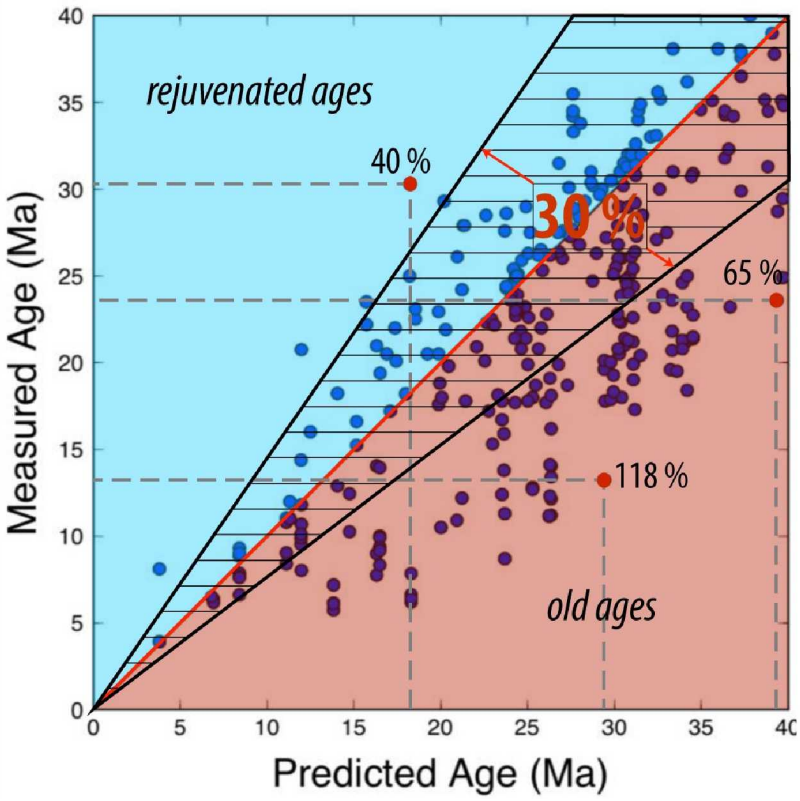


FIGURE 5.9 – Misfit obtenu suite à la modélisation de l'ensemble des données de la chaîne pyrenéenne

5.2.4 L'évolution de la position du divide de la chaîne pyrénéenne au cours du Paléogène à l'actuel : revue bibliographique et informations ponctuelles issues du remplissage du bassin d'Aquitaine

Les processus de surface jouent un rôle important dans l'évolution des chaînes de montagnes. Les systèmes convergents sont affectés par les plus hauts taux d'exhumations et également les plus hauts taux d'érosion (Willett, 1999). Actuellement, les rivières drainant des zones orogéniques sont à l'origine de 80 % du volume de particules apportées aux océans (Milliman and Syvitski, 1992).

Les bassins d'avant-pays (« pro-side » et « retro-side ») sont alimentés en grandes parties par les reliefs orogéniques en création. La quantité de roches érodées au sein de cette chaîne est dépendante du taux d'exhumation et de la capacité d'érosion (liée essentiellement au climat). La position de la ligne de partage des eaux (« drainage divide ») et son évolution au cours des périodes syn- à post-orogéniques sont des paramètres clés pour la compréhension et la quantification des volumes de roches alimentant chaque bassin d'avant-pays.

Le bassin d'Aquitaine contrairement au bassin de l'Ebre, n'a pas été le lieu d'études de provenance, ceci est dû en partie aux moins bonnes conditions d'affleurements dans le bassin d'Aquitaine. Les quelques études de minéraux lourds, par exemple Crouzel (1957) pour le Miocène et les informa-

tions sur la nature des clastes dans les systèmes alluviaux permettent d'obtenir quelques informations ponctuelles sur la position du divide au cours de la période syn- à post-orogénique que nous détaillerons par la suite. Ces informations seront également utilisées plus loin dans ce chapitre afin d'essayer de contraindre la part des apports centraliens et pyrénéens dans le bassin d'Aquitaine. Le bassin Sud-Pyrénéen, quant à lui, a été largement étudié par des études sédimentologiques mais également par des études de provenance. Des études de provenance se sont attardées dans les bassins de Jaca (Roigé et al., 2016, 2017) de Tremp, Pobla et Ainsa (Michael et al., 2013, 2014) et une étude géomorphologique dans la zone axiale (Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018) du Lutétien au Quaternaire. Toutes ces études se basent sur différentes méthodes, des études lithologiques, des minéraux lourds, des paléocourants. Elles s'appuient sur données solides d'âges grâce à la biostratigraphie et à la magnétostratigraphie.

Les études de provenances dans les bassins de Jaca, d'Ainsa, de Tremp et de Pobla

Les deux premières études mentionnées étudient la provenance des sédiments rencontrés dans les principaux bassins sud-pyrénéens.

Michael et al. (2013, 2014) se sont focalisés sur le bassin d'Ainsa, de Pobla et de Tremp (fig. 5.10). Les séries sédimentaires étudiées sont les systèmes alluviaux de Gurb et de Sis (fig. 5.10) les sédiments qui les composent sont découpés en trois intervalles d'âges différents :

- Intervalle 1 : Lutétien supérieur à Bartonien, 41.6 Ma à 39.1 Ma
- Intervalle 2 : Bartonien à Priabonien, 39.1 Ma à 36.5 Ma
- Intervalle 3 : Priabonien, 36.5 Ma à 33.9 Ma

Leur étude de provenance met en évidence une évolution de la source (fig. 5.10).

- Intervalle 1 : les clastes dans la série de Sis sont essentiellement composés de granite hercynien provenant de la zone axiale
- Intervalle 2 : les clastes dans la série de Sis sont un mixte entre des clastes de granites hercyniens et des clastes de roches métamorphiques (riches en épidote), induisant une source au Nord ou non loin du massif de Bielsa
- Intervalle 3 : les clastes dans la série de Gurb et de Sis sont composées de clastes de granites (âge U-Pb sur zircons) pré-hercyniens (source dans la Zone Nord-Pyrénéenne) et de clastes de roches métamorphiques (zone axiale), induisant une source proche de la Zone Nord-Pyrénéenne (fig. 5.10).

Roigé et al. (2016, 2017) ont réalisés des études dans le bassin de Jaca plus à l'Ouest comparé à l'étude précédente (fig. 5.10). Roigé et al. (2016) se focalisent sur une série sédimentaire qui s'étend du Lutétien moyen au Priabonien. Ils montrent que du Lutétien inférieur (47.8 Ma) jusqu'aux environs de de la base du Lutétien supérieur (42.5 Ma) les sédiments étaient alimentés par une source provenant de l'Est. Un changement drastique s'opère à la limite Lutétien-Bartonien (41.2 Ma) où les turbidites sont alimentées par une source située au Nord (clastes volcaniques et grés). Enfin du Bartonien moyen (39 Ma) au Priabonien (33.9 Ma) la source des sédiments est mixte avec

une partie venant de l'Est et une partie venant du Nord (limite septentrionale non détaillée dans cette étude).

Roigé et al. (2017) se focalisent sur les dépôts sus-jacents, s'étalant du Priabonien moyen à l'Oligocène (fig. 5.10). Ils montrent que les dépôts sont alimentés par des sources provenant du Nord et de l'Est, avec une prédominance des apports provenant du Nord. Dans la totalité de la série ils identifient la présence de clastes de flysch calcaire (du Cénomanien-Turonien) en place dans la zone Nord-Pyrénéenne (Casteras et al., 1970), de « dolomies noires » (Jurassique) en place dans les Chaînons Béarnais et de brèches métamorphiques (Crétacé supérieur) présentes dans la Zone Nord-Pyrénéenne. Cela indique selon eux que la ligne de partage des eaux se trouvait au Nord dans la zone Nord-Pyrénéenne (fig. 5.10).

Ortuño and Viaplana-Muzas (2018) se sont focalisés sur la caractérisation de failles dans les Pyrénées à partir d'études géomorphologiques et structurales (fig. 5.10). Leur étude propose que des failles (localisation sur la figure 5.10) jouent un rôle important sur le divide pendant la période post-orogénique. En effet Ortuño and Viaplana-Muzas (2018) expliquent les changements de'orientation du divide dans les pyrénées centrales (position du « coude » observé sur la figure 5.10) par le jeu de plusieurs failles normales dans la zone axiale. Bernard et al. (2019) indiquent également que les changements de lithologies au sein de la chaîne peuvent affecter la position du divide. L'âge d'activité de ces failles n'est pas contraint précisément. Cependant, l'âge peut être encadré. Il est compris entre l'âge de la formation des surfaces planes de hautes altitudes, HELRS de Bosch et al. (2016) et LRT de Ortuño et al. (2013) qui sont post-orogéniques (âge maximal du Miocène inférieur, 23.03 Ma) et l'âge des dépôts du bassin du Prüedo formé entre les failles recoupant les surfaces planes de hautes altitudes, qui sont Miocène supérieur (Messinien) qui est bien sûr un âge maximal. Ils documentent donc une migration du divide vers le Sud au Néogène jusqu'à acquérir sa position actuelle sans doute, au Miocène supérieur.

Essai de caractérisation de l'évolution du divide à partir des lithologies observées dans le piémont pyrénéen du bassin d'Aquitaine

Il est possible d'émettre des hypothèses sur l'évolution du divide grâce aux lithologies rencontrées dans les dépôts du Paléogène et du Néogène du bassin d'Aquitaine (fig. 5.10). En effet plusieurs auteurs ont décrit de façon précise les lithologies et les clastes de différents conglomérats. Enfin quelques informations obtenues à partir des forages permettent également de répondre à la source de certains dépôts.

- **Les poudingues de Palassou dans les Corbières** dont la position approximative est représentée sur la figure 5.10. Les poudingues de Palassou ont été décrits par Crochet (1989). Dans cette étude, il identifie trois unités et celles-ci sont différentes en termes de nature des clastes. La première unité, Palassou I, datée de la fin de l'Yprésien supérieur (50 Ma) au Lutétien supérieur (42 Ma), est caractérisée par la présence de clastes carbonatés issus de la couverture méso-cénozoïque. Au sommet de l'unité I, il est possible d'observer des clastes de "Flyschs Noirs" (Crétacé) issus de la Zone Nord-Pyrénéenne (Lasseur, E. pers. comm.) La

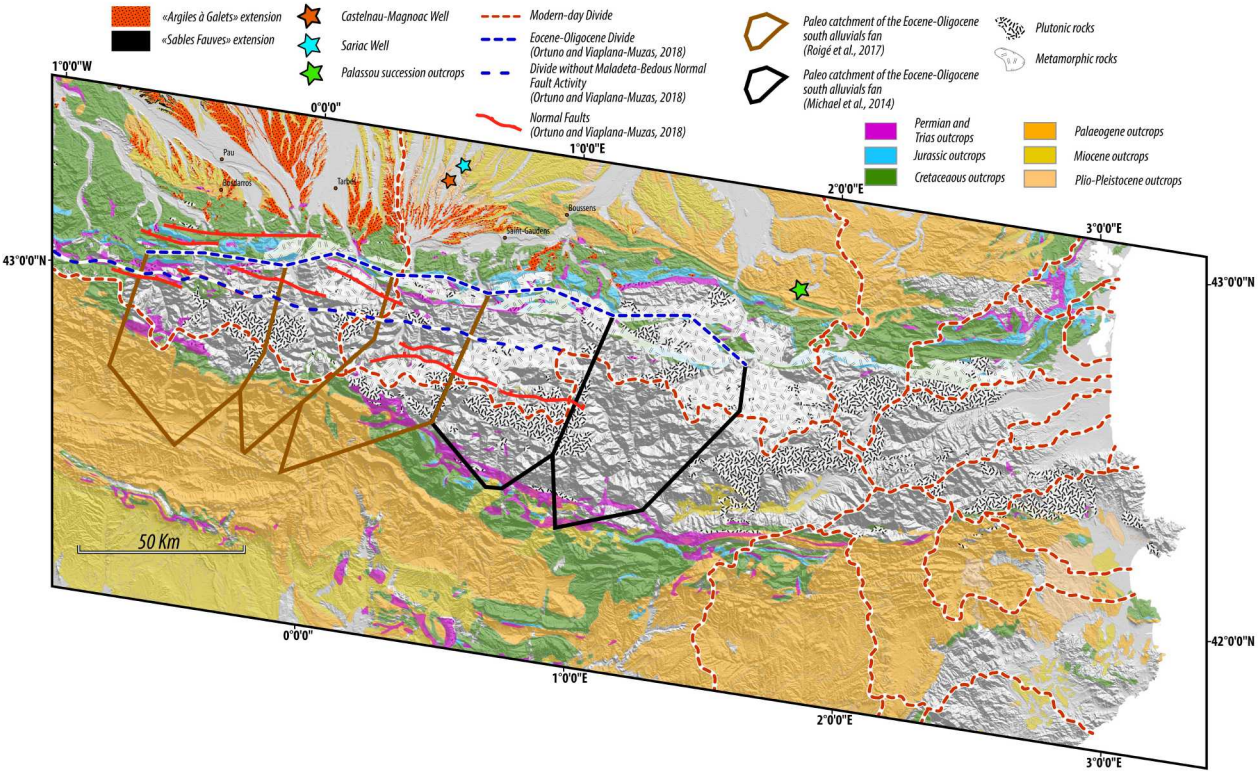


Figure 5.10 – Localisation des arguments sur la migration du divide pyrénéen pendant le Tertiaire, modifié d'après Michael et al. (2014), Roigé et al. (2016, 2017) et Ortuño and Viaplana-Muzas (2018)

deuxième unité, Palassou II, datée du Lutétien supérieur (42 Ma) au Bartonien supérieur (37.8 Ma), est caractérisée par la présence de clastes paléozoïques issues de massifs granitiques. Des datations U-Pb sur quelques clastes de cette séquence donnent des âges de 330 Ma (Al Reda, M. pers. comm.) qui indiquent une source dans le massif de l'Aston ou des âges de roches en place ont été publiés (Mezger and Gerdes, 2016). La troisième unité, Palassou III, datée du Priabonien (de 37.8 Ma à 33.9 Ma) , est caractérisée par la présence de clastes carbonatés issus de la couverture méso-cénozoïque. E. Lasseur (pers. comm.) observe également la présence de quelques clastes dérivants de roches granitiques.

- **L'équivalent des poudingues de Palassou à l'Ouest, entre Tarbes et Saint-Gaudens**, a été reconnus en forages (localisation des forages de Sariac et Castelnau-Magnoac sur la figure 5.10). Dans ces deux forages, l'équivalent des poudingues de Palassou (seulement les unités II et III) a été identifié avec des âges plus jeunes. Les conglomérats identifiés débutent au Bartonien, entre 37.8 et 40.5 Ma (âges donnés dans le chapitre 2) et se terminent aux environs de la limite Rupélien-Chattien à 27.1 Ma. Ils présentent des clastes essentiellement issus de calcaires bioclastiques de type mudstone et packstone qui semblent trouver leur origine dans la couverture méso-cénozoïque. Cela semble en accord avec la position du divide de Michael et al. (2014); Roigé et al. (2017); Ortuño and Viaplana-Muzas (2018) dans la zone Nord-pyrénéenne.
- **La formation des Sables Fauves** localisée en noir dans la partie Nord-Ouest de la figure

5.10 est datée dans cette partie du bassin d'Aquitaine entre le Langhien supérieur (14 Ma) et la limite Serravallien-Tortonien (11.6 Ma). L'association de minéraux lourds identifiés par Bergounioux and Crouzel (1949); Duplaix (1956) montre la présence de staurotides, d'andalousites, de tourmalines issus de roches métamorphiques et de rutiles et zircons issus de roches granitiques. Cela induit donc que le divide se trouvait au minimum dans la Zone Axiale au moment du dépôt de la Formation des Sables Fauves.

- **La formation des Argiles à Galets** représentée en rouge à pointillés sur la figure 5.10 s'étend du Tortonien moyen (10 Ma) jusqu'à la limite Messinien-Pliocène (5.3 Ma). Les clastes identifiés par Crouzel (1957); Azambre et al. (1989) sont composés de quartz, lydiennes, grès ferrugineux, poudingues permo-triasiques siliceux, de granites et d'ophites. Les auteurs signalent également la présence de quelques galets de calcaire. Ils identifient également des associations de minéraux lourd telles que de l'hématite, de la muscovite, de la tourmaline, des grenats, des zircons, des épidotes et de la sillimanite. Comme pour la Formation des Sables Fauves, les sources sont des roches granitiques et métamorphiques, cela induit donc que le divide se trouvait également au minimum dans la Zone Axiale au moment du dépôt de la Formation des Argiles à Galets.

Toutes ces études se basent en grande partie sur des données lithologiques retrouvées dans les sédiments considérés. Cependant, les auteurs utilisent tous la carte géologique actuelle afin de trouver la source des clastes exotiques identifiés. Aucune "paléo"-carte géologique du Paléogène et du Néogène n'est disponible et il est difficile d'être sûr à 100 % que la répartition actuelle des massifs cristallins et autres soit valable pour une période ancienne. Mouthereau et al. (2014) mettent également en évidence l'arrivée à l'affleurement des différentes unités dans le prisme orogénique : par exemple l'unité d'Orri n'arrive en surface qu'à partir de l'Oligocène. Cela induit donc que la surface actuelle de la zone axiale n'est pas représentative de toutes les époques de construction de la chaîne. Une autre source d'incertitude importante est aussi à noter. Dans cette revue bibliographique des clastes issus de la couverture méso-cenozoïque sont décrits à plusieurs endroits dans différentes études. Actuellement les formations correspondantes se trouvent de part et d'autre de la chaîne pyrénéenne (fig. 5.10), or ces formations ont largement recouvert les massifs pyrénéens pendant la phase extensive et aucune étude actuellement ne donne d'arguments précis quant à la disparition par érosion de cette couverture sur les massifs. La position originelle de la source de ces clastes est sujette à controverses et donc ces informations sont seulement hypothétiques aux vues des incertitudes associées. Enfin une dernière source d'incertitudes est le recyclage des différentes unités lithologiques. En effet un claste provenant d'une zone a très bien pu être transporté dans un premier temps, déposé dans une zone de transition puis encore une fois transporté jusqu'à l'aire de sédimentation où on le retrouve aujourd'hui. Cela peut faussé les conclusions, que nous proposons sur l'évolution du divide, à partir des études minéralogiques publiées.

Proposition de l'évolution de la position du divide depuis 42 Ma

A partir des éléments décrits ci-dessus il nous est possible de proposer une évolution de la position du divide pyrénéen depuis 38 Ma : cette évolution est présentée sur la figure 5.11. Pour la partie

Est nous avons décidé de garder le divide actuel pour deux raisons (1) la caractérisation lithologique n'est pas possible car le bassin recevant les produits d'érosion de ce bassin versant se trouve en mer actuellement (2) cette zone d'alimentation ne rentre pas en compte dans notre bilan « Source to Sink ». Cette proposition d'évolution est bien-sur une hypothèse qui sera discutée dans le chapitre 6, qui traitera du bilan érosion-sédimentation.

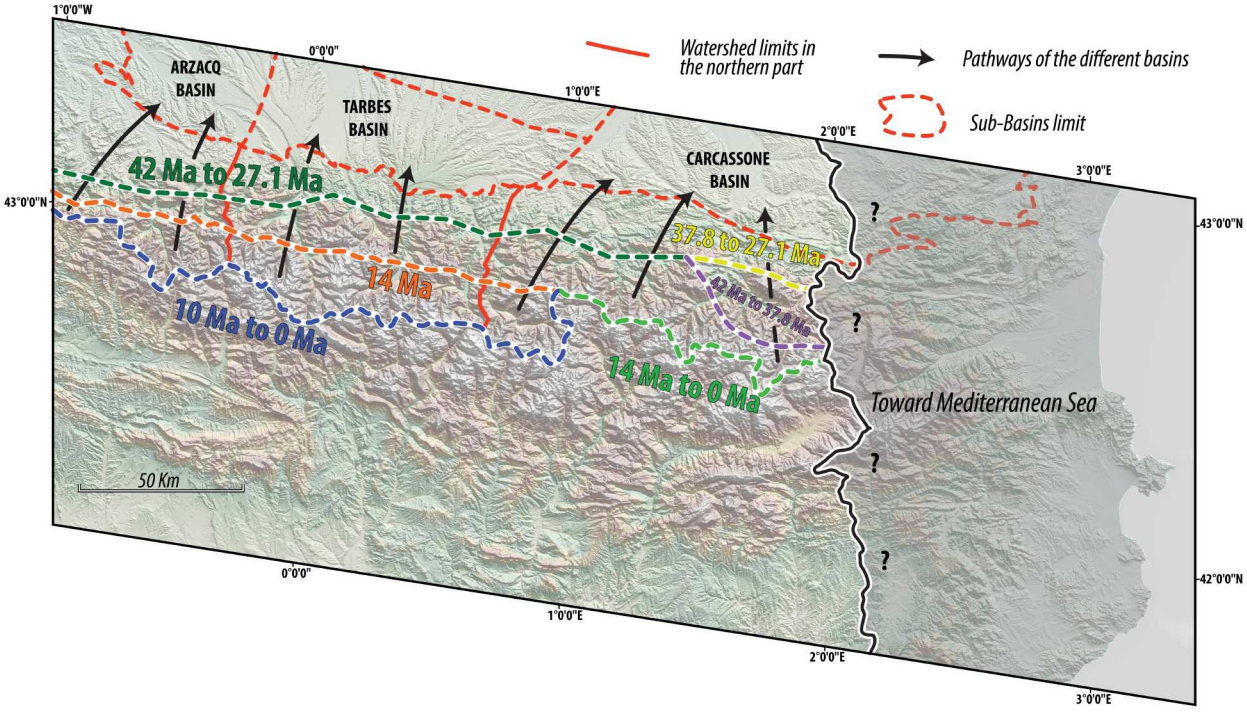


Figure 5.11 – Proposition sur l'évolution du divide depuis 42 Ma

- De 42 Ma à 37.8 Ma : le divide à l'Ouest se trouve dans la Zone Nord-Pyrénéenne, cependant à l'Est le divide se trouve plus au Sud (dans le massif de l'Aston).
- De 37.8 Ma à 27.1 Ma : le divide se trouve dans la Zone Nord-Pyrénéenne (fig. 5.11), le divide dans la partie Est se déplace dans la partie Nord.
- De 27.1 Ma à 14 Ma : le divide migre vers le Sud dans l'ensemble de la chaîne
- De 14 Ma à 10 Ma : le divide migre au Sud essentiellement à l'ouest et forme le coude actuellement observé.

Ces hypothèses sur l'évolution de la position du divide permettront de découper les bassins versants pour la période tertiaire et ainsi de mieux contraindre la quantité de matières érodées alimentant le bassin d'Aquitaine. Cela nous permettra dans le chapitre 6 de tester ces différentes hypothèses et de comparé les volumes érodés aux volumes sédimentés.

5.2.5 Quantité de matières érodées issues des Pyrénées alimentant le bassin d'Aquitaine depuis 45 Ma

Les sections précèdentes de ce chapitre nous ont permis de quantifier les quantités de matières érodées (fig. 5.8) issues des Pyrénées depuis 45 Ma, mais aussi de proposer des hypothèses sur l'évolution de la migration du divide au cours de cette même période (fig. 5.11).

Dans cette partie, nous présenterons à la fois les quantités de matières alimentant le bassin d'Aquitaine obtenues grâce au scénario de migration du divide mais aussi les valeurs de volumes issues de scénario extrêmes, comme par exemple la persistance d'un divide situé au Nord ou l'utilisation du divide actuel (au Sud) depuis 45 Ma (fig. 5.11). Cela nous permettra dans le chapitre 6 de tenter de valider une des hypothèses faites sur la migration du divide. Les paléo-bassins versants ont été découpés selon les sous-bassins qu'ils alimentent (fig. 5.11), cela nous permettra de comparer le bilan érosion-sédimentation (Chapitre 6) sous-bassin par sous-bassin.

La figure 5.12 et le tableau 5.2 représentent la quantité de matières globales érodées sur l'ensemble de la zone d'étude depuis 45 Ma sans prendre en compte l'évolution du divide, afin d'apprécier les quantités totales de matières érodées dans le Pyrénnées.

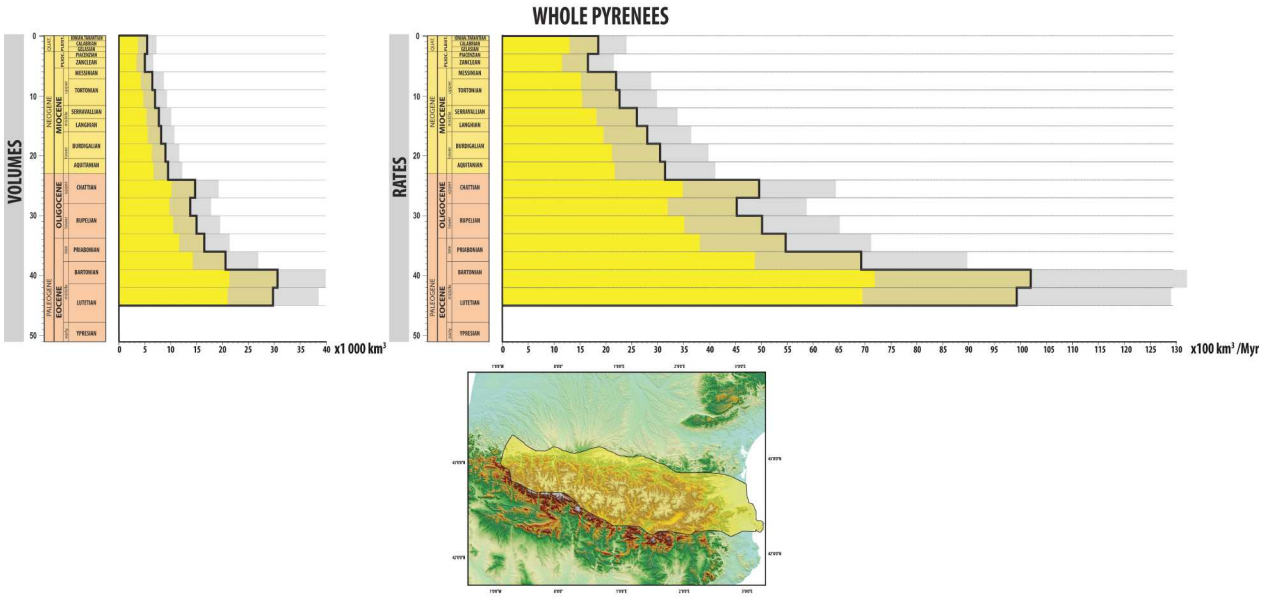


FIGURE 5.12 – Volumes et taux de matières érodées depuis 45 Ma sur l'ensemble de la zone d'étude, l'enveloppe (en jaune) présentée sur la carte correspond à la limite des données

Au premier ordre la quantité totale de matières érodées depuis 45 Ma est de 200 824 km^3 (± 60 247 km^3), cela représente un taux moyen de 4 462 km^3/Myr (± 1 338 km^3). La tendance générale est la diminution de quantité de matière érodées de 45 Ma à l'actuel. Plus précisément il est observé sur la figure 5.12 un pic pendant le Bartonien puis une chute importante à 39 Ma suivie d'une diminution jusqu'à la limite Rupélien-Chattien (27 Ma). Ensuite le Chattien est marquée par une

	0 - 3	3 - 6	6 - 9	9 - 12	12 - 15	15 - 18	18 - 21	21 - 24	24 - 27	27 - 30	30 - 33	33 - 36	36 - 39	39 - 42	42 - 45
VOLUME (Km³)	5 562	5 076	6 814	7 140	7 821	8 433	9 107	9 440	14 943	13 616	15 071	16 486	20 802	30 717	29 792
ERROR (± Km³)	1 668	1 522	2 044	2 142	2 346	2 530	2 732	2 832	4 482	4 084	4 521	4 945	6 240	9 215	8 937
RATES (Km³/Myr)	1 854	1 692	2 271	2 380	2 607	2 811	3 035	3 146	4 981	4 538	5 023	5 495	6 934	10 239	9 930
ERROR (± Km³/Myr)	556	507	681	714	782	843	910	944	1 494	1 361	1 507	1 648	2 080	3 071	2 979

Table 5.2 – Tableau de valeurs des quantités de matières érodées depuis 45 Ma sur l'ensemble de la zone d'étude

légère augmentation de la quantité de matières érodées, puis une chute importante non loin de la limite Chattien-Aquitanien (24 Ma). Enfin la tendance générale jusqu'au Pléistocène est à la diminution pour atteindre une valeur de 5 562 km³ (± 1 668) et un taux de 1 854 km³/Myr (± 556 km³).

Les figures 5.13, 5.14 et 5.15 présentent l'évolution des quantités de matières érodées selon les bassins versants en relation avec l'évolution du divide au cours du Tertiaire évoquée sur la figure 5.11. Ces figures seront présentées d'Est en Ouest, bassin versant du bassin de Carcassonne (fig. 5.13), du bassin versant du bassin de Tarbes (fig. 5.14) puis le bassin versant du bassin d'Arzacq (fig. 5.15). Ces figures sont organisées de la façon suivante : (1) le premier graphique représente la quantité de matières érodées en utilisant le divide actuel, (2) le deuxième graphique représente la quantité de matières érodées en utilisant un divide situé au Nord, (3) le troisième graphique représente les quantités des matières érodées en utilisant les propositions d'évolution de divide faites sur la figure 5.11, les hachurés sont les incertitudes liées à la migration du divide entre deux positions. Enfin tous ces graphiques sont représentés avec une échelle x 1 km³ pour les taux et x 100 km³ pour les volumes.

Carcassonne

La figure 5.13 et le tableau 5.3 mettent en évidence, comme pour la figure 5.12, une diminution progressive des quantités de matières érodées. Les deux graphiques de positions extrêmes du divide montrent les mêmes tendances à la diminution. La différence entre ces deux graphiques se trouve dans les valeurs obtenues pendant la période allant du Lutétien moyen (45 Ma) au Rupélien inférieur (33 Ma) où les taux issus du divide actuel sont deux fois plus importantes que celles issues du divide au Nord. Pour le troisième graphique, une phase paroxysmale est observée au Bartonien (entre 42 Ma et 39 Ma), puis il s'en suit une chute importante des taux, passant de 1020 km³ /Myr à 350 km³ /Myr. Enfin les valeurs se stabilisent à partir du Rupélien moyen (30 Ma) à environ 80 km³ /Myr. Ces valeurs resteront constantes jusqu'à l'actuel, les hypothèses sur le divide et leurs incertitudes associées ne font pas varier les volumes de façon significative pendant cette période. Cependant sur la période qui s'étend du Lutétien supérieur au Bartonien inférieur (de 42 Ma à 39 Ma) l'incertitude liée à la migration du divide est significative, plus de 200 km³ /Myr. La fin de la diminution observée au Priabonien est synchrone des discordances majeures caractérisée de 37.7 Ma à 33.8 Ma (voir chapitre 2). Le passage de la période orogénique à post-orogénique dans le bassin

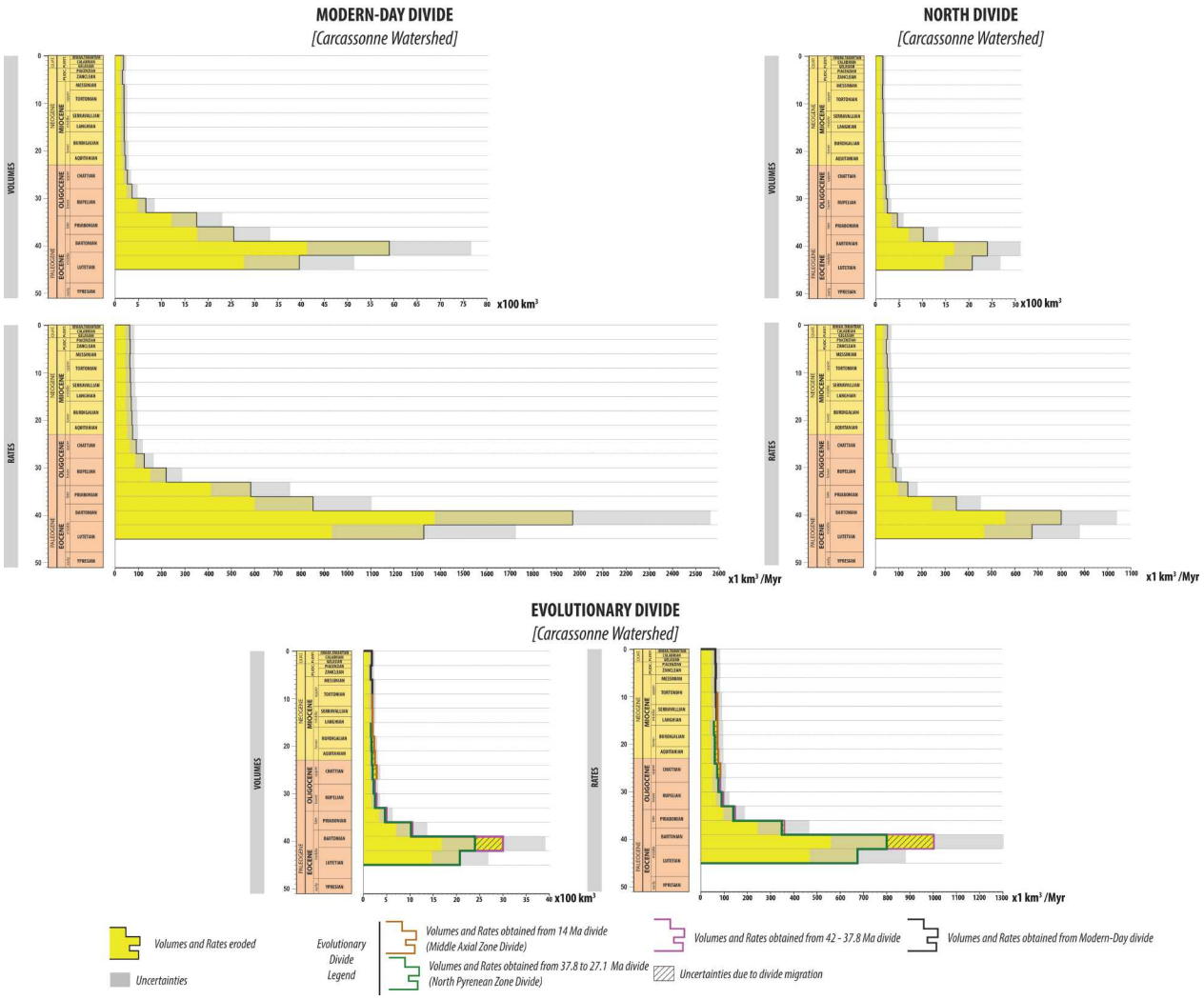


FIGURE 5.13 – Volumes et taux de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin de Carcassonne

d'Aquitaine durant le Chattien, entre 27.1 Ma et 25.2 Ma (voir chapitre 2) n'est pas marqué par un changement majeur de quantités de matières érodées.

Tarbes

La figure 5.14 et le tableau 5.4 mettent en évidence des différences importantes selon les choix de divide. Les deux premiers graphiques représentant les valeurs extrêmes montrent les mêmes tendances cependant les valeurs évoluent du simple au quadruple, par exemple pour le Rupélien inférieur à moyen (33 Ma à 30 Ma), ainsi la valeur issue du divide actuel est de 780 km^3 /Myr alors que pour le résultat issu du divide au Nord, la valeur est 166 km^3 /Myr. Pour le troisième graphique, il y est observé des tendances complètement différentes de celles décris ci-dessus pour Carcassonne (fig. 5.13). En effet, trois périodes distinctes sont identifiées : (1) du Lutétien moyen (42 Ma) jusqu'au Chattien inférieur (27 Ma) les valeurs chutent passant de 515 km^3 /Myr à 158 km^3

NORTHERN DIVIDE	0 - 3	3 - 6	6 - 9	9 - 12	12 - 15	15 - 18	18 - 21	21 - 24	24 - 27	27 - 30	30 - 33	33 - 36	36 - 39	39 - 42	42 - 45
VOLUME (Km^3)	168	163	168	171	174	174	182	188	306	220	259	416	1 032	2 405	2 031
ERROR (± Km^3)	50	48	50	51	52	52	54	56	61	66	77	124	309	721	609
RATES (Km^3/Myr)	56	54	56	57	17	58	60	62	68	73	86	138	344	801	677
ERROR (± Km^3/Myr)	16	16	16	17	782	17	18	18	20	22	25	41	103	240	203
MODERN-DAY DIVIDE	**0 - 3**	**3 - 6**	**6 - 9**	**9 - 12**	**12 - 15**	**15 - 18**	**18 - 21**	**21 - 24**	**24 - 27**	**27 - 30**	**30 - 33**	**33 - 36**	**36 - 39**	**39 - 42**	**42 - 45**
VOLUME (Km^3)	187	181	203	207	212	212	223	232	266	370	659	1 757	2 569	5 910	3 981
ERROR (± Km^3)	56	54	61	62	63	63	66	69	80	111	197	527	770	1 773	1 194
RATES (Km^3/Myr)	62	60	67	69	70	70	74	77	88	123	219	585	856	1 970	1 327
ERROR (± Km^3/Myr)	18	18	20	20	21	21	22	23	26	37	65	175	256	591	398
14 MA DIVIDE	**0 - 3**	**3 - 6**	**6 - 9**	**9 - 12**	**12 - 15**	**15 - 18**	**18 - 21**	**21 - 24**	**24 - 27**	**27 - 30**	**30 - 33**	**33 - 36**	**36 - 39**	**39 - 42**	**42 - 45**
VOLUME (Km^3)				205	209	209	220	227	248						
ERROR (± Km^3)				61	62	62	66	68	74						
RATES (Km^3/Myr)				68	69	69	73	75	82						
ERROR (± Km^3/Myr)				20	21	21	22	22	24						
42 - 37.8 MA DIVIDE	**0 - 3**	**3 - 6**	**6 - 9**	**9 - 12**	**12 - 15**	**15 - 18**	**18 - 21**	**21 - 24**	**24 - 27**	**27 - 30**	**30 - 33**	**33 - 36**	**36 - 39**	**39 - 42**	**42 - 45**
VOLUME (Km^3)										220	259	414	1 048	3 017	
ERROR (± Km^3)										66	77	124	314	905	
RATES (Km^3/Myr)										73	86	138	349	1 005	
ERROR (± Km^3/Myr)										22	25	41	104	301	

TABLE 5.3 – Tableau de valeurs des quantités de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin de Carcassonne

NORTHERN DIVIDE	0 - 3	3 - 6	6 - 9	9 - 12	12 - 15	15 - 18	18 - 21	21 - 24	24 - 27	27 - 30	30 - 33	33 - 36	36 - 39	39 - 42	42 - 45
VOLUME (Km^3)	345	335	368	381	395	401	432	432	452	474	498	549	820	1 192	1 547
ERROR (± Km^3)	103	100	110	114	118	120	129	129	135	142	149	164	246	357	464
RATES (Km^3/Myr)	115	111	122	127	131	133	144	144	150	158	166	183	273	397	515
ERROR (± Km^3/Myr)	34	33	36	38	39	40	43	43	45	47	49	54	82	119	154
MODERN-DAY DIVIDE	**0 - 3**	**3 - 6**	**6 - 9**	**9 - 12**	**12 - 15**	**15 - 18**	**18 - 21**	**21 - 24**	**24 - 27**	**27 - 30**	**30 - 33**	**33 - 36**	**36 - 39**	**39 - 42**	**42 - 45**
VOLUME (Km^3)	831	803	1 174	1 254	1 676	1 739	1 922	1 861	2 269	2 201	2 342	2 837	3 341	4 437	5 401
ERROR (± Km^3)	249	241	352	376	502	521	576	558	680	660	702	851	1 002	1 331	1 620
RATES (Km^3/Myr)	277	267	391	418	558	579	640	620	756	733	780	945	1 113	1 479	1 800
ERROR (± Km^3/Myr)	83	80	117	125	167	173	192	186	226	220	234	283	334	443	540
14 MA DIVIDE	**0 - 3**	**3 - 6**	**6 - 9**	**9 - 12**	**12 - 15**	**15 - 18**	**18 - 21**	**21 - 24**	**24 - 27**	**27 - 30**	**30 - 33**	**33 - 36**	**36 - 39**	**39 - 42**	**42 - 45**
VOLUME (Km^3)				841	960	968	1 333	972	1 128						
ERROR (± Km^3)				252	288	290	400	291	338						
RATES (Km^3/Myr)				280	320	322	444	324	376						
ERROR (± Km^3/Myr)				84	96	96	133	97	112						

TABLE 5.4 – Tableau de valeurs des quantités de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin de Tarbes

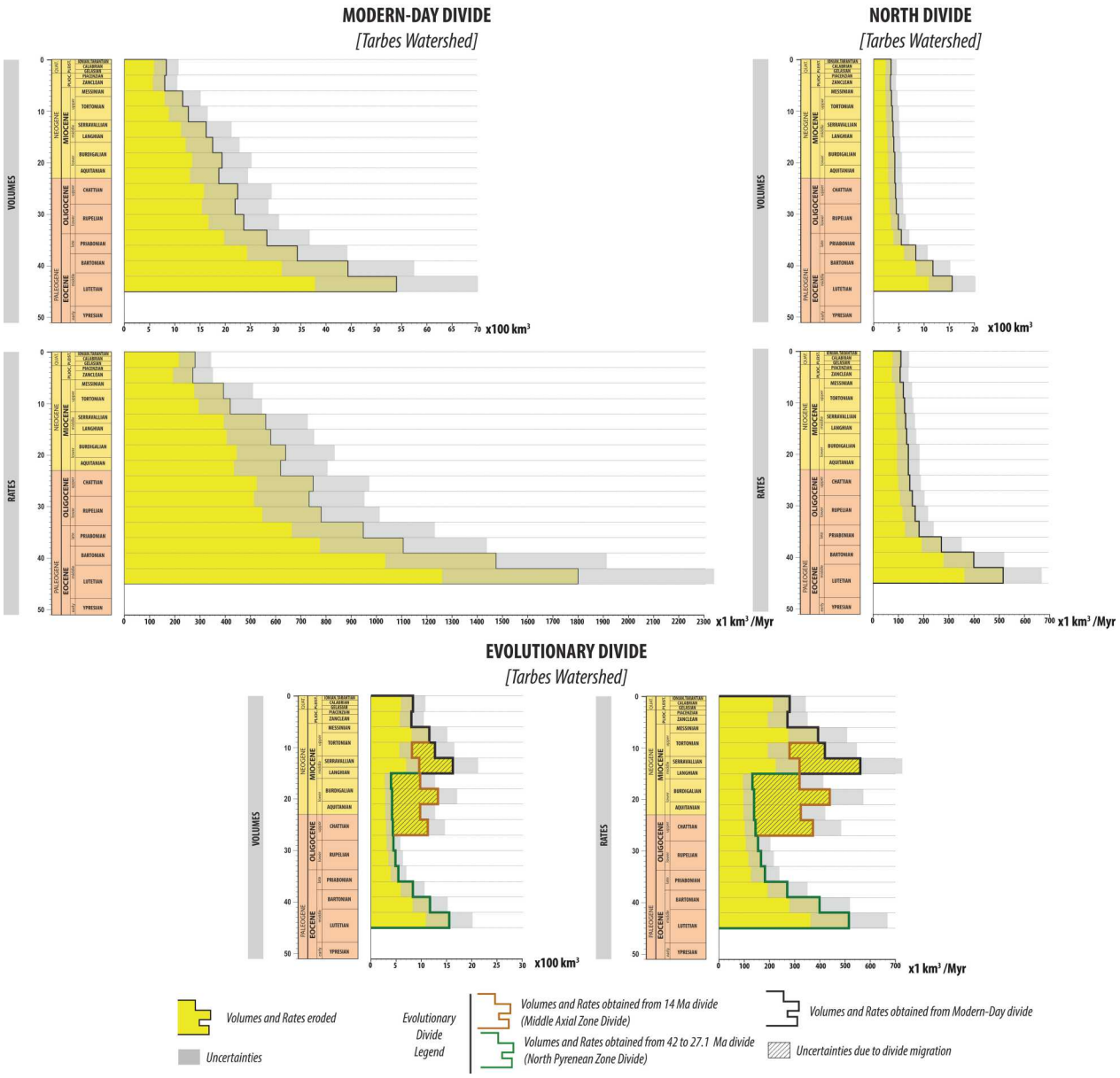


FIGURE 5.14 – Volumes et taux de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin de Tarbes

/Myr, cette valeur minimale est acquise dès le Priabonien, (2) du Chattien inférieur (27 Ma) jusqu'au Serravallien supérieur (12 Ma) la tendance générale est à l'augmentation avec des valeurs passant de 158 km³ /Myr à 558 km³ /Myr (en prenant en compte le scénario où les taux sont maximaux), (3) du Serravallien supérieur (12 Ma) jusqu'à l'actuel, la tendance est à la diminution, les valeurs passent de 558 km³ /Myr à 277 km³ /Myr. La fin de la diminution observée au Priabonien, dans la phase (1), est synchrone des discordances majeures caractérisées de 37.7 Ma à 33.8 Ma (voir chapitre 2). Le passage de la période orogénique à post-orogénique dans le bassin d'Aquitaine entre 27.1 Ma et 25.2 Ma (voir chapitre 2) est synchrone du début de l'augmentation décrite dans la deuxième phase

(2). Enfin le début de diminution de la troisième phase (3) est synchrone de la discordance majeure SBTT à 10.6 Ma (voir chapitre 2).

Arzacq

La figure 5.15 et le tableau 5.5 mettent en évidence une répartition des taux complètement différente de celle décrite ci-dessus pour Tarbes et Carcassonne. Le graphique utilisant le divide au Nord montre des taux constants tout au long de la période considérée. Le graphique utilisant le divide actuel montre des taux assez constants entre le Lutétien moyen (42 Ma) et le Burdigalien moyen (18 Ma) puis une diminution jusqu'à l'actuel qui s'accentue à 6 Ma. Le troisième graphique peut être découpé en trois périodes distinctes : (1) du Lutétien moyen (42 Ma) au Chattien inférieur (27 Ma) les taux sont assez constants, avec une tendance progressive à la diminution des taux passant de 374 Km^3 /Myr (42 Ma) à 324 Km^3 /Myr, (2) du Chattien inférieur (27 Ma) à la fin du Messinien (6 Ma) la tendance est à l'augmentation jusqu'à atteindre 496 Km^3 /Myr à 6 Ma. Un pic au Burdigalien (entre 21 Ma et 18 Ma) est également observé puis (3) la fin du Messinien (6 Ma) est marquée par une chute importante des taux passant de 496 Km^3 /Myr à 145 Km^3 /Myr, ceux-ci resteront constants jusqu'à l'actuel. Le passage de la période orogénique à post-orogénique entre 27.1 Ma et 25.2 Ma (voir chapitre 2) est synchrone du début de l'augmentation décrit dans la deuxième phase (2).

NORTHERN DIVIDE	0 - 3	3 - 6	6 - 9	9 - 12	12 - 15	15 - 18	18 - 21	21 - 24	24 - 27	27 - 30	30 - 33	33 - 36	36 - 39	39 - 42	42 - 45
VOLUME (Km^3)	0	0	880	862	835	950	1 106	953	991	973	983	994	1 013	1 045	1 122
ERROR (± Km^3)	0	0	264	258	250	285	331	285	297	292	295	298	304	313	336
RATES (Km^3/Myr)	0	0	293	287	278	316	368	317	330	324	327	331	337	348	374
ERROR (± Km^3/Myr)	0	0	88	86	83	95	110	95	99	97	98	99	101	104	112
MODERN-DAY DIVIDE	**0 - 3**	**3 - 6**	**6 - 9**	**9 - 12**	**12 - 15**	**15 - 18**	**18 - 21**	**21 - 24**	**24 - 27**	**27 - 30**	**30 - 33**	**33 - 36**	**36 - 39**	**39 - 42**	**42 - 45**
VOLUME (Km^3)	439	437	1 490	1 464	1 368	1 630	2 091	2 149	1 953	1 785	1 908	1 931	2 049	2 123	2 228
ERROR (± Km^3)	131	131	447	439	410	489	627	644	586	535	572	579	614	637	668
RATES (Km^3/Myr)	146	145	496	488	456	543	697	716	651	595	636	643	683	707	742
ERROR (± Km^3/Myr)	43	43	149	146	136	163	209	214	195	178	190	193	204	212	222
14 MA DIVIDE	**0 - 3**	**3 - 6**	**6 - 9**	**9 - 12**	**12 - 15**	**15 - 18**	**18 - 21**	**21 - 24**	**24 - 27**	**27 - 30**	**30 - 33**	**33 - 36**	**36 - 39**	**39 - 42**	**42 - 45**
VOLUME (Km^3)				1 100	1 046	1 240	1 510	1 267	1 335						
ERROR (± Km^3)				330	314	372	453	380	400						
RATES (Km^3/Myr)				366	348	413	503	422	445						
ERROR (± Km^3/Myr)				110	104	124	151	126	133						

Table 5.5 – Tableau de valeurs des quantités de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin d'Arzacq

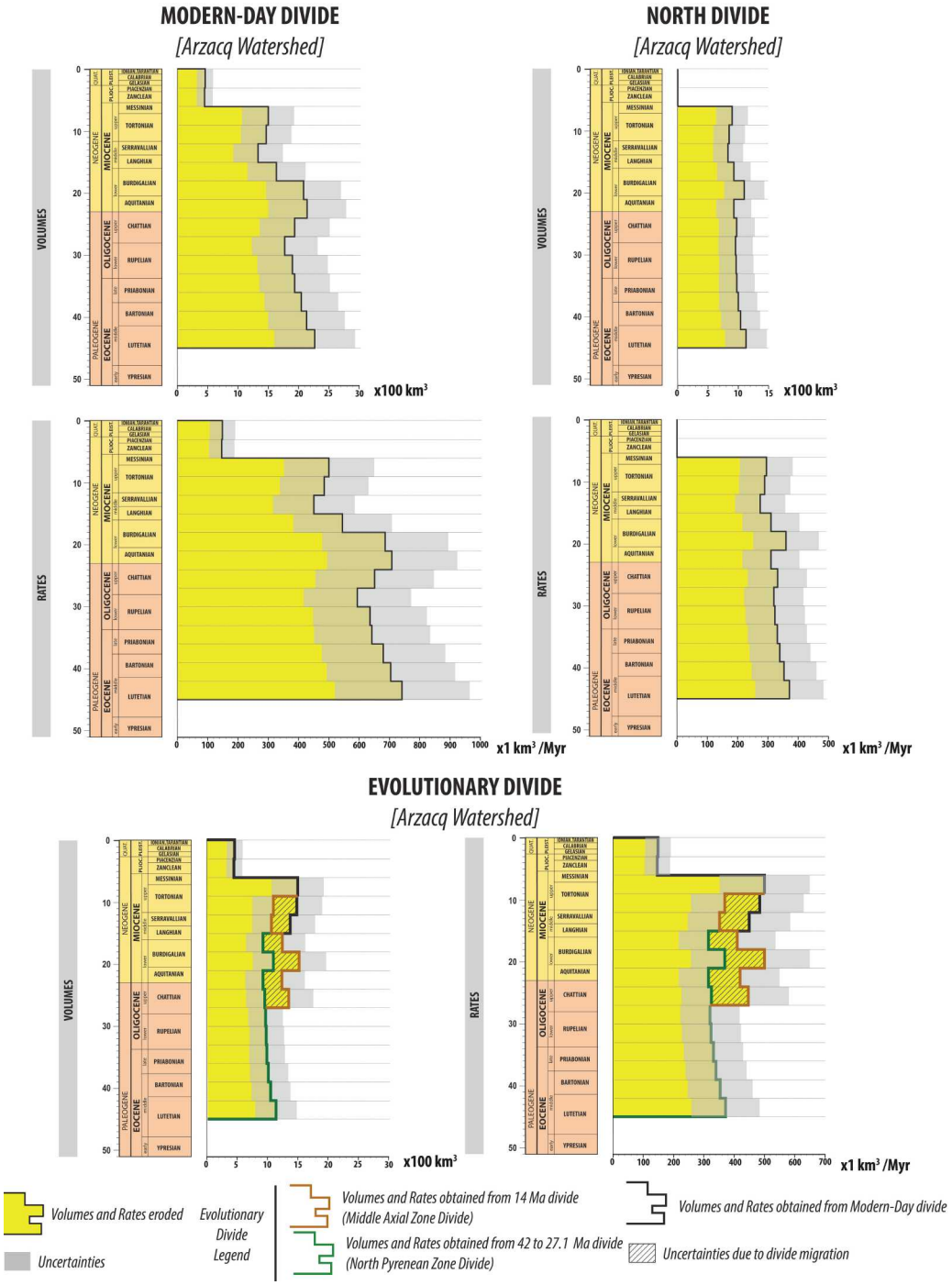


FIGURE 5.15 – Volumes et taux de matières érodées depuis 45 Ma dans le bassin versant du bassin d'Arzacq

5.3 Quantification des volumes érodés du Massif central à partir d'une analyse géomorphologique

5.3.1 Introduction

Notre étude détaillée du remplissage sédimentaire du bassin d'Aquitaine depuis le Priabonien a montré que la majorité des apports sédimentaires provient de la source pyrénéenne, mais également une part non négligeable provenant du Massif central (cf. chapitre 3). Une telle source centralienne a en effet été démontrée par Crouzel (1957); Mouline (1989); Dubreuilh et al. (1995) pour la période allant du Priabonien à l'actuel. Cette provenance centralienne semble être effective durant la totalité de la période considérée dans notre étude. Pour la période anté-priabonienne, Schoeffler (1971) avait également montré une part centralienne importante à l'alimentation des Sables de Lussagnet datée de l'Yprésien et du Lutétien (Sztrakos et al., 1998).

Cette section a pour but de quantification des volumes érodés issus du Massif central pour la période allant du Priabonien à l'actuel. Cette étude s'est appuyée en grande partie sur les résultats obtenus par Guillaume Baby, Julien Baptiste, Paul Bessin et Thomas François dans le cadre du projet "Source to Sink", et faisant l'objet d'une publication (Baby et al., in prep.). Leur étude s'est portée sur l'évolution des mouvement verticaux du Massif central via l'analyse des formes du reliefs et la thermochronologie. Nous avons utilisé leur cartographie des surfaces d'aplanissements et les âges associés afin de quantifier les volumes érodées issus du Massif central et alimentant le bassin d'Aquitaine.

5.3.2 Les surfaces d'aplanissements

Définition des surfaces d'aplanissements

Les surfaces d'aplanissements sont répertoriées en plusieurs groupes correspondant à différentes formes du relief, ces surfaces d'aplanissement peuvent être parfois emboîtées ou étagées. La liste exhaustive des différentes nomenclatures a été réalisée par Bessin (2014). Nous présentons ici une liste simplifiée comprenant les grandes caractéristiques des différentes géométries (pour une revue complète, voir Bessin (2014) :

- **Les pénéplaines** correspondent à des plaines sans caractéristiques particulières. Ces surfaces ne sont pas affectés par les structures géologiques sous-jacentes.
- **Les pédiments, pédivallées et pédiplaines** illustrés sur la figure 5.16 sont caractérisés par (1) une surface faiblement inclinée adaptée à un niveau de base et tronquant les structures et lithologies sous-jacentes sans relief significatif, (2) des aires comprises entre 100 km^2 et 10 000 km^2, (3) un profil longitudinal concave à rectiligne, (4) des valeurs de pente très faible en aval et pouvant augmenter en amont pouvant former un escarpement, (5) une absence de couverture sédimentaire significative, et enfin (6) une absence de réseau de rivières surimposé ou bien un réseau étroit sans incision significative.

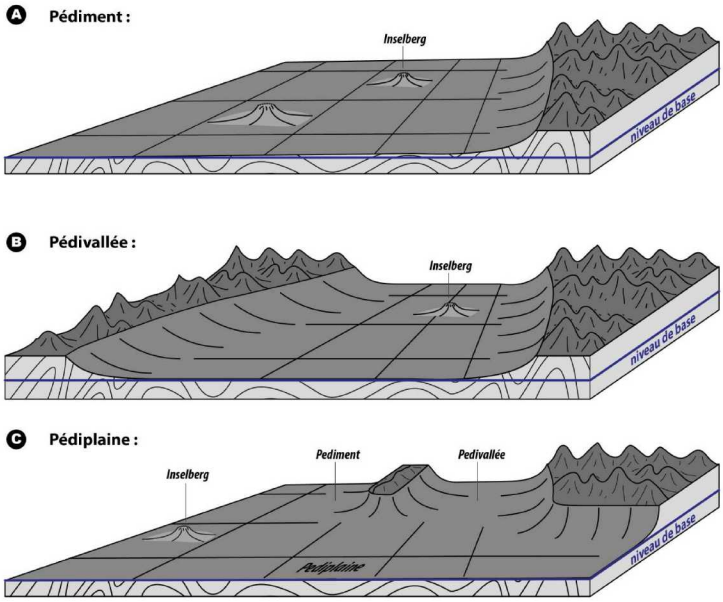


FIGURE 5.16 – Schémas illustrant : A – un pédiment, B – une pédivallée et C – une pédiplaine formée par la coalescence d'un pédiment et d'une pédivallée (Bessin, 2014)

- **Les surfaces de corrosion, "etchplains" et "etch-surfaces"** correspondent à des surfaces d'aplanissements crées sous climats tropicaux à sub-tropicaux induisant la formation d'un épais profil d'altération. Une "etchplain" est une surface plane située au sommet du profil présentant des cuirasses d'altération tandis qu'une "etch-surface" correspond à l'interface entre le socle sain et la base du profil d'altération (saprolite).
- **Les plates-formes d'abrasion marines**, correspondent des plate-formes côtières sont caractérisées par une faible inclinaison en direction de l'océan. Le nivellement par l'action des vagues semble être le processus érosif principal à l'origine de la formation de ces surfaces d'aplanissements.

Les différents facteurs qui contrôlent la genèse et l'évolution d'une surface au cours du temps sont :

- **Le niveau de base** : la formation d'une surface d'aplanissement se fait à un niveau de base donné. Les variations du niveau de base entraînent l'étagement des surfaces successives.
- **Le climat** : il influence à la fois le niveau de base (eustatisme) mais aussi le forçage des processus d'érosion et d'altération pendant l'évolution de la surface considérée
- **La déformation** : elle influence également les variations de niveau de base. Les déformations (flexure, basculement, surrection, subsidence etc.) peuvent induire un déséquilibre de ces surfaces, ce qui peut dégrader, fossiliser ou encore exhumer les surfaces préalablement formées.

Baby (2017) a montré, à travers l'étude des surfaces d'aplanissements d'Afrique australe que l'étagement des surfaces étaient liée à des chutes successives du niveau de base. Ce modèle, illustré sur la figure 5.17, induit que la différence d'altitude entre deux surfaces est un proxy de la surrection. Le

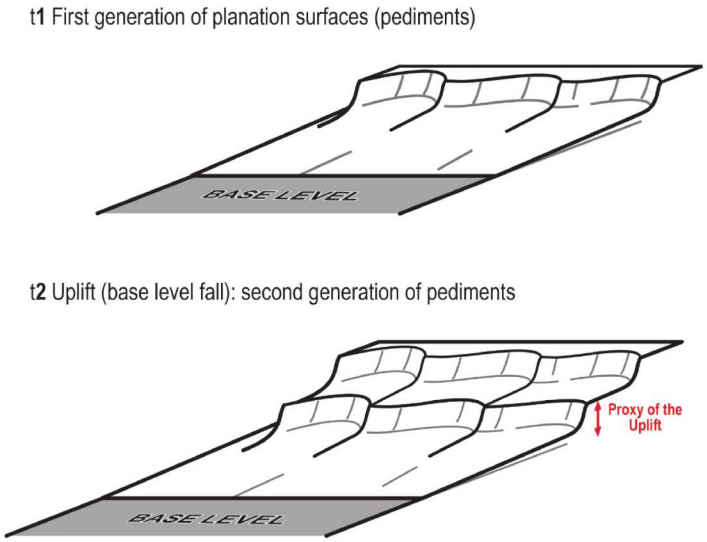


FIGURE 5.17 – Bloc 3D illustrant le rôle du niveau de base dans l'étagement des surfaces d'aplanissement. t1 : pédiments adaptés à un niveau de base. t2 : la chute du niveau de base associée à une surrection entraine le développement d'une nouvelle génération de pédiments (Baby, 2017)

calendrier des surrections successives peut être approchée en datant la mise en place et le scellement des différentes surfaces. Cette datation peut se faire grâce à différentes méthodes comme par exemple la datation des premiers dépôts sédimentaires ou des premiers épandages volcaniques sur une surface.

Les surfaces d'aplanissements du Massif central

Le relief du Massif central est caractérisé par la présence de surfaces d'aplanissements étagées (fig. 5.18). Ces formes du reliefs sont préservées dans le paysage actuel sous plusieurs formes : (1) de buttes résiduelles, (2) de plateaux résiduels, et (3) de plaines. Dans le Massif central, deux types de surfaces d'aplanissement ont été reconnues, des "etchplains" et des pédiments-pédiplaines. La surface S3 (issue de l'étude de Baby et al., in prep.) que nous considérons dans note étude correspond au deuxième type.

Les résultats de l'étude géomorphologique sur laquelle nous nous appuyons dans cette section ont été obtenues grâce à l'utilisation de plusieurs approches :

- des études de terrain afin de caractériser les surfaces, leur emboitement, leurs relations avec le socle, les indices d'altérations, leurs relations avec les dépôts sédimentaires et le volcanisme.
- une synthèse de tous ces indices pour la totalité du Massif central (fig. 5.19)
- la cartographie manuelle des différentes surfaces étant fastidieuse (fig. 5.19), leur étude s'est attaché à simplifier la méthode de cartographie en utilisant la méthode de cartographie des surfaces d'aplanissements développée par Haider et al. (2015).

Quatre générations de surfaces d'aplanissement ont été identifiées, leurs relations géométriques étant présentée sur la figure 5.18. Les surfaces antérieures à la surface S3 (Baby et al., in prep. ; (Baptiste and Wyns, 2018) :

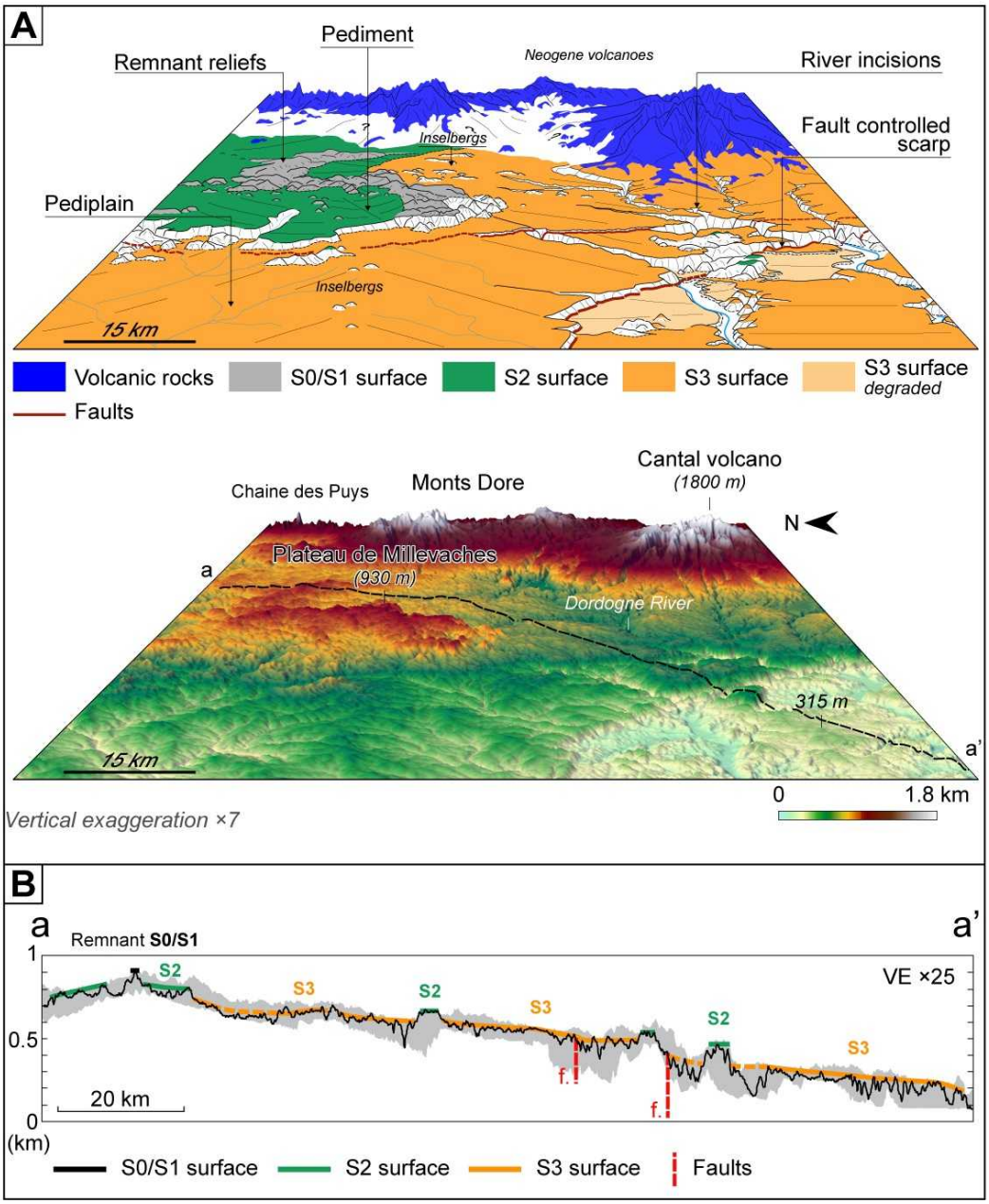


FIGURE 5.18 – A : bloc diagramme illustrant l'étagement des surfaces d'aplanissements dans la partie Nord du Massif central, B : profil topographique habillé avec la position des différentes surfaces, (Baby et al., in prep.)

- **Les surfaces S0 et S1**, des surfaces anciennes, probablement anté-jurassique
- **La surface S2** est une surface qui se serait formée pendant le Crétacé inférieur, cette aplanissement serait dû au rifting lié à l'ouverture du golfe de Gascogne

La surface S3, se trouve en position basse par rapport au surfaces citées ci-dessus (fig. 5.18). Elle correspond donc à la dernière surface mise en place dans le Massif central. Elle se retrouve sur une grande partie du Massif central et en particulier sur son flanc ouest (fig. 5.19). Sur la figure

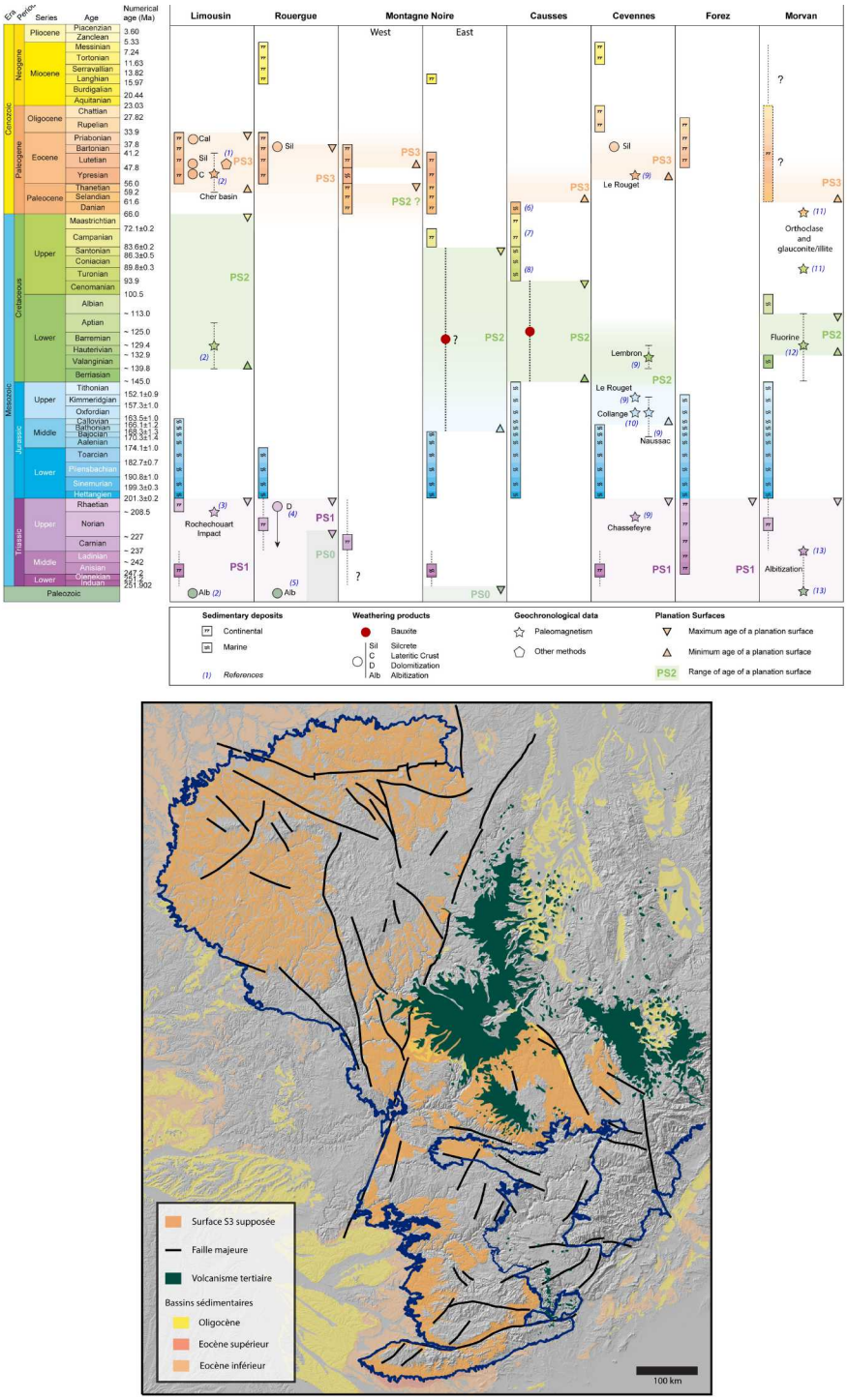


FIGURE 5.19 – Charte résumant les indices associés à la mise en place et au scellement des surfaces et carte d'occurence de la surface S3 dans le Massif central d'après (Baptiste and Wyns, 2018)

5.18, il est possible d'observer un basculement de ces surfaces vers le Sud-Ouest, ce qui induirait une déformation postérieur de ces surfaces. Ce basculement serait possiblement lié à la surrection du Massif central pendant le Néogène (Michon and Merle, 2001; Séranne et al., 2002), et ajoute du

crédit à nos hypothèses de déformations du bassin d'Aquitaine dans le chapitre 2. Les arguments de datation de l'activité de cette surface sont présentés sur la figure 5.19.

D'après l'étude des différentes surfaces d'aplanissements, leurs relations géométriques et la compilation des arguments sur la formation et l'évolution de celles-ci, Baby et al., in prep. et (Baptiste and Wyns, 2018) proposent un âge de formation et d'évolution de la surface S3 compris entre 60 et 30 Ma. D'après ces auteurs, la chute du niveau de base responsable de la formation de cette surface S3 serait liée à la compression pyrénéenne.

5.3.3 Méthode d'interpolation de la surface S3 avec les dépôts du bassin d'Aquitaine

Les résultats obtenus sur la caractérisation de la surface S3 et son âge possible par Baby et., inprep. dans le Massif central ont fait l'objet, dans notre étude, de plusieurs interpolation qui seront détaillées ci-après afin d'obtenir des volumes de matières érodées issus du Massif central et alimentant le Bassin d'Aquitaine.

La surface S3 dont la fourchette d'âge s'étend de 60 à 30 Ma a fait l'objet d'une interpolation en relation avec les dépôts sédimentaires du bassin d'Aquitaine (fig. 5.20). Le principe de base étant l'interpolation de la surface S3 avec les formations sédimentaires correspondant aux âges possibles de fin de fonctionnement de la surface. Nous avons décidé de considérer trois âges pour l'interpolation :

- **un âge yprésien (56 Ma)** qui correspond à l'âge maximale de la surface S3
- **un âge lutétien (47.8 Ma)** qui correspond à l'âge médian de la surface S3
- **un âge rupélien (33.9 Ma)** qui correspond à l'âge minimale de la surface S3

Le principe de l'interpolation de la surface d'aplanissement avec les dépôts sédimentaires du bassin d'Aquitaine est présenté sur la figure 5.20. Le principe est caractérisé par plusieurs étapes, la figure 5.20 illustrant la méthode de construction des surfaces interpolées, la figure 5.20 prenant pour exemple l'affiliation de la surface avec les dépôts rupéliens :

- (1) des points ont été placés sur la surface S3, il leur a été attribué la valeur du MNT (résolution 90 mètres) en mètres.
- (2) les dépôts rupéliens identifiés sur les bordures du bassin d'Aquitaine (à partir de l'harmonisation des cartes géologiques aux 1/50 000) ont eux aussi été incrémentés de points. Ces points ont reçus, comme pour la surface S3, la valeur en mètres du MNT.
- (3) les deux semis de points ont été interpolés grâce à la méthode dite d'interpolation du voisin naturel décrite par Sibson (1981).
- (4) la surface interpolée a été découpée selon la position des bassins versants alimentant actuellement le bassin d'Aquitaine (fig. 5.21, 5.22 et 5.23)
- (4) afin d'obtenir des cartes de quantités de colonne de roches érodées (en mètres), ces surfaces ont été soustraites au MNT (fig. 5.26, 5.27 et 5.28).
- (5) enfin, les volumes correspondants à ces cartes ont été calculés grâce à l'outil "Volume" du logicel ArcGIS, afin d'obtenir des volumes érodés en km^3.

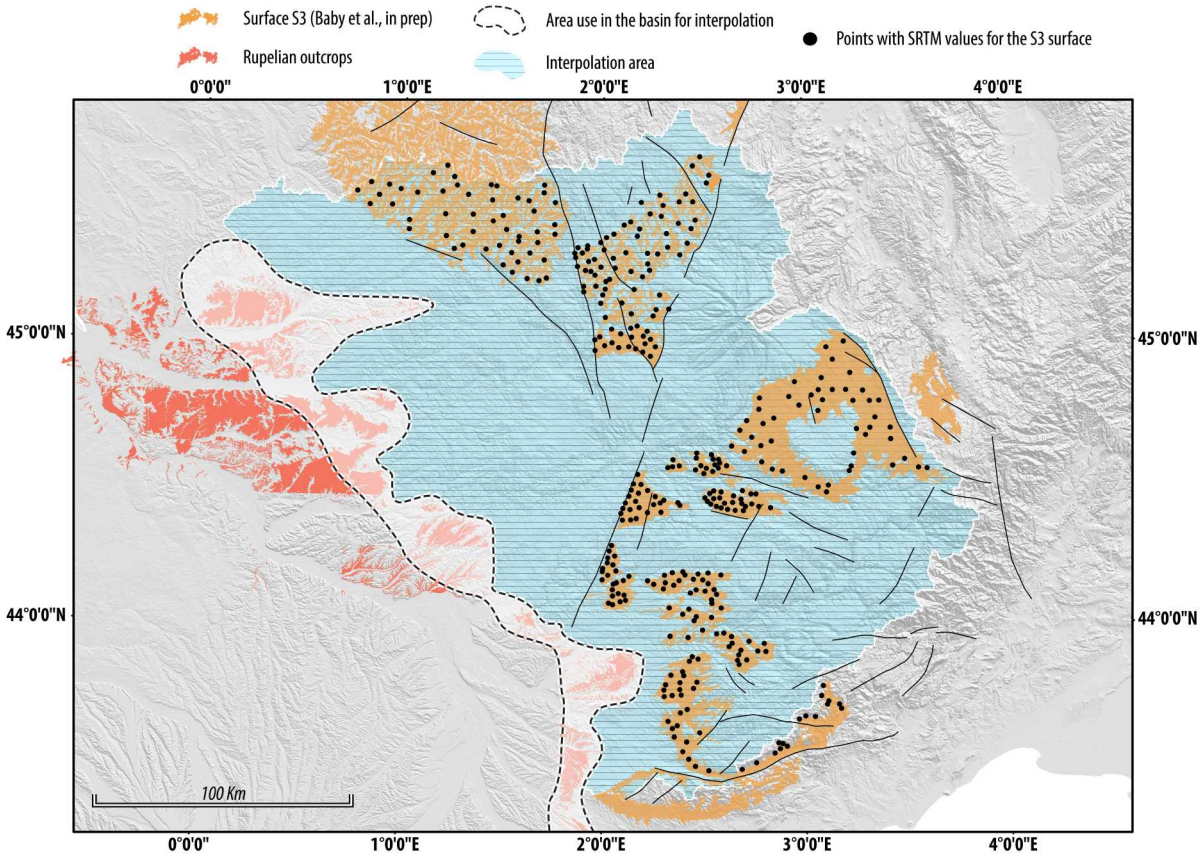


FIGURE 5.20 – Explication de la méthode d'interpolation de la surface S3 avec les dépôts rupéliens

5.3.4 Résultats d'interpolation de la surface S3 et quantités de matières érodées issues du Massif central alimentant le bassin d'Aquitaine

Les résultats d'interpolation de la surface sont présentés sur les figures 5.21, 5.22 et 5.23. Les trois surfaces interpolées montrent des géométries similaires, l'altitude de ces surfaces est d'environ 100 m sur la bordure Ouest du Massif central et peut atteindre 1200 m dans la partie Est. La géométrie des surfaces est caractérisée par :

- les cartes d'interpolation de l'Yprésien et du Lutétien (figs. 5.21 et 5.22) montrent un pendage de la surface en direction de l'Ouest
- la carte d'interpolation du Rupélien 5.23 montre un pendage de la surface vers le Sud-Ouest pour la partie méridionale et vers l'Ouest pour la partie septentrionale
- la partie Sud-Est montrent les valeurs d'altitudes les plus importantes (1200 m). La répartition des iso-valeurs d'altitude marque la présence de la surface S3 sur le Plateau de l'Aubrac.
- la partie Sud-Ouest est caractérisée une pente plus importante entre les dernières reliques de la surface S3 et la limite d'interpolation dans le bassin
- la partie Nord est caractérisée par un pendage à gradient faible en direction de l'Ouest

A partir de ces cartes, nous avons obtenu des cartes de quantités de matière érodées sur l'ensemble

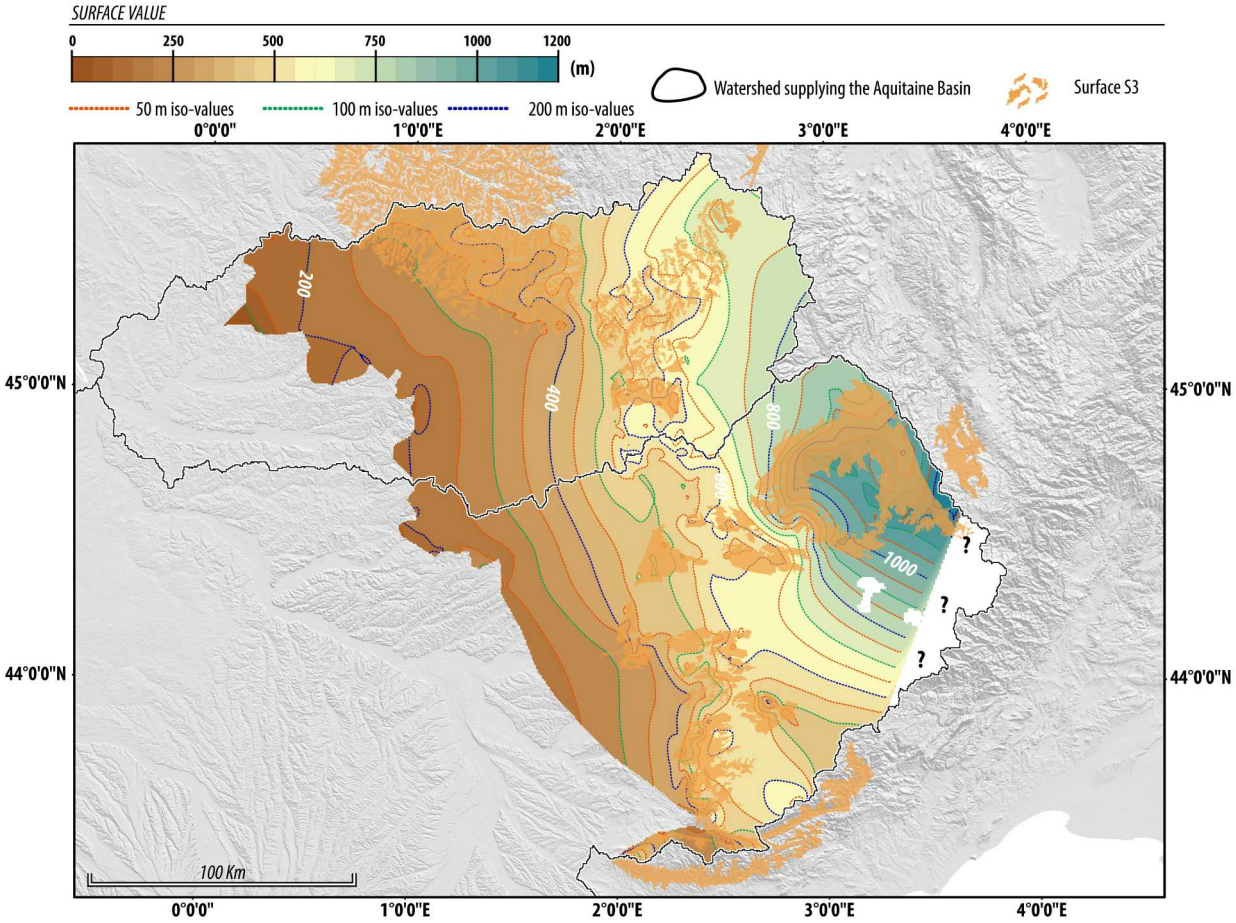


Figure 5.21 – Carte de la surface S3 interpolée avec les dépôts de l'âge maximal, Yprésien (56.0 Ma), de la surface S3

de la zone d'étude, celles-ci étant présentées à la fin de cette section, sur les figures 5.26, 5.27 et 5.28. Les valeurs de colonne de roche érodées sur ces cartes sont obtenues grâce à la soustraction de la surface interpolée et de la topographie actuelle. Le principe de base est de considérer que l'âge de la surface correspond à son âge d'arrêt de fonctionnement, et donc que la quantité de colonne de roche érodées dans la zone d'étude, correspond au différentiel d'altitude entre la surface interpolée et la topographie actuelle.

Comme pour les différentes cartes d'interpolations des surfaces, les cartes de quantités de colonne de roches érodées sont similaires, que ce soit dans la répartition ou les quantités. Les valeurs maximales de colonne de roches érodées sont de 500 m. Ces valeurs sont extrêmement localisées et se retrouvent principalement au niveau des vallées fluviatiles actuelles (Tarn, Dordogne etc.). Ces valeurs montrent également une répartition Est-Ouest, les valeurs les plus importantes semblent localisées préférentiellement dans la partie Est où les vallées fluviatiles sont plus encaissées.

D'une manière générale, la répartition des valeurs moins importantes (comprises entre 100 et 300 m) met également en évidence un partitionnement entre les parties Est et Ouest. En effet, ces

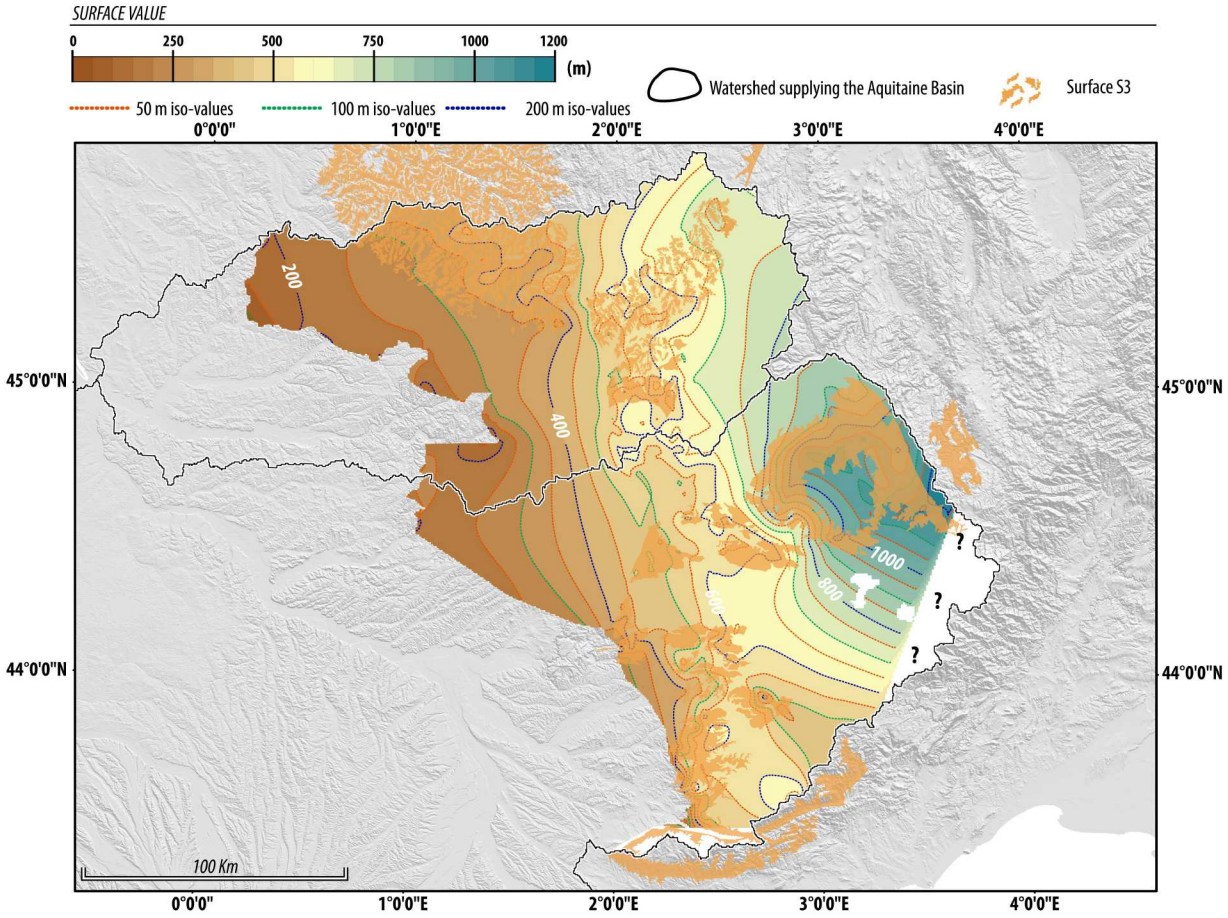


FIGURE 5.22 – Carte de la surface S3 interpolée avec les dépôts de l'âge médian, Lutétien (47.8 Ma), de la surface S3

valeurs s'observent majoritairement dans la partie Ouest de la zone d'étude. Les figures 5.26, 5.27 et 5.28 montrent également la présence de nombreux domaines où les quantités de matières érodées sont très faibles à nulles.

A partir de ces cartes de colonne de roches érodées, nous avons quantifié les volumes mise en jeu du Priabonien à l'actuel (figs. 5.24 et 5.25). Les considérations d'âges des surfaces nous permettent seulement d'obtenir un volume érodé entre l'âge d'arrêt de fonctionnement de la surface et l'actuel, c'est-à-dire, pour les surfaces yprésienne, lutétienne et rupélienne, ces valeurs correspondent donc, respectivement, à la quantité de matière érodée depuis 56.0, 47.8 et 33.9 Ma.

La figure 5.24 représente les volumes de roches érodés et les taux d'érosion associés par surface. Au premier ordre, les volumes sont plus importants pour l'affiliation rupélienne de la surface S3 (2124 km^3) comparés a l'affiliation yprésienne (1945 km^3) et lutétienne (1683 km^3). Les taux sont dépendants de la durée d'érosion considérée et des volumes. Pour la surface yprésienne le taux est de 34 km^3 /Ma. Pour la surface lutétienne il est a peu près équivalent, 35 km^3 /Ma. Enfin, pour la surface rupélienne la combinaison d'un volume plus important et d'une extension temporelle moins

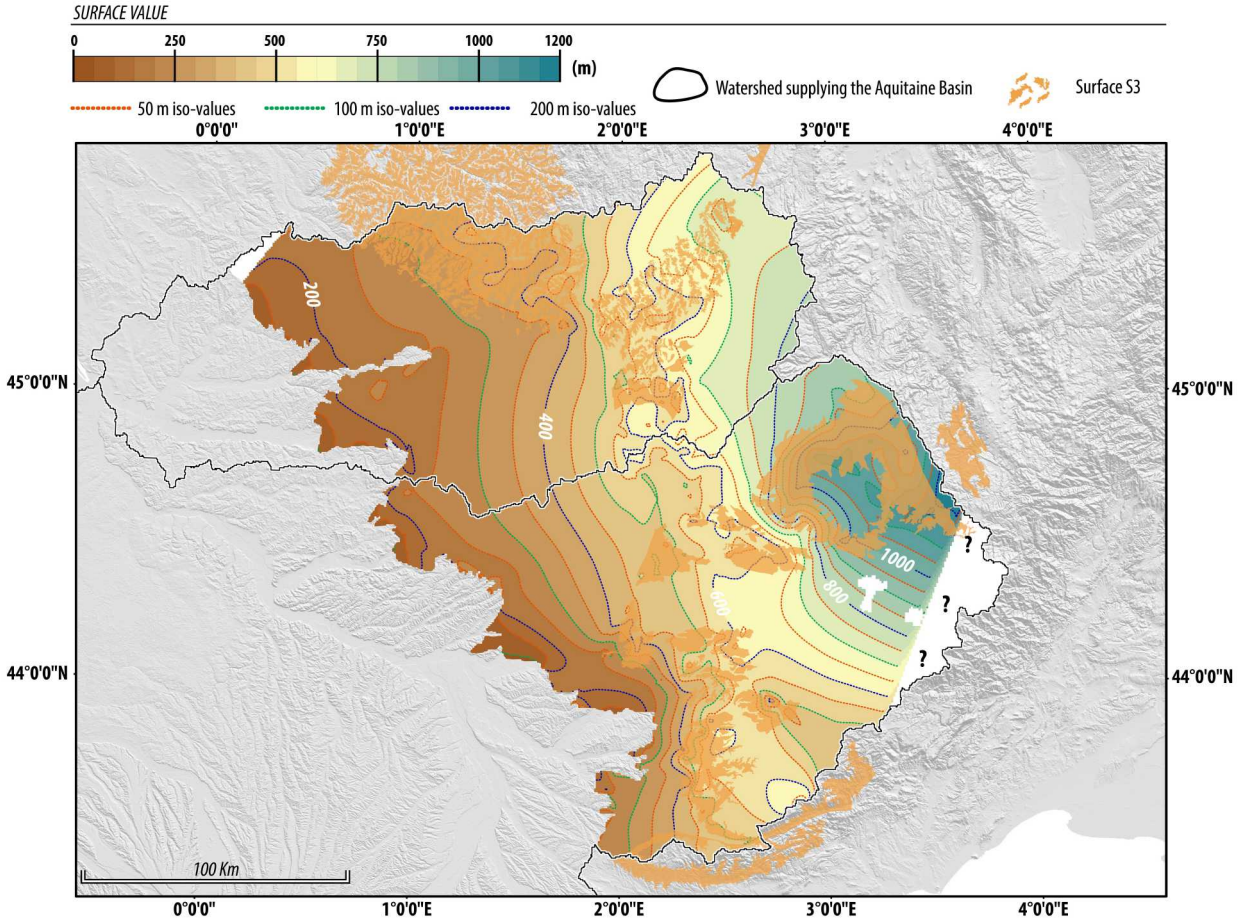


Figure 5.23 – Carte de la surface S3 interpolée avec les dépôts de l'âge minimal, Rupélien (33.9 Ma), de la surface S3

importante entraîne une augmentation du taux qui passe à 62 km^3 /Ma.

Les incertitudes sur les volumes obtenue à partir de cette méthode sont nombreuses, actuellement il est impossible de quantifier chaque erreur en termes de valeurs. Dans notre étude nous avons pris le parti de donner une incertitude en fonction des écarts des valeurs extrêmes. C'est-à-dire, l'écart entre les valeurs issues de l'interpolation de la surface S3 pour un âge lutétien (volume minimal) et l'interpolation de la surface S3 pour un âge rupélien (volume maximal). Afin d'obtenir une valeur de volume englobant les trois hypothèses d'âge de la surface, nous avons divisé par période de temps les volumes issues des trois interpolations et nous avons pris les valeurs moyennes pour chaque intervalle. Ces résultats sont présentés sur la figure 5.25, ils donnent donc des valeurs de volumes de matières érodés associées a leur taux, moyennées par rapport aux différentes interpolations.

Les résultats montrent donc que le volume total de matières érodées dans le Massif central sur la période allant du Priabonien à l'actuel est de 1755 km^3 associée à une erreur 220 km^3 de part et d'autre de la valeur (fig. 5.25). Le taux d'érosion est de 46 km^3 /Ma associé à une erreur de 5.5

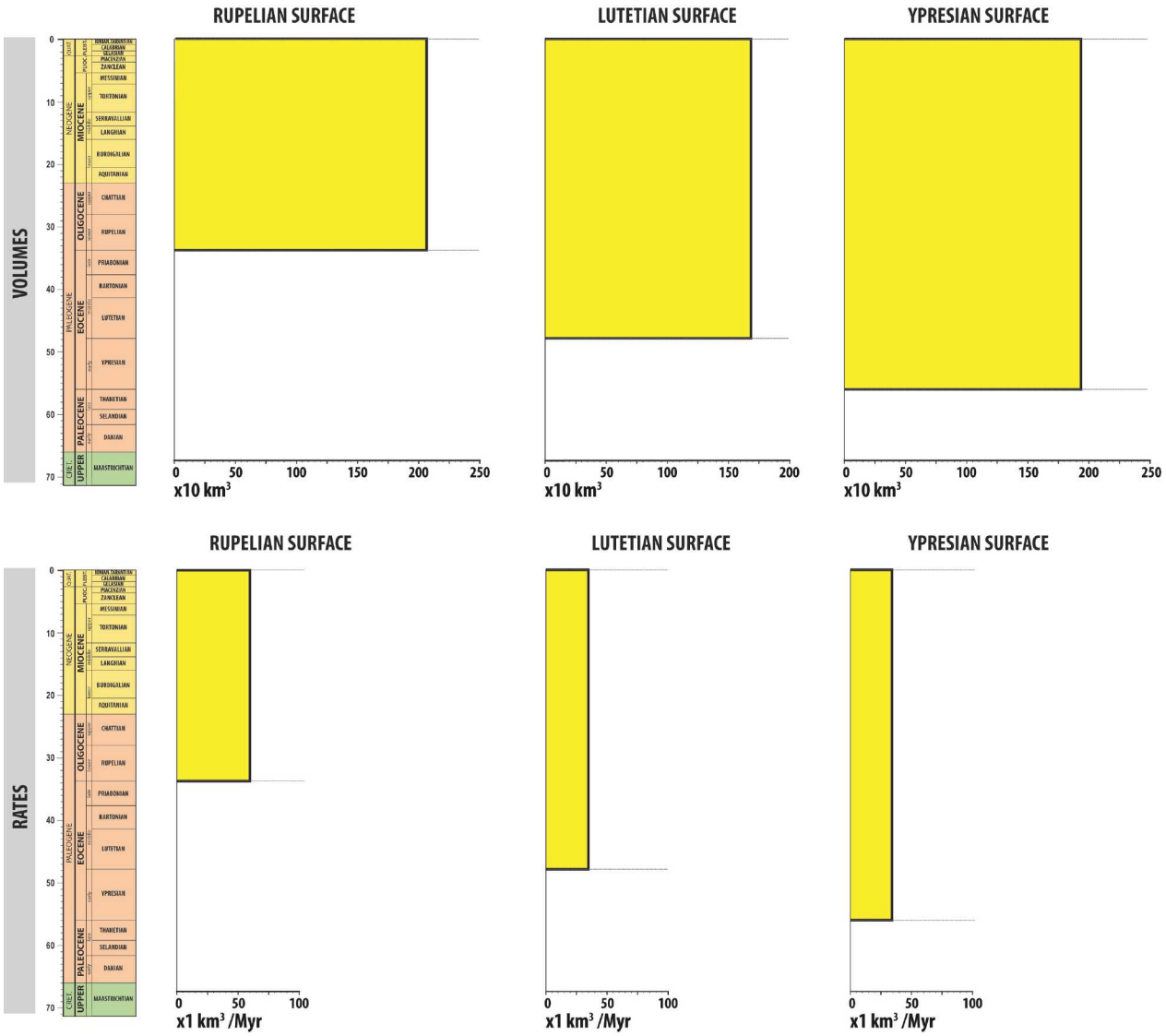


FIGURE 5.24 – Volumes de quantité de matières érodées et taux associés pour les trois hypothèses d'âges de la surface S3

km³ /Ma de part et d'autre le valeur. Ces volumes seront comparé à la fois aux volumes issus des Pyrénées, mais aussi aux volumes de sédiments préservés dans le bassin d'Aquitaine dans le chapitre 6.

Les âges définis pour la surface S3 présentent une extension temporelle importante (30 à 60 Ma), induisants une source d'incertitude. Nos calculs de volumes prennent en compte un seul pas de temps et ne permettent pas de quantifier des érosions plus ou moins marquées selon les périodes. Nous avons considérer les bassin versants actuels dans notre étude, hors des études comme celle de (Séranne et al., 2002) mettent en évidence une réorganisation majeure des drainage pendant la phase de rifitng de du golfe du Lion. Enfin il est possible qu'une grande partie du volume que nous avons quantifié soit essentiellement rattaché à la période allant du Miocène inférieur au Pléistocène,

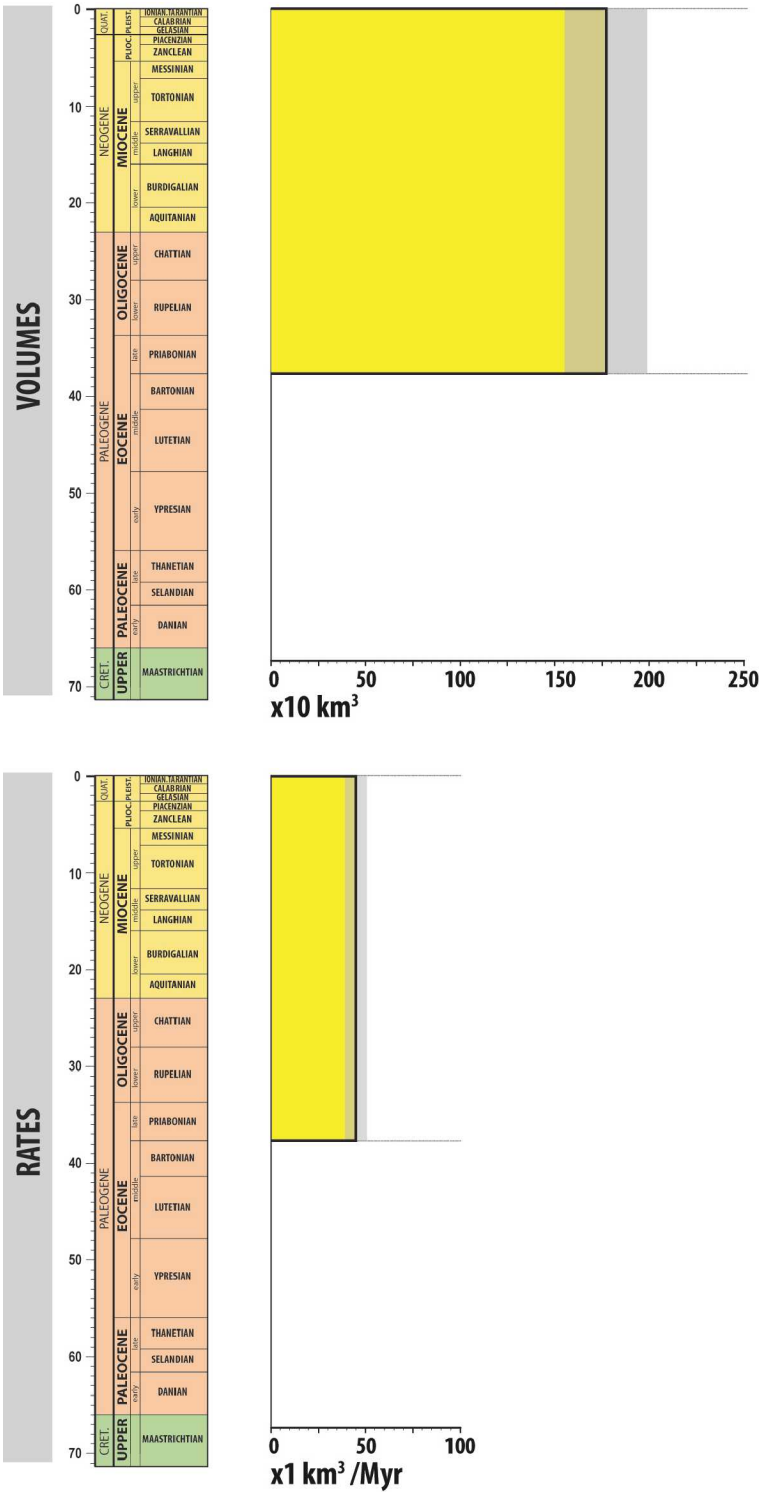


Figure 5.25 – Volume total de quantité de matières érodées et taux associés issu du Massif central depuis le Priabonien

en effet les incisions (maximum de volume, figs. 5.26, 5.27 et 5.28) des rivières centralienne auraient débutées au cours du Miocène inférieur (Michon and Merle, 2001; Séranne et al., 2002).

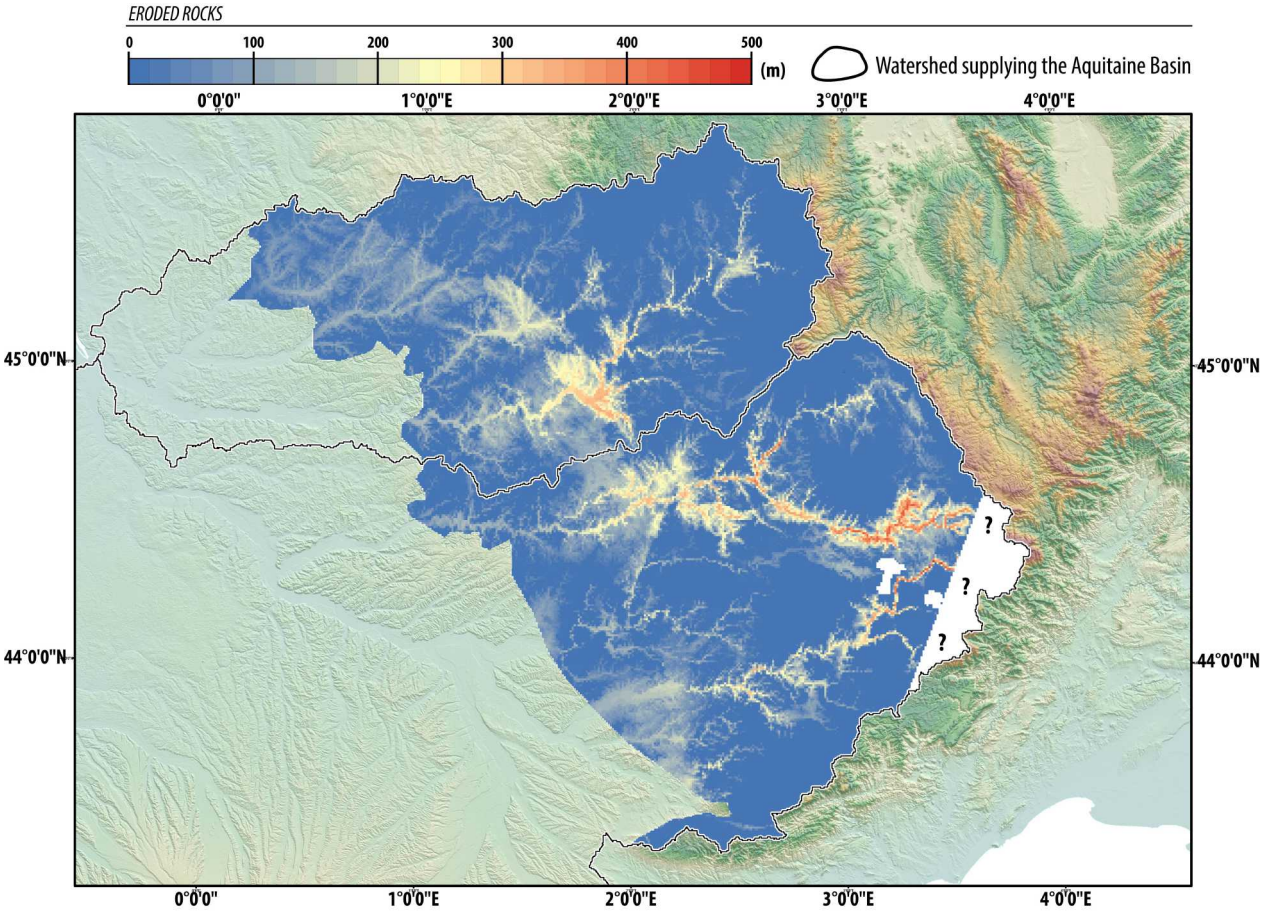


FIGURE 5.26 – Carte de la quantité de matières érodées à partir de l'âge maximal, Yprésien (56.0 Ma), de la surface S3

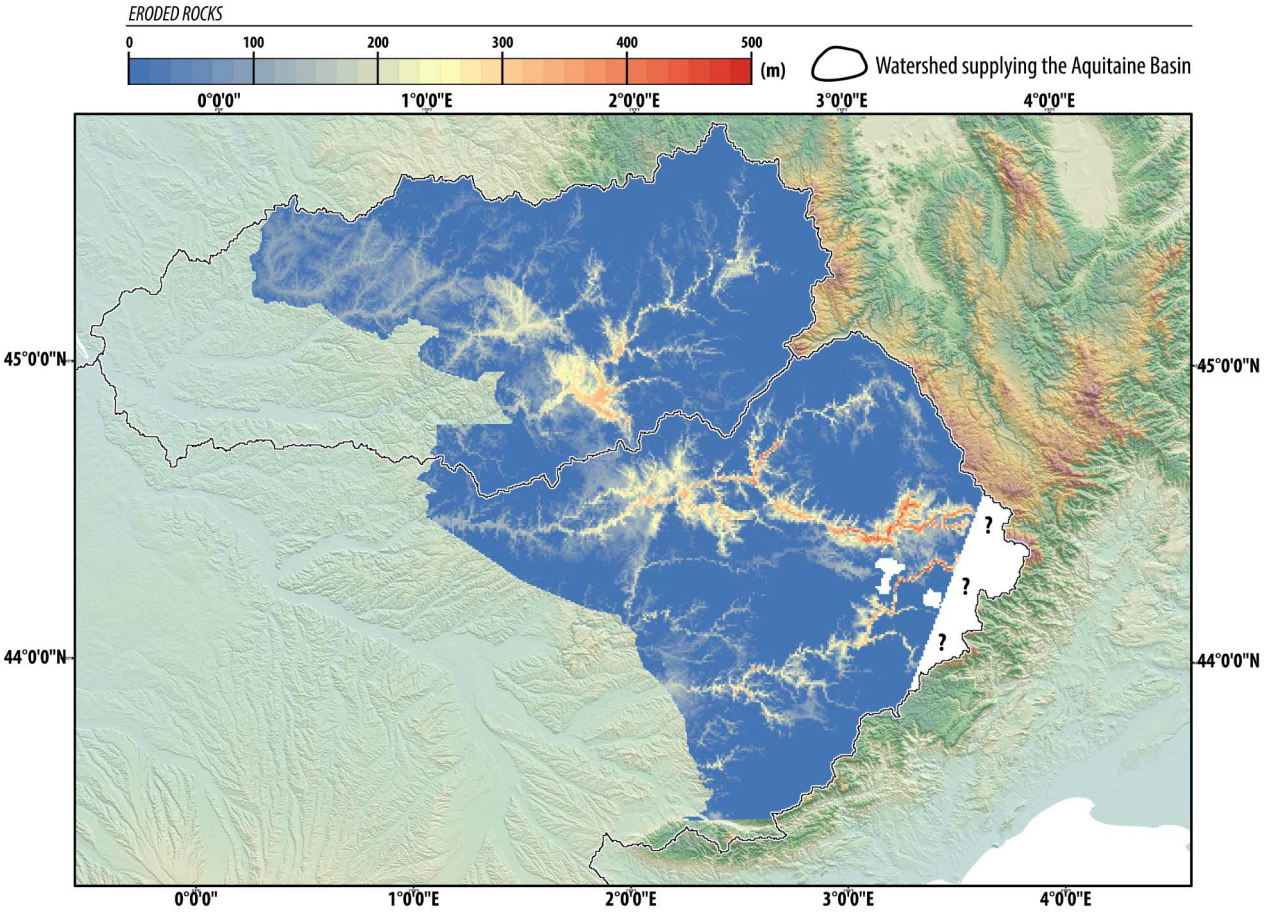


FIGURE 5.27 – Carte de la quantité de matières érodées à partir de l'âge médian, Lutétien (47.8 Ma), de la surface S3

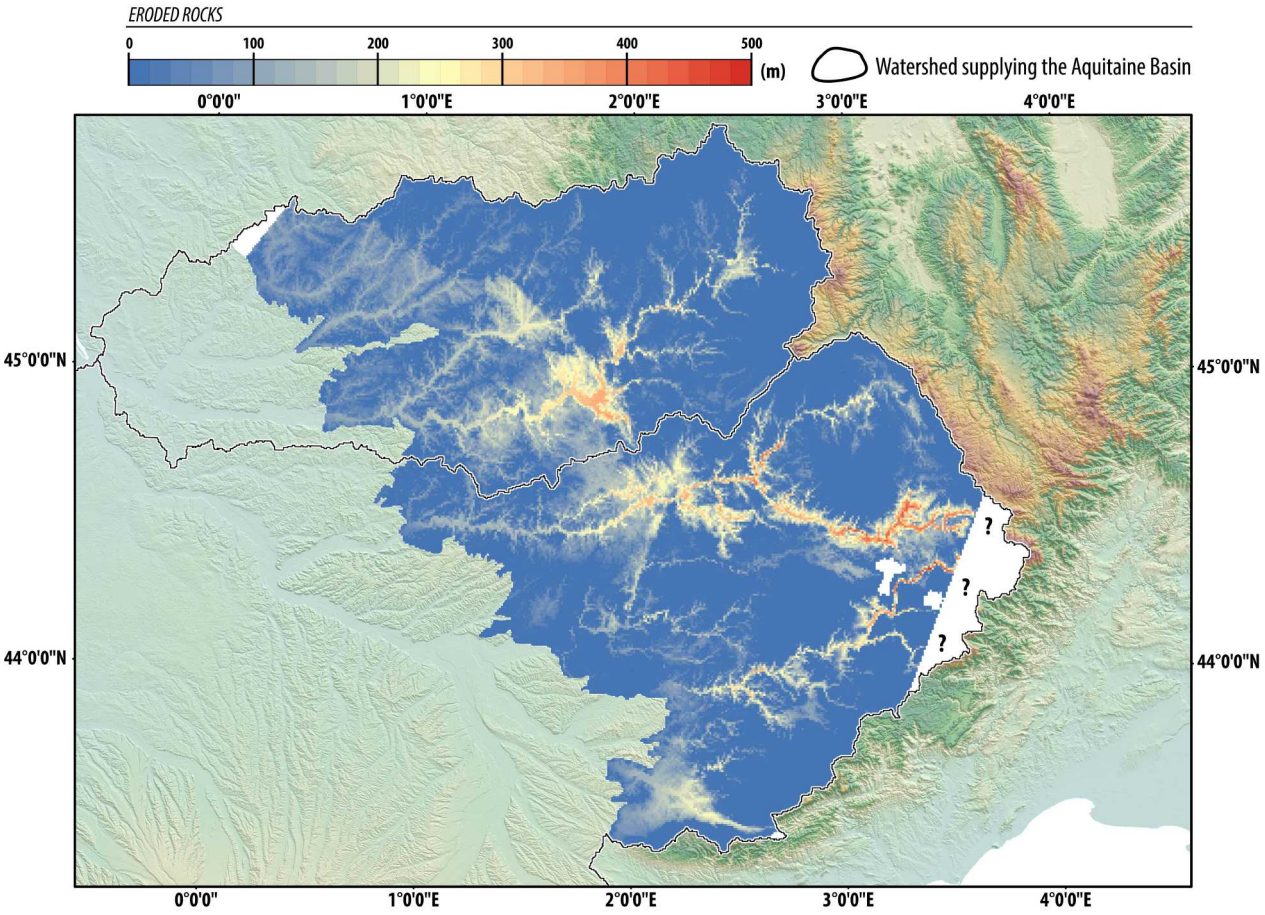


FIGURE 5.28 – Carte de la quantité de matières érodées à partir de l'âge minimal, Rupélien (33.9 Ma), de la surface S3

Chapitre 6

Bilan érosion sédimentation

Les chapitres 2 et 3 ont permis de caractériser (1) l'évolution au cours du temps des géométries sédimentaires à partir des coupes sismiques, (2) la paléogéographie du bassin d'Aquitaine et du golfe de Gascogne ainsi que les zones d'apports terrigènes préférentielles. Les chapitres 4 et 5 proposent, quant à eux la quantification (1) des volumes de sédiments silicoclastiques préservés dans les bassins considérés, et (2) les volumes érodés issus de la chaîne pyrénéenne et du Massif central.

Ce chapitre a pour but la comparaison des volumes issus des massifs bordant les bassins sédimentaires et les volumes de sédiment préservés dans ces mêmes bassins depuis 38 Ma. L'origine des différences entre volumes érodés et sédimentés sera finalement discutée.

6.1 Comparaison entre volumes érodés et volumes sédimentés

La quantité totale de sédiments silicoclastiques préservée dans les bassins est de 73 048 km^3 ($\pm$ 23 275 km^3) avec un taux associé de 1932 km^3/Ma pour l'ensemble de la période ($\pm$ 615 km^3 /Ma). Sur les massifs, la quantité totale de roches érodées est de 34 335 km^3 ($\pm$ 10 275 km^3) avec un taux associé de 908 km^3/Ma ($\pm$ 271 km^3 /Ma). Au premier ordre la balance entre érosion et sédimentation n'est pas respectée. Les causes potentielles de ce déséquilibre entre volume érodé d'une part et sédimenté d'autre part seront discutées à la fin de ce chapitre. Il est à noter que les volumes sédimentaires issus de la "source" pyrénéenne ont été calculés sur la base de l'hypothèse de l'évolution du bassin versant discutée dans la section 5.2. La synthèse des quantifications de volumes érodés et sédimentés depuis 38 Ma est présentée sur la figure 6.1 et sur le tableau 6.1.

Les volumes et taux de sédimentation montrent plusieurs tendances remarquables (fig. 6.1) :

- **la répartition des taux de sédimentation entre les périodes syn- et post-orogénique :** la période syn-orogénique (Paléogène) est caractérisée par un taux moyen de 1152 km^3 /Ma. La période post-orogénique (Néogène et Quaternaire) est caractérisée par un taux moyen de 1844 km^3 /Ma. Il existe donc une augmentation significative des taux des sédimentation d'un facteur 1.6 entre les périodes syn- et post-orogénique.
- **la répartition des taux de volumes de roches érodés entre les périodes syn- et post-orogénique :** la période finie-orogénique (du Priabonien à la limite Oligocène-Miocène) montre un taux moyen de 1036 km^3 /Ma. La période post-orogénique montre un taux moyen de 825 km^3 /Ma. Il y a donc une diminution des taux de roches érodées entre les périodes syn- et post-orogénique de l'ordre de 20%.
- **le passage syn- à post-orogénique** se marque, à la fin de l'Oligocène, dans les bassins par une diminution des taux de sédimentation qui passent de 2320 km^3 /Ma à l'Oligocène à 1254 km^3 /Ma au Miocène (facteur de diminution, 1.85). Dans les massifs en érosion, ce passage montre au contraire une augmentation des taux d'érosion qui passe de 770 km^3 /Ma à l'Oligocène à 1173 km^3 /Ma au Miocène (facteur d'augmentation, 1.5). Cette augmentation est cantonnée au Miocène et ne s'observe pas sur les périodes suivantes.
- **le Paléogène :** la période allant du Priabonien à la fin de l'Oligocène est caractérisée dans les bassins par une augmentation des taux de sédimentation qui passent de 1521 km^3 /Ma

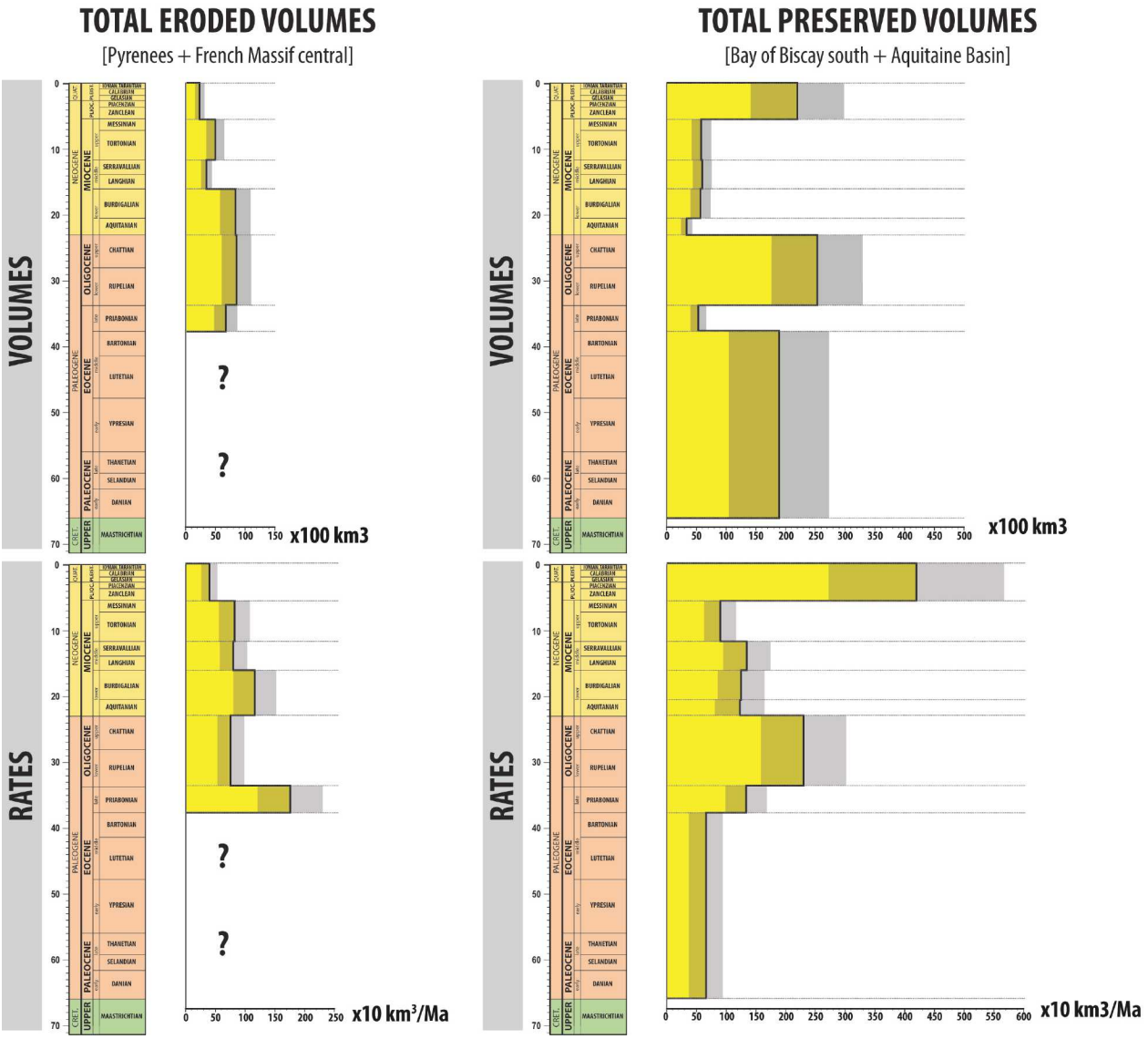


FIGURE 6.1 – Comparaison des volumes et des taux des quantités de matières érodées et préservées, les zones grisées indiquent les marges d'erreur

au Priabonien à 2320 km³ /Ma à l'Oligocène. Cette tendance est inversée dans les domaines en érosion où les taux d'érosion passent de 1778 km³ /Ma au Priabonien à 770 km³ /Ma à l'Oligocène.

- **le Néogène et le Quaternaire :** la grande augmentation des volumes préservés dans les bassins (détaillés dans le chapitre 4) à partir du Pliocène n'est pas observée dans les domaines en érosion. En effet, les taux passent de 1173 km³ /Ma à l'Aquitanien-Burdigalien à 409 km³ /Ma au Pliocène-Pléistocène.

Cette première description met en évidence de nombreuses différences, à la fois, sur les tendances mais également sur les valeurs des volumes et des taux de sédiments préservés et érodés. Nous allons par la suite proposer des explications à ces différences à travers le commentaire de cartes à plus

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the Sink domain

Time interval	(Ma)	Volume (× 1 km³)	σ	Rate (× 1 km³ / Myr)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	22 164.3	± 7897.4	4181.9	± 1490.0
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	5 684.3	± 1 663.8	902.2	± 264.1
Langhian - Serravallian	15.97- 11.63	5 771.9	± 1 733.2	1 329.9	± 399.3
Burdigalian	20.44 - 15.97	5 618.5	± 1 752.9	1 256.9	± 392.1
Aquitanian	23.03 - 20.44	3 250.3	± 1 054.2	1 254.9	± 407.0
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	25 223.5	± 7 784.8	2 320.4	± 716.1
Priabonian	37.8 - 33.9	5 335.9	± 1 389.2	1 368.1	± 356.2
Danian - Bartonian	66 - 37.8	18 974.3	± 8 399.8	672.8	± 297.8

Eroded solid volumes, rates and associated variance for the Source domain

Time interval	(Ma)	Volume (× 1 km³)	σ	Rate (× 1 km³ / Myr)	σ
Pliocene - Pleistocene	5.33 - 0	2 181.2	± 647.3	409.2	± 121.4
Tortonian - Messinian	11.63 - 5.33	5 087.0	± 1 578.2	807.4	± 250.5
Langhian - Serravallian	15.97- 11.63	3 464.5	± 1 033.6	798.2	± 238.1
Aquitanian - Burdigalian	23.03 - 15.97	8 288.1	± 2 477.1	1 173.9	± 350.8
Rupelian - Chattian	33.9 - 23.03	8 379.4	± 2 499.5	770.8	± 229.9
Priabonian	37.8 - 33.9	6 936.7	± 2 041.9	1 778.6	± 523.5
Danian - Bartonian	?	?	?	?	?

TABLE 6.1 – Tableau de valeurs associées à la figure 6.1

haute résolution temporelle incluant (1) les valeurs de volumes, (2) les cartes d'isopaques associées, et (3) la répartition des arrivées de sédiments silicoclastiques issue des cartes paléogéographiques.

6.2 Carte "source to sink" haute résolution

6.2.1 Définition des "boites" du bilan érosion-sédimentation

Les chapitres 4 et 5 ont permis de quantifier les volumes érodés et sédimentés dans les zones en érosion et en sédimentation depuis 38 Ma. La figure 6.2 montre la répartition des sous-bassins qui ont été utilisés pour les calculs de volumes et qui nous serviront dans ce chapitre à mieux comprendre le partitionnement des sédiments. Les bassins ont été découpés à partir des grands accidents structuraux.

6.2.2 Le Priabonien

La figure 6.3 se focalise sur la partie Est de la zone d'étude, le bassin d'Aquitaine et les zones sources bordières. En effet la résolution du calage temporel du golfe de Gascogne n'a pas permis d'étendre cette carte à l'Ouest. Bien que la partie distale n'ait pas pu être intégrée dans ce bilan total du Priabonien, des tendances manifestes apparaissent :

- la partie bassin d'Aquitaine contient un volume total de 4659 km³. La répartition de ces

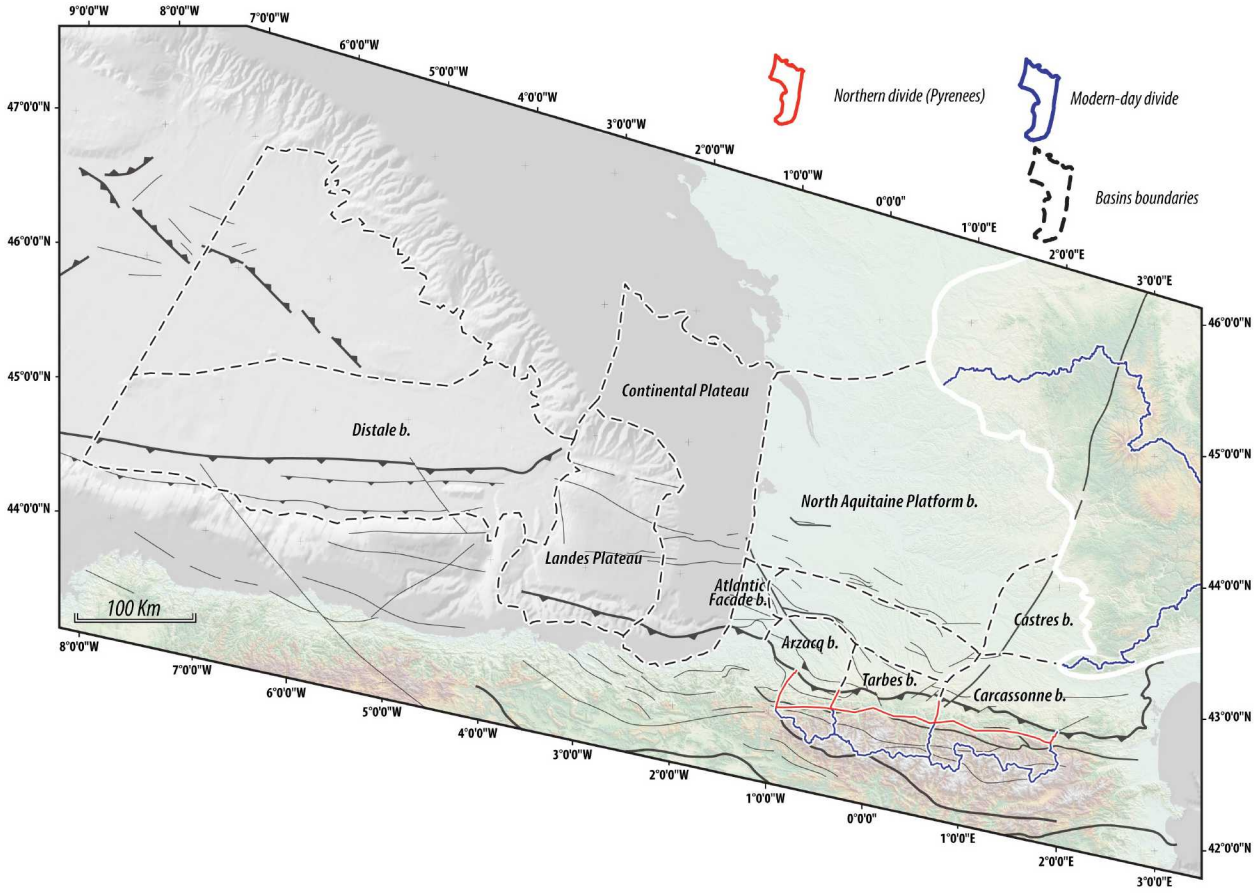


FIGURE 6.2 – Carte de répartition des différents sous-bassins

volumes dans le Sud du bassin d'Aquitaine montre un maximum de volumes dans le bassin de Carcassonne. Plus à l'Ouest, le bassin de Tartas-Mirande montre une valeur à peu près équivalente aux volumes sommés des bassins d'Arzacq et de Tarbes. Le bassin de la Facade Atlantique est quant à lui dépourvu d'une quantité significative de sédiments préservés (55 km^3). La partie Nord montre un volume important de sédiments (2321 km^3). Enfin le bassin de Castres contient 297 km^3 de sédiments silicoclastiques préservés.

- la partie "source" montre, pour le Massif central, un volume érodé très faible (136 km^3). La source pyrénéenne montre un facteur 3 entre les volumes issus d'un divide situé au Nord et à la position actuelle.

Certaines informations ressortent du bilan érosion-sédimentation pour la période priabonienne :

- les volumes issus du Massif central, qui nous l'avons vu sur les cartes paléogéographiques semble alimenter la partie Nord du bassin d'Aquitaine, ne correspondent pas aux volumes préservées dans cette partie du bassin.
- les volumes pyrénéens, en considérant un divide au Nord suffisent à combler les bassins d'Arzacq, de Tarbes, de Carcassonne et de Tartas-Mirande. Ces bassins à cette époque se trouvaient

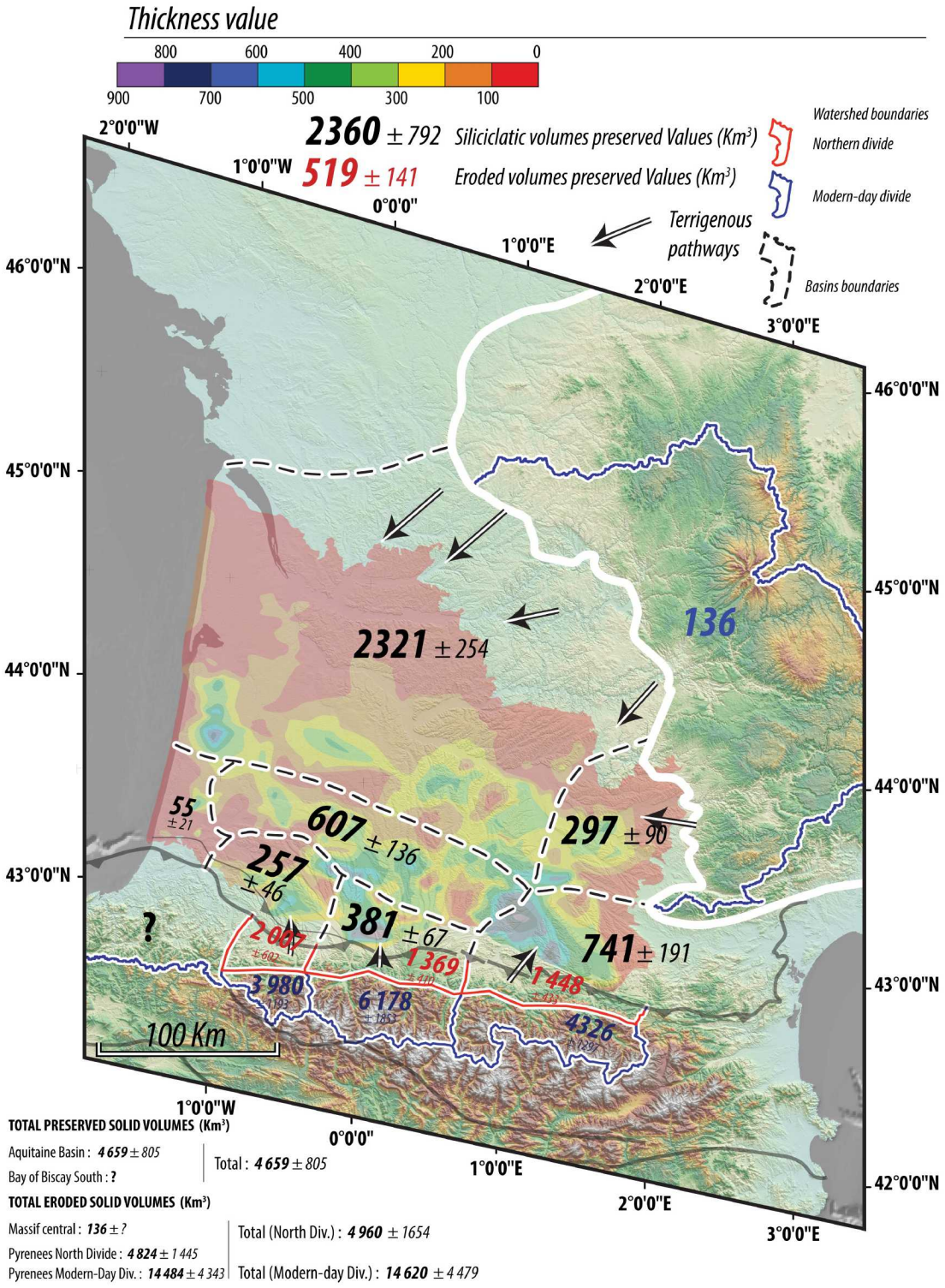


FIGURE 6.3 – Bilan érosion sédimentation du Priabonien

isolés à la fois par le haut que constitue la partie Sud-Ouest du bassin de la Facade Atlan-

tique, par le haut de Carcassonne à l'Est, et également par l'absence de connexion franche vers l'Ouest du bassin de Tartas-Mirande. Ce caractère "endoréïque", qui empêche l'export des sédiments, nous amène à conclure qu'un divide situé au Nord pour cette époque est plausible à la vue de la bonne balance entre les volumes érodés et sédimentés.

6.2.3 L'Oligocène

Au premier ordre, le bilan général est de 20006 km^3 pour la partie bassin et 14279 km^3 érodé en prenant un divide pyrénéen en position actuelle. Ce volume diminue (5575 km^3) si l'on prend l'hypothèse d'un divide situé au Nord. La position au Nord du divide induit une diminution d'un facteur 3.5 des quantités d'érosion. Les valeurs pour le bassin profond celtique sont données à titre d'indication pour chaque carte mais ne seront pas inclues au bilan et aux discussions. En effet, les cartes d'isohypses et d'épaisseurs montrent une segmentation entre le bassin Nord-Espagnole et le bassin profond celtique, et donc une absence de connectivité entre eux. La figure 6.4 illustre le bilan érosion-sédimentation complet à l'Oligocène :

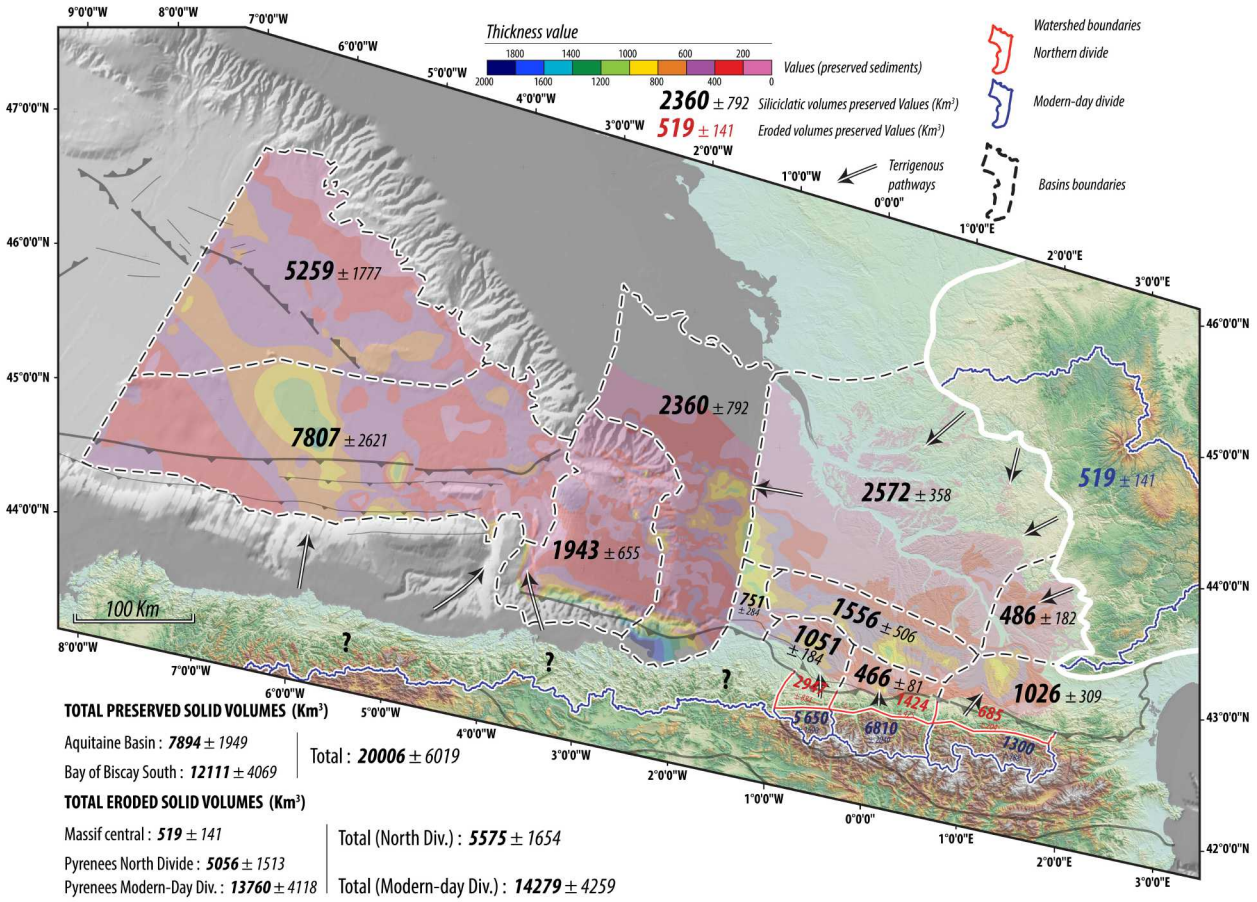


Figure 6.4 – Bilan érosion sédimentation de l'Oligocène

- Les volumes préservés dans le golfe de Gascogne excèdent de 50% ceux préservés dans le bassin d'Aquitaine. La figure 6.4 montre que dans le bassin d'Aquitaine, une grande partie des sédiments est piégée dans les bassins d'Arzacq, de Carcassonne, de Tarbes et de Tartas-Mirande. De plus grandes accumulations sédimentaires sont observées dans l'ouest du bassin, celles-ci en faveur du bassin d'Arzacq et du bassin de la Facade Atlantique pour la partie Sud. Cette migration s'observe également entre les bassins de Carcassonne et Tartas-Mirande. La plate-forme Aquitaine à l'Oligocène montre un volume équivalent à celui du Priabonien mais le taux associé diminue nettement.
- Les volumes contenus sur la plateau continental et le plateau Landais, se trouvent essentiellement au niveau de la position actuelle du canyon du Capbreton (fig. 6.4). Ils semblent provenir de l'inversion du bassin Basco-Cantabrique (voir chapitre 4). Néanmoins, il est possible que ce volume soit alimenté par l'Est à partir de 25 Ma, lors de la mise en place de la première incision du canyon du Capbreton. Enfin la quantité de sédiments préservés dans le domaine profond est importante, 7807 km^3. L'absence de fonctionnement des canyons de Cap Ferret et de Capbreton pendant cette période et l'absence de continuité du dépôcentre en direction de l'Est nous amène à conclure que la seule source possible est induite par l'inversion de la marge Cantabrique qui s'opère pendant cette période (Gallastegui et al., 2002).
- La source centralienne montre encore une fois un déficit comparé aux volumes préservés dans ces bassins adjacents (fig. 6.4). La quantité de sédiments présente dans le bassin de Castres est équivalente à la totalité du volume érodé issu du Massif central. Encore une fois la source centralienne semble être sous-estimée.
- La source pyrénéenne, comme présentée précédemment montre une grande différence de quantité de volume érodé selon l'hypothèse retenue sur la position du divide (au Nord ou à la position actuelle). Au cours de l'Oligocène, "l'endoréïsme" des bassins identifié au Priabonien n'est plus effectif, la connexion vers l'Ouest des différents bassins est avérée, le prisme progradant au niveau de la côte actuelle est donc largement alimenté par la source pyrénéenne (fig. 6.4). La balance entre les sous-bassins (Tartas-Mirande, Arzacq, Tarbes, Carcassonne et la Facade Atlantique) qui contiennent 4850 km^3 et les volumes pyrénéens pour un divide situé au Nord, 5056 km^3, induit que cette hypothèse est plausible. La légère différence en faveur de la source pourrait par exemple être induite par le début de migration du divide vers le Sud qui s'opère à 27.1 Ma. Pour un divide à la position actuelle, les volumes érodés pyrénéens sont de 13760 km^3, correspondant à un facteur 2.8 comparée aux volumes sédimentés (fig. 6.4). Cet écart est trop important et confirme donc la position du divide au Nord à cette période.

6.2.4 Le Miocène

Au premier ordre, le bilan de masse du Miocène est de 25435 km^3 préservé dans les bassins et 9934 km^3 érodé sur les massifs en prenant en compte le divide au Nord. En prenant en compte la position du divide actuel ce volume augmente et passe à 21994 km^3. Les volumes présentés sur la figure 6.5, dans le bassin d'Aquitaine, sont des valeurs minimales. En effet les érosions quaternaires ont

fortement érodé ce bassin, comme par exemple les plateaux du piedmont pyrénéen (Lannemezan, Orignac, Ger). La figure 6.5 met en évidence plusieurs changements importants par rapport à la période oligocène :

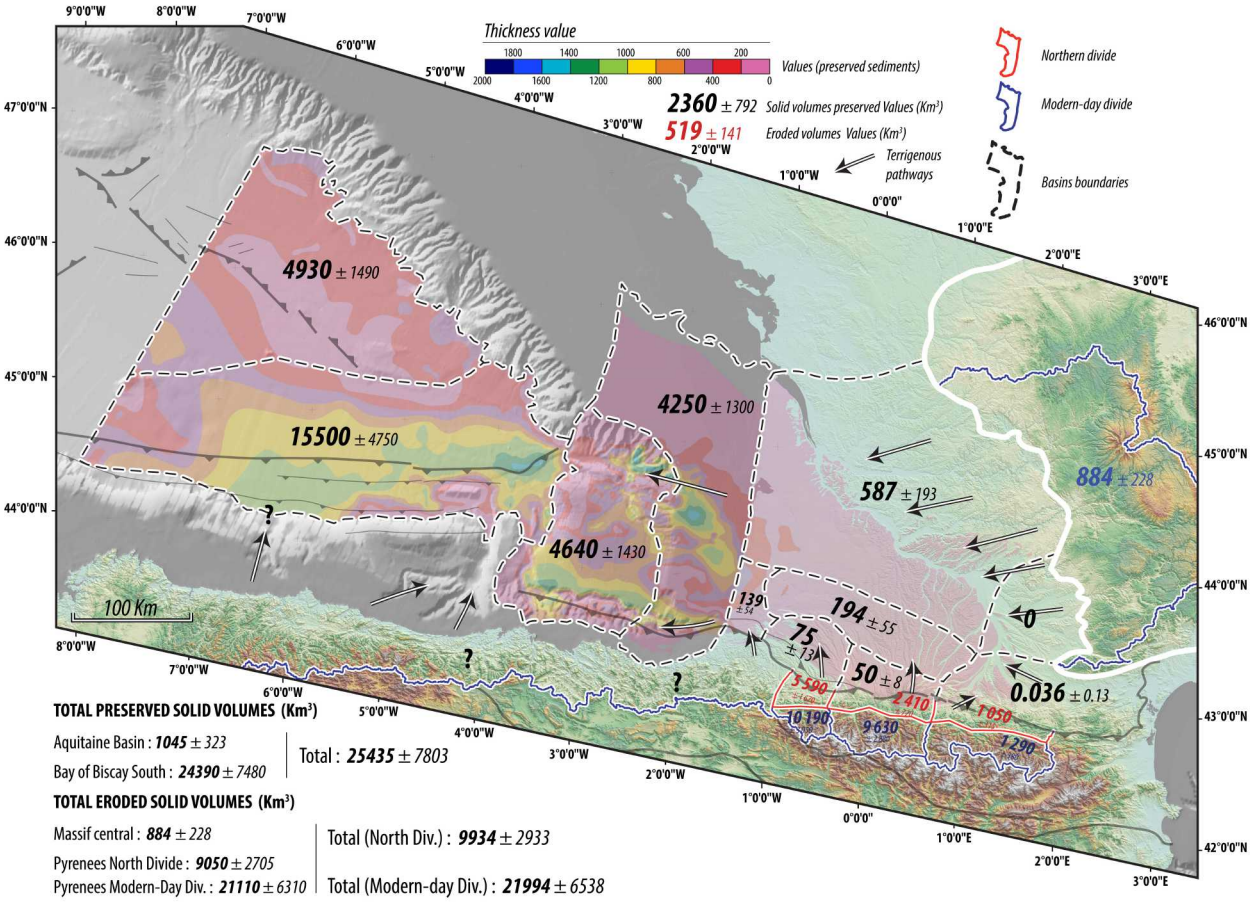


Figure 6.5 – Bilan érosion sédimentation du Miocène

- Le partitionnement des sédiments préservés entre le golfe de Gascogne et le bassin d'Aquitaine change de façon drastique comparé à la période oligocène. Au Miocène, 96% du volume total sédimenté se trouve dans le golfe de Gascogne (Oligocène = 60 %).
- Les bassins de Carcassonne et de Castres sont, au Miocène, caractérisés par une absence de sédiments préservés (fig. 6.5). Cela marque un changement majeur comparé à la période oligocène. Dans les autres sous-bassins d'Aquitaine la tendance générale montre également une diminution drastique des volumes préservés. Les volumes les plus importants se trouvent principalement au Nord sur la plate-forme Aquitaine et dans les bassins de Tartas-Mirande et de la Facade Atlantique. Alors que dans les bassin de Tarbes et d'Arzacq les volumes sont extrêmement faibles. Cette différence s'explique avec la réorganisation de la subsidence se produisant au passage de la phase syn- à post-orogénique qui concentre le peu de subsidence au niveau du foresag (ancien forebulge , voir section 3.8) qui se trouve entre le bassin de Tartas-

Mirande et la plate-forme Aquitaine (fig. 6.5). Le soulèvement à la fois du Massif central et des bordures du bassin d'Aquitaine, détaillé dans la section 3.8, est confirmé sur cette carte et se traduit par la diminution des quantités de sédiments préservés, surtout dans les parties Nord et Est du bassin d'Aquitaine.

- Le domaine offshore qui présente 96 % du volume total sédimenté du Miocène montre tout d'abord un volume important sur le plateau continental (4250 km^3). Ce volume correspond principalement aux progradations miocènes qui s'avancent rapidement vers l'Ouest (cf. chapitre 2). Une part du volume est induite par l'épaisseur importante observée au Nord du canyon de Capbreton. Ce volume correspond aux levées du système turbiditique nouvellement formées pendant le Miocène. Sur le Plateau Landais, le volume à peu près équivalent à celui du plateau continental est principalement dû à ces levées turbiditiques localisées sur le flanc Nord du canyon de Capbreton qui , dans cette partie sont plus développées (fig. 6.5).
- Le bassin profond montre une augmentation significative du volume qui est de 15500 km^3 pour le Miocène. Au cours du Miocène, l'activité et le positionnement des lobes turbiditiques ne sont pas homogènes. Le paroxysme d'activité de ces systèmes s'opère au Miocène inférieur et au Miocène supérieur. L'origine du maximum d'épaisseur au débouché du canyon du Cap Ferret provient clairement de la partie Est et correspond au système turbiditique du Miocène inférieur et supérieur (cf. chapitre 3). Il est plus difficile d'expliquer le maximum d'épaisseur situé à l'Ouest du "Jovellanos High". En effet, le conduit situé entre le "Jovellanos High" et le Banc le Danois, est actif en tant que système turbiditique exclusivement pendant le Miocène supérieur (cf. chapitre 3). L'alimentation de ce système se fait à la fois par le canyon de Capbreton/Santander et par le canyon de Torrelavega. Cela induit donc que ce dépotcentre et le volume associé proviennent du bassin d'Aquitaine mais également de la marge Cantabrique et des Asturies.
- La source centralienne caractérisée par un volume érodé pendant le Miocène de 884 km^3 montre pour la première fois un volume pouvant correspondre aux volumes sédimentaires préservés. En effet, au Miocène la source centralienne alimente la plate-forme Aquitaine, une bonne partie du bassin de Tartas-Mirande et une partie des progradations du plateau continental. Les volumes mis en jeu sont d'environ 920 km^3, ce qui montre une assez bonne corrélation avec les 880 km^3 issus du Massif central.
- Nos hypothèses de la section 5.2 sur l'évolution du divide montrent que la période Miocène est caractérisée par la migration du divide vers le Sud pour atteindre sa position actuelle entre 14 et 10 Ma. Sur la figure 6.5, les volumes érodés pour un divide situé au Nord est de 9934 km^3 et pour un divide à la position actuelle, 21994 km^3. Pour rappel, le volume total sédimenté est 25435 km^3. Il apparait donc, d'après ces chiffres que le divide a bien migré vers le Sud pendant le Miocène.

6.2.5 Le Pliocène et le Pléistocène

Au premier ordre, le bilan de masse du Miocène est de 22155 km^3 préservés dans les bassins et 3132 km^3 érodés sur les massifs en prenant en compte le divide actuel. Au cours de la période Pliocène-Pléistocène les quantités de volumes érodés diminuent de façon drastique, elles passent de 21994 km^3 au Miocène à 3132 km^3 au Pliocène-Pléistocène, cette observation est également valable pour le Massif central. La figure 6.6 met en évidence :

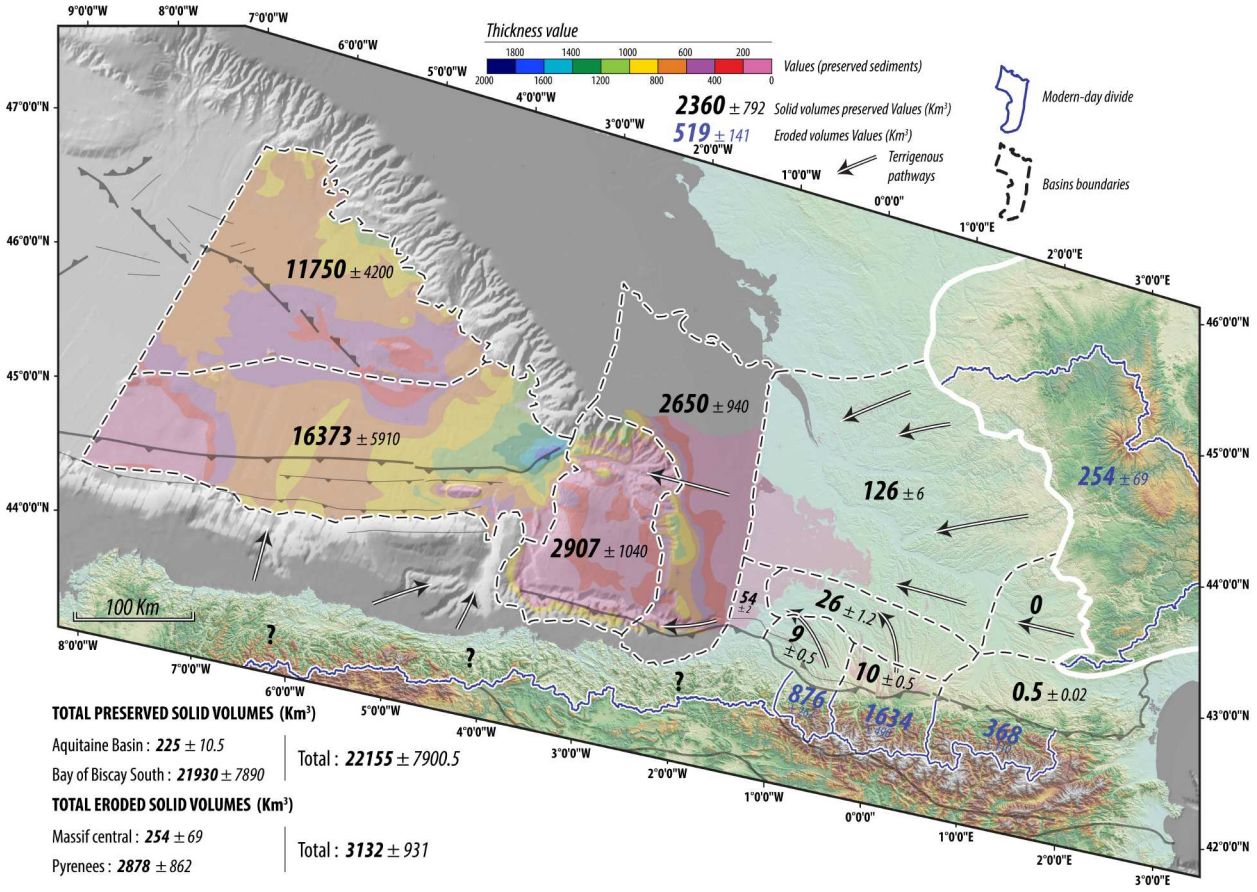


FIGURE 6.6 – Bilan érosion sédimentation du Pliocène-Pléistocène

- Le partitionnement des sédiments préservés entre le golfe de Gascogne et le bassin d'Aquitaine augmente encore en faveur du golfe de Gascogne. Au Pliocène-Pléistocène, 99% du volume total sédimenté se trouve dans le golfe de Gascogne (Oligocène = 60 % et Miocène = 96 %).
- La tendance du Miocène d'abandon de la sédimentation dans le bassin d'Aquitaine se poursuit et s'accentue pendant cette période. La valeur maximale observée dans le bassin d'Aquitaine se trouve sur la plate-forme Aquitaine avec un volume de 126 km^3 ce qui représente un taux de 23 km^3 /Ma (fig. 6.6). Ce volume se trouve essentiellement près de la côte landaise. Cela indique donc que le soulèvement débuté au Miocène se poursuit au Pliocène-Pléistocène, avec

par exemple l'incision importante des réseaux fluviatiles actuels.

- Le plateau continental contient des volumes relativement importants qui correspondent, comme pour le Miocène, au prisme progradant qui forme le rebord de plateau continental actuel. Le plateau Landais montre des valeurs similaires, qui correspondent aux levées turbiditiques du canyon du Cap Ferret et du Capbreton. Une part non négligeable vient des dépôts de bottom-sets des progradations qui se trouvent à partir de cette période à la limite entre les boites Plateau continental et Plateau landais.
- Nous avons montré ci-dessus que le bilan de masse de cette période montrait un facteur 7 entre les sédiments préservés et érodés. L'explication de ce facteur peut se trouver en plusieurs hypothèses. Le période quaternaire, dans le bassin d'Aquitaine, est caractérisée par des nombreuses incisions qui tronquent une grande partie des dépôts molassiques Néogène à Paléogène. L'augmentation de ce facteur peut donc s'expliquer par le cannibalisme des formations sédimentaires antérieurs. De plus, à partir du Pliocène différents auteurs ont identifié de grands drifts contouritiques(Ercilla et al., 2008; Iglesias, 2009; Van Rooij et al., 2010; Liu et al., 2019) sur le Banc Le Danois, associés à la mise en place courant océanique provenant de l'Ouest du golfe de Gascogne. Ces courant peuvent induire un afflux de sédiments dans le système. Enfin, il est également possible que les marges cantabriques et asturiennes apportent une quantité non négligeable de sédiments pendant cette période.

6.2.6 Les incertitudes sur le bilan érosion-sédimentation

L'érosion chimique

Les études "Source to sink" s'attachent à quantifier les volumes silicoclastiques préservés dans les bassins sédimentaires. La fraction carbonatée est retirée de ces bilans car à la fois les dépôts carbonatés sont produits "in situ", mais également, la quantification de la fraction carbonatée détritique est fastidieuse à mettre en œuvre. Le but final de toute étude "source to sink" est de comparés les volumes préservés dans les bassins sédimentaires et la dénudation sur les reliefs avoisinants soumis aux processus de surface. Le terme dénudation englobe à la fois l'érosion mécanique qui produit en grande partie les volumes silicoclastiques retrouvés dans la zone en sédimentation, et également l'érosion chimique.

La quantification du ratio entre érosion chimique et mécanique a fait l'objet de plusieurs études, Gaillardet et al. (1995) prend l'exemple du bassin versant du Congo et montre que l'érosion chimique représente 38 % du ratio entre érosion mécanique et chimique. Plus récemment, Pasquier et al. (2019) se sont focalisés sur l'enregistrement sédimentaire d'un puit du Golfe du Lion couvrant la période 500 000 ans à l'actuel. Ils ont utilisé les isotopes du Strontium afin de quantifier la part carbonatée produite "in situ" et la part détritique. Leur étude montre que pendant les périodes glaciaires le pourcentage de carbonate détritique est comprit entre 55 et 85% et est comprit entre 30 et 50% pendant les périodes interglaciaires. Ces valeurs sont également dépendantes de la quantité de roches carbonatés disponibles dans les bassins versants.

Cela indique donc que le pourcentage de carbonate détritique dans la masse totale carbonatée peut être d'au minimum 30%. Nous sous-estimons donc les volumes détritiques dans notre étude.

La différence entre les volumes érodés et sédimentés

Le bilan érosion-sédimentation présenté ci-dessus montre une différence entre les volumes érodés et préservés d'environ 45 % en faveur des volumes préservées. Cette différence peut s'expliquer en partie par plusieurs paramètres :

- La description des cartes de bilan à haute résolution ci-dessus, met en évidence l'occurence de sources sédimentaires autres que celles que nous considérons dans cette étude. Les marges cantabriques et asturiennes, par exemple, semblent apporter une quantité non négligeable de sédiments dans le bassin profond.
- La sous-évaluation des volumes érodés. Nous avons montré dans la section 5.2 que les volumes sortis du domaine pyrénéen étaient sous-évalués, à la fois par le modèle en lui-même qui ne rend pas parfaitement compte des données thermochronologiques publiées et également par la zone d'interpolation utilisée. Les parties Est et Ouest des Pyrénées ne sont pas prises en compte dans le modèle et participent à la sous-évaluation des volumes. Pour le Massif central, plusieurs incertitudes sont également à prendre en compte. Nous avons choisi le bassin versant actuel pour la découpe des surfaces. Ce choix arbitraire peut également induire une sous-évaluation des volumes. Enfin, la quantification des volumes à partir des surfaces d'aplanissement considère une érosion nulle sur la surface considérée depuis la fin de son fonctionnement, et induit encore une fois une sous-évaluation des volumes.

Chapitre 7

Conclusions

L'objectif de cette thèse était d'étudier le système « source-to-sink » du système Pyrénées et de son rétro-bassin d'avant-pays, le bassin d'Aquitaine et de son équivalent profond, le golfe de Gascogne (« Bay of Biscay »), durant le Cénozoïque. Elle a également eu pour objectif de discuter la contribution d'une seconde zone potentiellement source de sédiments, le domaine de socle hercynien du Massif central, à ce domaine sédimentaire.

Le modèle d'âge et le découpage séquentiel du bassin d'Aquitaine de l'Eocène à l'actuel

L'étude du remplissage sédimentaire du bassin d'Aquitaine s'est appuyée sur une réévaluation biostratigraphique de quatre forages localisés à l'Ouest du bassin d'Aquitaine et sur la marge Aquitaine en offshore. Ces études biostratigraphiques ont été réalisées par S. Popescu, J.P. Suc (Geobiostratadata) et C. Bourdillon (Eradata).

Les séquences de 2ème ordre sont séparées par des faisceaux de surfaces d'érosion parfois discordantes. Ces limites de séquences enregistrent des chutes du niveau marin d'amplitude supérieure aux valeurs des chutes eustatiques à cette époque. Elles indiquent donc un forçage tectonique de ces chutes du niveau marin relatif.

L'analyse des bassins sédimentaires « sink »

L'analyse de la partie en préservation ou « sink » de cette étude a été possible grâce à l'élaboration de plusieurs types de données.

Des cartes d'épaisseurs ont été réalisées à partir (1) de la compilation des données de forages pour la partie la plus récente du bassin d'Aquitaine (Néogène), et (2) de la propagation d'horizons sismiques datés dans le bassin d'Aquitaine et le golfe de Gascogne (Paléogène) et de la conversion en profondeur de ces horizons à partir d'une synthèse des lois de vitesses disponibles. La résolution temporelle des données sismiques dans le bassin d'Aquitaine était plus importante comparée au golfe de Gascogne.

Des cartes paléogéographiques ont été réalisées à partir de la synthèse bibliographique des publications consacrées au remplissage sédimentaire du bassin d'Aquitaine et du golfe de Gascogne. Ces cartes avaient pour objectif principal de discriminer les zones en sédimentation et en érosion, et de caractériser les grands ensembles lithologiques et leur implication dans le système S2S.

Une quantification des volumes de roches solides préservées a été réalisée à l'échelle des deux bassins sédimentaires et ce depuis la base du Tertiaire. Ces sédiments ont été décompactés afin d'obtenir des volumes de roches solides comparables au volume de roches érodées. Les marges d'erreur associées à ces volumes sédimentaires ont également été estimées, en prenant en compte (1) les erreurs sur les lois de vitesse, (2) le taux de carbonate présent dans chaque formation considérée afin d'estimer les volumes de roches silicodétritiques, et enfin (3) l'incertitude sur les âges absolus des formations ainsi que (3) sur leur porosité en fonction de la profondeur.

Ces données ont permis de proposer un modèle stratigraphique couplé à une quantification volumétrique et une étude du routage sédimentaire dans ces deux bassins.

L'analyse des reliefs « source »

L'analyse de la partie « source » s'est faite à partir de l'utilisation de plusieurs études menées dans le cadre du projet « OROGEN Source-to-Sink ».

L'analyse de l'influence du Massif central dans le système S2S a été réalisée à partir des travaux de G. Baby, J. Baptiste, P. Bessin et T. Francois. Nous avons utilisé leur caractérisation des surfaces d'aplanissement du Massif central. Cette étude visait à comprendre la relation entres les différentes surfaces d'aplanissement et à replacer leur évolution dans un cadre géodynamique à partir de leur calage temporel. Notre étude s'est focalisée sur la quantification des volumes érodés à la verticale du Massif central depuis l'Yprésien. Cette quantification s'est faite à partir de l'interpolation de la surface marquant la propagation de le compression pyrénéenne dans le Massif central.

La quantification de la part pyrénéenne dans ce bilan S2S a été faite à partir des résultats obtenus par N. Daril, C. Fillon et M. Fox dans le cadre du stage de N. Daril. Leur étude s'est attachée à quantifier, à partir de l'inversion linéaire des données thermochronologiques, les volumes érodés dans les Pyrénées depuis 45 Ma. Afin de contraindre au mieux la part pyrénéenne rentrant en compte dans notre bilan S2S, nous avons proposé une évolution de la position de la limite amont des bassins versants (ou « divide ») depuis 45 Ma. Ainsi les volumes ont été quantifiés en prenant en compte ces hypothèses sur l'évolution de la position du « divide ».

L'évolution paléogéographique, structurale et en termes de bilan érosion / sédimentation (démarche « source to sink ») du retro-bassin d'avant-pays d'Aquitaine

Le passage de la phase orogénique à post-orogénique s'opère entre 27.1 et 25.2 Ma. Elle correspond, dans le bassin, à la succession de trois surfaces d'érosion qui fossilisent, par le dépôt de sédiments sub-tabulaires aggradants, l'ensemble des structures compressives liées à la propagation des chevauchements/anticlinaux associés au niveau de décollement « triasique ». Cette transition montre également le passage d'une phase tectonique en « charge orogénique » à une phase de « rebond isostatique » qui s'opère entre 25.2 Ma et 20.44 Ma.

La période orogénique est subdivisée en deux grandes phases d'évolution tectono-sédimentaire dans le bassin.

(1) La première, jusqu'à 43.5 Ma (Lutétien), est caractérisée par une forte subsidence au front du Chevauchement Nord-Pyrénéen, soit une évolution en « foredeep », correspondant à la flexure de la lithosphère eurasiatique liée à la construction du prisme orogénique. (2) La deuxième de 43.5 Ma à 27.1 Ma, est caractérisée par la migration de la subsidence vers le bassin, dans des sous-bassins contrôlés par l'activité des chevauchements.

La période post-orogénique est subdivisée en deux grandes phases d'évolution tectono-sedimentaire dans le bassin.

(1) La première s'étend de 25.2 à 16 Ma environ : cette phase de rebond isostatique entraîne la migration d'une très faible subsidence en direction du Nord (à la verticale de l'ex-forebulge orogénique) et localise les dépocentres ainsi que les incursions marines.

(2) La deuxième entre 16 Ma environ et 10.6 Ma correspond à une surrection à la fois du bassin d'Aquitaine mais aussi des Pyrénées et du Massif central. Elle provoque la mise en place d'un by-pass généralisé dans le bassin d'Aquitaine. Cette phase est paroxysmale entre 16 et 10.6 Ma et correspond à un évènement ouest-européen sans doute lié à une activité mantellique.

La quantité totale de sédiments préservés dans le bassin d'Aquitaine et le golfe de Gascogne est de 92 200 km³ (± 31 500 km³). Ce volume est assez faible comparé au 220 000 km³ du bassin alpin et au 3.35 106 km³ du golfe de Mexico. La répartition des sédiments préservés entre le golfe de Gascogne et le bassin d'Aquitaine au cours du temps évolue d'un facteur multiplicatif de 2.08 (en faveur du bassin d'Aquitaine) entre 66.0 et 33.9 Ma à un facteur multiplicatif de 0.01 (en faveur du golfe de Gascogne) entre 5.3 et 0 Ma. Cette balance est due aux différents stades d'évolution de la subsidence/surrection dans le bassin d'Aquitaine.

Les taux de sédimentation montrent deux périodes d'augmentation des flux sédimentaires, la première à la limite Eocène-Oligocène que nous relions à la fois à la période d'exhumation paroxysmale pyrénéenne mais également au refroidissement global contemporain. La deuxième, à 5.3 Ma, semble correspondre à l'augmentation mondiale des flux, dont l'origine climatique est favorisée par les auteurs.

La quantité totale de roches érodées issues des Pyrénées et du Massif central est de 34 335 km³ (± 10 275 km³). Cette valeur est largement moins importante comparée aux volumes de sédiments préservés. Cela peut s'expliquer par l'apport de sédiments par les courants de contour au Pliocène, également par la non prise en compte des volumes issus des massifs cantabriques, qui semblent apporter une part non négligeable de sédiments dans le golfe de Gascogne. Une sous-estimation des volumes érodés, liée à la méthode utilisée, n'est pas à exclure.

Perspectives générales

Les grands traits d'évolution du bilan érosion-sédimentation de notre étude mettent en évidence plusieurs points qu'ils seraient intéressants d'approfondir. L'augmentation des flux à 5.3 Ma qui d'après les auteurs est un évènement d'échelle mondiale, n'est pas expliquée dans notre étude. Les contributions d'autres sources sédimentaires (contourites, marge cantabrique) sont des pistes de recherche à explorer afin d'infirmer ou de confirmer cet évènement global dans notre zone d'étude. Les cônes proximaux du Miocène supérieur et du Pliocène, comme par exemple celui de Lannemezan se trouve principalement au front de la partie centrale des Pyrénées. Il serait donc également intéressant d'explorer la cause de l'absence de ces systèmes torrentiels dans les autres domaines du piedmont pyrénéens. Enfin, l'intégration du flanc Sud des Pyrénées, dans le bilan S2S permettrait d'obtenir un bilan de masse complet à l'échelle de la chaîne pyrénéenne.

Bibliographie

Alvinerie, J. (1969). *Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocene Aquitain : interpretation stratigraphique et paléogéographique*. Thèse Univ. Bordeaux III.

Alvinerie, J. (1977). *Stratotype et Parastratotype de l'Aquitanien*, Volume 4. Éditions du CNRS.

Alvinerie, J. and J. Dubreuilh (1986). *Notice explicative, carte géologique de la France(1/50000) feuille Langon (852)*. Bureau de Recherches g̀eologique et minières, Orl̀eans.

Angrand, P., M. Ford, and A. Watts (2018). Lateral variations in foreland flexure of a rifted continental margin : The aquitaine basin (sw france). *Tectonics 37*(2), 430–449.

Antoine, P.-O., F. Duranthon, S. Hervet, and G. Fleury (2006). Vertébrés de l'oligocène terminal (mp30) et du miocène basal (mn1) du métro de toulouse (sud-ouest de la france). *Comptes Rendus Palevol 5*(7), 875–884.

Antoine, P.-O., F. Duranthon, and P. Tassy (1997). L'apport des grands mammifères (rhinocérotidés, suoidés, proboscidiens) à la connaissance des gisements du miocène d'aquitaine (france). *97*, 581–590.

Armitage, J. J., P. A. Allen, P. M. Burgess, G. J. Hampson, A. C. Whittaker, R. A. Duller, and N. A. Michael (2015). Sediment transport model for the eocene escanilla sediment-routing system : Implications for the uniqueness of sequence stratigraphic architecturessediment transport model for the eocene escanilla. *Journal of Sedimentary Research 85*(12), 1510–1524.

Asnat (2014). Les amis des sciences de la nature.

Astruc, J. (1986a). *Notice explicative, carte géologique de la France(1/50000) feuille Gourdon (832)*. Bureau de Recherches g̀eologique et minières, Orl̀eans.

Astruc, J. (1986b). *Notice explicative, carte géologique de la France(1/50000) feuille Puy-l'Eveque (856)*. Bureau de Recherches g̀eologique et minières, Orl̀eans.

Azambre, B., F. Crouzel, E. Debroas, J. Soulé, and Y. Ternet (1989). Carte géologique de la france à 1/50000. In *Feuille 1053 Bagnères-De-Bigorre*. Bureau des Recherches Géologiques et Minières Orléans.

Baby, G. (2017). *Mouvements verticaux des marges passives d'Afrique australe depuis 130 Ma, étude couplée : stratigraphie de bassin : analyse des formes du relief*. Ph. D. thesis.

Bacon, M. and F. Gray (1970). A gravity survey in the eastern part of the bay of biscay. *Earth and Planetary Science Letters 10*(1), 101–105.

Baptiste, J. and R. Wyns (2018). Paléosurfaces d'altération du massif central.

Beaumont, C. (1981). Foreland basins. *Geophysical Journal International 65*(2), 291–329.

Beaumont, C., P. Fullsack, and J. Hamilton (1992). Erosional control of active compressional orogens. In *Thrust tectonics*, pp. 1–18. Springer.

Beaumont, C., J. A. Muñoz, J. Hamilton, and P. Fullsack (2000). Factors controlling the alpine evolution of the central pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 105*(B4), 8121–8145.

Bellec, V. (2003). *Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le Néogène*. Ph. D. thesis, Bordeaux 1.

Bellec, V. K., P. Cirac, and J.-C. Faugères (2009). Formation and evolution of paleo-valleys linked to a subsiding canyon, north aquitaine shelf (france). *Comptes Rendus Geoscience 341*(1), 36–48.

Benoist, E. (1874). Note sur la constitution géologique du vallon de moras, près la brède. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux 29*, 139–142.

Benoist, E. (1885). Description géologique et paléontologique des communes de saint-estèphe et de vertheuil. *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux 39*, 301–352.

Benoist, E. (1887). Esquisse géologique des terrains tertiaires du sud-ouest de la france (suite). *Journal d'Histoire naturelle de Bordeaux et du Sud-Ouest 2*(2), 20–22.

Bergounioux, F. M. and F. Crouzel (1949). Les facies des sables fauves (vindobonien superieur) dans le bassin d'aquitaine. *Bulletin de la Société Géologique de France 5*(1-3), 135–153.

Bernard, T., H. D. Sinclair, B. Gailleton, S. M. Mudd, and M. Ford (2019). Lithological control on the post-orogenic topography and erosion history of the pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters 518*, 53–66.

Bessin, P. (2014). *Eévolution géomorphologique du Massif armoricain depuis 200 MA : approche Terre-Mer*. Ph. D. thesis.

Biteau, J.-J., A. Le Marrec, M. Le Vot, and J.-M. Masset (2006). The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience 12*(3), 247–273.

Blum, M. and M. Pecha (2014). Mid-cretaceous to paleocene north american drainage reorganization from detrital zircons. *Geology 42*(7), 607–610.

Boillot, G. and R. Capdevila (1977). The pyrenees : subduction and collision ? *Earth and Planetary Science Letters 35*(1), 151–160.

Bonnard, E. (1950). Discovery of oil at lacq dome, basses-pyrenees, southwestern france. *AAPG Bulletin 34*(7), 1584–1584.

Bosch, G. V., A. Teixell, M. Jolivet, P. Labaume, D. Stockli, M. Domènech, and P. Monié (2016). Timing of eocene–miocene thrust activity in the western axial zone and chaînons béarnais (west-central pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. *Comptes Rendus Geoscience 348*(3-4), 246–256.

Boulanger, D., A. Debourle, and R. Deloffre (1970). Le récif oligocène du tuc de saumon (aquitaine–france sud-ouest). *Bulletin du Centre de Recherches, Pau (SNPA) 4*, 9–37.

Bourillet, J.-F., S. Zaragosi, and T. Mulder (2006). The french atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Marine Letters 26*(6), 311–315.

Bourrouilh, R., J.-P. Richert, and G. Zolnai (1995). The north pyrenean aquitaine basin, france : evolution and hydrocarbons. *AAPG Bulletin 79*(6), 831–853.

BRGM, A. (2018). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Cycle alpin : Stratigraphie*, Volume 2. BRGM et ASGO.

BRGM, E.-R. and S. Esso-Rep (1974). Geologie du bassin d'aquitaine. *BRGM (Ed.) 27*.

Bronner, A., D. Sauter, G. Manatschal, G. Péron-Pinvidic, and M. Munschy (2011). Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geoscience 4*(8), 549.

Brousse, R. (1989). coord.(1989)-carte géologique de la france à 1/50 000, feuille mauriac, n 763. *BRGM éditions*.

Brunet, M. (1986). The influence of the evolution of the pyrenees on adjacent basins. *Tectonophysics 129*(1-4), 343–354.

Brunet, M. (1989). Méthode d'étude quantitative de la subsidence. *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*, 87–98.

Brunet, M.-F. (1984). Subsidence history of the aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geological Magazine 121*(5), 421–428.

Brunet, M.-F. (1991). *Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique.* Ph. D. thesis, Paris 6.

Bruxelles, L. (2001). *Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : Causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénétique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement.* Ph. D. thesis, Aix-Marseille 1.

Burg, J., M. Guillaume, B. Alabouvette, and G. Astruc (1989). Najac a1/50000.

Cadenas, P. and G. Fernández-Viejo (2017). The Asturian Basin within the North Iberian margin (Bay of Biscay) : seismic characterisation of its geometry and its Mesozoic and Cenozoic cover. *Basin Research 29*(4), 521–541.

Cahuzac, B. (1980). *Stratigraphie et paléogéographie de l'Oligocène au Miocène moyen en Aquitaine sud-occidentale*. Ph. D. thesis.

Cahuzac, B., M. Janin, and E. Steurbaut (1995). Biostratigraphie de l'oligo-miocène du bassin d'aquitaine fondée sur les nannofossiles calcaires. implications paléogéographiques. *Geologie de la France-Geology of France 2*, 57–82.

Cahuzac, B. and A. W. Janssen (2010). Eocene to miocene holoplanktonic mollusca (gastropoda) of the aquitaine basin, southwest france. *Scripta Geologica* (141), 1.

Cahuzac, B. and A. Poignant (1988). Les foraminifères benthiques de l'oligocène terminal du vallon de poustagnac (landes, bassin d'aquitaine, so de la france). découverte de cycloclypeus et de pararotalia à loges équatoriales supplémentaires. *Revue de Paléobiologie, volume spécial 2*, 633–642.

Cahuzac, B. and A. Poignant (1996). Foraminifères benthiques et microproblematica du Serravallien d'Aquitaine (Sud-Ouest de la France). *Géologie de la France 3*, 35–55.

Cahuzac, B. and A. Poignant (2000). Les foraminifères benthiques du langhien du bassin d'aquitaine (sw de la france) ; données paléoécologiques et biogéographiques. *Geobios 33*(3), 271–300.

Cahuzac, B. and A. Poignant (2002). Associations de foraminifères benthiques dans quelques gisements de l'oligo-miocène sud-aquitain. *Revue de Micropaléontologie 45*(3), 221–256.

Cahuzac, B., A. Poignant, et al. (1997). Essai de biozonation de l'oligo-miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bulletin de la Société géologique de France 168*(2), 155–169.

Canérot, J., M. R. Hudec, and K. Rockenbauch (2005). Mesozoic diapirism in the pyrenean orogen : Salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG bulletin 89*(2), 211–229.

Capdeville, J. (1990). Notice explicative, carte géol. *France (1/50 000), feuille Mont-de-Marsan (951). Orléans : BRGM*.

Capdeville, J. (1992). Notice explicative, carte géologique france (1/50000), feuille bazas 876). *BRGM, Orléans*.

Capdeville, J. (1997). Carte géologique de la france (1/50000). feuille hagetmau (978). notice explicative avec la collaboration de gineste mc, turq a., verjan b. *BRGM, Orléans*.

Capdeville, J. (2000). Notice explicative de la feuille de penne d'agenais.

Capdeville, J. (2001). Notice explicative, carte géologique france (1/50000), feuille valaance d'agen 903.

Capdeville, J., F. Charnet, and M. Lenoir (1996). Notice explicative de la feuille podensac à 1/50000. *BRGM, Orléans*.

Capdeville, J., F. Charnet, and A. Turq (1996). Notice explicative de la feuille cancon à 1/50000.

Capdeville, J. and J. Dubreuilh (1990). Notice explicative de la feuille de morcenx à 1/50 000.

Capdeville, J. and D. Millet (2003). *Notice explicative, carte géologique de la France(1/50000) feuille Montreal du Gers (927)*. Bureau de Recherches g̀eologique et minières, Orl̀eans.

Capdeville, J. and A. Turq (1999). Notice explicative de la feuille villeneuve sur lot à 1/50 000.

Capdeville, J.-P. (1987). *Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du Bassin d'Aquitaine entre Lot et Dordogne*. Ph. D. thesis, Université Michel de Montaigne.

Capdeville, J.-P. (1998). *Aire-sur-l'Adour*. BRGM.

Capdeville, J. P. and A. Turq (2003). NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE MOISSAC À 1/50 000.

Carey, S. W. (1958). *Continental drift*.

Casteras, M. (1956). Sur les formations continentales et lacustres tertiaires de la pattie sudorientale du bassin d'aquitaine. *Actes du*.

Casteras, M., J. Canérot, J. Paris, D. Tisin, B. Azambre, and H. Alimen (1970). Carte géol. *France (1/50 000), feuille Oloron-Sainte-Marie (1051)*.

Catuneanu, O. (2004). Retroarc foreland systems—-evolution through time. *Journal of African Earth Sciences 38*(3), 225–242.

Cavelier, C., G. Fries, J. L. Lagarigue, and J. P. Capdeville (1997). Sedimentation progradante au Cenozo{\"\i}que inférieur en Aquitaine méridionale : un modèle. *Géologie de la France 4*, 69–79.

Chaigne, M. (1964). Contribution a l'etude stratigraphique et sedimentologique du secteur aigne-tourouzelle. bassin tertiaire de carcassonne (aude).

Champagnac, J.-D., P. G. Valla, and F. Herman (2014). Late-cenozoic relief evolution under evolving climate : A review. *Tectonophysics 614*, 44–65.

Chavaud, D. and J. Delfaud (2002). Utilisation de l'analyse morphostructurale pour la mise en évidence de l'halocinèse durant le mio-plio-quaternaire en aquitaine méridionale. *Bulletin de la Société géologique de France*.

Chevrot, S., M. Sylvander, J. Diaz, R. Martin, F. Mouthereau, G. Manatschal, E. Masini, S. Calassou, F. Grimaud, H. Pauchet, and Others (2018). The non-cylindrical crustal architecture of the Pyrenees. *Scientific reports 8*(1), 9591.

Chevrot, S., M. Sylvander, J. Diaz, M. Ruiz, A. Paul, and P. W. Group (2014). The pyrenean architecture as revealed by teleseismic p-to-s converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International 200*(2), 1096–1107.

Chevrot, S., A. Villaseñor, M. Sylvander, S. Benahmed, E. Beucler, G. Cougoulat, P. Delmas, M. De Saint Blanquat, J. Diaz, J. Gallart, et al. (2014). High-resolution imaging of the pyrenees and massif central from the data of the pyrope and iberarray portable array deployments. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 119*(8), 6399–6420.

Choukroune, P. (1976). A discussion on natural strain and geological structure-strain patterns in the pyrenean chain. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 283*(1312), 271–280.

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

Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences 20*(1), 143–158.

Choukroune, P. and M. Mattauer (1978). Tectonique des plaques et pyrenees ; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne ; comparaisons avec des modeles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France 7*(5), 689–700.

Choukroune, P., M. Seguret, and A. Galdeano (1973). Caracteristiques et evolution structurale des pyrenees ; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société géologique de France 7*(5-6), 600–611.

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

Clerc, C., Y. Lagabrielle, P. Labaume, J.-C. Ringenbach, A. Vauchez, T. Nalpas, R. Bousquet, J.-F. Ballard, A. Lahfid, and S. Fourcade (2016). Basement–cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. insights from the northeastern pyrenean analog. *Tectonophysics 686*, 82–97.

Clift, P. D., J. Blusztajn, and A. D. Nguyen (2006). Large-scale drainage capture and surface uplift in eastern tibet–sw china before 24 ma inferred from sediments of the hanoi basin, vietnam. *Geophysical Research Letters 33*(19).

Cremer, M. (1983). *Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques : l'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des grès d'Annot (Alpes-de-Haute-Provence)*. Ph. D. thesis, Université de Bordeaux 1.

Crochet, B. (1989). *Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la série de Palassou*. Ph. D. thesis, Toulouse 3.

Crouzel, C. (1957). *Le Miocene du Bassin d'Aquitaine*. Ph. D. thesis, Thèse, Université de Toulouse.

Crouzel, F. (1989). Carte g6ologique de france (1/50 000% feuille eauze (953). *Bureau Rech. G ˜ ol. Min.*

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

Daignières, M., J. Gallart, E. Banda, and A. Hirn (1982). Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the pyrenean range. *Earth and Planetary Science Letters 57*(1), 88–100.

De Schepper, S., J. Groeneveld, B. D. A. Naafs, C. Van Renterghem, J. Hennissen, M. J. Head, S. Louwye, and K. Fabian (2013). Northern hemisphere glaciation during the globally warm early late pliocene. *PloS one 8*(12), e81508.

Debroas, E.-J. (1990). Le flysch noir albo-cénomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en bigorre (hautes-pyrénées, france). *Bulletin de la Société géologique de France 6*(2), 273–285.

Degrange-Touzin, A. (1912). *Contribution à l'étude de l'aquitanien dans la vallée de la Douze (Landes)*. A. Saugnac.

Delbos, J. (1847). *Recherches sur l'âge de la formation d'eau douce de la partie orientale du bassin de la Gironde*. P. Bertrand.

Delfaud, J., P. Pailhe, and G. Thomas (1982). Carte géologique de la france au 1/50 000. *Sheet of Morlaas (1030). Bureau de Recherche Géologique et Minieres, Orléans, France*.

Demange, M, A. B. M. M. A. J. (1997). *Notice explicative, carte géologique de la France(1/50000) feuille Revel (1011)*. Bureau de Recherches g̀eologique et minières, Orl̀eans.

Denele, Y., P. Olivier, G. Gleizes, and P. Barbey (2007). The hospitalet gneiss dome (pyrenees) revisited : lateral flow during variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova 19*(6), 445–453.

Deramond, J., R. Graham, J. Hossack, P. Baby, and G. Crouzet (1985). Nouveau modèle de la chaîne des pyrénées. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 301*(16), 1213–1216.

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

Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology 40*(3), 259–274.

Dubreuilh, J., J. P. , G. Farjanel, G. Karnay, J. P. Platel, and R. Simon-Coinçon (1995). Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France 4*, 3–26.

Dubreuilh, J. (1987). *Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine : passage aux formations palustres, lacustres et marines*, Volume 172. Éditions du BRGM.

Dubreuilh, J. and G. Karnay (1997). Carte géologique de la france 1/50 000. *Sheet of Arthez-de-Béarn (1004). Bureau de Recherche Géologique et Minieres, Orléans, France*.

Dubreuilh, J. and J. Marionnaud (1973). Carte géologique de la france (1/50 000), feuille lesparre-mèdoc-le junca (753-754). orléans : Brgm notice explicative par j. dubreuilh, j.

Ducasse, O. and B. (1997). Les ostracodes indicateurs des paléoenvironnements au Miocène moyen (Serravallien) en Aquitaine (Sud-Ouest de la France). *Revue de Micropaléontologie 40*(2), 141–166.

Ducasse, O. and B. Cahuzac (1996). Évolution de la faune d'ostracodes dans un cadre paléogéographique et interprétation des paléoenvironnements au langhien en aquitaine. *Revue de micropaléontologie 39*(4), 247–260.

Ducasse, O. and B. Cahuzac (1997). Les ostracodes indicateurs des paléoenvironnements au miocène moyen (serravallien) en aquitaine (sud-ouest de la france). *Revue de Micropaléontologie 40*(2), 141–166.

Ducoux, M. (2017). *Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées*. Ph. D. thesis.

Dupéron-Laudoueneix, M. and D. Pons (1985). Nouvelle étude de mesembrioxylon libanoticum edwards (conifère du mésozoïque supérieur) ; intérêts paléogéographigue, biostratigraphique et paléoclimatique. *Plant Biosystem 119*(3-4), 151–166.

Duplaix, S. (1956). *Etude pétrographique des formations meubles de la Gascogne, du Pays Basque et de leur littoral*. Société géologique de France.

Duranthon, F. (1991). Biozonation des molasses continentales oligo-miocènes de la région toulousaine par l'étude des mammifères. apports à la connaissance du bassin d'aquitaine (france). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 313*(8), 965–970.

Eardley, A. (1946). Petroleum geology of aquitaine basin, france. *AAPG Bulletin 30*(9), 1517–1545.

Einsele, G. and M. Hinderer (1997). Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins. *Geologische Rundschau 86*(2), 288–310.

Einsele, G. and M. Hinderer (1998). Quantifying denudation and sediment–accumulation systems (open and closed lakes) : basic concepts and first results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 140*(1-4), 7–21.

England, P. (1981). Metamorphic pressure estimates and sediment volumes for the alpine orogeny : an independent control on geobarometers ? *Earth and Planetary Science Letters 56*, 387–397.

Ercilla, G., J. Iglesias, D. Casas, F. Estrada, J. Váquez, M. García, M. Gómez, M. Team, et al. (2008). Recent sedimentary processes on the cantabrian continental margin, eastern bay of biscay. *Geo-Temas 10*, 515–518.

Fabre, A. (1939). *Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde.* Ph. D. thesis, E. Drouillard.

Farley, K. (2000). Helium diffusion from apatite : General behavior as illustrated by durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 105*(B2), 2903–2914.

Feist-Castel, M. and M. Ringeade (1977). Etude biostratigraphique et paleobotanique (Charophytes) des formations continentales d'Aquitaine, de l'Eocene superieur au Miocene inferieur. *Bulletin de la Société géologique de France 7*(2), 341–354.

Ferrer, O., M. P. A. Jackson, E. Roca, and M. Rubinat (2012). Evolution of salt structures during extension and inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay). *Geological Society, London, Special Publications 363*(1), 361–380.

Fidalgo-González, L. (1995). Les monts sous-marins dans le golfe de gascogne : témoins de son 297 évolution ? mémoire de dea. *Université de Bretagne Occidentale 298.*

Filleaudeau, P.-Y. (2011). *Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique.* Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.

Fillon, C., C. Gautheron, and P. van der Beek (2013). Oligocene–miocene burial and exhumation of the southern pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society 170*(1), 67–77.

Fillon, C. and P. van der Beek (2012a). Post-orogenic evolution of the southern p yrenees : constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research 24*(4), 418–436.

Fillon, C. and P. van der Beek (2012b). Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees : Constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research 24*(4), 418–436.

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

Folliot, M. (1993). *Les dépôts néogènes de la région de Salles et Mios(Nord du Bassin d'Aquitaine, France). Révision du «Sallomacien», étude de la macrofaune et considérations paléoécologiques et paléogéographiques*. Ph. D. thesis.

Ford, M., L. Hemmer, A. Vacherat, K. Gallagher, and F. Christophoul (2016). Retro-wedge foreland basin evolution along the ecors line, eastern pyrenees, france. *Journal of the Geological Society 173*(3), 419–437.

Fox, M., F. Herman, S. D. Willett, and S. M. Schmid (2016). The exhumation history of the european alps inferred from linear inversion of thermochronometric data. *American Journal of Science 316*(6), 505–541.

Gaillardet, J., B. Dupré, and C. J. Allègre (1995). A global geochemical mass budget applied to the congo basin rivers : erosion rates and continental crust composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta 59*(17), 3469–3485.

Galdeano, A., M. G. Moreau, J. P. Pozzi, P. Y. Berthou, and J. A. Malod (1989). New paleomagnetic results from cretaceous sediments near lisboa (portugal) and implications for the rotation of iberia. *Earth and Planetary Science Letters 92*(1), 95–106.

Gallagher, K. and R. Brown (1999). Denudation and uplift at passive margins : the record on the atlantic margin of southern africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences 357*(1753), 835–859.

Gallastegui, J., J. A. Pulgar, and J. Gallart (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics 21*(4), 11–15.

Galloway, W. E., T. L. Whiteaker, and P. Ganey-Curry (2011). History of cenozoic north american drainage basin evolution, sediment yield, and accumulation in the gulf of mexico basin. *Geosphere 7*(4), 938–973.

Galloway, W. E. and T. A. Williams (1991). Sediment accumulation rates in time and space : Paleogene genetic stratigraphic sequences of the northwestern gulf of mexico basin. *Geology 19*(10), 986–989.

Gardère, P. (2002). *Les sables fauves : dynamique sédimentaire et évolution morphostructurale du bassin d'Aquitaine au Miocène moyen.* Ph. D. thesis.

Gardère, P. (2005). La Formation des Sables Fauves : Dynamique sédimentaire au Miocène moyen et évolution morpho-structurale de l'Aquitaine (SW France) durant le Néogène. *Eclogae Geologicae Helvetiae 98*(2), 201–217.

Gayet, J. (1985). L'ensemble des environnements oligocènes nord aquitains : un modèle de plate-forme marine stable à sédimentation carbonatée. *Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*.

Gély, J. P. and K. Sztràkos (2000). L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France 2*, 31–57.

Gély, J.-P. and K. Sztràkos (2001). La tectonique pyrénéenne à l'oligocène : une phase majeure de déformation en compression méconnue du bassin aquitain (france). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 332*(8), 507–512.

Gibson, M., H. Sinclair, G. Lynn, and F. Stuart (2007). Late-to post-orogenic exhumation of the central pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research 19*(3), 323–334.

Gillard, M., J. Autin, and G. Manatschal (2016). Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust : Structural style, evolution and relation to magma. *Marine and Petroleum Geology 76*, 51–67.

Gillot, P.-Y. (1974). *Chronométrie par la méthode potassium-argon des laves des Causses et du Bas Languedoc : interprétations.* Ph. D. thesis.

Gómez, M., J. Vergés, and C. Riaza (2002). Inversion tectonics of the northern margin of the Basque Cantabrian Basin. *Bulletin de la Société géologique de France 173*(5), 449–459.

Gong, Z., C. Langereis, and T. Mullender (2008). The rotation of iberia during the aptian and the opening of the bay of biscay. *Earth and Planetary Science Letters 273*(1-2), 80–93.

Granet, M., M. Wilson, and U. Achauer (1995). Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters 136*(3-4), 281–296.

Guillocheau, F., N. Brault, E. Thomas, J. Barbarand, and Others (2003). Histoire géologique du Mass{\i}E Armoricain depuis 140 Ma (Cretace-actuel).

Guillocheau, F., D. Rouby, C. Robin, C. Helm, and N. Rolland (2012). Quantification and causes of the terrigeneous sediment budget at the scale of a continental margin : a new method applied to the namibia-south africa margin. *Basin Research 24*(1), 3–30.

Gunnell, Y., M. Calvet, S. Brichau, A. Carter, J.-P. Aguilar, and H. Zeyen (2009). Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts : insights from thermo-and biochronology in the eastern pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters 278*(3-4), 208–218.

Haider, V. L., J. Kropáček, I. Dunkl, B. Wagner, and H. von Eynatten (2015). Identification of peneplains by multi-parameter assessment of digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms 40*(11), 1477–1492.

Handy, M. R., S. M. Schmid, R. Bousquet, E. Kissling, and D. Bernoulli (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of alpine tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the alps. *Earth-Science Reviews 102*(3-4), 121–158.

Haq, B. U., J. A. N. Hardenbol, and P. R. Vail (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science 235*(4793), 1156–1167.

Hay, W. W., C. A. Shaw, and C. N. Wold (1989). Mass-balanced paleogeographic reconstructions. *Geologische Rundschau 78*(1), 207–242.

Hay, W. W. and C. N. Wold (1990). Relation of selected mineral deposits to the mass/age distribution of phanerozoic sediments. *Geologische Rundschau 79*(2), 495–512.

Henry, J., G. Zolnaï, G. Le Pochat, and C. Mondeilh (1989). Notice et carte géologique de la france, feuille orthez, 1 : 50 000. *Serv. géol. nat.*

Herman, F. and J.-D. Champagnac (2016). Plio-pleistocene increase of erosion rates in mountain belts in response to climate change. *Terra Nova 28*(1), 2–10.

Hernández-Molina, J., E. Llave, L. Somoza, M. C. Fernández-Puga, A. Maestro, R. León, T. Medialdea, A. Barnolas, M. Garciéa, V. D. del Riéo, et al. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints : a diagnosis of the gulf of cadiz contourite depositional systems. *Geology 31*(1), 19–22.

Hourdebaigt, M.-L. (1988). *Stratigraphie et sédimentologie des molasses synorogéniques en Béarn et en Bigorre.* Ph. D. thesis, Toulouse 3.

Hourdebaigt, M.-L., J. Villatte, and B. Crochet (1986). Le poudingue de jurançon du sud de pau appartient à la série syntectonique de palassou : preuve par la découverte d'une malacofaune écocène. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 303*(10), 951–956.

Huard, J. and R. Lavocat (1963). Sur la découverte de fossiles dans les formations à lignite d'arjuzanx (landes) et leur signification stratigraphique. *CR Acad. Sci., Paris 257*, 3979–3980.

Huyghe, D., F. Mouthereau, and L. Emmanuel (2012). Oxygen isotopes of marine mollusc shells record eocene elevation change in the pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters 345*, 131–141.

Iglesias, J. (2009). Sedimentation on the cantabrian continental margin from late oligocene to quaternary.

Jammes, S., G. Manatschal, and L. Lavier (2010). Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems : The example of the parentis and mauléon basins (bay of biscay and western pyrenees). *AAPG bulletin 94*(7), 957–975.

Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier, and E. Masini (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean : Example of the western pyrenees. *Tectonics 28*(4).

Jammes, S., C. Tiberi, and G. Manatschal (2010). 3d architecture of a complex transcurrent rift system : the example of the bay of biscay–western pyrenees. *Tectonophysics 489*(1-4), 210–226.

Jolivet, M., P. Labaume, P. Monié, M. Brunel, N. Arnaud, and M. Campani (2007). Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south pyrenean basement thrust system (france-spain). *Tectonics 26*(5).

Juez-Larré, J. and P. Andriessen (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 243*(1-2), 159–180.

Karnay, G. (1993). Notice explicative, carte géol. franc (1/50000) feuille saint-symphorien.

Karnay, G. and J. Dubreuilh (1991). Notice explicative de la feuille soustons à 1/50000.

Karnay, G., B. Mauroux, and J. Chateauneuf (1998). Notice explicative de la feuille de lembeye à 1/50 000.

Kieken, M. and C. Thibault (1975). Notice explicative, carte géologique de la france 1 : 50 000. *Saint Vincent de Tyrosse, Serv. géol. nat.*

Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional sediment budget of circum-alpine basins (central europe). *Mem. Sci. Geol. Padova 52*(1), 1–91.

Kuhlemann, J., W. Frisch, B. Székely, I. Dunkl, and M. Kázmér (2002). Post-collisional sediment budget history of the alps : tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences 91*(5), 818–837.

Labaume, P., F. Meresse, M. Jolivet, A. Teixell, and A. Lahfid (2016). Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin : An example from the south pyrenean thrust belt. *Tectonics 35*(5), 1280–1313.

Lacan, P. (2008). *Activité sismotectonique plio-quaternaire de l'ouest des Pyrénées.* Ph. D. thesis.

Lagabrielle, Y. and J.-L. Bodinier (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks : field evidence from the lherz peridotites, french pyrenees. *Terra Nova 20*(1), 11–21.

Lagabrielle, Y., P. Labaume, and M. de Saint Blanquat (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe) : Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics 29*(4).

Le Borgne, E., J.-L. Le Mouël, and X. Le Pichon (1971). Aeromagnetic survey of south-western europe. *Earth and Planetary Science Letters 12*(3), 287–299.

Le Pichon, X., J. Bonnin, J. Francheteau, and J. Sibuet (1971). Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de gascogne. *Histoire structurale du Golfe de Gascogne 2*, 1–44.

Le Pichon, X., J. Bonnin, and J. Sibuet (1970). La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du golfe de gascogne. *CR Acad. Sci. Paris 271*, 1941–1944.

Lisiecki, L. E. and M. E. Raymo (2007). Plio–pleistocene climate evolution : trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quaternary Science Reviews 26*(1-2), 56–69.

Liu, S., D. Van Rooij, T. Vandorpe, C. González-Pola, G. Ercilla, and F. J. Hernández-Molina (2019). Morphological features and associated bottom-current dynamics in the le danois bank region (southern bay of biscay, ne atlantic) : A model in a topographically constrained small basin. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*.

Lozouet, P. and L. Dolin (1998). Nouvelles espèces de gastéropodes (mollusca : Gastropoda) de l'oligocène et du miocène inférieur d'aquitaine (sud-ouest de la france).

Macchiavelli, C., J. Vergés, A. Schettino, M. Fernàndez, E. Turco, E. Casciello, M. Torne, P. P. Pierantoni, and L. Tunini (2017). A new southern north atlantic isochron map : Insights into the drift of the iberian plate since the late cretaceous. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 122*(12), 9603–9626.

Macquet, M., A. Paul, H. A. Pedersen, A. Villaseñor, S. Chevrot, M. Sylvander, D. Wolyniec, and P. W. Group (2014). Ambient noise tomography of the pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-d vs model in the presence of a very heterogeneous crust. *Geophysical Journal International 199*(1), 402–415.

Mancktelow, N. (1999). Finite-element modelling of single-layer folding in elasto-viscous materials : the effect of initial perturbation geometry. *Journal of Structural Geology 21*(2), 161–177.

Masini, E., G. Manatschal, J. Tugend, G. Mohn, and J.-M. Flament (2014). The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin : the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *International Journal of Earth Sciences 103*(6), 1569–1596.

Mathelin, J.-C. and K. Sztràkos (1993). L'eocène de biarritz (pyrénées atlantiques, sw france). stratigraphie et paléoenvironnement. monographie des foraminifères. *Cahiers de Micropaléontologie 8*(1/2), 5–182.

Mattauer, M. (1990). Une autre interprétation du profil ecors pyrénées. *Bulletin de la Societé géologique de France 6*(2), 307–311.

Mattauer, M. and M. Séguret (1971). Les relations entre la chaîne des pyrénées et le golfe de gascogne. *J. Debyser, X. Le Pichon, and L. Montadert. Technip, Paris*, 1–24.

Maurel, O. (2003). *L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : Une approche thermochronologique multi-méthodes du rôle des failles.* Ph. D. thesis.

Maurel, O., P. Monie, R. Pik, N. Arnaud, M. Brunel, and M. Jolivet (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 97*(3), 565–584.

Mayer-Eymar, K. (1857). *Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-Gebilde Europa's.* J. Schläpfer.

Metcalf, J. R., P. G. Fitzgerald, S. L. Baldwin, and J.-A. Muñoz (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 287*(3-4), 488–503.

Métivier, F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier, and M. Klein (1999). Mass accumulation rates in asia during the cenozoic. *Geophysical Journal International 137*(2), 280–318.

Mezger, J. E. and A. Gerdes (2016). Early variscan (visean) granites in the core of central pyrenean gneiss domes : implications from laser ablation u-pb and th-pb studies. *Gondwana Research 29*(1), 181–198.

Michael, N. A., A. Carter, A. C. Whittaker, and P. A. Allen (2014). Erosion rates in the source region of an ancient sediment routing system : comparison of depositional volumes with thermochronometric estimates. *Journal of the Geological Society 171*(3), 401–412.

Michael, N. A., A. C. Whittaker, and P. A. Allen (2013). The functioning of sediment routing systems using a mass balance approach : example from the eocene of the southern pyrenees. *The Journal of Geology 121*(6), 581–606.

Michon, L. and O. Merle (2001). The evolution of the massif central rift ; spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bulletin de la Société géologique de France 172*(2), 201–211.

Milliman, J. D. and J. P. Syvitski (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers. *The journal of Geology 100*(5), 525–544.

Molnar, P. (2004). Late cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment : How might climate change have affected erosion rates ? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32*, 67–89.

Molnar, P. and P. England (1990). Late cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ? *Nature 346*(6279), 29.

Molnar, P. and H. Lyon-Caen (1988). Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Processes in continental lithospheric deformation 218*, 179–207.

Montadert, L., E. Winnock, et al. (1971). *L'Histoire structurale du Golf de Gascogne*. Technip.

Moreau, M. G., J. Y. Berthou, and J.-A. Malod (1997). New paleomagnetic mesozoic data from the algarve (portugal) : fast rotation of iberia between the hauterivian and the aptian. *Earth and Planetary Science Letters 146*(3-4), 689–701.

Mosbrugger, V., T. Utescher, and D. L. Dilcher (2005). Cenozoic continental climatic evolution of central europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences 102*(42), 14964–14969.

Moucheneé, M. (2016). *Évolution post-orogénique du système couplé piémont/bassin versant : le méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées*. Ph. D. thesis, Grenoble Alpes.

Mouline, M P, D. J. C. A. L. T. J. M. P. M. P. P. W. J. (1982). *Notice explicative, carte géologique de la France(1/50000) feuille Maramande (853)*. Bureau de Recherches g̀eologique et minières, Orl̀eans.

Mouline, M. (1971). Notice explicative de la feuille de lavaur.

Mouline, M. (1977). Notice explicative de la feuille de blaye et ste luce.

Mouline, M. (1989). *Sédimentation continentale en zone cratonique : le Castrais et l'Albigeois(France) au tertiaire*. Ph. D. thesis.

Mouthereau, F., P.-Y. Filleaudeau, A. Vacherat, R. Pik, O. Lacombe, M. G. Fellin, S. Castelltort, F. Christophoul, and E. Masini (2014). Placing limits to shortening evolution in the pyrenees : Role of margin architecture and implications for the iberia/europe convergence. *Tectonics 33*(12), 2283–2314.

Moyes, J. (1966). Les faluns néogènes du bordelais. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine 1*, 85–111.

Muller, C. and C. Pujol (1979). Etude du nannoplancton calcaire et des foraminifères planctoniques dans l'oligocène et le miocène en aquitaine (france). *Géologie méditerranéenne 6*(2), 357–367.

Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt : Ecors-pyrenees crustal balanced cross-section. In *Thrust tectonics*, pp. 235–246. Springer.

Muratet, B. and C. Cavelier (1992). Caractère séquentiel discontinu des molasses oligocènes à la bordure orientale du bassin aquitain. *Géologie de la France* (1), 3.

Nehlig, P., P. Bojvin, A. De Goër de Hervé, J. Mergoil, G. Prouteau, and D. Thiéblemont (2001). Les volcans du massif central. *GEOLOGUES-PARIS-*, 66–91.

Neres, M., J. Miranda, and E. Font (2013). Testing iberian kinematics at jurassic-cretaceous times. *Tectonics 32*(5), 1312–1319.

Nirrengarten, M., G. Manatschal, J. Tugend, N. Kusznir, and D. Sauter (2018). Kinematic evolution of the southern north atlantic : Implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics 37*(1), 89–118.

Nirrengarten, M., G. Manatschal, J. Tugend, N. J. Kusznir, and D. Sauter (2017). Nature and origin of the j-magnetic anomaly offshore iberia–newfoundland : implications for plate reconstructions. *Terra Nova 29*(1), 20–28.

Ogg, J. G., G. Ogg, and F. M. Gradstein (2016). *A concise geologic time scale : 2016*. Elsevier.

Olivet, J. (1996). Kinematics of the iberian plate. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 20*(1), 131–195.

Olivet, J., J. Bonnin, P. Beuzart, and J. Auzende (1984). Cinématique de l'atlantique nord et central, 108. *CNEXO, Plouzané*.

Ortiz, A., F. Guillocheau, E. Lasseur, J. Briais, C. Robin, O. Serrano, and C. Fillon (2019). Sediment routing system and sink preservation during the post-orogenic evolution of a retro-foreland basin : The case example of the north pyrenean (aquitaine, bay of biscay) basins. *Marine and Petroleum Geology*, 104085.

Ortuño, M., A. Martí, C. Martín-Closas, G. Jiménez-Moreno, E. Martinetto, and P. Santanach (2013). Palaeoenvironments of the late miocene prüedo basin : implications for the uplift of the central pyrenees. *Journal of the Geological Society 170*(1), 79–92.

Ortuño, M. and M. Viaplana-Muzas (2018). Active fault control in the distribution of elevated low relief topography in the central-western pyrenees. *Geologica Acta 16*(4), 499–518.

Palassou, P.-B. (1784). *Essai sur la minéralogie des monts Pyrénées...* Didot.

Parize, O., T. Mulder, B. Cahuzac, N. Fiet, L. Londeix, and J.-L. Rubino (2008). Sedimentology and sequence stratigraphy of aquitanian and burdigalian stratotypes in the bordeaux area (southwestern france). *Comptes Rendus Geoscience 340*(6), 390–399.

Pasquier, V., S. Revillon, E. Leroux, S. Molliex, L. Mocochain, and M. Rabineau (2019). Quantifying biogenic versus detrital carbonates on marine shelf : an isotopic approach. *Frontiers in Earth Science 7*, 164.

Patin, J. (1967). L'évolution morphologique du plateau de lannemezan. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen 38*(4), 325–337.

Pazzaglia, F. J. and M. T. Brandon (1996). Macrogeomorphic evolution of the post-triassic appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record. *Basin Research 8*(3), 255–278.

Pazzaglia, F. J. and T. W. Gardner (1994). Late cenozoic flexural deformation of the middle us atlantic passive margin. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 99*(B6), 12143–12157.

Peybernes, B. and P. Souquet (1984). Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the pyrenees during mesozoic times. *Geological Magazine 121*(5), 397–405.

Platel, J. (1990a). Notice et carte géologique de la france, feuille tartas, 1 : 50 000. *Serv. géol. nat 52*.

Platel, J. (1992). Notice explicative de la feuille belin à 1/50 000.

Platel, J., G. Célerier, C. Duchadeau-Kervazo, C. Chevillot, and F. Charnet (1999). Notice explicative de la feuille ribérac à 1/50 000.

Platel, J., F. Charnet, and M. Lenoir (1996). Notice explicative de la feuille duras à 1/50000.

Platel, J. P. (1990b). Notice et carte géologique de la France, feuille Tartas, 1 : 50 000. *Serv. géol. nat 52*.

Platel, J. P. (1990c). Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Cazaubon (926).

Poag, C. W. and W. D. Sevon (1989). A record of appalachian denudation in postrift mesozoic and cenozoic sedimentary deposits of the us middle atlantic continental margin. *Geomorphology 2*(1-3), 119–157.

Poignant, A. and C. Pujol (1976). Nouvelles données micropaléontologiques (foraminifères planctoniques et petits foraminifères benthiques) sur le stratotype de l'aquitanien. *Geobios 9*(5), 607–663.

Pratviel, L. (1972). *Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire ouest-aquitain pendant l'Oligocène*, Volume 3. Institut de géologie du bassin d'Aquitaine.

Pratviel, L., J. Duvergé, J. Dubreuilh, J. Wilbert, J. Alvinerie, H. Astié, J. Gayet, and J. Duphil (1978). Carte géologique de la france à 1/50 000, pessac (n ° 827), notice d'explication, ministère de l'industrie du commerce et de l'artisanat. In *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. Service Géologique National Orléans.

Pujol, C. (1970). Contribution à l'étude des foraminifères planctoniques néogènes dans le bassin aquitain. *Inst. Geol. Bassin Aquitaine, Bull. 9*, 201–219.

Raulin, V. (1897). *Statistique géologique et agronomique du département des Landes, exécutée et publiée sous les auspices du Conseil général. Troisième partie. Terrains tertiaire et d'alluvion de la partie occidentale du département et additions, par V. Raulin,...* L. Laurent fils.

Reiners, P. W. and M. T. Brandon (2006). Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 34*, 419–466.

Rey, J., F. Duranthon, P. Gardère, Y. Gourinard, J. Magné, H. Feinberg, and B. Muratet (1997). Découverte d'un encaissement entre dépôts de sables fauves dans la région de sos (miocène centre-aquitain).

Roca, E., J. A. Muñoz, O. Ferrer, and N. Ellouz (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen : Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics 30*(2), 1–33.

Roest, W. and S. Srivastava (1991a). Kinematics of the plate boundaries between eurasia, iberia, and africa in the north atlantic from the late cretaceous to the present. *Geology 19*(6), 613–616.

Roest, W. and S. Srivastava (1991b). Kinematics of the plate boundaries between eurasia, iberia, and africa in the north atlantic from the late cretaceous to the present. *Geology 19*(6), 613–616.

Roigé, M., D. Gómez-Gras, E. Remacha, S. Boya, M. Viaplana-Muzas, and A. Teixell (2017). Recycling an uplifted early foreland basin fill : An example from the jaca basin (southern pyrenees, spain). *Sedimentary geology 360*, 1–21.

Roigé, M., D. Gómez-Gras, E. Remacha, R. Daza, and S. Boya (2016). Tectonic control on sediment sources in the jaca basin (middle and upper eocene of the south-central pyrenees). *Comptes Rendus Geoscience 348*(3-4), 236–245.

Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2002). Relative motions of africa, iberia and europe during alpine orogeny. *Tectonophysics 359*(1-2), 117–129.

Roure, F., P. Choukroune, X. Berastegui, J. Munoz, A. Villien, P. Matheron, M. Bareyt, M. Seguret, P. Camara, and J. Deramond (1989). Ecors deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints on the evolution of the pyrenees. *Tectonics 8*(1), 41–50.

Saspiturry, N., P. Razin, T. Baudin, O. Serrano, B. Issautier, E. Lasseur, C. Allanic, I. Thinon, and S. Leleu (2019). Symmetry vs. asymmetry of a hyper-thinned rift : Example of the mauléon basin (western pyrenees, france). *Marine and Petroleum Geology 104*, 86–105.

Savostin, L. A., J.-C. Sibuet, L. P. Zonenshain, X. Le Pichon, and M.-J. Roulet (1986). Kinematic evolution of the tethys belt from the atlantic ocean to the pamirs since the triassic. *Tectonophysics 123*(1-4), 1–35.

Schettino, A. and E. Turco (2011). Tectonic history of the western tethys since the late triassic. *Bulletin 123*(1-2), 89–105.

Schildgen, T. F., P. A. van der Beek, H. D. Sinclair, and R. C. Thiede (2018). Spatial correlation bias in late-cenozoic erosion histories derived from thermochronology. *Nature 559*(7712), 89.

Schoeffler, J. (1971). *Etude structurale des terrains molassiques du piedmont-nord des Pyrénées de Peyrehorade à Carcassonne.*

Schouten, H., S. Srivastava, and K. Klitgord (1984). Iberian plate kinematics : jumping plate boundaries, an alternative to ball-bearing tectonics. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union 65*, 190.

Seguret, M. (1972). Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des pyrénées. *Pub. Estela, Ser geol. struct. 2*, 1–155.

Seguret, M. and M. Daignieres (1986). Crustal scale balanced cross-sections of the pyrenees ; discussion. *Tectonophysics 129*(1-4), 303–318.

Séranne, M., A. Benedicto, P. Labaum, C. Truffert, and G. Pascal (1995). Structural style and evolution of the gulf of lion oligo-miocene rifting : Role of the pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum geology 12*(8), 809–820.

Séranne, M., H. Camus, F. Lucazeau, J. Barbarand, and Y. Quinif (2002). Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de la Société géologique de France 173*(2), 97–112.

Serrano, O. (2001). *Le Crétacé Supérieur-Paléogène du Bassin Compressif Nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour). Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique.* Ph. D. thesis.

Serrano, O., J. Delmas, F. Hanot, R. Vially, J. Herbin, P. Houel, and B. Tourlière (2006). Le bassin d'aquitaine : Valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier, rapport régional d'evaluation pétrolière. *Bureau de la Recherche Géologique et Minière, Orléans, France*, 245.

Sharman, G. R., J. A. Covault, D. F. Stockli, A. F.-J. Wroblewski, and M. A. Bush (2017). Early cenozoic drainage reorganization of the united states western interior–gulf of mexico sediment routing system. *Geology 45*(2), 187–190.

Sibson, R. (1981). A brief description of natural neighbour interpolation. *Interpreting multivariate data.*

Sibuet, J. and X. Le Pichon (1971). Structure gravimétrique du golfe de gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. *Histoire structurale du Golfe de Gascogne 2*, 191V–V1.

Sibuet, J.-C., S. P. Srivastava, and W. Spakman (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 109*(B8).

Sinclair, H., M. Gibson, M. Naylor, and R. Morris (2005). Asymmetric growth of the pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science 305*(5), 369–406.

Souquet, P., B. Peybernes, M. Bilotte, and E.-J. Debroas (1977). La chaîne alpine des pyrénées. *Géologie alpine 53*(2), 193–216.

Souriau, A., S. Chevrot, and C. Olivera (2008). A new tomographic image of the pyrenean lithosphere from teleseismic data. *Tectonophysics 460*(1-4), 206–214.

Souriau, A. and M. Granet (1995). A tomographic study of the lithosphere beneath the pyrenees from local and teleseismic data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 100*(B9), 18117–18134.

Srivastava, S., W. Roest, L. Kovacs, G. Oakey, S. Levesque, J. Verhoef, and R. Macnab (1990). Motion of iberia since the late jurassic : results from detailed aeromagnetic measurements in the newfoundland basin. *Tectonophysics 184*(3-4), 229–260.

Srivastava, S., J.-C. Sibuet, S. Cande, W. Roest, and I. D. Reid (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the newfoundland and iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters 182*(1), 61–76.

Srivastava, S., J. Verhoef, and R. Macnab (1988). Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast newfoundland margin, part ii : Early opening of the north atlantic between the british isles and newfoundland. *Marine and Petroleum Geology 5*(4), 324–337.

Stampfli, G., G. D. Borel, R. Marchant, and J. Mosar (2002). Western alps geological constraints on western tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer 8*, 77.

Steurbaut, E. (1984). Les otolithes de teleosteens de l'oligo-miocene d'aquitaine (sud-ouest de la france). *Palaeontographica Abteilung A*, 1–162.

Storetvedt, K., H. Mogstad, M. Abranches, J. Mitchell, and A. Serralheiro (1987). Palaeomagnetism and isotopic age data from upper cretaceous igneous rocks of w. portugal ; geological correlation and plate tectonic aspects. *Geophysical Journal International 88*(1), 241–263.

Storetvedt, K., E. Tveit, E. Deutsch, and G. Murthy (1990). Multicomponent magnetizations in the foyers old red sandstone (northern scotland) and their bearing on lateral displacements along the great glen fault. *Geophysical Journal International 102*(1), 151–163.

Sztrákos, K. (2005). Lithostratigraphie et biostratigraphie des formations paléocènes et éocènes entre bayonne et pau (sw france). *Revue de micropaléontologie 48*(4), 257–278.

Sztrakos, K., J. P. Gély, A. Blondeau, and C. Müller (1998). L'Éocène du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle. *Géologie de la France 4*(1998), 57–105.

Sztrákos, K. and E. Steurbaut (2017). Révision lithostratigraphique et biostratigraphique de l'oligocène d'aquitaine occidentale (france). *Geodiversitas 39*(4), 741–782.

Taillefer, F. (1951). *Le piémont des Pyrénées françaises.*

Taillefer, F. (1971). Les cartes géologiques a 1/50 000 de cazères et de saverdun : Carte géologique détaillée de la france. cazères, par a. cavaillé. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen 42*(3), 379–381.

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

Teixell, A., P. Labaume, P. Ayarza, N. Espurt, M. de Saint Blanquat, and Y. Lagabrielle (2018). Crustal structure and evolution of the pyrenean-cantabrian belt : A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics 724*, 146–170.

Teixell, A., P. Labaume, and Y. Lagabrielle (2016). The crustal evolution of the west-central pyrenees revisited : inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus Geoscience 348*(3-4), 257–267.

Thinon, I. (1999). *Structure profonde de la marge nord-Gascogne et du bassin armoricain.* Ph. D. thesis, Brest.

Thinon, I., L. Fidalgo-González, J.-P. Réhault, and J.-L. Olivet (2001). Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 332*(9), 561–568.

Thinon, I., J.-P. Réhault, and L. Fidalgo-González (2002). La couverture sédimentaire syn-rift de la marge nord gascogne et du bassin armoricain (golfe de gascogne) à partir de nouvelles données de sismique-réflexion. *Bulletin de la Société géologique de France*.

Torsvik, T. H., R. Van der Voo, U. Preeden, C. Mac Niocaill, B. Steinberger, P. V. Doubrovine, D. J. Van Hinsbergen, M. Domeier, C. Gaina, E. Tohver, et al. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews 114*(3-4), 325–368.

Tramoy, R., M. Salpin, J. Schnyder, A. Person, M. Sebilo, J. Yans, V. Vaury, J. Fozzani, and H. Bauer (2016). Stepwise palaeoclimate change across the eocene–oligocene transition recorded in continental nw europe by mineralogical assemblages and δ15norg (rennes basin, france). *Terra Nova 28*(3), 212–220.

Tugend, J., G. Manatschal, N. Kusznir, E. Masini, G. Mohn, and I. Thinon (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems : Insights from rift domain mapping in the bay of biscay-pyrenees. *Tectonics 33*(7), 1239–1276.

Tugend, J., G. Manatschal, N. J. Kusznir, E. Masini, and I. Thinon (2013). Mapping hyper-extended rift systems offshore and onshore : insights from the bay of biscay-western pyrenees. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Volume 15.

Uzel, J., Y. Lagabrielle, R. Wyns, P. Steer, and B. Nivière (2018). Late miocene to present-day fluvial incisions in the western pyrenees : The record of local or regional uplift ?

Vacherat, A., F. Mouthereau, R. Pik, N. Bellahsen, C. Gautheron, M. Bernet, M. Daudet, J. Balansa, B. Tibari, R. Pinna Jamme, et al. (2016). Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern pyrenees. *Tectonics 35*(4), 907–933.

Vacherat, A., F. Mouthereau, R. Pik, M. Bernet, C. Gautheron, E. Masini, L. Le Pourhiet, B. Tibari, and A. Lahfid (2014). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters 408*, 296–306.

Van der Voo, R. (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the iberian peninsula. *Tectonophysics 7*(1), 5–56.

Van Rooij, D., D. Blamart, M. Kozachenko, and J.-P. Henriet (2007). Small mounded contourite drifts associated with deep-water coral banks, porcupine seabight, ne atlantic ocean. *Geological Society, London, Special Publications 276*(1), 225–244.

Van Rooij, D., J. Iglesias, F. J. Hernández-Molina, G. Ercilla, M. Gomez-Ballesteros, D. Casas, E. Llave, A. De Hauwere, S. García-Gil, J. Acosta, et al. (2010). The le danois contourite depositional system : interactions between the mediterranean outflow water and the upper cantabrian slope (north iberian margin). *Marine Geology 274*(1-4), 1–20.

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

Vergés, J., H. Millán, E. Roca, J. Muñoz, M. Marzo, J. Cirés, T. Den Bezemer, R. Zoetemeijer, and S. Cloetingh (1995). Eastern pyrenees and related foreland basins : pre-, syn-and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum geology 12*(8), 903–915.

Vianeyliaud, M. and M. Ringeade (1993). The adaptative radiation of the hypsodont therydomyidae (rodentia) during the late eocene. *GEOBIOS 26*(4), 455–495.

Vissers, R. and P. T. Meijer (2012a). Iberian plate kinematics and alpine collision in the pyrenees. *Earth-Science Reviews 114*(1-2), 61–83.

Vissers, R. and P. T. Meijer (2012b). Mesozoic rotation of iberia : subduction in the pyrenees ? *Earth-Science Reviews 110*(1-4), 93–110.

Vissers, R. L., D. J. van Hinsbergen, D. G. van der Meer, and W. Spakman (2016). Cretaceous slab break-off in the pyrenees : Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Research 34*, 49–59.

Wang, Y., S. Chevrot, V. Monteiller, D. Komatitsch, F. Mouthereau, G. Manatschal, M. Sylvander, J. Diaz, M. Ruiz, F. Grimaud, et al. (2016). The deep roots of the western pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic p waves. *Geology 44*(6), 475–478.

Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.

Wegener, A. (1915). Die entstehung der kontinente und ozeane : Braunschweig. *Sammlung Vieweg* (23), 94.

Whipple, K. X. and G. E. Tucker (1999). Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 104*(B8), 17661–17674.

Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 104*(B12), 28957–28981.

Williams, G. D. and M. W. Fischer (1984). A balanced section across the pyrenean orogenic belt. *Tectonics 3*(7), 773–780.

Winnock, E. (1973). Expose succinct de l'evolution paleogeologique de l'Aquitaine. *Bulletin de la Société géologique de France 7*(1), 5–12.

Winnock, E. and Y. Pontalier (1970). Lacq gas field, france.

Wold, C. N. and W. W. Hay (1990). Estimating ancient sediment fluxes. *American Journal of Science 290*(9), 1069–1089.

Wolf, R., K. Farley, and L. Silver (1996). Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta 60*(21), 4231–4240.

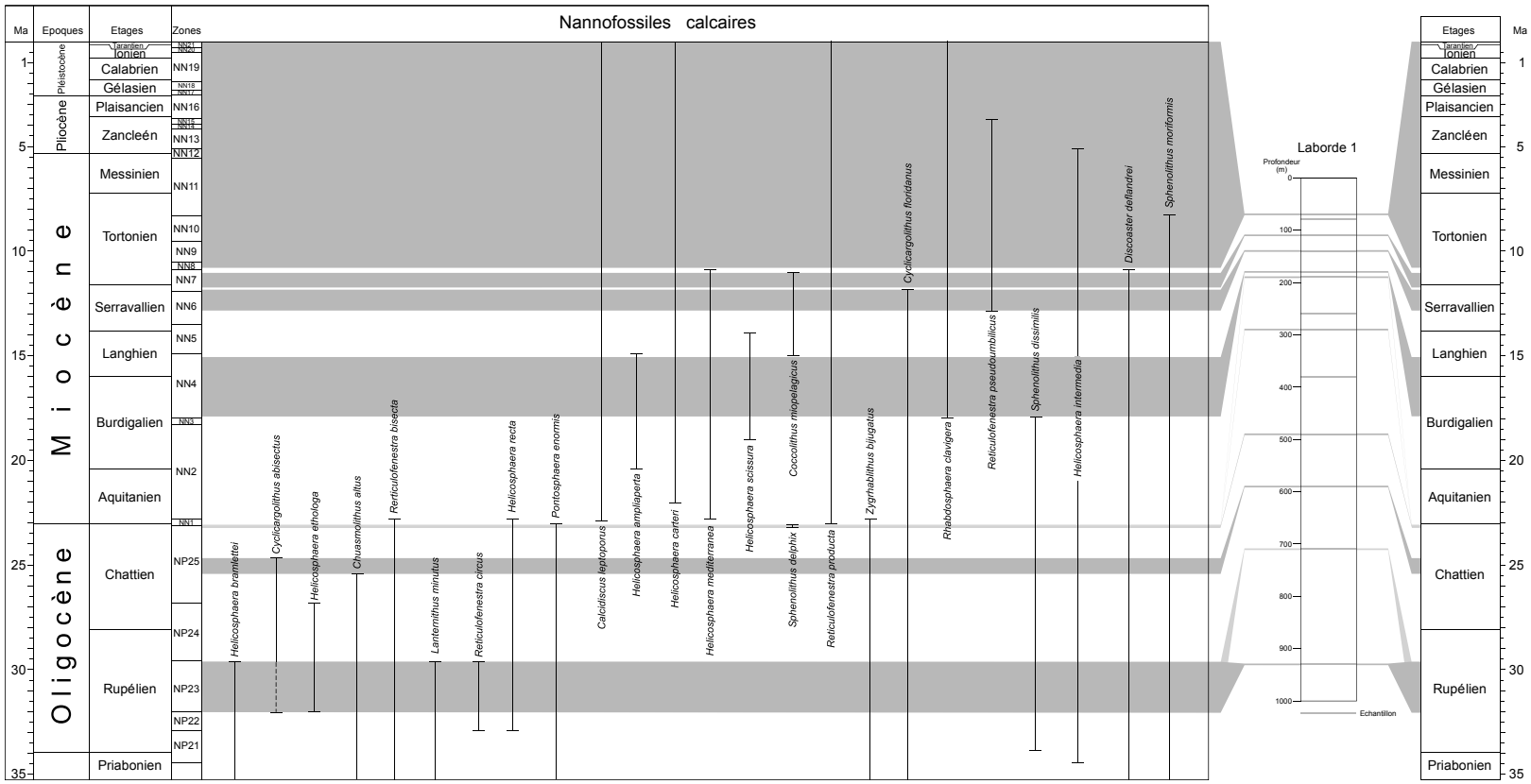
Yelland, A. (1991). Thermo-tectonics of the pyrenees and provence from fission track studies. *Unpublished PhD thesis. Birkbeck College, University of London*.

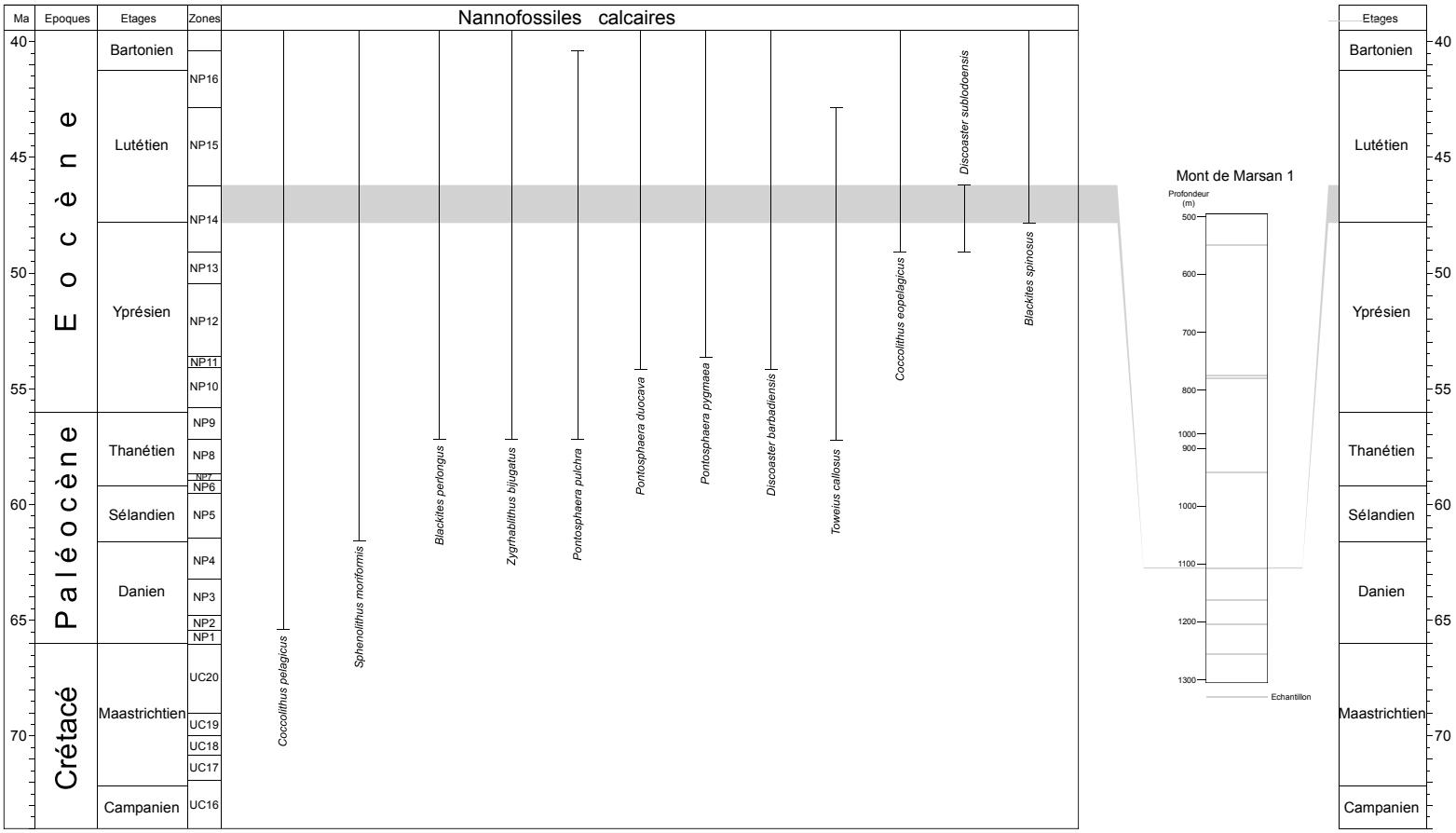
Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K. Billups (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *science 292*(5517), 686–693.

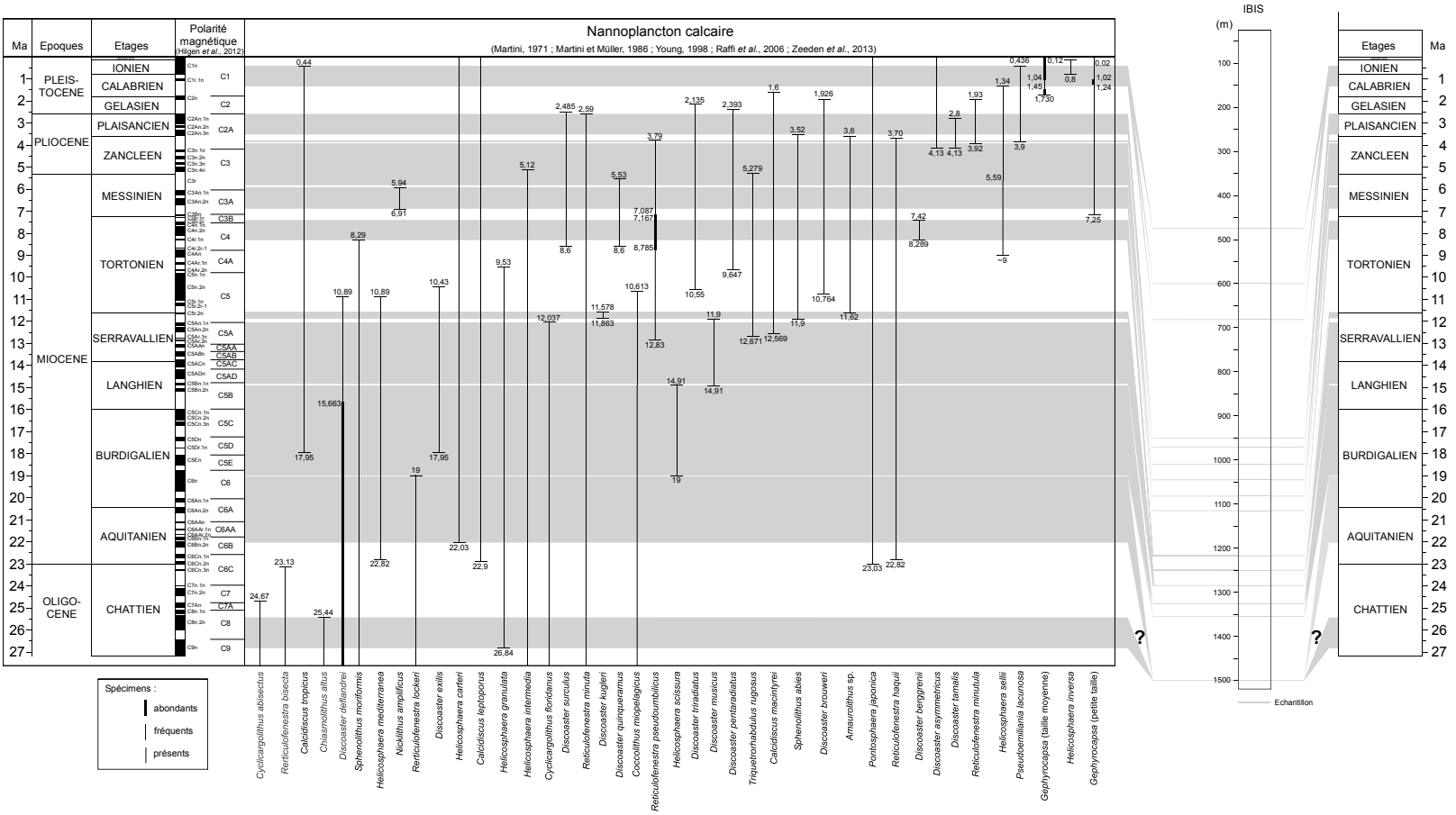
Zolnaï, G. (1971). Le front nord des Pyrénées occidentales. *Histoire structural du golfe de Gascogne. Technip*, 1–10.

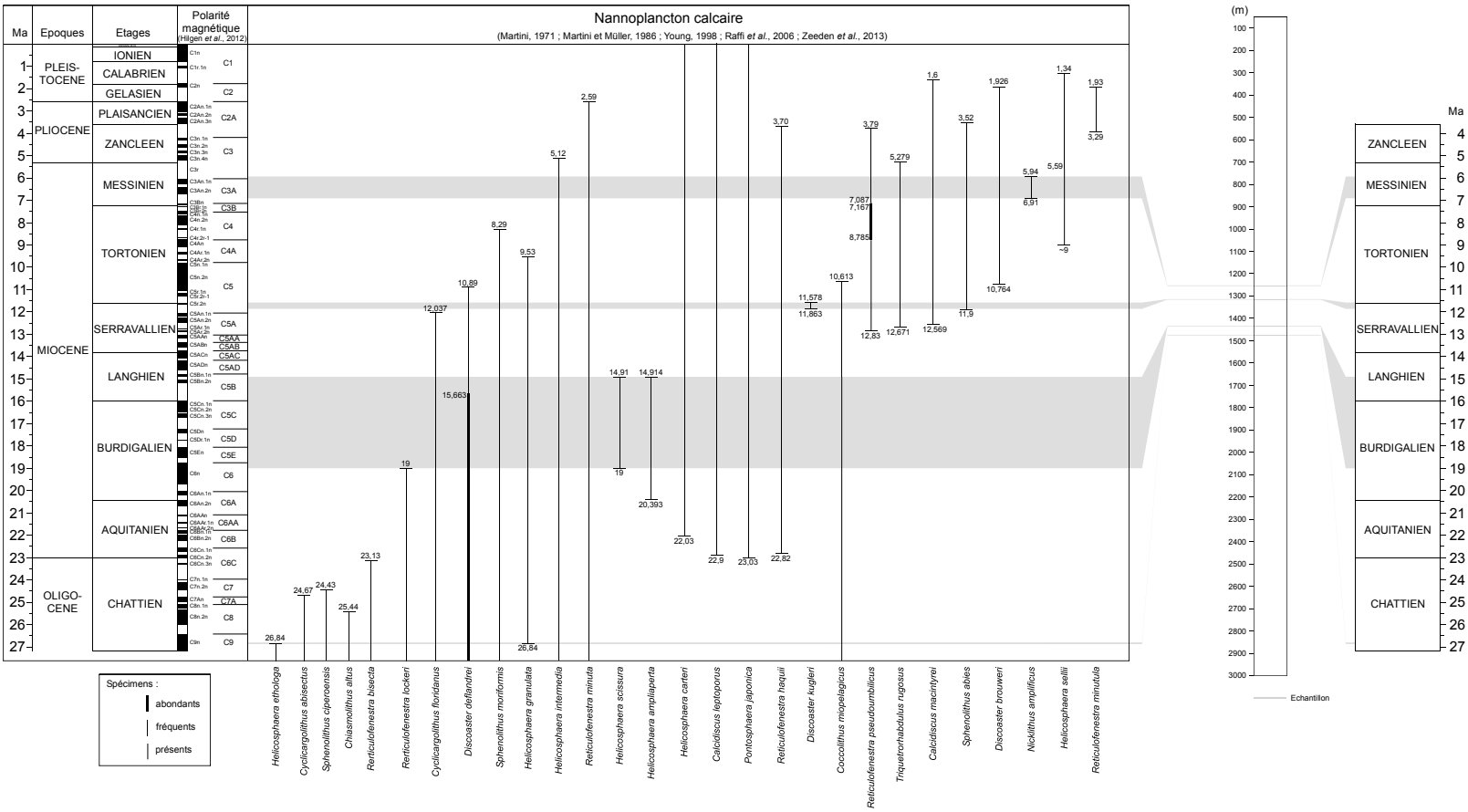
Zolnaï, G. (1975). Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant-pays nord des Pyrénées occidentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr 17*, 219–238.

Annexe 1 : Biostratigraphie

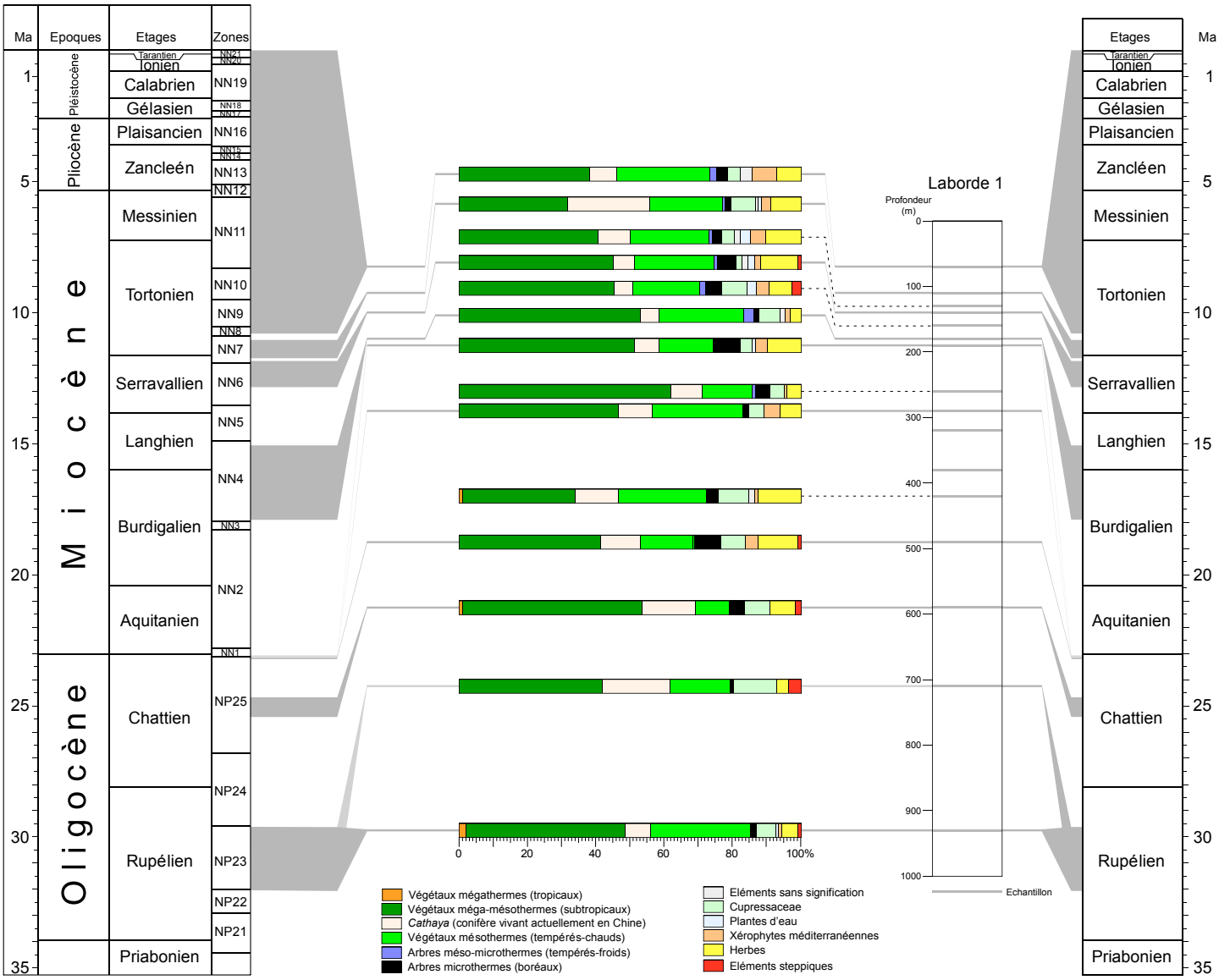

Nannofossiles calcaires
Ma
Epoques
Etages
Zones
Pléistocène
Pliocène
Miocène
Oligocène
Tarantien
Ionien
Calabrien
Gélasien
Plaisancien
Zancléen
Messinien
Tortonien
Serravallien
Langhien
Burdigalien
Aquitanien
Chattien
Rupélien
Priabonien
NN21
NN20
NN19
NN18
NN17
NN16
NN15
NN14
NN13
NN12
NN11
NN10
NN9
NN8
NN7
NN6
NN5
NN4
NN3
NN2
NN1
NP25
NP24
NP23
NP22
NP21
1
5
10
15
20
25
30
35
Helicosphaera bramlettei
Cyclicargolithus abisectus
Helicosphaera ethologa
Chiasmolithus altus
Rerticulofenestra bisecta
Lanternithus minutus
Reticulofenestra circus
Helicosphaera recta
Pontosphaera enormis
Calcidiscus leptoporus
Helicosphaera ampliaperta
Helicosphaera carteri
Helicosphaera mediterranea
Helicosphaera scissura
Coccolithus miopelagicus
Sphenolithus delphix
Reticulofenestra producta
Zygrhablithus bijugatus
Cyclicargolithus floridanus
Rhabdosphaera clavigera
Reticulofenestra pseudoumbilicus
Sphenolithus dissimilis
Helicosphaera intermedia
Discoaster deflandrei
Sphenolithus moriformis
Laborde 1
Profondeur (m)
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
Echantillon

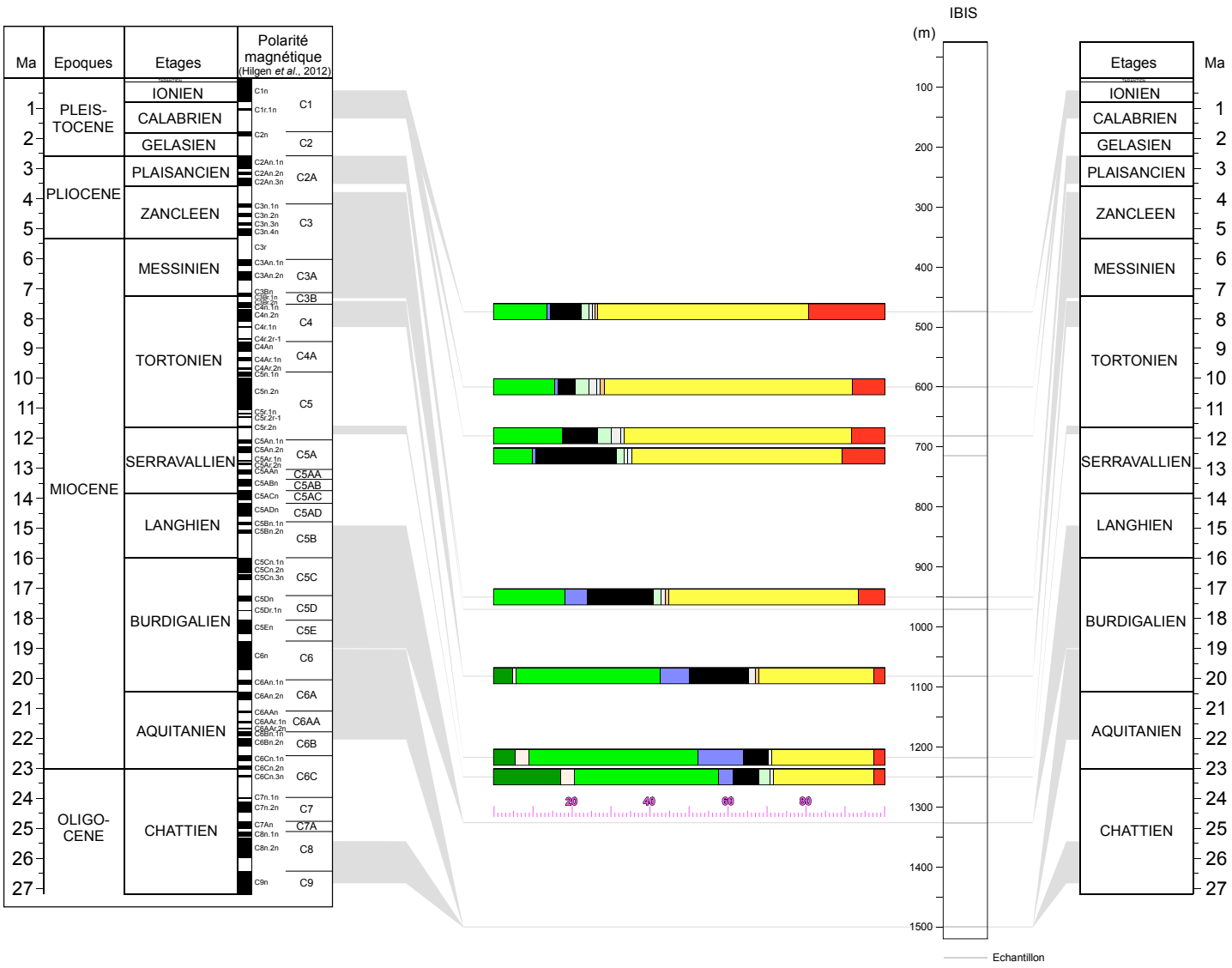

Ma
Epoques
Etages
Zones
Nannofossiles calcaires
Eocène
Paléocène
Crétacé
Bartonien
Lutétien
Yprésien
Thanétien
Sélandien
Danien
Maastrichtien
Campanien
NP16
NP15
NP14
NP13
NP12
NP11
NP10
NP9
NP8
NP7
NP6
NP5
NP4
NP3
NP2
NP1
UC20
UC19
UC18
UC17
UC16
Coccolithus pelagicus
Sphenolithus moniformis
Blackites perlongus
Zygrhablithus bijugatus
Pontosphaera pulchra
Pontosphaera duocava
Pontosphaera pygmaea
Discoaster barbadiensis
Toweius callosus
Coccolithus eopelagicus
Discoaster sublodoensis
Blackites spinosus
Mont de Marsan 1
Profondeur (m)
500
600
700
800
1000
900
1000
1100
1200
1300
Echantillon
Etages
Bartonien
Lutétien
Yprésien
Thanétien
Sélandien
Danien
Maastrichtien
Campanien
40
45
50
55
60
65
70

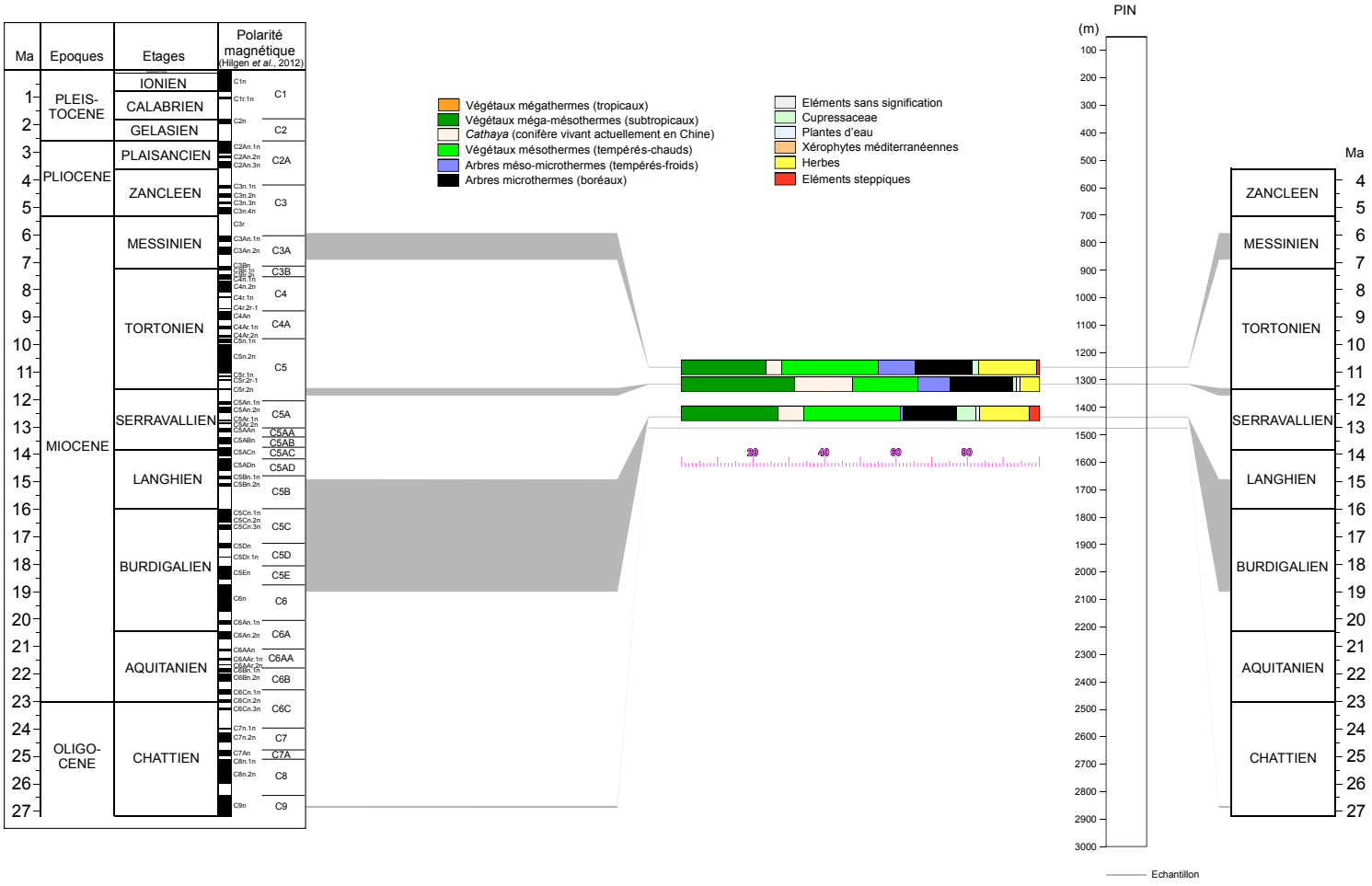

Nannoplancton calcaire
(Martini, 1971 ; Martini et Müller, 1986 ; Young, 1998 ; Raffi et al., 2006 ; Zeeden et al., 2013)
Ma
Epoques
Etages
Polarité magnétique (Hilgen et al., 2012)
PLEISTOCENE
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGOCENE
IONIEN
CALABRIEN
GELASIEN
PLAISANCIEN
ZANCLEEN
MESSINIEN
TORTONIEN
SERRAVALLIEN
LANGHIEN
BURDIGALIEN
AQUITANIEN
CHATTIEN
Spécimens :
abondants
fréquents
présents
Cyclicargolithus abisectus
Reticulofenestra bisecta
Calcidiscus tropicus
Chiasmolithus altus
Discoaster deflandrei
Sphenolithus moniformis
Helicosphaera mediterranea
Nicklithus amplificus
Reticulofenestra lockeri
Discoaster exilis
Helicosphaera carteri
Calcidiscus leptoporus
Helicosphaera granulata
Helicosphaera intermedia
Cyclicargolithus floridanus
Discoaster surculus
Reticulofenestra minuta
Discoaster kugleri
Discoaster quinqueramus
Coccolithus miopelagicus
Reticulofenestra pseudoumbilicus
Helicosphaera scissura
Discoaster tridradiatus
Discoaster musicus
Discoaster pentaradiatus
Triquetrorhabdulus rugosus
Calcidiscus macintyrei
Sphenolithus abies
Discoaster brouweri
Amaurolithus sp.
Pontosphaera japonica
Reticulofenestra haqulii
Discoaster berggrenii
Discoaster asymmetricus
Discoaster tamalis
Reticulofenestra minutula
Helicosphaera sellii
Pseudoemiliania lacunosa
Gephyrocapsa (taille moyenne)
Helicosphaera inversa
Gephyrocapsa (petite taille)
IBIS
(m)
Echantillon
Etages
Ma


Ma
Epoques
Etages
Polarité magnétique (Hilgen et al., 2012)
Nannoplancton calcaire
(Martini, 1971 ; Martini et Müller, 1986 ; Young, 1998 ; Raffi et al., 2006 ; Zeeden et al., 2013)
PLEIS-TOCENE
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGO-CENE
IONIEN
CALABRIEN
GELASIEN
PLAISANCIEN
ZANCLEEN
MESSINIEN
TORTONIEN
SERRAVALLIEN
LANGHIEN
BURDIGALIEN
AQUITANIEN
CHATTIEN
C1
C2
C2A
C3
C3A
C3B
C4
C4A
C5
C5A
C5AA
C5AB
C5AC
C5AD
C5B
C5C
C5D
C5E
C6
C6A
C6AA
C6B
C6C
C7
C7A
C8
C9
Spécimens :
abondants
fréquents
présents
Helicosphaera ethologa
Cyclicargolithus abisectus
Sphenolithus ciperoensis
Chiasmolithus altus
Reticulofenestra bisecta
Reticulofenestra lockeri
Cyclicargolithus floridanus
Discoaster deflandrei
Sphenolithus moriformis
Helicosphaera granulata
Helicosphaera intermedia
Reticulofenestra minuta
Helicosphaera scissura
Helicosphaera ampliaperta
Helicosphaera carteri
Calcidiscus leptoporus
Pontosphaera japonica
Reticulofenestra haqiii
Discoaster kugleri
Coccolithus miopelagicus
Reticulofenestra pseudoumbilicus
Triquetrorhabdulus rugosus
Calcidiscus macintyrei
Sphenolithus abies
Discoaster brouweri
Nicklithus amplificus
Helicosphaera sellii
Reticulofenestra minutula
PIN
(m)
Echantillon
Ma
ZANCLEEN
MESSINIEN
TORTONIEN
SERRAVALLIEN
LANGHIEN
BURDIGALIEN
AQUITANIEN
CHATTIEN

Annexe 2 : Palynologie


Ma
Epoques
Etages
Zones
Pléistocène
Pliocène
M i o c è n e
O l i g o c è n e
Tarantien
Ionien
Calabrien
Gélasien
Plaisancien
Zancléen
Messinien
Tortonien
Serravallien
Langhien
Burdigalien
Aquitanien
Chattien
Rupélien
Priabonien
NN21
NN20
NN19
NN18
NN17
NN16
NN15
NN14
NN13
NN12
NN11
NN10
NN9
NN8
NN7
NN6
NN5
NN4
NN3
NN2
NN1
NP25
NP24
NP23
NP22
NP21
1
5
10
15
20
25
30
35
Laborde 1
Profondeur (m)
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
Echantillon
0
20
40
60
80
100%
Végétaux mégathermes (tropicaux)
Végétaux méga-mésothermes (subtropicaux)
Cathaya (conifère vivant actuellement en Chine)
Végétaux mésothermes (tempérés-chauds)
Arbres méso-microthermes (tempérés-froids)
Arbres microthermes (boréaux)
Eléments sans signification
Cupressaceae
Plantes d'eau
Xérophytes méditerranéennes
Herbes
Eléments steppiques


Ma
Epoques
Etages
Polarité magnétique (Hilgen et al., 2012)
PLEIS-TOCENE
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGO-CENE
IONIEN
CALABRIEN
GELASIEN
PLAISANCIEN
ZANCLEEN
MESSINIEN
TORTONIEN
SERRAVALLIEN
LANGHIEN
BURDIGALIEN
AQUITANIEN
CHATTIEN
C1
C2
C2A
C3
C3A
C3B
C4
C4A
C5
C5A
C5AA
C5AB
C5AC
C5AD
C5B
C5C
C5D
C5E
C6
C6A
C6AA
C6B
C6C
C7
C7A
C8
C9
IBIS
(m)
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200
1300
1400
1500
20
40
60
80
Echantillon
Etages
Ma
Végétaux mégathermes (tropicaux)
Végétaux méga-mésothermes (subtropicaux)
Cathaya (conifère vivant actuellement en Chine)
Végétaux mésothermes (tempérés-chauds)
Arbres méso-microthermes (tempérés-froids)
Arbres microthermes (boréaux)
Eléments sans signification
Cupressaceae
Plantes d'eau
Xérophytes méditerranéennes
Herbes
Eléments steppiques


Ma
Epoques
Etages
Polarité magnétique (Hilgen et al., 2012)
PLEIS-TOCENE
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGO-CENE
IONIEN
CALABRIEN
GELASIEN
PLAISANCIEN
ZANCLEEN
MESSINIEN
TORTONIEN
SERRAVALLIEN
LANGHIEN
BURDIGALIEN
AQUITANIEN
CHATTIEN
C1
C2
C2A
C3
C3A
C3B
C4
C4A
C5
C5A
C5AA
C5AB
C5AC
C5AD
C5B
C5C
C5D
C5E
C6
C6A
C6AA
C6B
C6C
C7
C7A
C8
C9
Végétaux mégathermes (tropicaux)
Végétaux méga-mésothermes (subtropicaux)
Cathaya (conifère vivant actuellement en Chine)
Végétaux mésothermes (tempérés-chauds)
Arbres méso-microthermes (tempérés-froids)
Arbres microthermes (boréaux)
Eléments sans signification
Cupressaceae
Plantes d'eau
Xérophytes méditerranéennes
Herbes
Eléments steppiques
PIN
(m)
Echantillon
Ma

Annexe 3 : Rapport de stage de Norman Daril

Mémoire de fin d'études

Présenté par

Norman DARIL[1]

Cartographie de l'exhumation syn-à-post orogénique de la chaîne Pyrénéenne par modélisation 3D de données thermochonologiques

---

Mars – Septembre 2018

Tuteurs de stage : Charlotte FILLON[2], Matthew FOX[3]
Tuteur académique : Sara LAFUERZA[4]

[1]Polytech Sorbonne
[2]Total R&D, Pau, France
[3]UCL
[4]ISTeP UMR

Abstract

The link between sedimentary fluxes and tectonic activity in convergent areas is crucial to understand processes such as sediment erosion, transfer and preservation in the foothills foreland basins. The emergence of new means of quantification of these three components, allows “Source to Sink” approach in orogenic backgrounds. Several studies were carried on the Pyrenean mountain belt and treated the different phases of pre-, syn- and post orogenic exhumation, allowing to obtain a satisfying amount of thermochronological data to collect precise erosion estimates. In sum, more than ~500 thermochronometric ages (AFT, ZFT, AHe and ZHe) were needed to make integrated modeling of thermic and erosive story, consistent with the Pyrenean mountain evolution from lower Eocene times till present.
Thus in this study, we use a thermal numerical model that performs a linear inversion of global ages in order to provide spatial and temporal repartition of exhumation rates. This modeling allows to obtain a consistent thermic history and also allow to retrieve sedimentary fluxes and volumes of Pyrenean through time that we compare to estimated sedimentary volumes in foreland basins done by other authors.

Résumé

Le lien entre les flux sédimentaires et l’activité tectonique dans les zones de convergences est essentiel pour comprendre les processus tels que l’érosion, les transferts et la préservation des sédiments dans les bassins d’avant-pays. L’émergence de nouveaux moyens de quantification de ces derniers rendent possible une approche « Source to Sink » dans les milieux orogéniques. La chaîne des Pyrénées a attiré l’attention de plusieurs études, référençant les différentes phases d’exhumations pre-, syn- et post orogénique, permettant d’obtenir une quantité suffisante de données thermochronologiques, dans le but d’obtenir des estimations précises de l’érosion. En somme, plus de 500 âges thermochronométriques (AFT, ZFT, AHe et ZHe) ont été nécessaire pour rendre possible une modélisation intégrée de l’histoire thermique et érosive, cohérente avec l’histoire de la chaîne Pyrénéenne de l’Eocène inférieur jusqu’à présent.
Ainsi dans cette étude, nous utilisons un modèle numérique thermique qui effectue une inversion linéaire de l’ensemble des âges afin de fournir une répartition spatiale et temporelle de taux d’exhumations. Cette modélisation sert de support pour obtenir une historie thermique cohérente et sert également à récupérer les flux et volumes sédimentaires des Pyrénées au fil du temps, que nous comparons aux volumes de sédiments estimés dans les bassin d’avant-pays de la chaîne.

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribués au succès de mon stage et qui m'ont aidé lors de la rédaction de ce rapport. Je tiens à remercier vivement mes tuteurs de stage, Charlotte FILLON et Matthew FOX, qui m'ont beaucoup guidé et conseillé durant mon stage.

Charlotte m'ayant pris comme stagiaire m'a permis d'intégrer la compagnie pétrolière Total au travers d'une étude qui est en totale adéquation avec mes attentes. Son accueil et le temps passé ensemble m'ont permis d'apprendre et de peaufiner mes connaissances en géosciences. Grâce en sa confiance, j'ai su m'accomplir totalement de mes missions.

Matthew qui m'a accueilli à Londres, m'a fait partager sa passion pour les géosciences et m'a permis d'avoir une meilleure compréhension de l'utilisation du code d'inversion linéaire utilisée pour l'étude.

Je tiens également à remercier Sylvain CALASSOU, chef de projet « Convergent Margins to Foothills » au sein du programme « Frontier Exploration », pour son accueil et ses conseils qui m'ont été d'une aide précieuse dans la réalisation du stage, mais aussi pour mon intégration à l'équipe.

Je remercie également Marc MARTIN, Magalie COLLIN et Massimo DALL'ASTA, pour leur aide apportée dans la réalisation des missions qui m'était demandé.

Enfin, je remercie toutes les personnes du projet « Source to Sink » pour leurs accueils, leurs esprit d'équipe, et leurs conseils durant ce stage ainsi que ma tutrice académique Sara LAFUERZA pour son accompagnement durant mon stage.

Tables des matières

I. Structure d'accueil : TOTAL 10
I.1. Le Groupe et ses activités 10
I.2. Ma branche : Exploration - Production 10

II. Objectif de l'étude 11

III. Contexte géologique 12
III.1. Formation de la chaîne Pyrénéenne 12
III.2. Les domaines Pyrénéens 14
III.3. Contexte géodynamique responsable de la structure actuelle de la chaîne Pyrénéenne 15
III.3.A. Structuration de la chaîne Pyrénéenne 15
III.3.B. Formation et remplissage des bassins flexuraux 16
III.3.C. Evolution tectono-sédimentaire des Pyrénées 16

IV. La thermochronologie basse température 17
IV.1. La méthode des traces de fission 18
IV.2. La méthode (U-Th)/He 19
IV.3. Existence de différents types de données 21
IV.3.A. Les données in situ 21
IV.3.B. Les données détritiques 22

V. Base de données thermochronologiques 22
V.1. Présentation de la base de données 22
V.2. Taux d'exhumation issus de la littérature 24

VI. Modélisation numérique des données thermochronologiques 26
VI.1. Méthode d'inversion linéaire pour déduire des taux d'exhumations à partir de données thermochronologiques 26
VI.2. Présentation du fichier d'input 28
VI.3. Utilisation des failles dans le but d'approcher au mieux la réalité 30

VII. Résultats 32
VII.1. Etude de la sensibilité des paramètres de configuration 32
VII.1.A. Effet de la longueur d'intervalle de temps 33
VII.1.B. Effet d'un changement du taux d'exhumation a priori 33
VII.1.C. Effet d'un changement de la variance 34
VII.1.D. Effet d'une modification du terme « correlation length scale » 36
VII.2. Par zones individuelles 36
VII.3. Histoire d'exhumation globale des Pyrénées 38
VII.3.A. Cartes et chemins de l'histoire d'exhumation 38
VII.3.B. Arguments en faveur du modèle 44

VIII. Estimations des volumes de sédiments érodés 45
VIII.1. Principe 45
VIII.2. Drainage des bassins d'avant pays : Ebre et Aquitaine 47
VIII.3. Résultats 48
VIII.4. Cartes de quantités de matières érodés 51

IX. Discussion 52
IX.1. Limites du modèle 52

IX.2. Relations tectono-sédimentaires 53
IX.2.A. Etudes des taux de convergences 53
IX.2.B. Evolution tectonique des Pyrénées 54
IX.2.C. Volumes de sédiments érodés 56

Tables des illustrations

Figure III-1. Structuration des bassins d'avant-pays de la chaîne Pyrénéenne dans leur versant respectif 12
Figure III-2. Profil de sismique réflexion obtenues dans les Pyrénées centrales dans le cadre du programme ECORS (Roure et al., 1989) 13
Figure III-3. Modèle schématique de la structure profonde des Pyrénées à partir du profil sismique réflexion ECORS (modifié d'après Munoz, 1992) 13
Figure III-4. Schéma structural numérique des Pyrénées 15
Figure IV-1. Bloc diagramme représentatif des PAZ et PRZ pour les méthodes trace de fission et (U-Th)/He respectivement, sur Apatite et Zircon. 18
Figure IV-2. Observation de traces au sein d'une Apatite (D'après Gunnell, 1997). 18
Figure IV-3. Schéma illustrant la perte d'une particule alpha à la surface des cristaux. 20
Figure IV-4. Evolution de la concentration d'Hélium en fonction du temps, contrôlé par l'état d'un système isotopique. 21
Figure V-1. Vue générale de l'ensemble des données thermochronologiques des Pyrénées – 493 données. 23
Figure V-2. Présentation des différents taux d'exhumations issus de la littérature au sein des Pyrénées. 25
Figure VI-1. Evolution du calcul de la matrice de covariance en fonction de la distance de séparation entre deux données. 27
Figure VI-2. Présentation de l'organigramme de programmation du code d'inversion linéaire. 28
Figure VI-3. Influence du paramètre "correlation length scale" dans l'estimation d'un taux d'exhumation. 29
Figure VI-4. (Gauche)Méthodologie du calcul d'un taux d'exhumation. (Droite) : Influence de l'ajout de nouvelles données (autres massifs) sur l'estimation d'un taux d'exhumation. 30
Figure VI-5. Caractérisation de l'influence de failles sur les modélisations en fonction du paramètre «Correlation length scale». 31
Figure VI-6. . Vue générale de l'ensemble des failles digitalisées pour permettre les modélisations. 32
Figure VII-1. Evolution du chemin taux d'exhumations-temps pour le massif de Néouvielle par modification de la longueur d'intervalle de temps. 33
Figure VII-2. Evolution du chemin taux d'exhumations-temps pour le massif de Néouvielle par modification du taux d'exhumation a priori. 34
Figure VII-3. . Influence de la modification des paramètres $\sigma pr2$ et $\sigma données2$ sur la détermination d'un taux d'exhumation a posteriori 35
Figure VII-4. Evolution du chemin taux d'exhumations-temps pour le massif de Néouvielle par modification de la variance 35
Figure VII-5. Modélisations des taux d'exhumations pour les massifs Néouvielle, Maladeta et Canigou. 37
Figure VII-6. Evolution des chemin taux d'exhumations-au sein des Pyrénées obtenues à ne partir de points de contrôles. 39
Figure VII-7. Cartes des taux d'exhumations obtenues par inversion linéaire, associés à leur variance respectifs (45Ma – 21Ma). 42
Figure VII-8. . Cartes des taux d'exhumations obtenues par inversion linéaire, associés à leur variance respectives (21Ma – 0Ma) 43
Figure VII-9. Misfits obtenu suite à la modélisation de l'ensemble des données de la chaîne Pyrénéenne 44
Figure VII-10. Histogramme représentant la différence entre les âges modélisés et les âges observés. 44
Figure VIII-1. Exemple cartographique de conversion d'un taux d'exhumation en un taux d'érosion. 46
Figure VIII-2. . Visualisation d'interpolation et choix de la zone d'étude pour l'estimation de volumes 47
Figure VIII-3. Trajet des flux sédimentaires associés aux différents flancs Nord, Sud et Est des Pyrénées. 48
Figure VIII-4. Volumes de sédiments érodés calculés à partir des cartes des taux d'érosions. 49
Figure VIII-5. Représentation 3D des taux d'érosion par intervalle de temps. 51
Figure IX-1. Etude de corrélation entre les taux de convergence N-S entre la plaque Africaine et la plaque Europe et les taux d'exhumation des Pyrénées. (Modifié d'après Macchiavelli et al., 2017). 53
Figure IX-2. Volumes sédimentaires du bassin de l'Ebre issus de publications. 56

Tableau 1. Température de fermeture de la méthode traces de fission sur Apatite et Zircon (Reiners, 2006) ... 19

Tableau 2. Température de fermeture de la méthode traces de fission sur Apatite et Zircon (Wolf et al., 1996 ; Farley, 2000 ; Reiners, 2006) 21
Tableau 3 : Densités et paramètres thermiques utilisés pour l'inversion linéaire (d'après les références citées dans Fillon et al., 2012 et M. Fox, pers comm.)..... 30
Tableau 4. Présentation des paramètres d'input utilisés pour l'inversion linéaire..... 36
Tableau 5. Tableau récapitulatif des différents taux d'exhumation modélisés dans les Pyrénées..... 41

Acronymes

AFT : Traces de fission sur apatite
ZFT : Traces de fission sur zircon
AHE : (U-Th/He) sur apatite
ZHE : (U-Th/He) sur apatite
ZA : Zone Axiale
ZNP : Zone Nord Pyrénéenne
ZSP : Zone Sud Pyrénéenne
3S : Massif des Trois seigneurs
T°C : Température
PAZ : Zone de recuit partiel (Partial Annealing Zone)
PRZ : Zone de rétention partielle (Partial Retention Zone)
Ma : Millions d'années
R&D : Recherche et Développement

Introduction

L'étude menée durant ce stage de fin d'études du cycle d'ingénieur de l'école Polytech Sorbonne, avait pour objectif de proposer une cartographie intégrée de la thermicité et de l'érosion, par modélisation 3D de données thermochronologiques durant les épisodes d'exhumations des Pyrénées. Ce stage s'est déroulé au sein de la compagnie pétrolière Total, dans le département de Recherches et de Développements, et s'inclus dans le projet « Convergent Margins to Foothills » au sein du programme « Frontier Exploration ».

Les interactions entre le climat, la tectonique et l'érosion à l'échelle globale ont depuis des années été l'enjeu d'un vif débat pour essayer de comprendre l'évolution thermique d'une chaîne de montagnes. Le choix de la zone d'étude s'est donc porté sur les Pyrénées, car cette chaîne de collision intracontinentale entre la France et l'Espagne, réunit toutes les conditions nécessaires dans le but d'avoir une meilleure compréhension de ces processus.
Il est important de connaitre l'histoire thermique des massifs cristallins d'un orogène et en particuliers des Pyrénées dans notre cas d'étude, car ces derniers permettent d'en savoir plus sur les mouvements verticaux ayant conduit à la formation d'un prisme. En géologie, l'exhumation correspond à un mouvement subvertical d'une roche, des profondeurs de la terre vers la surface, associé à une érosion de la colonne de roches. C'est pourquoi, l'analyse des variations des taux d'exhumations dans les Pyrénées peut nous permettre une caractérisation de l'histoire thermique et de l'histoire d'érosion. Ces derniers sont contrôlés à la fois par des changements de taux de convergences (processus tectoniques) et par les changements de modes d'érosion (processus climatiques). Les phases d'exhumations ont pu être étudiées en utilisant des âges thermochronométriques obtenus à partir de données in situ de massifs cristallins. La connaissance des flux sédimentaires, qui alimentent les bassins, révélés par les taux d'exhumations, est essentielle pour comprendre les bilans « Source-to-Sink » des bassins d'avant-pays, de part et d'autres d'un prisme orogénique. Une fois le taux d'exhumation étant bien déterminé dans une zone, il est possible de générer des cartes de drainages des bassins, pour comprendre les relations existantes entre exhumation/érosion/flux sédimentaire.

Tout d'abord, une présentation de la compagnie pétrolière Total sera évoquée dans ce mémoire. Puis, le contexte géologique de la zone d'étude sera abordé de manière détaillée dans l'optique de ressortir une synthèse de l'évolution tectonique ayant conduit à la structure actuelle des Pyrénées. Nous verrons ensuite les méthodes utilisées, qui ont permis la création de la base de données utile à l'étude. Enfin, les résultats en terme de taux d'exhumations et de volumes de sédiments érodés, seront présentés dans le but de proposer une synthèse des relations tectono-sédimentaire au sein des Pyrénées.

I. Structure d'accueil : TOTAL

C'est en 1924 que commence l'histoire de Total, avec la création de la Compagnie française des pétroles (CFP) avec une productivité tournée vers le pétrole au Moyen-Orient. Au fil des années, la compagnie diversifie ses activités et internationalise ses implantations en se positionnant principalement sur le secteur du gaz, du raffinage et de la pétrochimie, du solaire, des bioénergies et du stockage d'électricité. La dénomination de l'entreprise est changée en 1985 par « Total – Compagnie française des pétroles (Total CFP) » puis transformée en « Total » six ans plus tard en 1991.
A l'heure actuelle, Total fait partie des leaders mondiaux du GNL (Gaz Naturel Liquéfié), est un acteur majeur du solaire avec SunPower et Total Solar, mais aussi est un acteur intégré parmi les 10 premiers raffineurs et pétrochimistes mondiaux.

I.1. Le Groupe et ses activités

Fournir une énergie abordable à une population en croissance, tout en prenant en compte les enjeux climatiques, c'est l'engagement de Total. Présent dans plus de 130 pays, Total est l'une des premières compagnies pétrolières et gazières internationales. Avec plus de 98000 collaborateurs qui contribuent partout dans le monde à fournir aux clients des produits et services plus sûrs, plus propres, plus efficaces et plus innovants, Total a réalisé en 2017, un chiffre d'affaire de 171.5 Milliards de dollars. Elle produit près de 2.6 millions de barils par jour. Avec un total de 133 millions de tonnes de pétrole brut et de produits raffinés affrétés, Total est tout à fait capable de répondre à la demande de plus de 8 millions de clients par jours.
Les activités de Total couvrent la chaîne de valeur de l'énergie. Ses branches d'activités sont segmentées de la manière suivante :

- Explorer et produire : pétrole et gaz, solaire et biomasse
- Transformer et valoriser : chimie de spécialités, polymères et raffinage-pétrochimie
- Transporter et distribuer : trading-shipping, produits & services et distribution d'électricité et de gaz

I.2. Ma branche : Exploration - Production

La branche Exploration-Production conduit les activités d'exploration, de développement et de production de pétrole et gaz naturel du groupe. Total repousse sans cesse les frontières de la technologie pour mener à bien ses projets, dans des environnements de plus en plus extrême, en grande partie grâce à une R&D innovante.
Le département de la R&D, sous la direction de Daniel PLATHEY, se décompose en plusieurs programmes qui regroupent plusieurs projets. Mon stage s'est déroulé au sein du programme « Frontier Exploration » dans le projet « Convergent Margins to Foothills », au centre CSTJF à Pau. Mon étude permettra de compléter les travaux effectués dans le projet d'étude « Source to Sink ».

II. Objectif de l'étude

Le travail qui m'a été demandé consiste en un travail de modélisation numérique des données thermochronologiques, dans l'objectif de proposer des cartes interpolées et cohérentes, des mouvements verticaux au sein de la chaîne Pyrénéenne afin de proposer une quantification des sédiments érodés, retrouvés dans les bassins d'avant-pays.

Pour réaliser une telle étude les principales missions que j'ai effectuées sont les suivantes :

- **Etude bibliographique** :
  - Synthèse du contexte géologique des Pyrénées
  - Taux d'exhumations des Pyrénées
  - Volumes des sédiments des Pyrénées
  - Conditions thermiques des Pyrénées
  - *Drainage divide* des Pyrénées

- **Elaboration de la base de données pour l'inversion linéaire :**
  - Création des fichiers d'input (Excel)
  - Digitalisation des failles de la zone d'étude (ArcGIS)

- **Modélisation par inversion linéaire**
  - Amélioration du code d'inversion linéaire avec Matthew FOX à Londres (Fortran)
  - Cartographie intégrée de la thermicité des Pyrénées (GMT)
  - Cartographie des taux d'érosions des Pyrénées (GMT)
  - Estimation des volumes de sédiments érodés (Sismage)

- **Présentation du travail effectué à mi-parcours**
  - Workshop annuel « Source to sink » - CONVERGENCE (BRGM-TOTAL) ROUERGUE-QUERCY, Juillet 2018
  - Collaboration avec Matthew FOX, à Londres

- **Interprétations des résultats**
  - Taux d'exhumations
  - Taux d'érosions
  - Volumes de sédiments érodés
  - Relations tectono-sédimentaires

III. Contexte géologique

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes du Sud-Ouest de l'Europe avec une orientation générale WNW-ESE. Cette chaîne mesure environ 430 km de long et présente une largeur maximale de 150 km. Son point culminant est situé au centre de la Zone Axiale à 3404m d'altitude : le pic d'Aneto. Les Pyrénées présentent des reliefs relativement importants (> 2 km) et représentent une frontière géographique naturelle entre la France et l'Espagne (Palassou, 1784). C'est une chaîne dite alpine en éventail (Souquet et al., 1977) car sa formation s'est déroulée au cours de l'orogénèse Alpine depuis la fin du Mésozoïque et jusqu'à l'Oligocène. Sa formation est issue de l'ouverture puis de la fermeture de bassins océaniques du système Téthysien. Ainsi, il est admis que les Pyrénées participent aux chaînes de montagnes formant la ceinture Alpine.

III.1. Formation de la chaîne Pyrénéenne

La chaîne Pyrénéenne résulte de la collision qui a débuté il y a environ 80Ma (Santonien, Crétacé supérieur) jusqu'à ~20Ma (Miocène inférieur), de la convergence entre la plaque Ibérique et la plaque Européenne (Muñoz, 1992), avec un maximum d'exhumation de la chaîne Pyrénéenne pendant les périodes Eocène-Oligocène (Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Fillon et al., 2012). Le déplacement de la plaque Ibérique, est à relier en grande partie, aux mouvements de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie (Dercourt et al., 1986 ; Le Pichon et al, 1988 ; Lacombe & Jolivet, 2005). La collision des plaques Ibérique et Européenne a abouti à la formation d'un prisme orogénique à double vergence dont le cœur est composé d'unité de socle cristallin principalement daté du Dévonien au Permien. Cette ceinture est structurée en 3 principales unités géologiques : la zone Nord Pyrénéenne, la zone Axiale, et enfin la zone Sud Pyrénéenne. La conséquence de la formation des Pyrénées par un processus de subduction suivi d'un épisode de collision, est la mise en place de deux bassins d'avant-pays, de part et d'autre de la chaîne ainsi que la création de deux versants : un versant « pro » qui correspond à la zone Sud Pyrénéenne et un versant « retro » qui correspond à la zone Nord Pyrénéenne. Le versant retro- et le bassin Aquitain se développent sur la plaque supérieure tandis que le versant pro- et le bassin de l'Ebre se développent sur la plaque subduite (voir figure III-1) (Ford et al., 2015 ; Naylor et Sinclair, 2008).

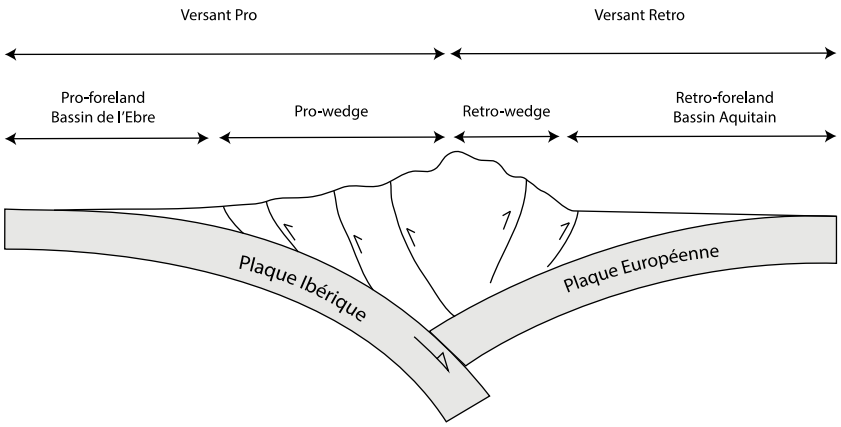


Figure III-1. Structuration des bassins d'avant-pays de la chaîne Pyrénéenne dans leur versant respectif

A mesure de la formation de l'orogène, il a été admis que le comportement des deux versants était différent, avec des épisodes tectoniques et des flux sédimentaires différents. Dans les années 1985-1986, une étude sismique à haute résolution a été menée pour permettre de compléter les informations déjà connues sur les Pyrénées (Team ECORS Pyrenees, 1988 ; Choukroune et al., 1989). Pour réaliser une telle étude, des profils de sismiques de réflexion de près de 250 km ont été acquis, traversant les principales unités structurales pyrénéennes. Cette campagne a permis d'obtenir de précieuses informations sur la géométrie crustale en profondeur des Pyrénées. Les informations et les données récupérées lors de cette campagne sont encore aujourd'hui indispensables pour l'étude des Pyrénées (voir figure III-2)

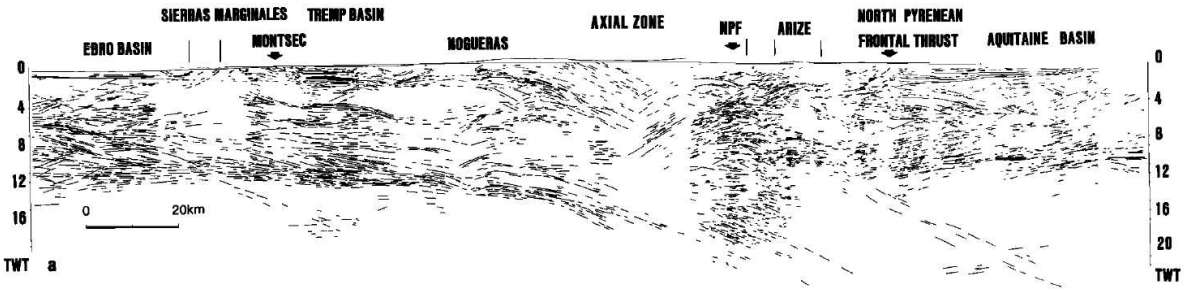


Figure III-2. Profil de sismique réflexion obtenues dans les Pyrénées centrales dans le cadre du programme ECORS (Roure et al., 1989)

Le modèle admis pour la structure profonde de la chaine dans sa partie centrale est le suivant :

- Un prisme de croûte supérieure présentant une forme d'éventail et déversé vers le Sud.
- Une subduction plus ou moins partielle de la croute inférieure Ibérique sous la lithosphère eurasiatique.

Sous la Zone Axiale et la Zone Nord Pyrénéenne, il est possible de retrouver la profondeur du Moho par sismique (Daignières et al., 1982). En dessous de la Zone Axiale, la profondeur du Moho est de 50 km et vers la faille nord pyrénéenne, la profondeur est de 30 km. On observe un saut conséquent du Moho en raison de la présence de la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) (voir figure III-3). En raison de ce saut dans l'estimation de la profondeur du Moho et des expressions en surface, il a été interprété que la faille Nord-Pyrénéenne représentait probablement une limite de plaque.

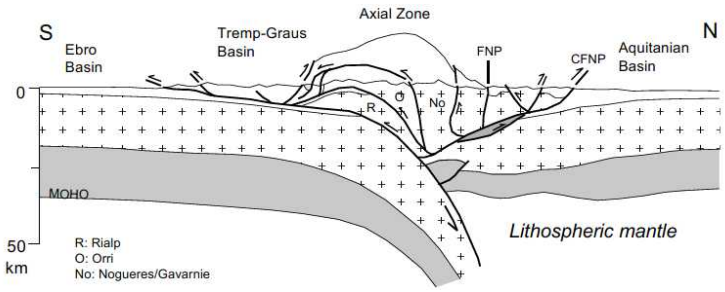


Figure III-3. Modèle schématique de la structure profonde des Pyrénées à partir du profil sismique réflexion ECORS (modifié d'après Munoz, 1992)

III.2. Les domaines Pyrénéens

Par l'utilisation de critères stratigraphiques et structuraux, plusieurs zones tectono-sédimentaires ont pu être différenciées au cœur des Pyrénées. L'étude de chacune des zones a permis d'apporter des informations essentielles sur l'exhumation de certains massifs et la subsidence de certains bassins. C'est donc un ensemble de processus tectoniques et de processus de surface qui ont permis de segmenter la chaîne Pyrénéenne.
Les principales zones que nous pouvons retrouver du Nord au Sud des Pyrénées sont les suivantes (figure III-4) :

Bassin d'Aquitaine : bassin d'avant-pays qui est localisé sur la plaque chevauchante. Ce bassin s'est formé par une flexure de la plaque eurasiatique, en réponse à une charge tectonique, en lien avec l'épaississement du prisme Pyrénéen (Brunet, 1986 ; Desegaulx et al., 1991, Rocher et al., 2000).

Bassin de l'Ebre : bassin d'avant-pays situé sur la plaque subduite. Ce bassin a été formé durant le Paléocène, par flexure de la plaque Africaine en raison de la croissance de trois orogènes : Les Pyrénées au Nord, la chaîne Catalane au Sud-Est et la chaîne Ibérique au Sud-Ouest (Garcia-Castellanos et al., 2003).

Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) : chaîne plissée située sur le versant retro. Cette zone comporte essentiellement des formations sédimentaires datant du Mésozoïque, mais également des écailles du socle (Fischer, 1984, Déramond et al., 1993 ; Vergés et al., 1995), localisés à l'Est. Cette zone montre également des terrains présentant un fort métamorphisme, principalement haute température, basse pression, et localisés dans une zone appelée Zone Interne Métamorphique (ZIM), qui se caractérise par une bande étroite au Sud de la Zone Nord-Pyrénéenne qui a connu un métamorphisme important de haute température au Crétacé.

La Zone Axiale (ZA) : cœur de la chaîne constitué d'un empilement d'unités de socle. En effet, la collision a abouti à la formation d'un prisme avec un cœur composé principalement d'unité de socle d'âges varisques. La zone Axiale contient presque essentiellement des terrains anté-mésozoÏque déformés lors de l'orogène Hercynien, où s'inclue des granitoïdes hercyniens. Les mouvements verticaux des massifs cristallins s'initient au même moment que la formation des bassins flexuraux au crétacé supérieur. Grâce à l'étude d'âges AFT dans les massifs cristallins Pyrénéens sur une coupe N-S au travers de la chaîne, il est possible de voir un rajeunissement des âges d'exhumations depuis le Nord vers le sud, en accord avec la migration de la déformation pendant l'Eocène.

La Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) : chaîne plissée qui migre vers le Sud sur le flanc pro. En effet, cette zone est caractérisée par une tectonique en nappe vers le Sud (le sel triassique faisant office de niveau de décollement). Le Sud du bassin, appelé la zone Sud pyrénéenne montre plusieurs structures qui témoignent d'une phase compressive dans lequel l'Eocène se voit affecté.

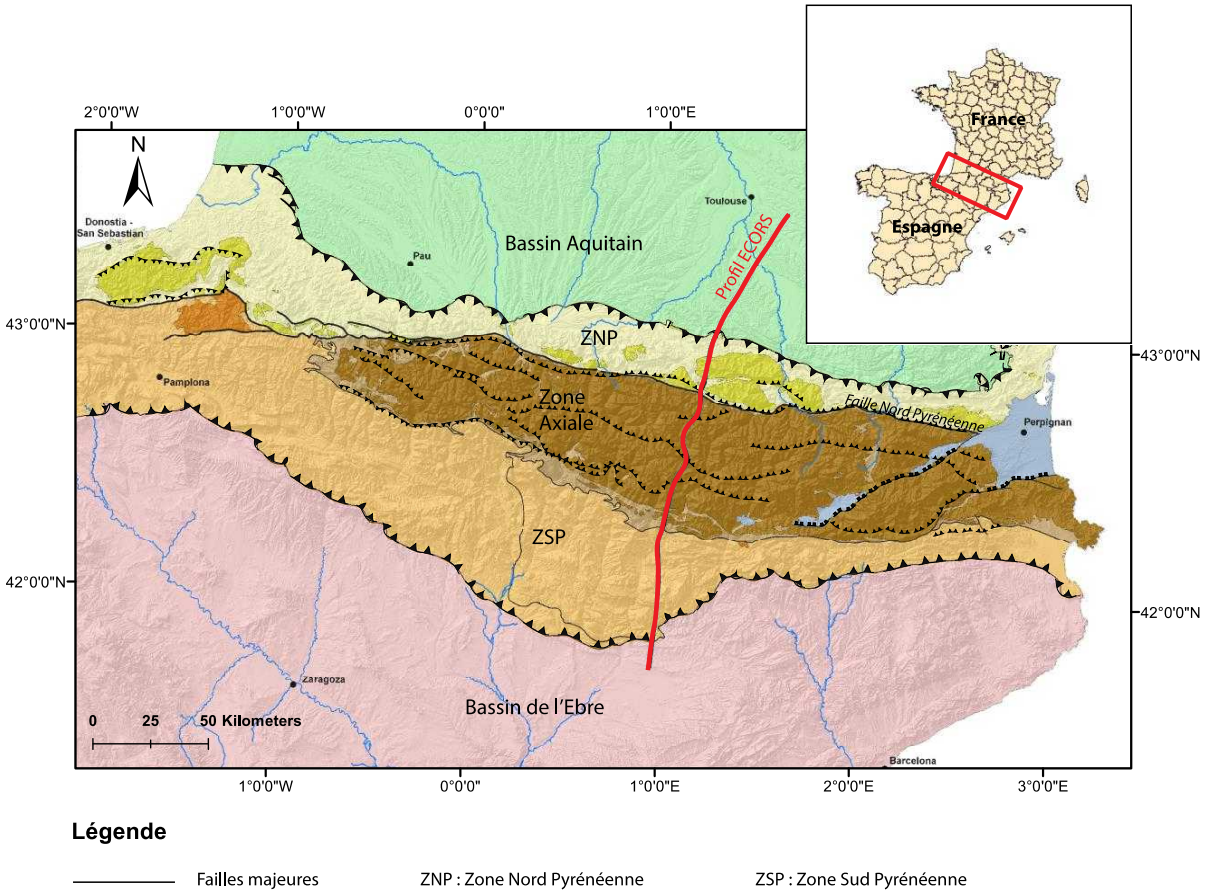


Figure III-4. Schéma structural numérique des Pyrénées

III.3. Contexte géodynamique responsable de la structure actuelle de la chaîne Pyrénéenne

La structuration de la chaîne pyrénéenne résulte de la superposition de plusieurs épisodes géodynamiques tels que l'orogénèse hercynienne, le rifting crétacé et enfin la collision alpine. La structuration acquise lors de l'orogénèse hercynienne est essentielle pour comprendre l'état actuel des Pyrénées. La chaîne des Pyrénées présente plusieurs structures qui témoignent d'une tectonique anté-Cénozïque, l'orogénèse hercynienne, qui a eu un rôle important dans la structuration de la chaîne Pyrénéenne. La fin de l'orogénèse hercynienne (Permien) est marquée par une extension allant à l'hyper-extension suivi d'une phase d'ouverture d'un bassin au Mésozoïque. C'est par la réutilisation de structures préexistantes datant de l'orogénèse hercynienne, en évoquant une inversion de celles-ci, que les Pyrénées ont vu le jour.

III.3.A. Structuration de la chaîne Pyrénéenne

Au cours du Crétacé supérieur, la convergence de la plaque Ibérique vers le NNE a conduit à la réactivation de failles extensives héritée du rift en chevauchements (mécanismes d'inversions). De nouvelles failles sont également créées au front du prisme, du côté pro- et retro-. L'arrêt de l'ouverture du Golfe de Gascogne, qui coïncide avec le début l'inversion

(Sibuet et al., 2004), est lié à la remontée de la plaque Africaine vers le Nord qui entraine la plaque Ibérique et initie la collision Pyrénéenne vers 80 Ma (Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Roure et al., 1989 ; Munoz, 1992 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Beaumont et al., 2000 ; Vergés et al., 2002). A savoir que c'est durant cet épisode, que des mouvements verticaux de massifs cristallins s'initient au centre de la chaîne (crétacé supérieur) (Beaumont et al., 2000 ; Sinclair et al., 2005 ; Metcalf et al., 2009).

III.3.B. Formation et remplissage des bassins flexuraux

Lors de l'initiation de la collision, les premiers bassins flexuraux accompagnés d'un remplissage turbiditique sont formés, avec au même moment, la mise en place des premières unités chevauchantes sur la plaque Ibérique et l'inversion des bassins de la ZNP. Depuis la fin du Crétacé jusqu'au Paléocène, il a été observé un ralentissement de la convergence avec un remplissage des bassins sédimentaires par une accumulation d'environ 600m de sédiments alluviaux (Garrido-Megias et Rios, 1972 ; Camara et Klimowitz, 1985 ; Ardèvol et al., 2000 ; Garcia-Senz, 2002). Du côté pro- des Pyrénées, la subsidence du bassin de l'Ebre s'est propagée du NE vers le SSE (Vergés et al., 1998). Pendant le Priabonien, la connexion de l'Ebre avec l'Océan Atlantique est fermée (36Ma ; Costa et al. 2010) ce qui a pour conséquence de faire passer le bassin de l'Ebre dans un régime endorhéique avec une sédimentation de type continentale et lacustre (fluviatile, lacustre et évaporite), jusqu'au Miocène moyen. Du côté rétro- des Pyrénées, le bassin Aquitain a été initié durant une période de rifting au Permien (Bourrouilh et al., 1995). Tout au long du Paléocène jusqu'au début de l'Eocène, marnes et turbidites s'accumulent dans la zone Nord Pyrénéenne. A l'éocène moyen, la sédimentation est principalement conglomératique le long des bordures du Sud du bassin Aquitain. Ces conglomérats, les poudingues de Palassou, sont intercalés entre des mudstones et sandstones, ce qui suggère des épisodes de transgressions marines accompagnés de plusieurs flux orogéniques (Sinclair et al., 2005).

III.3.C. Evolution tectono-sédimentaire des Pyrénées

Les études de thermochronologie basse température ont permis de mettre en évidence une phase rapide d'exhumation du centre de la zone Axiale, fin Eocène / début Oligocène (Muñoz et al., 1992 ; Beaumont et al., 2000). Les produits de cette phase d'exhumation étaient de type conglomératiques, enterrant le flanc Sud de la zone Axiale (Vincent, 2001 ; Beamud et al., 2011). Par modélisation de données thermochronologiques, il a été mis en évidence que les unités internes au Sud de la Zone Axiale, notamment Nogueres, Orri and Rialp, ont subi une phase d'exhumation rapide de l'Eocène moyen jusqu'au début de l'Oligocène (Munoz et al., 1992 ; Vergés et al., 1995). Ce processus d'exhumation rapide était associé à un fort taux d'érosion. Les profils âge/altitude publiés par Fitzgerald et al. (1999) montrent qu'un ralentissement ou un arrêt de l'exhumation dans l'Oligocène moyen a eu lieu et marque sans doute la fin de l'activité tectonique dans la région de la Maladeta et ainsi dans les Pyrénées centrales.
Ces résultats ont établi que l'exhumation dans les Pyrénées s'est initiée début Eocène, et les sédiments qui alimentent les bassins proviennent de l'érosion de la haute chaîne dont le relief était déjà bien formé (Beaumont et al., 2000). Cependant malgré le flux sédimentaire important, le bassin Sud Pyrénées est sous-alimenté, tandis que le versant Nord, lui est suralimenté par une sédimentation détritique proximal (poudingue) (Sinclair, 1997).

Cette différence peut être expliquée par la différence de taux de subsidence entre les flancs pro- et rétro- de l'orogène. Au même moment dans la zone Axiale, l'exhumation des unités de socle se poursuit, indiquant que le relief ne cesse de croître (Jolivet et al., 2007).

IV. La thermochronologie basse température

La thermochronologie est une méthode qui permet de dater l'histoire thermique de roches exhumées et qui permet ainsi la reconstruction d'histoires temps-température de celles-ci. Parce que la température augmente avec la profondeur, la connaissance de l'histoire thermique peut donner des informations sur la profondeur à laquelle résidaient les échantillons de roches sous la surface de la terre. Par cette méthode, il est également possible de donner un intervalle de temps en relation avec des taux d'exhumations, de refroidissement ou d'érosion.

Dodson (1973) a introduit le concept de température de fermeture en expliquant que cette notion se base sur la diffusion des éléments chimiques dans les minéraux comme étant fonction principalement de la température. Un thermochronomètre est caractérisé par des processus quantifiables sur une gamme de température bien définie. L'histoire thermique peut donc être obtenue en combinant les âges thermochronométriques fournit par plusieurs systèmes (exemple : traces de fission ; (U-Th)/He) présentant des températures de fermetures différentes. Chaque minéral et chaque système radiométrique a sa propre température de fermeture, ce qui permet de couvrir la majeure partie des conditions de températures subies par les roches affleurant, avec des températures allant de 40°C pour le système (U-Th)/He sur apatite (Wolf et al., 1996 ; Farley, 2000 ; Bernet et Garver, 2005) à 250°C pour les ZFT (Brandon et al., 1998 ; Bernet et Garver, 2005 ; Bernet, 2009). En résumé, l'âge thermochronométrique (AFT, ZFT, AHe, ZHe) correspond à l'âge de passage de la température de fermeture d'un système isotopique étudié.

Le principal défi consiste souvent à déterminer la profondeur de l'isotherme de fermeture. Dans ce rapport, seront évoquées 4 méthodes, traces de fissions sur Apatite et Zircon, et la méthode (U-Th)/He sur Apatite et Zircon, qui ont été nécessaires à la réalisation d'une base de données et qui ont ainsi permis de mettre en œuvre une modélisation des taux d'exhumations au sein des Pyrénées. Une description plus détaillée de chacune de ces méthodes est proposée par la suite. En thermochronologie, il existe une zone appelée « zone de recuit partiel » (PAZ : Partial Annealing Zone) pour la méthode traces de fissions et « zone de rétention partielle » (PRZ : Partial retention zone) pour la méthode (U-Th)/He, qui correspond à une gamme de température où les systèmes isotopiques sont ni complètement fermés ou ouverts, permettant au thermochronomètre de se déclencher (figure IV-1).

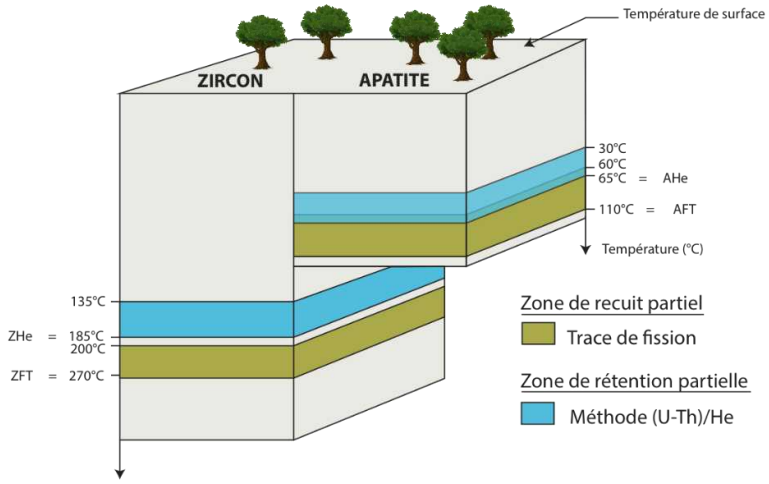


Figure IV-1. Bloc diagramme représentatif des PAZ et PRZ pour les méthodes trace de fission et (U-Th)/He respectivement, sur Apatite et Zircon.

IV.1. La méthode des traces de fission

La méthode des traces de fissions permet de dater le passage d'une certaine gamme de température mais aussi de mesurer la vitesse de soulèvement d'une roche. Cette méthode est basée sur l'accumulation de dommages commis au sein d'un grain au cours du temps. Lorsqu'une fission nucléaire se produit, cela implique la rupture d'un noyau lourd en deux particules de masse plus légères à peu près équivalentes. L'énergie liée à la rupture propulse les deux fragments de fission dans des directions opposées, ce qui a pour conséquence de graver une dislocation appelée « trace » (figure IV-2). C'est donc grâce au facteur temps, qu'il est possible de voir un champ de traces, qui sera par la suite très intéressant pour soutirer des informations sur l'histoire de la roche. Cependant au cours du temps, il est possible que certaines traces de fissions viennent à s'effacer car elles sont métastables et peuvent disparaitre ou se raccourcir au-dessus d'une certaine température (température de fermeture). Si bien que, la longueur et la densité des traces évoluent au cours du temps dans la PAZ. Il est ainsi possible d'observer dans cette gamme de température une réorganisation incomplète des traces où le processus de recuit peut être quantifié en mesurant la distribution de la longueur des traces. C'est dans cette zone que leurs longueurs peuvent être modifiées soit par une augmentation de la température soit par une diminution de la vitesse lors de l'exhumation de la roche.

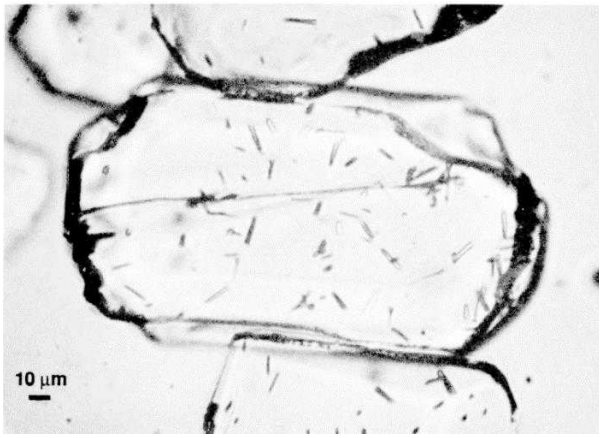


Figure IV-2. Observation de traces au sein d'une Apatite (D'après Gunnell, 1997).

C'est pourquoi la réduction des traces peut être étudiée pour retrouver la température à laquelle résidait une roche en prenant en considération que l'équilibre entre création et cicatrisation des traces est fortement contrôlé par la température (Ketcham et al., 2005). Le taux de cicatrisation d'une trace dépend à la fois de la température et du temps d'exposition.

Pour qu'un minéral soit datable par les traces de fission, il faut un temps long (plusieurs Millions d'années) et que le cristal soit riche en Uranium initialement. C'est lorsque que ces deux conditions sont remplies, qu'un âge « trace de fission » peut être déterminé, à partir du temps qui s'est écoulé depuis le franchissement de l'isotherme critique.

Détermination d'un âge trace de fission (Wagner and Van den Haute, 1992) : `

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln\left(\frac{\lambda_D}{\lambda_f} \frac{Ns}{^{238}U} + 1\right) \qquad (1)$$

Où Ns le nombre d'atome fils correspond au nombre de traces accumulées dans le cristal, λ_D la constante de décroissance total de ^{238}U, λ_f la constante de décroissance de fission spontanée et enfin ^{238}U le nombre d'atomes présents dans l'échantillon.

Pour cette étude, deux types de grains ont été utilisés pour déterminer les âges thermochronométriques AFT et ZFT : Apatite et Zircon. Chacun de ces minéraux présentent ses propres caractéristiques.

Tableau 1. Température de fermeture de la méthode traces de fission sur Apatite et Zircon (Reiners, 2006)

	T°C de fermeture	PAZ
Apatite	110°C	60-110°C
Zircon	270°C	200-270°C

IV.2. La méthode (U-Th)/He

La méthode (U-Th)/He est une approche récente, qui permet de caractériser les derniers stades d'exhumations d'une roche et donc d'une chaîne de montagnes, au même titre que la méthode traces de fissions. Cette méthode est basée sur l'émission et l'accumulation de l'hélium radiogénique provenant de la désintégration des atomes de ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{147}Sm. L'Hélium, noté He, est alors produit par une réaction en cascade comme suit (Rutherford, 1907 ; Soddy, 1911-1915) :

$$^{4}He = 8 * {}^{238}U\left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) + 7 * {}^{235}U\left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right) + 6 * {}^{232}Th\left(e^{\lambda_{232}t} - 1\right) \qquad (2)$$

Où ^{4}He, ^{238}U, ^{232}Th sont les mesures de ces isotopes et λ une constante de désintégration, t représente le temps d'accumulation, soit l'âge AHe ou ZHe.

Pour que l'équation (2) soit valide, le minéral doit être suffisamment riche en U et Th pour que si, initialement il existe une quantité He dans le minéral, celle-ci soit négligeable.

Par la connaissance des abondances isotopiques des atomes lourd ^{235}U et ^{238}U, le rapport $(\frac{^{235}U}{^{238}U})$ est égal à $\frac{1}{137,88}$, et l'équation (2) se simplifie pour devenir la nouvelle équation :

$$^{4}He = 8 * {}^{238}U\left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) + 7 * \frac{^{238}U}{137.88}\left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right) + 6 * {}^{232}Th\left(e^{\lambda_{232}t} - 1\right) \qquad (3)$$

Ainsi on peut déterminer un âge AHe ou ZHe qui résultera de l'équilibre entre production d'He, sa perte par éjection sur les bordures du cristal et sa diffusion, qui dépend de l'histoire thermique subit par l'échantillon. La détermination de l'âge nécessite alors de connaitre la concentration en He et en éléments pères. En pratique leurs mesures se fait en deux temps.

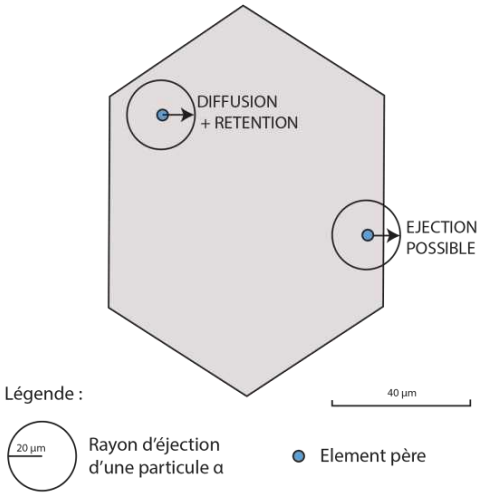


Figure IV-3. Schéma illustrant la perte d'une particule alpha à la surface des cristaux.

Lors de la désintégration α (noyaux d'hélium) par les isotopes radioactifs, de fortes quantités d'énergies sont relâchées. Energie qui se répartit entre la particule α et l'atome lourd. Les particules α sont diffusées selon des directions aléatoires et sont émises avec suffisamment d'énergie pour traverser la maille cristalline sur une certaine distance avant de s'immobiliser. La distance parcourue par la particule alpha est appelée distance d'arrêt tandis que celle parcouru par les atomes lourds est appelée distance de recul. Lorsque l'élément père à l'origine de cette perte, se trouve à proximité des bords du minéral, il arrive que certaines particules α soient éjecteés en dehors du minéral. En raison des processus d'éjections au sein du minéral (voir figure IV-3), l'âge trouvé devra être corrigé et divisé par un facteur de correction FT afin de corriger l'effet d'éjection des atomes d'He (Farley et al., 1996 ; Farley, 2002). Cette correction prend en compte la géométrie du minéral, certaines lois de probabilités et la distance d'émission.
La diffusion de l'hélium suit une loi d'Arrhenius et sa capacité à diffuser vers l'extérieur est fonction de son coefficient de diffusion qui est lui-même contrôlé par la température. C'est-à-dire, selon la température subie par le cristal au cours de son histoire, la concentration en He évoluera car à partir d'une certaine température (entrée dans la PRZ) l'Hélium possède une énergie d'activation suffisante pour se déplacer dans le minéral.

Loi d'Arrhenius : $$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{(\frac{-Ea}{RT})} \qquad (4)$$

D : coefficient de diffusion a : taille du grain D_0 : Facteur de fréquence
Ea : Energie d'activation (J/mol) R : constante des gaz parfaits T : température (K)

Au cours du temps, le rapport isotopique du système varie. On identifie deux phases : ouvert et fermé. D'après le schéma ci-dessous, lorsque T>Tc le système est ouvert. C'est-à-dire qu'il y a plus d'éléments père que d'éléments fils.

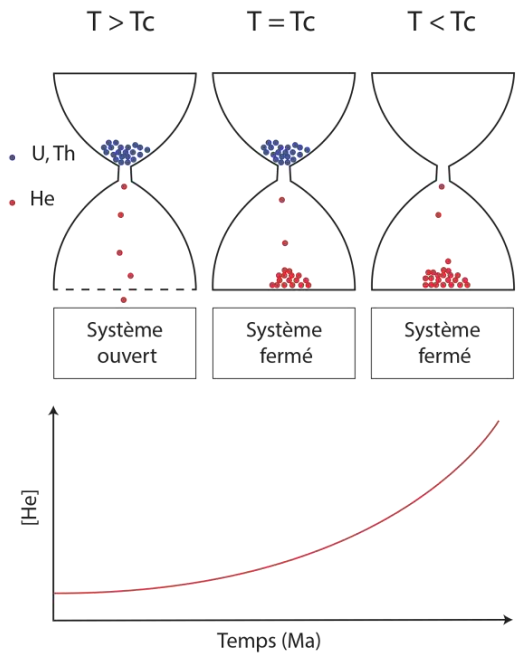


Figure IV-4. Evolution de la concentration d'Hélium en fonction du temps, contrôlé par l'état d'un système isotopique.

L'état ouvert de ce système a pour conséquence de ne pas emmagasiner d'éléments fils au cœur du système et donc d'admettre une concentration faible en Hélium. Pour une température où T=Tc (Tc : température de fermeture), nous pouvons observer qu'il y a 50% de particules piégées et 50% de particules diffusées. Par conséquent, on dit que le système rentre dans un état fermé. A chaque instant t, la quantité d'isotope produit augmente avec le temps et dépend de la quantité initiale en éléments père initialement. Ainsi, il est admis qu'au cours du temps et lorsque les conditions sont réunies, la concentration en éléments fils, donc la concentration en Hélium, augmente (voir figure IV-4).

Tableau 2. Température de fermeture de la méthode traces de fission sur Apatite et Zircon (Wolf et al., 1996 ; Farley, 2000 ; Reiners, 2006)

	T°C de fermeture	PRZ
Apatite	65°C	30-65°C
Zircon	185°C	135-185°C

Donc l'âge déterminé par la méthode trace de fission ou la méthode (U-Th)/He dans l'Apatite et le Zircon, est le moment où les minéraux étudiés ont été refroidi sous leur température de fermeture respectifs. Soit, il est possible à partir d'un géotherme bien défini, de retrouver la profondeur de l'isotherme de fermeture d'un système isotopique. Par exemple, pour un géotherme normal de $30°C/km$, l'isotherme de fermeture pour la méthode (U-Th)/He est de 6 km pour le Zircon et de 2 km pour l'Apatite.

IV.3. Existence de différents types de données

IV.3.A. Les données in situ

Dans notre cas étude, les données utilisées ont été prélevées dans les massifs cristallins, ce qui en font des données in situ. Les données in situ représentent la plupart des échantillons qui sont prélevés directement au cœur d'une chaîne de montagne par exemple. Ces données, généralement issues de roches magmatiques (riches en minéraux lourds), traduisent la dernière période d'exhumation des échantillons et permettent de dater directement les passages d'isothermes. Pour raffiner les mesures et atteindre des valeurs de taux d'exhumations, le prélèvement de données peut se faire à des profondeurs différentes dans un trou de forage par exemple.

Cette stratégie d'échantillonnage vise à considérer que chaque échantillon a subi la même histoire thermique avec l'exigence bien sûr que les échantillons d'altitude inférieur ont atteint des températures plus chaudes. Cependant, l'échantillonnage dans des profils verticaux, dans des zones de montagnes où le relief est considérable, peut introduire un certains nombres de problèmes d'interprétations pour les données thermochronologiques, en particulier si les âges mesurés sont jeunes.

IV.3.B. Les données détritiques

Le principal avantage de la thermochronologie détritique est que le taux de refroidissement ou d'exhumation d'un échantillon peut être suivi dans le temps en analysant des échantillons provenant de sédiments d'âges différents. Ainsi, la thermochronologie détritique permet d'étudier des taux d'exhumations sur de plus longues périodes de temps comparé à la thermochronologie in situ. Malgré une augmentation dans l'âge des processus d'exhumations, une limite s'impose : les zones sources des échantillons détritiques ne sont pas toujours connues. Contrairement aux échantillons de surface de substratum rocheux, les données détritiques présents dans les bassins sédimentaires qui entourent généralement les chaînes de montagnes fournissent des enregistrements beaucoup plus longs sur l'évolution de leurs sources. De plus, en raison d'une dispersion importante des âges obtenus à partir d'un sédiment détritique, la méthode consiste à dater un nombre relativement important de grains pour distinguer des groupes d'âges. Car en effet, les grains détritiques peuvent provenir de sources variables.

V. Base de données thermochronologiques

V.1. Présentation de la base de données

Depuis maintenant quelques années, l'évolution de la chaîne Pyrénéenne commence à bien être connue, notamment par les publications de données thermochronologiques et de modélisations de ces dernières. A l'heure actuelle, ce sont près de 500 âges qui ont pu être déterminés au sein des Pyrénées, dans la ZNP, ZA et ZSP. Parmi ces âges nous retrouverons des âges AFT (Bosch, 2016 ; Fitzgerald, 1999 ; Gibson, 2007 ; Gunnel, 2009 ; Herman, 2013 ; Jolivet, 2007 ; Juez-Larré, 2016 ; Labaume, 2016 ; Maurel, 2003 ; Maurel, 2008 ; Mouchené, 2016 ; Sinclair, 2005 ; Vacherat, 2016 ; Yelland, 1991), ZFT (Sinclair, 2005 ; Maurel, 2007 ;; Vacherat et al., 2016), AHe (Bosch, 2016 ; Denèle, 2007 ; Fillon, 2013 ; Gibson, 2005 ; Gibson, 2007 ; Gunnel, 2009 ; Juez-Larré, 2006 ; Maurel, 2003 ; Maurel, 2007 ; Metcalf, 2009 ; Vacherat et al., 2014 , 2016) et ZHe (Bosh et al., 2016 ; Vacherat et al., 2014 ; Maurel et al., 2008). Chacun des âges thermochronométriques ont été enregistrés avec des coordonnées Longitude/Latitude, reporté au massif ou à la zone d'étude auxquels ils correspondent, d'une altitude et d'une erreur aux mesures.

A travers la figure V-1, l'ensemble des données thermochronologiques sont présentées. L'échelle de couleur représente les âges les plus jeunes, aux alentours du Plaisancien (2,5 Ma) pour le jaune, aux âges les plus vieux, vers le Roadien (270 Ma), pour la couleur bleu. Il est important de noter que les âges sont compris dans un intervalle de temps, nous permettant de retracer au complet l'histoire thermique et donc l'exhumation des Pyrénées ainsi que de déterminer les volumes de sédiments érodés.

Par l'étude de cette carte, nous pouvons remarquer dans un premier temps une organisation spatiale des données. Sont placés à l'Ouest des Pyrénées des âges compris entre le Pliocène supérieur et le Miocène inférieur à quelques exceptions près, et à l'Est des Pyrénées, des âges compris entre l'Oligocène supérieur et le Permien supérieur. Cette différence spatiale au niveau des âges, permettra au modèle de nous fournir de manière localisée les zones relatives à des épisodes d'exhumations jeunes et dans d'autre cas des épisodes d'exhumations plus anciens.

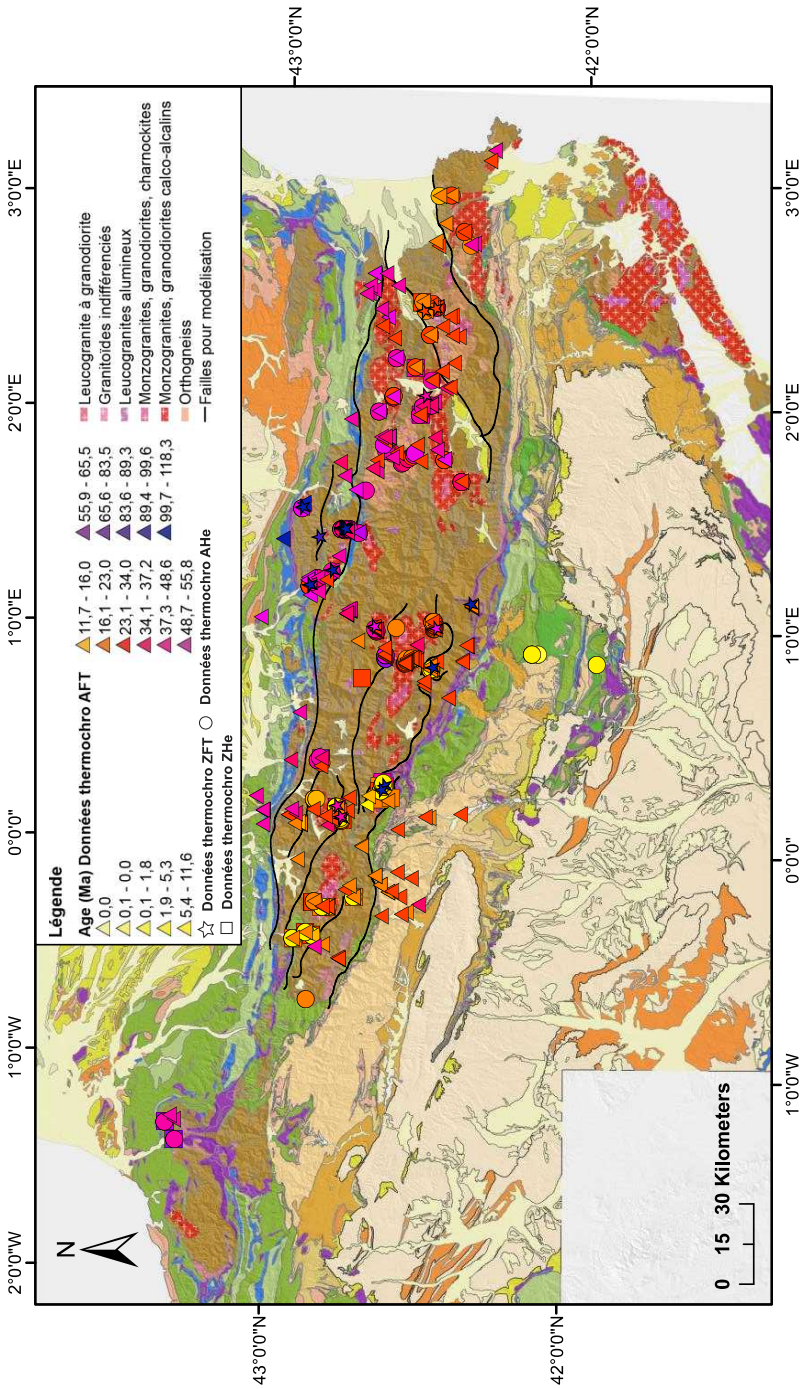


Figure V-1. Vue générale de l'ensemble des données thermochronologiques des Pyrénées – 493 données.

V.2. Taux d'exhumation issus de la littérature

En étudiant les âges thermochronométriques obtenus dans les sédiments détritiques ou au cœur des massifs, il est possible de retrouver les taux d'exhumations associés à une chaîne de montagnes. En fonction des systèmes utilisés, les phases d'exhumations retrouvées correspondront à des épisodes récents ou plus anciens. La connaissance des taux d'exhumations est primordiale pour évaluer les flux sédimentaires participant aux comblements des bassins sédimentaires de part et d'autre d'une chaîne de montagne. Par reconstruction et par l'étude de profils ECORS montrant une distribution asymétrique de la chaîne Pyrénéenne, le relief structural total sur le socle hercynien a pu être déterminé : 25 km. Compte tenu du relief actuel, il est fort plausible que 15 km à 18 km d'érosion se soit produits (Fitzgerald et al., 1999), avec des taux d'exhumations variables au fil des années. Pour comprendre cette relation entre érosion et exhumation, cette partie détaillera les principaux taux d'exhumations connu à ce jour. Ainsi la chaîne des Pyrénées sera présentée de manière segmentée et chaque partie étudiée indépendamment.

A travers la figure V-2, les taux d'exhumation issus de la littérature pour une étude comparative au modèle sont principalement issus des massifs et zones d'études suivants :

- Maladeta
- Riberot
- Querigut Millas
- Barruera
- Nogueres
- Trois seigneurs
- Bielsa
- Cauterets
- Néouvielle
- Canigou

D'après plusieurs publications, il a été mis en évidence que l'exhumation de la chaîne Pyrénéenne était à son apogée durant les épisodes Eocène-Oligocène (Beaumont et al., 2000 ; Vergés et al., 2002). Par l'étude de la figure V-2, on observe qu'une importante phase d'exhumation a eu lieu dans les massif cristallins Canigou, Néouvielle, Maladeta et pour la zone de Nogueres à l'Eocène supérieur. Durant l'Oligocène, d'autres mouvements verticaux sont également mis en évidence, notamment pour les massifs Cauterets et Bielsa. Le Miocène moyen est caractérisé par une phase d'exhumation qui a principalement touché les massifs tels que Néouvielle et Bielsa. Ainsi par la suite, il sera envisageable de voir si les modèles obtenus par inversion linéaire suggèreront des phases d'exhumations similaires dans les Pyrénées. Par cette recherche bibliographique sur les différents taux d'exhumations connu à ce jour dans la chaîne Pyrénéenne, il pourra être intéressant de comparer les cartes obtenues par modélisation de données thermochronologiques, à ce qui a déjà été réalisé, et ainsi permettre d'appuyer la validité des modèles.

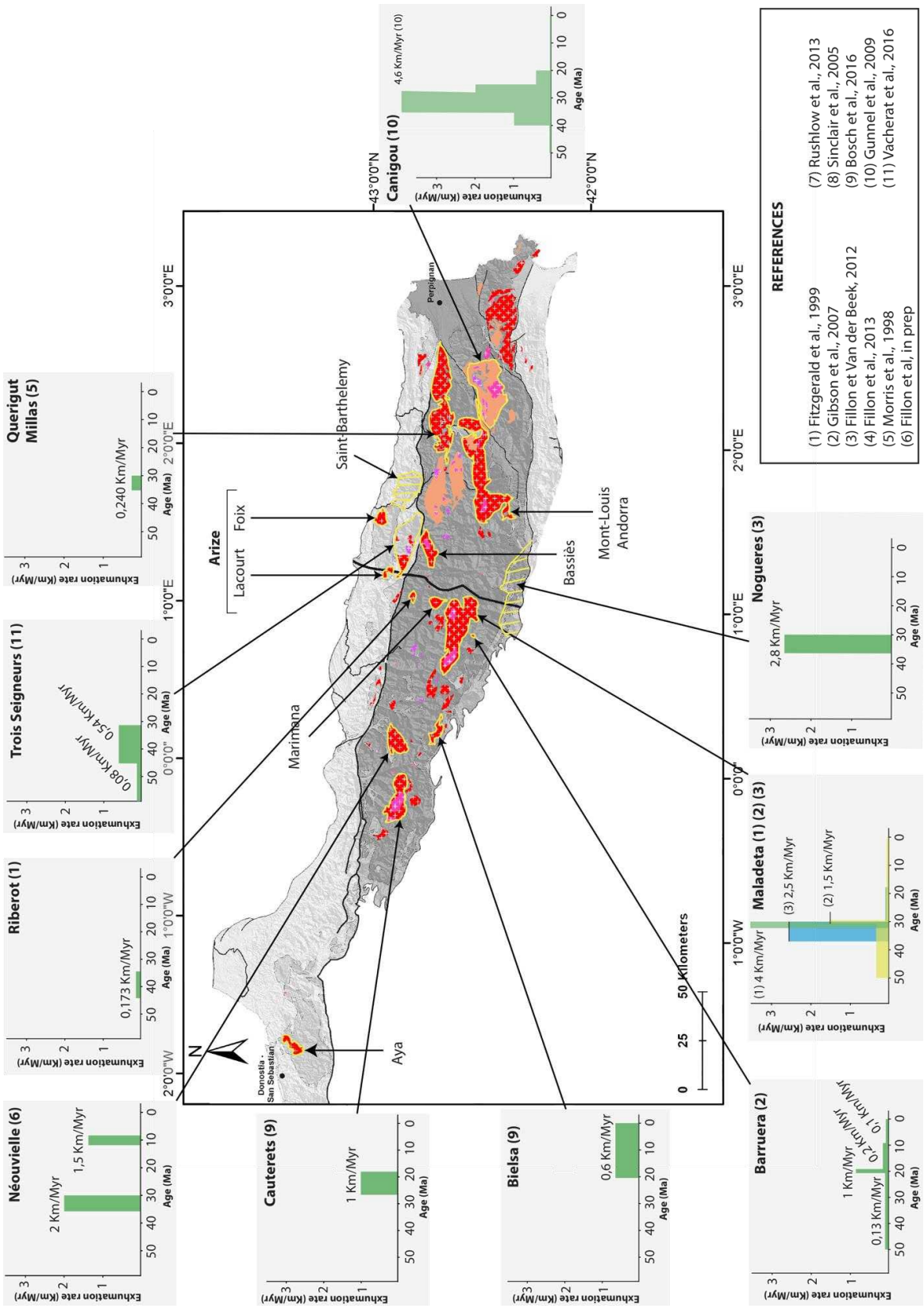


Figure V-2. Présentation des différents taux d'exhumations issus de la littérature au sein des Pyrénées.

.

VI. Modélisation numérique des données thermochronologiques

VI.1. Méthode d'inversion linéaire pour déduire des taux d'exhumations à partir de données thermochronologiques

La méthode utilisée pour cette étude, est une méthode développée par Fox et al. (2014) et modifiée par Herman et Brandon (2016). La base de cette approche, pour un quelconque âge thermochronométrique, est de déterminer la profondeur de fermeture (km) « Z_c », par l'intégrale du taux d'exhumation, ė (km/Myr), et de l'âge de refroidissement d'un échantillon (durée depuis laquelle l'isotherme de fermeture a été franchi), dans le but d'en ressortir un taux d'exhumation,

$$\int_0^{\tau} \dot{e} dt = Z_c \qquad (1)$$

τ : âge thermochronométrique

Pour obtenir une solution numérique pour ce problème, on obtient par discrétisation de l'équation (1) en pas de temps uniforme, Δt, la relation suivante :

$$A\dot{e} + \varepsilon = Z_c \qquad (2)$$

Où A est une matrice contenant l'ensembles des âges thermochronométriques et ε l'incertitude sur les profondeurs de fermeture. ė *et Z_c sont des vecteurs contenant respectivement les taux d'exhumations et les profondeurs de fermetures.*

Cependant, pour résoudre l'équation (2), il est primordial de connaitre chacun des termes. Dans notre cas, il s'avère que le vecteur ė est une inconnue. Son estimation est ainsi permise en résolvant un problème d'inversion linéaire. Ceci est possible en définissant un modèle a priori comprenant un taux moyen d'exhumation a priori indépendant des données, noté $\dot{e}_{pr}$ et une estimation d'une variance a priori, σ_{pr}^2, relative au taux moyen d'exhumation. Cette variance est utilisée pour construire une matrice de covariance a priori C, du taux d'exhumation $\dot{e}_{pr}$, dont les éléments diagonaux sont égaux à σ_{pr}^2. La matrice de covariance, pour chaque intervalle de temps, est également construite en utilisant la distance de séparation entre la $i^{ème}$ et $j^{ème}$ donnée u, et une fonction de corrélation spatiale $\rho(u)$ (voir figure VI-1)

$$C_{ij} = \sigma_{pr}^2 \delta_{ij} \rho(u) \qquad \text{i,j} \in [1, n] \qquad (3)$$

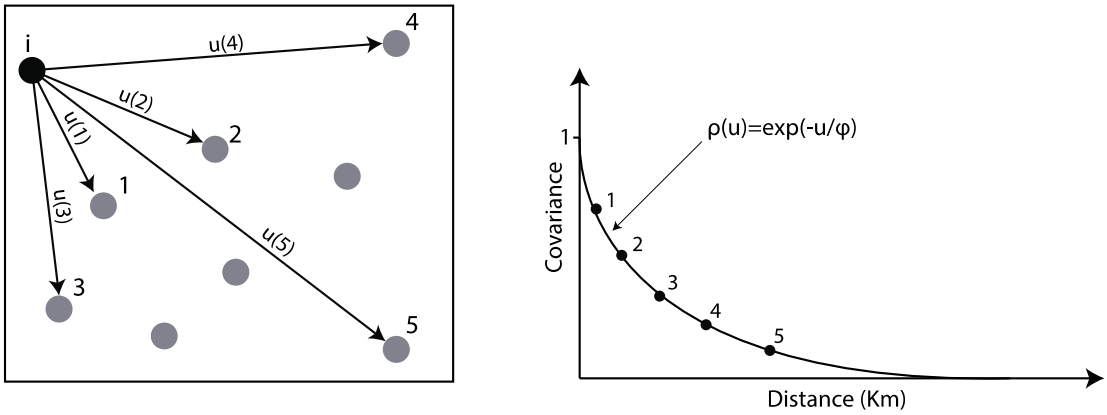


Figure VI-1. Evolution du calcul de la matrice de covariance en fonction de la distance de séparation entre deux données.

- Cov(i,i)=1
- Cov(i,1)= $\sigma_{pr}^2 \exp\left(-\left(\frac{u(1)}{\Phi}\right)\right)$
- Cov(i,2)= $\sigma_{pr}^2 \exp\left(-\left(\frac{u(2)}{\Phi}\right)\right)$
- Etc…
- Cov(i,j)= $\sigma_{pr}^2 \exp\left(-\left(\frac{u(j)}{\Phi}\right)\right)$

Ainsi, en supposant que le taux d'exhumation varie de manière homogène dans l'espace, le taux d'exhumation peut être défini comme un processus selon lequel les points les plus proches dans l'espace sont susceptibles d'être similaires. C'est-à-dire que cette matrice de covariance implique que les échantillons proches les uns des autres suivent le même historique d'érosion tandis que les échantillons les plus éloignés suivent des historiques indépendants. Par ailleurs, le taux d'exhumation a posteriori peut être calculé selon la relation :

$$\dot{e}_{po} = \dot{e}_{pr} + CA^t(ACA^t + C_\varepsilon)^{-1}(Z_c - A\dot{e}_{pr}) \qquad (4)$$

Où $\dot{e}_{pr}$ est le taux d'exhumation a priori, A une matrice contenant l'ensembles des âges thermochronométriques, C la matrice de covariance et C_ε une matrice diagonale contenant l'incertitude des données estimées qui est obtenue à partir des erreurs analytiques des mesures.

Enfin, pour résumer de manière globale la chronologie du code d'inversion linéaire, la figure VI-2 présente l'organigramme de programmation. Nous pouvons voir par cette figure, qu'en début de l'exécution du code, une lecture du fichier d'input détaillée ci-après, est nécessaire. Puis la résolution de l'équation (2) est effectuée au nombre d'itérations souhaitées. Les résultats sont disponibles dans un fichier de sortie qui rassemble toutes des cartes des taux d'exhumations par intervalle de temps mais aussi une carte du chemin taux d'exhumation-temps pour avoir une meilleure visualisation des taux d'exhumations estimés.

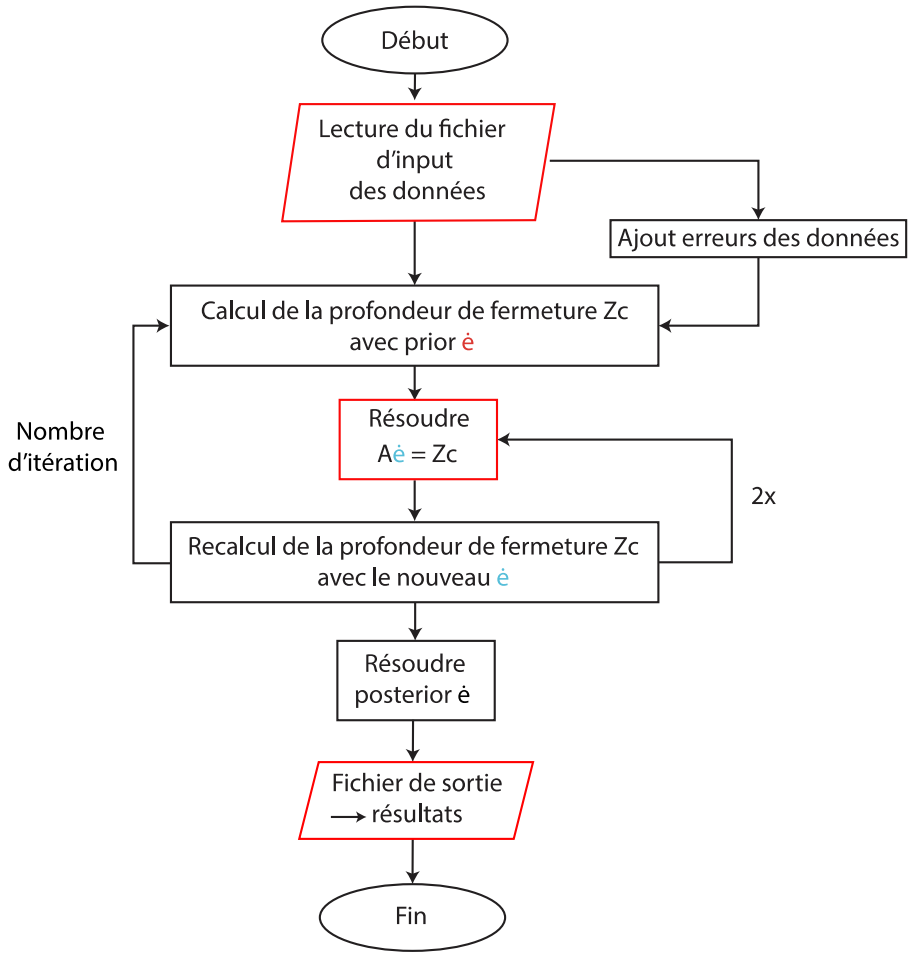


Figure VI-2. Présentation de l'organigramme de programmation du code d'inversion linéaire.

VI.2. Présentation du fichier d'input

Pour réaliser l'inversion linéaire de données thermochronologiques et ainsi extraire des taux d'exhumations d'une chaîne de montagnes par exemple, le code d'inversion linéaire, a besoin d'avoir un fichier input, renseignant l'ensemble des paramètres variables et constants. Ce code réalisera une inversion linéaire de l'ensembles des âges de la chaîne Pyrénéenne dans notre cas d'étude.

Pour cela, un fichier noté « glide.in » a été implémenté au code pour permettre la lecture des différents paramètres d'entrée essentiels à la modélisation. Dans ce chapitre, sera évoqué l'ensemble des paramètres variables et constants pour essayer d'avoir une meilleure compréhension du fonctionnement du code.

Tout d'abord, nous retrouvons parmi l'ensemble des paramètres d'entrées, un fichier rassemblant la totalité des âges thermochronométriques essentiels à l'étude. Dans notre cas, c'est un total d'environ 500 âges, géo-référencés et associés à une erreur analytique, qui ont été nécessaires à la modélisation de l'ensemble des Pyrénées.

Pour commencer une modélisation, un taux d'exhumation a priori moyen, $\dot{e}_{pr}$ (km/Myr) et également une variance a priori (incertitude), σ_{pr}^2 (weighting term) devront être renseignés. Ces deux paramètres sont variables d'un modèle à l'autre et influencent de manière considérable les résultats. Un autre paramètre d'entrée, appelé « Correlation length scale », Φ (km), intervient dans une fonction de corrélation « ρ » qui décrit la variation spatiale des taux d'exhumation. Cette fonction est définie comme étant une fonction de la distance de séparation, « u », entre les données :

$$\rho(u) = \exp(-\left(\frac{u}{\Phi}\right)) \qquad (5)$$

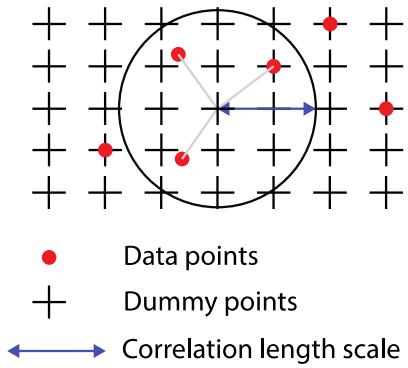


Figure VI-3. Influence du paramètre "correlation length scale" dans l'estimation d'un taux d'exhumation.

La valeur de Φ, permet d'effectuer un périmètre d'une certaine distance autour de la zone d'intérêt, pour lequel, les poids relatifs des taux d'exhumations des données diminuent progressivement selon une fonction exponentielle jusqu'à atteindre la distance Φ (voir figure VI-3). Par exemple, plus un point de données est proche du point d'intérêt, plus son poids relatif aux taux d'exhumations est important, ce qui suggère un même historique en matière d'exhumation. Ce paramètre intervient donc dans la construction d'une matrice de covariance des poids relatifs aux taux d'exhumations en fonction de ρ, nécessaire à l'estimation d'un taux en un point de données. Enfin, l'estimation d'un taux en un « dummy point », est calculé en effectuant une moyenne pondérée des poids relatifs donné par ρ de toutes les données, à partir de la matrice de covariance C.
Enfin, pour avoir le meilleur modèle possible, le nombre d'itérations peut être modifié ainsi que la valeur du paramètre μ (step length). Ces deux paramètres sont liés et permettent d'approcher au maximum la valeur vraie, soit dans notre cas, le taux d'exhumation a posteriori qui se rapproche le plus à la réalité. En réalité, le paramètre μ, correspond finalement à l'espacement entre 2 itérations. La détermination de la valeur è la plus plausible a la réalité est donc fonction du nombre d'itération choisi et de la valeur de μ. Plus le nombre d'itération est grand, plus μ sera petit. Enfin, plus le nombre d'itération est petit, plus le paramètre μ sera grand.

Pour l'estimation de taux d'exhumations, il est important d'inclure au modèle des paramètres thermiques rapprochant au maximum les conditions de températures pendant la croissance des Pyrénées. N'ayant pas d'informations sur les conditions thermiques de l'époque, il a été choisi d'imposer au modèle des paramètres thermiques relatifs à l'état actuel de la chaîne. Ainsi, sont présentés dans le tableau ci-dessous, l'ensemble des paramètres qui ont été nécessaires aux estimations des taux.

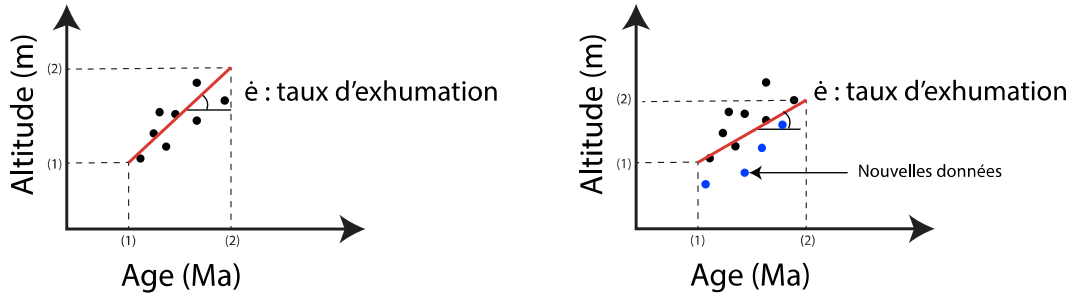
Tableau 3 : Densités et paramètres thermiques utilisés pour l'inversion linéaire (d'après les références citées dans Fillon et al., 2012 et M. Fox, pers comm.)

Paramètres	Valeurs
Densité croûte	$2700\ kg/m^3$
Densité manteau lithosphérique	$3200\ kg/m^3$
Epaisseur crustale	$40\ Km$
Température de surface	$15\ °C$
Température à la base de la croûte	$720\ °C$
Coefficient de diffusion thermique	$20\ Km^2/Myr$
Production de chaleur	$0.0001\ C/Myr$

VI.3. Utilisation des failles dans le but d'approcher au mieux la réalité

La frontière entre deux plaques se traduit la plupart du temps par un faisceau important de failles. Dans les Pyrénées, ce faisceau est composé d'une multitude de failles crustales localisées principalement dans la ZA. Le principal faisceau de failles, situé à la limite de la ZA et de la ZNP, correspond à la faille Nord-Pyrénéenne, dont l'orientation est vraisemblablement WNW-ESE. En se basant sur l'article de Schildgen et al. (2018), qui démontre l'importance à séparer un jeu de données d'un massif à un autre, nous avons décidés d'apporter au code d'inversion linéaire, une modification. Etant donné qu'un massif granitique s'exhume en un bloc de données uniformément réparties, nous avons choisi d'intégrer au code, les différentes failles des Pyrénées considérées comme majeures, qui séparent les massifs entre eux afin de ne pas introduire de biais sur les différents taux d'exhumations calculés.

A l'aide des cartes géologiques 1/50 000 (BRGM), les failles considérées majeures ont pu être digitalisées sur ArcGis. En partant du principe que chaque massif soit indépendant et puisse s'exhumer à des périodes de temps différents, l'ajout des failles a permis de les délimiter, notamment en différenciant les données d'un massif par rapport à un autre. En effet, la participation d'une donnée autre que celles d'un massif, peut influencer de manière importante l'estimation d'un taux d'exhumation. Si l'on reprend le principe de l'estimation d'un taux d'exhumation, celui-ci peut être calculé de la manière suivant :



$$\dot{e} = \frac{Age(2) - Age(1)}{Alt(2) - Alt(1)}$$

Figure VI-4. (Gauche)Méthodologie du calcul d'un taux d'exhumation. (Droite) : Influence de l'ajout de nouvelles données (autres massifs) sur l'estimation d'un taux d'exhumation.

.

Si une donnée est ajoutée mais ne doit normalement pas être utilisée pour l'estimation d'un taux, cela aura pour répercussion de changer la pente de la régression linéaire et donc du taux d'exhumation. Ainsi les failles permettront de diminuer les erreurs dans les estimations des taux.

Pour comprendre comment les failles agissent sur les données, il faut pour cela étudier la covariance. L'étude de la covariance permet d'évaluer le sens de variation entre deux variables et de qualifier l'indépendance de deux variables. Avant l'ajout de failles, deux données ne pouvaient varier de manière importante l'une par rapport à l'autre. Leur covariance diminuait de manière progressive. Avec l'ajout de faille, la covariance entre deux données tend à converger vers zéro (voir figure VI-5). En effet, deux variables de part et d'autre d'une faille, deviennent indépendantes, se laissant une certaine liberté l'une par rapport à l'autre.

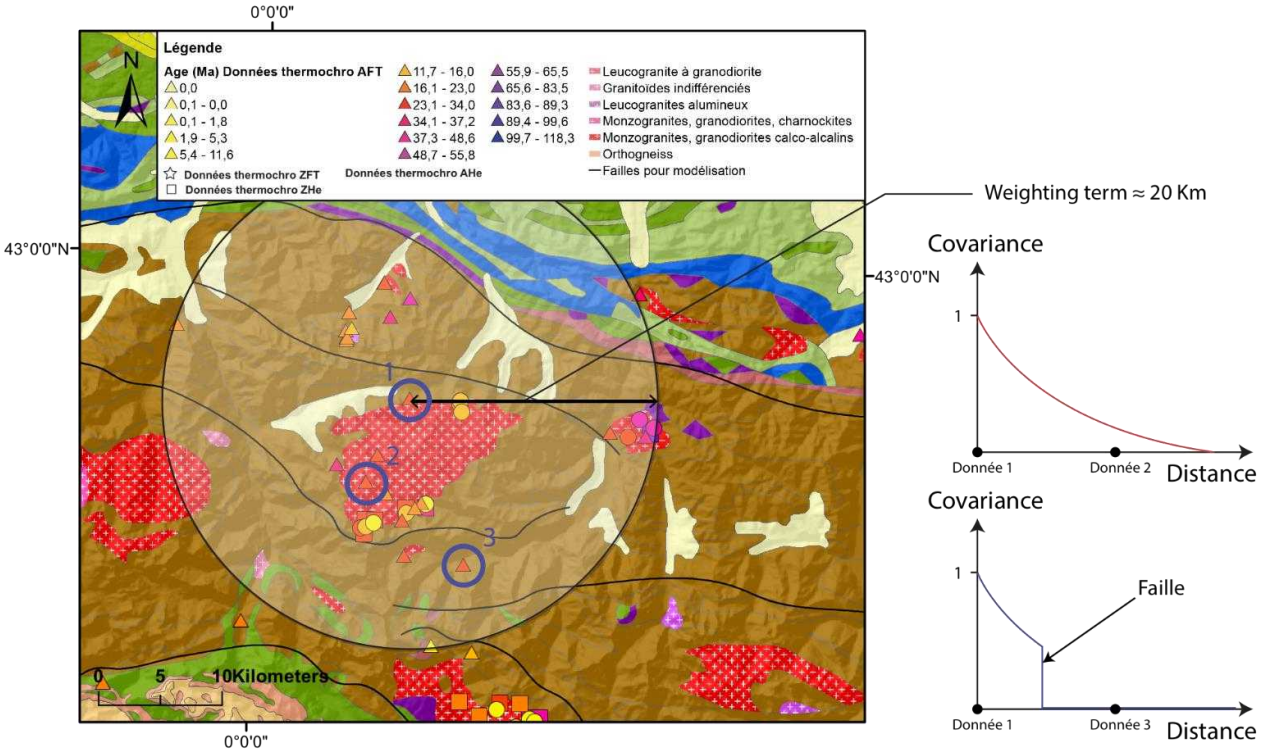


Figure VI-5. Caractérisation de l'influence de failles sur les modélisations en fonction du paramètre «Correlation length scale».

Cette modification est visible dans la matrice de covariance C. Ainsi, le poids relatif de chacun des taux d'exhumations est modifié de manière considérable avec l'ajout de failles dans le modèle.

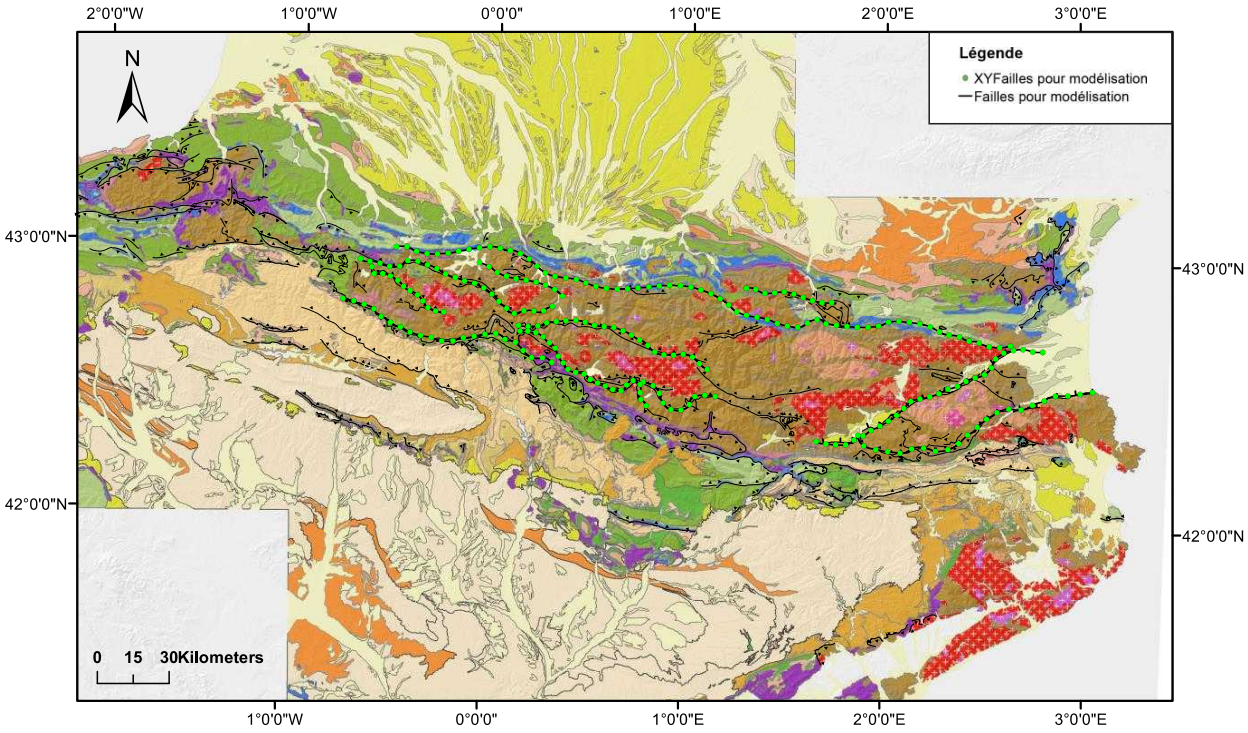


Figure VI-6. . Vue générale de l'ensemble des failles digitalisées pour permettre les modélisations.

Pour permettre d'intégrer au code la totalité des failles, elles ont été segmentées en une multitude de points présentant des coordonnées en longitude et latitude. Sur la figure VI-6 sont représentés l'ensembles des failles considérées majeures avec leurs points respectifs.

VII. Résultats

Les résultats de l'inversion utilisant la méthode présentée dans le chapitre précédent ne sont pas uniques, dans le sens que chaque décision prise dans la configuration du modèle peut montrer des résultats différents. Dans un premier temps, comme il est important d'établir la robustesse des résultats et de comprendre leurs significations, sera évaluée l'influence de la modification des paramètres d'entrées sur l'estimation d'un taux d'exhumation a posteriori. Puis dans un deuxième temps, une partie faisant référence aux résultats par zones individuelles sera présentée dans le cadre d'une calibration du modèle. Enfin dans un troisième temps, les résultats à l'échelle globale des Pyrénées suite au calibrage du modèle seront étudiés.

VII.1. Etude de la sensibilité des paramètres de configuration

Dans le but de montrer la robustesse des résultats, une étude de la sensibilité des paramètres d'input par rapport à la configuration initiale du modèle peut être établi. Cette étude aura pour finalité de montrer que le modèle présenté dans ce mémoire n'est sans doute pas l'unique solution mais possède toutes les caractéristiques (Géologie ; Misfit) nécessaires pour être validé et permettre ainsi une meilleure connaissance de l'histoire thermique des

Pyrénées. Par conséquent, il sera présenté dans ce chapitre l'influence de la longueur d'intervalle de temps, l'influence du taux d'exhumation moyen a priori, $\dot{e}_{pr}$, l'influence de la variance a priori, $\boldsymbol{\sigma}_{pr}^{2}$, et enfin l'influence du nombre d'itérations, sur l'estimation du taux d'exhumation a posteriori $\dot{e}_{po}$.

VII.1.A. Effet de la longueur d'intervalle de temps

Pour réussir à récupérer une visualisation de l'ensemble des phases d'exhumations dans les Pyrénées, un pas de temps, $\Delta \boldsymbol{t}$, de 3Ma a été choisi. Pour comprendre la sensibilité de ce paramètre, nous nous focaliserons sur Néouvielle, qui est un massif qui a comme particularité de s'exhumer à deux reprises. La figure VII-1, montre les résultats d'inversions pour le massif de Néouvielle où la longueur d'intervalle de temps a été modifié. Dans le cas d'une faible longueur d'intervalle de temps (3 Ma), nous pouvons observer pour Néouvielle deux épisodes de soulèvement ce qui coïncide avec les publications. Cependant, avec une longueur d'intervalle de temps plus grande (5Ma), nous n'observons pas d'épisodes de soulèvement du massif de Néouvielle. Même s'il a été conseillé dans l'article « Exhumation rates from thermochronometric data » écrit par Fox et al. (2014), de privilégier l'utilisation d'un grand $\Delta \boldsymbol{t}$ pour l'estimation d'un taux d'exhumation a posteriori, le choix d'un $\Delta \boldsymbol{t}$ égal à 3 Ma a été gardé au vu des résultats obtenus lors de la calibration du modèle.

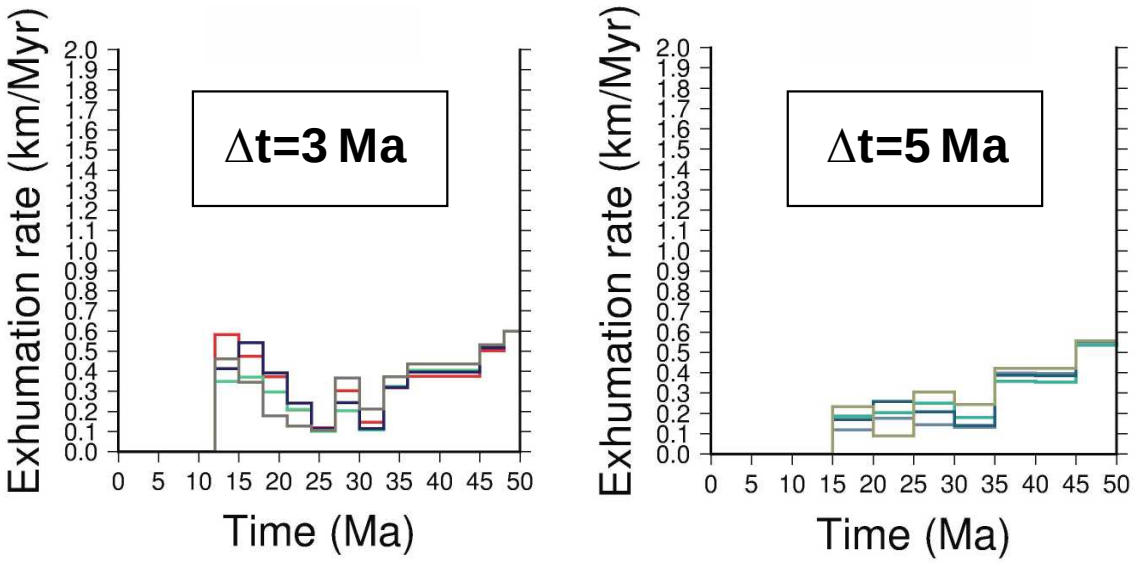


Figure VII-1. Evolution du chemin taux d'exhumations-temps pour le massif de Néouvielle par modification de la longueur d'intervalle de temps.

VII.1.B.Effet d'un changement du taux d'exhumation a priori

Le taux d'exhumation moyen a priori est le premier terme qui compose le modèle a priori. C'est pourquoi, lorsque ce paramètre est modifié, des répercussions directes sont observées dans le calcul du taux d'exhumation a posteriori. Pour voir son effet, nous allons nous focaliser sur les variations du chemin taux d'exhumation-temps d'un modèle sur les Pyrénées en diminuant ou en augmentant $\dot{e}_{pr}$. Le taux d'exhumation moyen a priori pour cette étude a été fixé à 0.6 km/Myr.

Pour voir l'effet de ce paramètre, nous allons le faire varier à $\pm 0.1\ km/Myr$. Soit, pour une pertubation de $\dot{e}_{pr} = 0.6\ \pm 0.1\ km/Myr$, nous pouvons remarquer sur la figure VII-2, des absences mais aussi des décalages de certaines phases d'exhumations notamment pour les massifs tels que Néouvielle (Neou), Maladeta (Mal) et Canigou (Can).

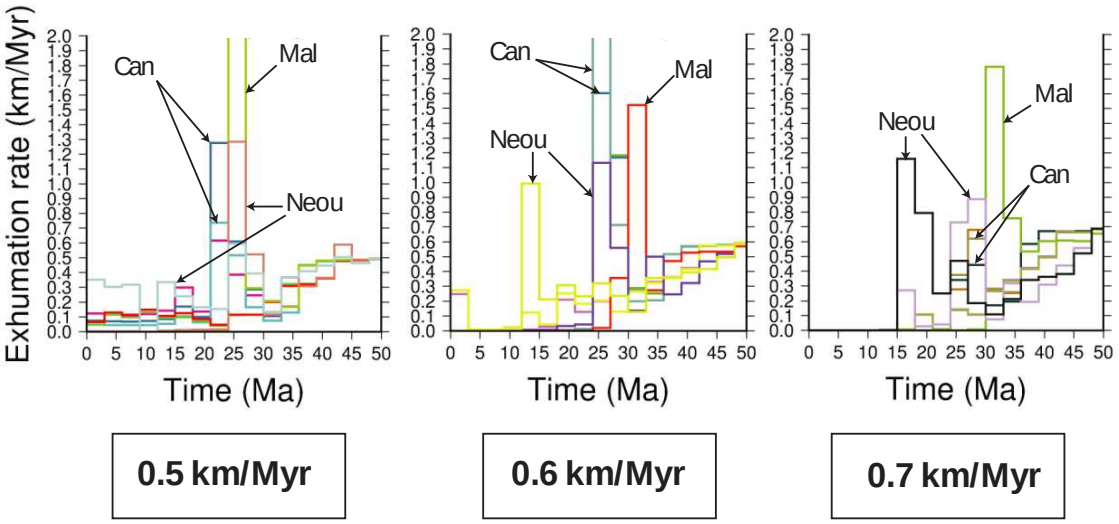


Figure VII-2. Evolution du chemin taux d'exhumations-temps pour le massif de Néouvielle par modification du taux d'exhumation a priori.

VII.1.C. Effet d'un changement de la variance

La variance est une mesure qui permet de caractériser la dispersion d'un échantillon. Dans notre cas, la variance a priori, sert principalement de facteur de pondération pour l'incertitude des données. Ainsi, nous allons étudier les effets de la modification de ce paramètre qui agit comme un paramètre de pénalité.

Pour comprendre l'influence d'une modification de la valeur de la variance a priori, il faut pour cela s'intéresser à la relation du Misfit S, qui est définie par la relation suivante,

$$2S = \left(A\dot{e}_{po} - Z_c\right)^t C_d^{-1}\left(A\dot{e}_{po} - Z_c\right) + \left(\dot{e}_{po} - \dot{e}_{pr}\right)^t C^{-1}\left(\dot{e}_{po} - \dot{e}_{pr}\right) \qquad (1)$$

où C_d est la matrice de covariance définie par rapport aux erreurs sur les données, $\sigma^2_{données}$ et C la matrice la matrice définie par la relation : $C_{ij} = \sigma^2_{pr}\delta_{ij}\rho(u)$ $i,j \in [1,n]$.

On différencie deux termes :

- $S_D = \left(A\dot{e}_{po} - Z_c\right)^t C_d^{-1}\left(A\dot{e}_{po} - Z_c\right)/2$→Trouve une solution qui reproduit les données.
- $S_M = \left(\dot{e}_{po} - \dot{e}_{pr}\right)^t C^{-1}\left(\dot{e}_{po} - \dot{e}_{pr}\right)/2$ → Trouve une solution qui reproduit le modèle.

Lorsque σ^2_{pr} varie, les deux termes qui compose le Misfit, S_D et S_M évolues. Plus σ^2_{pr} est grand, plus S_M est petit, donc plus on se rapproche de $\dot{e}_{min}$ et par conséquent d'un modèle plus

ajusté. Inversement plus σ_{pr}^2 est petit, plus on tend vers une solution proche de la valeur du taux moyen d'exhumation a priori, $\dot{e}_{pr}$.

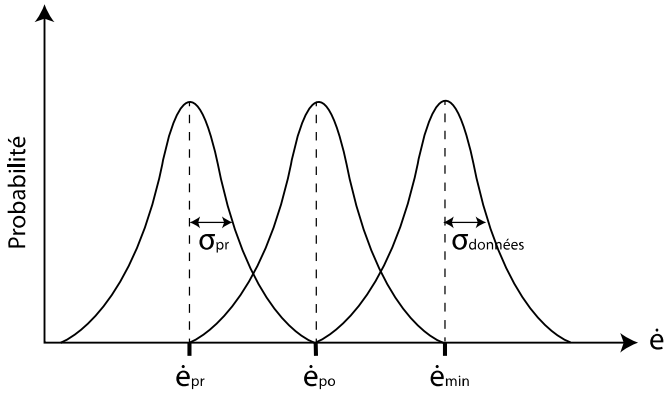


Figure VII-3. . Influence de la modification des paramètres σ_{pr}^2 et $\sigma_{données}^2$ sur la détermination d'un taux d'exhumation a posteriori

Ainsi, une diminution de la variance a priori, σ_{pr}^2, force la solution de l'inversion, soit $\dot{e}_{po}$, à se rapprocher de la valeur du taux d'exhumation a priori et inversement dans le cas d'une augmentation de la variance a priori. Cependant, lorsqu'on réalise un modèle, il est important de tenir compte du Misfit mais aussi de la géologie. C'est pour pourquoi, la modification de σ_{pr}^2 et $\sigma_{données}^2$, est nécessaire pour trouver une solution cohérente avec ce que nous observons et ce que nous sommes capables de prédire. La variation de σ_{pr}^2, est visible à travers la figure VII-4, qui montre qu'une variance élevé permet plus de variation dans la solution inverse et donc un meilleur ajustement des données.

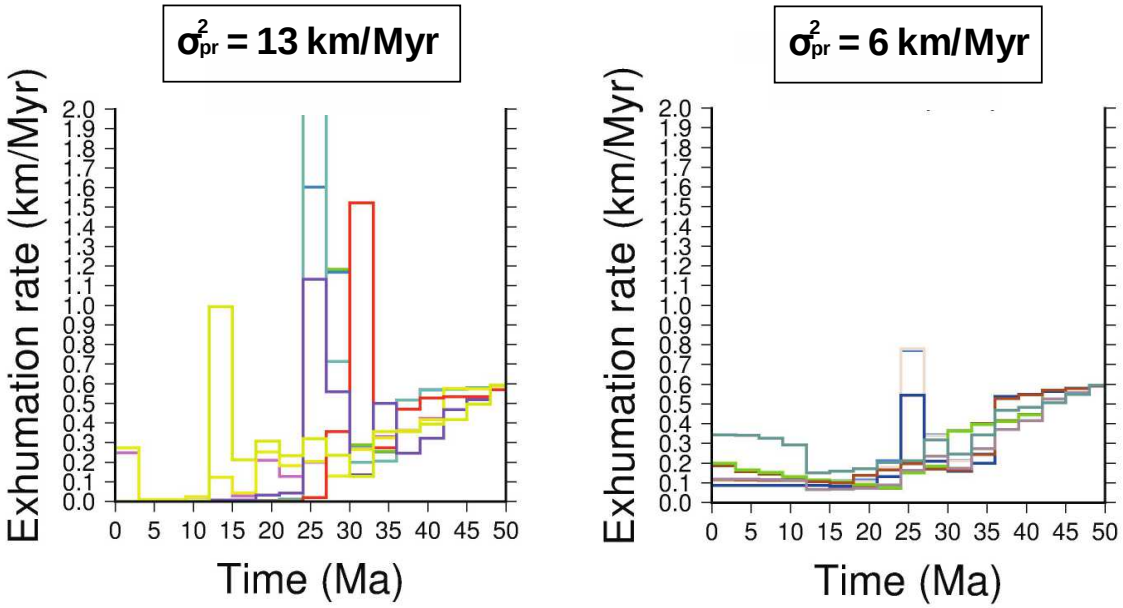


Figure VII-4. Evolution du chemin taux d'exhumations-temps pour le massif de Néouvielle par modification de la variance

VII.1.D. Effet d'une modification du terme « correlation length scale »

Si la longueur de corrélation Φ est trop petite, cela revient à inverser chaque âge indépendamment sans pouvoir identifier les changements de taux de variations dans le temps et dans l'espace. En revanche, quand le terme Φ est trop grand, cela revient à inverser et corréler des taux d'exhumation qui ne devraient pas l'être, ce qui a pour répercussion, l'obtention d'un modèle trop lisse (Fox et al.,2014).

VII.2. Par zones individuelles

Pour tenter d'obtenir le meilleur modèle pour l'ensemble des Pyrénées, une étude par zone a d'abord été effectuée (voir figure VII-5). Cette étude consiste à comparer les résultats de taux d'exhumations obtenus par modélisation aux taux issus de la littérature. Le but de cette approche est de permettre une calibration du modèle. L'idée était finalement d'approcher au mieux que possible les taux d'exhumations connus tout en utilisant les mêmes paramètres d'input pour chacune des zones d'études. Ainsi, l'étude s'est focalisée sur trois massifs, Néouvielle, Maladeta et Canigou, qui ont suscités beaucoup d'attention, notamment pour leurs vitesses d'exhumations et potentiellement les volumes de sédiments érodés.
Néouvielle, est un massif cristallin qui se trouve dans la zone Axiale des Pyrénées centrales. Il s'étend sur environ $98km^2$ et possède une forme globalement elliptique avec un grand axe NE-SW. Les déformations apportées au pluton de Néouvielle, relèvent à la fois de l'orogénèse Hercynienne mais aussi de l'orogénèse Pyrénéenne. D'après la littérature, Néouvielle aurait subi deux phases d'exhumations, une aux environs de 10 Ma et une autre vers 30 Ma.
La Maladeta est un massif granitique composé de plusieurs unités distinctes où les faciès pétrographiques sont très variés. Il est le plus haut et le premier massif glaciaire des Pyrénées. Il a été mis en évidence pour la Maladeta, un épisode de soulèvement intense entre 35 et 30 Ma.
Le Canigou est un massif complexe composé essentiellement de granite. Il constitue l'extrémité orientale des Pyrénées et compose la partie Ouest de la chaîne Axiale Pyrénéenne. Il est précisément situé entre les deux fleuves la Têt et le Tech. Il a été mis en évidence pour le massif du Canigou, un soulèvement important durant la période Oligocène.
Pour réaliser la calibration du modèle, l'objectif consistait finalement d'approcher au mieux les informations données par la littérature. En partant du modèle a priori suivant ($\dot{e}_{pr} = 0.6$; $\sigma_{pr}^2 = 13$) et en faisant varier les paramètres du fichier d'input, il a été décidé d'utiliser les paramètres suivant pour la réalisation du modèle des Pyrénées, car c'était avec ces derniers que les résultats obtenus coïncidaient le mieux avec la littérature en utilisant un pas de temps de 3Ma,

Tableau 4. Présentation des paramètres d'input utilisés pour l'inversion linéaire

Paramètres	Valeurs
$\dot{e}_{pr}$	0.6
σ_{pr}^2	13
φ	20
Itérations	80
μ	0.000085

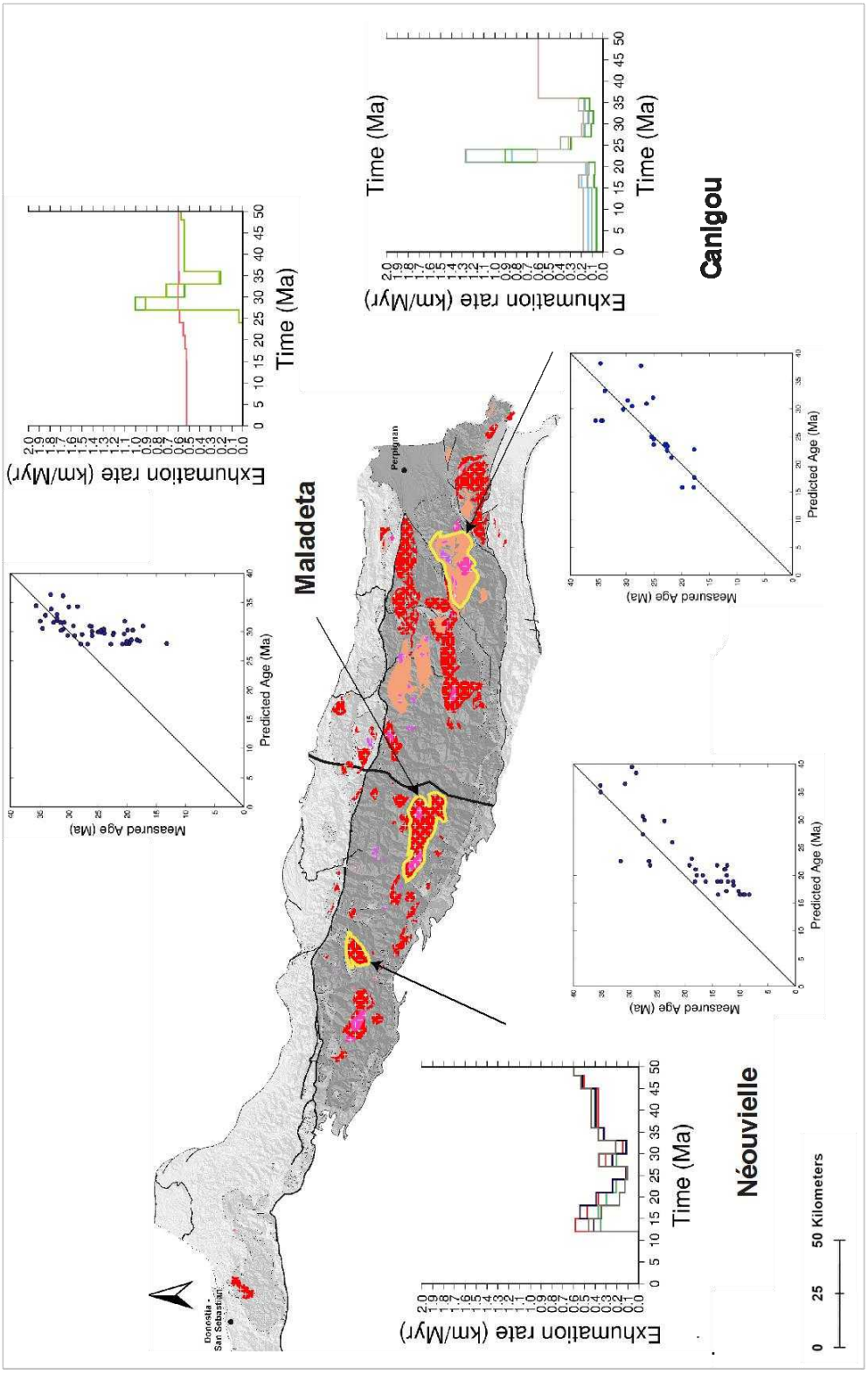


Figure VII-5. Modélisations des taux d'exhumations pour les massifs Néouvielle, Maladeta et Canigou.

Nous pouvons observer à partir de la figure VII-5 qui montre les chemins exhumations-temps obtenu à l'aide de points de contrôles mais aussi par l'étude du Misfit en fonction des massifs étudiés, que les chemins taux d'exhumations-temps ont des tendances similaires avec ceux de la littérature. En effet, si nous prenons le cas de la Maladeta, nous pouvons ressortir du modèles, un épisode d'exhumation d'une forte intensité entre 33 et 27 Ma avec des taux d'exhumations allant jusqu'à 1 km/Myr (D'après la littérature : 1.5km/Myr : Gibson et al., 2007 ; 2.5 km/Myr : Fillon et Van Der Beek, 2012 ; 4 km/Myr : Fitzgerald et al., 1999). Pour Néouvielle, deux phases d'exhumations, une entre 30 et 27 Ma avec un taux de 0.4 km/Myr (2 km/Myr : Fillon et al., in prep), puis une autre entre 15 et 12 Ma avec un taux d'environ 0.6 km/Myr (1.5 km/Myr : Fillon et al., in prep) ont été mis en évidence. Enfin, pour le massif du Canigou, nous pouvons remarquer un soulèvement d'environ 1.3 km/Myr entre 24 et 21 Ma.

Cependant, l'objectif étant de calibrer le modèle pour les Pyrénées, nous ne nous sommes pas basés sur les valeurs des taux obtenus mais plutôt sur les intervalles de temps des épisodes d'exhumations. Car en effet, en prenant en considération l'ensemble des données, les taux d'exhumation seront sans doute différents en réalisant une modélisation des Pyrénées que par zones individuelle car chaque donnée aura un poids relatif différent en y incluant le rôle des failles, ce qui aura pour conséquence de modifier la matrice de covariance C et donc les taux d'exhumations calculés. Ainsi en comparant nos résultats avec ceux issus des publications, nous pouvons observer une corrélation entre les phases d'exhumations malgré un taux qui diffère. Une différence est à noter pour le soulèvement du Canigou qui a un décalage d'environ 6 Ma avec la littérature.

Pour valider le modèle, les graphes Measured Age - Predicted Age (Misfit : voir équation (1)) montrent la différence entre les âges observés et les âges après modélisation. Si les âges observés étaient exactement les mêmes que ceux obtenus après modélisation, l'ensemble des points s'aligneraient selon la droite x=y représentée en noir. Or, pour nos modèles ce n'est pas le cas, mais nous pouvons tout de même remarquer qu'ils tendent à se corréler avec cette droite puisqu'une tendance à s'y aligner est observée dans les intervalles de temps considérés comme acteurs des soulèvements des massifs.

VII.3. Histoire d'exhumation globale des Pyrénées

VII.3.A. Cartes et chemins de l'histoire d'exhumation

Une fois le modèle calibré par le choix des paramètres du fichier d'input, une modélisation incluant la globalité des données a pu être réalisé. Les résultats sont présentés sous forme de cartes de taux d'exhumations tous les 3 Ma avec à disposition un graphe des chemins taux d'exhumation-temps par zones considérée comme utile à l'interprétation des résultats (figure VII-6). Les figures VII-7 et VII-8 expriment les taux d'exhumations dans les Pyrénées de 45 Ma à nos jours.

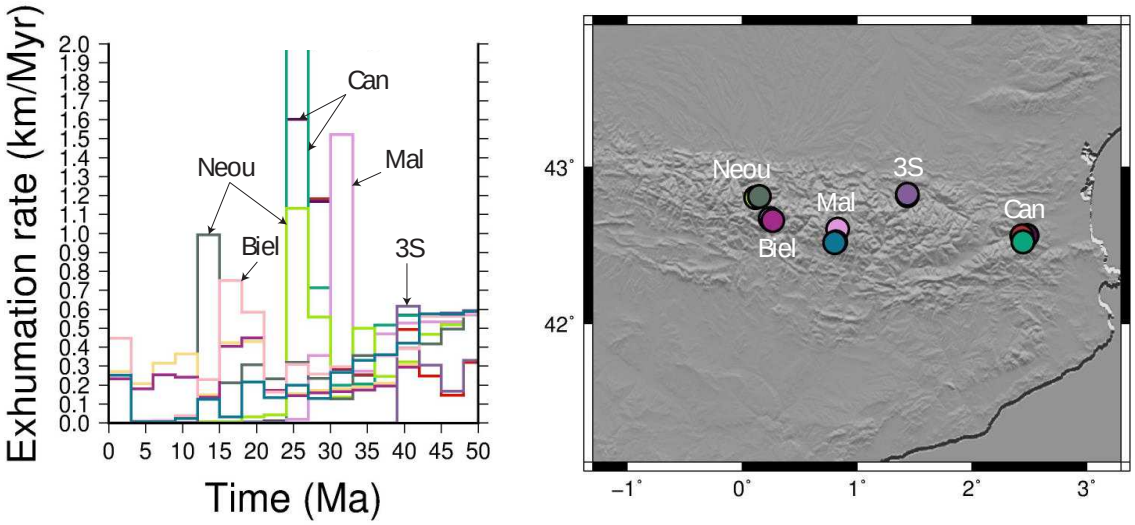


Figure VII-6. Evolution des chemin taux d'exhumations-au sein des Pyrénées obtenues à ne partir de points de contrôles.

Pour réussir à comparer les valeurs de taux a ceux de la littérature, plusieurs points de contrôles (figure de droite) ont été choisi au sein des Pyrénées. Ces points de contrôles nous permettrons de voir l'évolution des taux l'exhumations des Pyrénées dans le temps (figure de gauche), en se focalisant sur des massifs dont l'histoire thermique est connue.

- **Bielsa**

D'après la figure VII-6, l'histoire de l'exhumation de Bielsa aurait débuté il y a environ 21 Ma. Les valeurs obtenues par inversion concordent avec les valeurs issues de la littérature. En effet, nous pouvons observer, un taux d'exhumation égal à 0,6 km/Myr entre 21 et 18 Ma, puis un taux égal à 0,75 km/Myr entre 18 et 15 Ma. D'après les modèles, ce taux diminue à partir de 15 Ma, mais une reprise d'une phase d'exhumation peut être observer entre 3 et 0 Ma. Malgré un taux nul entre 15 et 3 Ma d'après les modèles, nous pouvons supposer que le taux entre ces deux périodes diminue plutôt de manière progressive. Cette observation reflète une des limites du modèle Ainsi, les taux recueillis à partir du modèle corrèle relativement bien avec la littérature qui suggère un taux de 0.6 km/Myr (Bosh et al., 2016) entre 20 et 0 Ma pour le massif de Bielsa.

- **Canigou**

Le Canigou, situé à l'Est des Pyrénées, participe au apport sédimentaire en méditerranée occidentale. L'exhumation du Canigou est un épisode important, tant dans la formation des Pyrénées que dans les flux sédimentaires issus de cette chaîne de montagne. D'après le modèle, l'exhumation de Canigou a débuté il y a 30 Ma. Son soulèvement s'est déroulé entre 30 Ma jusqu'à 24 Ma. Les valeurs obtenues sont de l'ordre de 1,2 km/Myr entre 30 et 27 Ma puis de plus de 2 km/Myr de 27 à 24 Ma. D'après le modèle, Canigou est le massif qui présente la phase d'exhumation la plus importante des Pyrénées. D'après la littérature, il a été retrouvé pour le Canigou, des taux de 4,6 km/Myr (Gunnel et al., 2009).

- **Trois-seigneurs**

Le massif des Trois-seigneurs est un des premiers à s'être exhumé lors de la formation des Pyrénées. Son soulèvement débute aux alentours de 42 Ma et se termine vers 39 Ma. Le chemin taux d'exhumation – temps montre que le massif des trois seigneurs s'est exhumé avec un taux d'environ 0,6 km/Ma entre 42 et 39 Ma. D'après la littérature, il a été trouvé selon Vacherat et al. (2016), un taux aux alentours de 0,54 km/Myr.
Entre 50 et 42Ma, nous avons décidés de ne pas étudier les résultats obtenus car se rapprochant trop du modèle a priori et par un manque de données (début de la modélisation), les taux d'exhumations calculés sont vraisemblablement faussés.

- **La Maladeta**

La Maladeta est un massif granitique situé au Sud des Pyrénées qui a vu le jour durant la période Eocène-oligocène selon la littérature, avec un taux moyen avoisinant les 2,6 km/Myr. Son exhumation est à ce jour très discutée pour essayer d'évoquer le remplissage du bassin de l'Ebre qui a montré de fort flux sédimentaire durant cette période. D'après notre modèle, la Maladeta s'exhume entre 33 et 30 Ma à un taux d'environ 1,55 km/Myr. Malgré un écart entre notre résultat et la valeur moyenné de la littérature, si l'on se focalise exclusivement sur les travaux de Gibson et al. (2007), nous pouvons remarquer que les résultats obtenus sont très similaires à ces derniers. En effet, Gibson et al. (2007), ont mis en évidence un taux de 1,5 km/Myr. Le soulèvement de la Maladeta est caractérisé par une période de temps assez courte, avec une phase d'exhumation intense, tout comme le massif du Canigou.

- **Néouvielle**

Néouvielle, situé au Nord-Ouest de la chaîne Pyrénéenne a pour particularité de présenter deux phases d'exhumations. Nos résultats démontrent cette particularité, avec une première phase de soulèvement entre 27 et 24 Ma présentant un taux de 1,15 km/Myr puis une deuxième phase entre 15 et 12 Ma avec un taux de 1 km/Myr. Il est important de constater pour ce massif, qu'une légère différence avec les taux issus de la littérature est à noter. En effet, il a été trouver pour Néouvielle, un taux de 2 km/Ma vers 30Ma et un autre de 1,5 km/Myr vers 10 Ma. Cependant, malgré un petit écart au niveau des taux et une légère différence sur les périodes de temps d'exhumations, les résultats obtenus par inversion linéaire coïncident relativement bien avec la littérature.

Enfin, nous pouvons voir que les résultats de l'inversion à l'échelle des Pyrénées corrèlent de manière significatives avec les valeurs issues de publications. Ce qui suggère que la calibration du modèle à l'aide des massifs Néouvielle, Maladeta et Canigou a fonctionné. Malgré une réelle différence des valeurs de taux calculés durant la calibration avec la littérature, ceux pour l'inversion avec la totalité des Pyrénées corrèlent relativement bien. Ainsi, nous pouvons voir que le choix de se baser sur le temps des phases d'exhumations et non sur les valeurs des taux peut être validé. Par conséquent, le modèle proposé montre des résultats cohérents. Pour montrer la robustesse du modèle, plusieurs arguments peuvent être évoqués, notamment l'étude du Misfit et l'histoire thermique de la région.

Tableau 5. Tableau récapitulatif des différents taux d'exhumation modélisés dans les Pyrénées.

Massifs	Taux d'exhumations (km/Myr)
Bielsa	0,6 (21-18 Ma) et 0,75 (18-15 Ma)
Canigou	1,2 (30-27 Ma) et >2 (27-24 Ma)
Trois-seigneurs	0,6 (42-39 Ma)
Maladeta	1,55 (33-30 Ma)
Néouvielle	1,15 (27-24 Ma) et 1 (15-12 Ma)

Les figures VII-7 et VII-8 traduisent les différents taux d'exhumations évoqués précédemment par une représentation en carte des taux d'exhumations par intervalle de temps. Chaque taux d'exhumations calculés par carte, sont associés à une valeur de variance, qui mesure leurs dispersions. Pour les cartes de taux d'exhumations, le rouge étant un taux d'exhumation important, le vert un taux moyen et le bleu, un taux faible. Est également représenté en gris la topographie dans le cas d'une absence de données et sont représentés en points noirs, les différentes données qui ont été utiles dans l'estimation des taux. Enfin, pour les cartes représentant la variance, le rouge montre une faible dispersion des résultats.

Globalement, nous pouvons observer selon les intervalles de temps, une succession d'épisodes d'exhumations avec des valeurs de taux relativement différents d'une période à une autre. Par ailleurs, il a été remarqué, que plusieurs taux d'exhumations calculés ne semblaient pas réalistes et ont été considérés comme des artéfacts. Les valeurs associées à ces aberrations sont des taux d'exhumation de plus de 9 km/Myr. Elles ont été par la suite éliminées pour permettre meilleure une estimation des volumes de sédiments érodés.

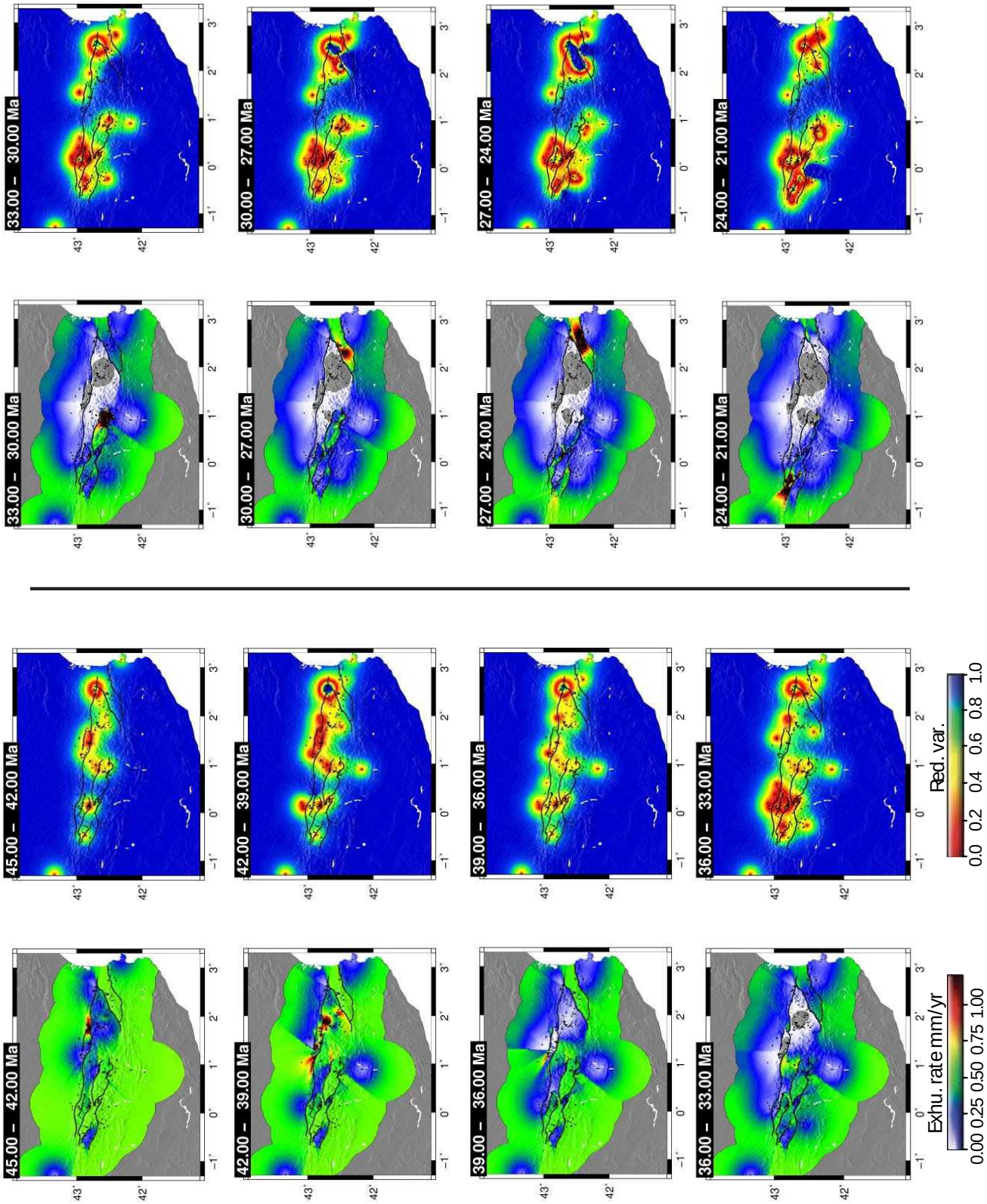


Figure VII-7. Cartes des taux d'exhumations obtenues par inversion linéaire, associés à leur variance respectifs (45Ma – 21Ma).

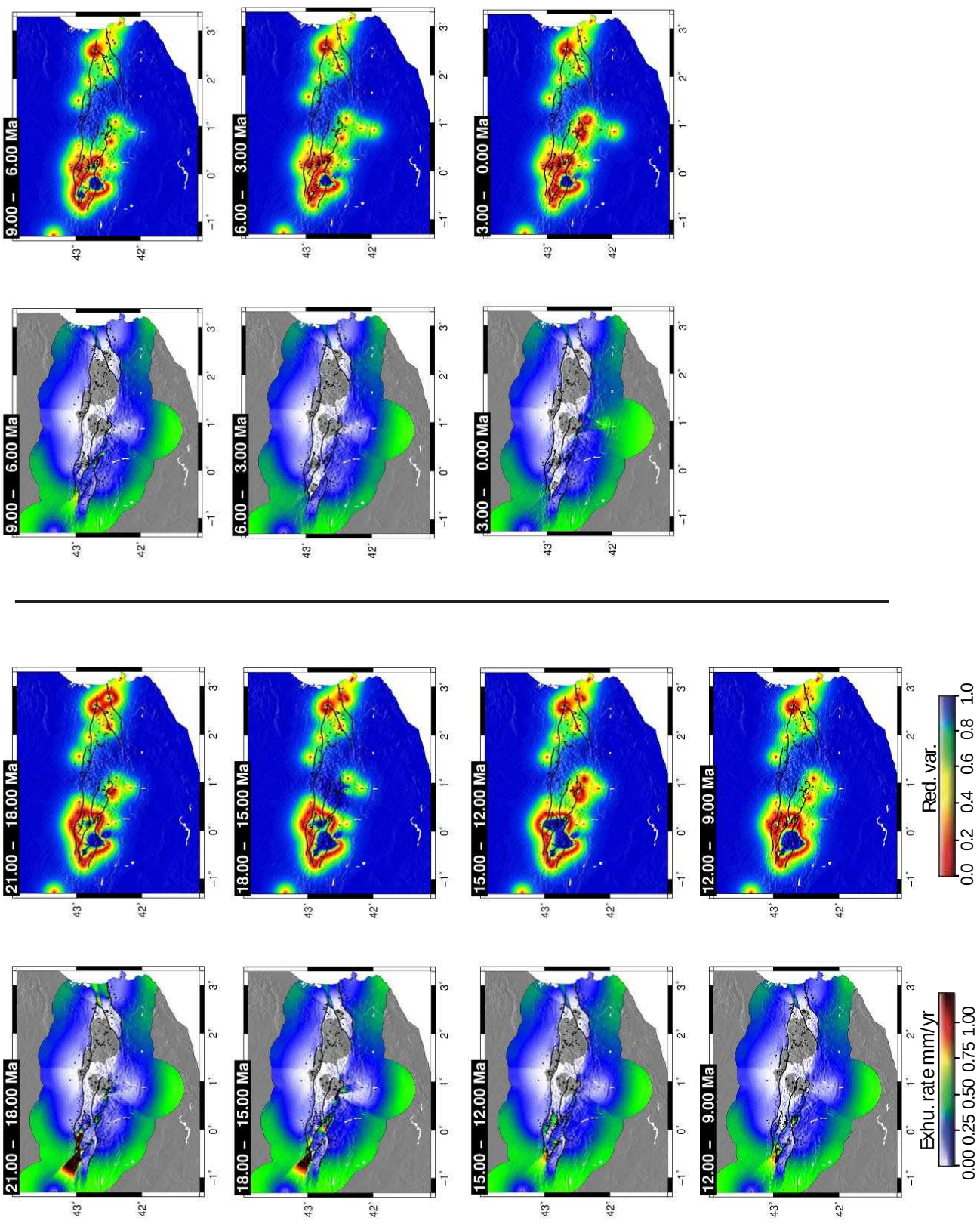


Figure VII-8. . Cartes des taux d'exhumations obtenues par inversion linéaire, associés à leur variance respectives (21Ma – 0Ma)

VII.3.B.Arguments en faveur du modèle

Pour valider la robustesse de notre modèle, nous allons pour cela nous appuyer sur une étude du Misfit, en proposant une étude comparative de notre modèle par rapport à d'autres modèles. La particularité des autres modèles, se trouve dans les paramètres d'input, qui ont été influencés pour contraindre notre choix. Ainsi, le choix du modèle s'est à la fois basé sur l'histoire thermique de la zone d'étude, qui devait réussir à corréler avec la littérature mais aussi sur la valeur du Misfit. Il est envisagé que plus un Misfit est faible, plus le modèle est bon et inversement.

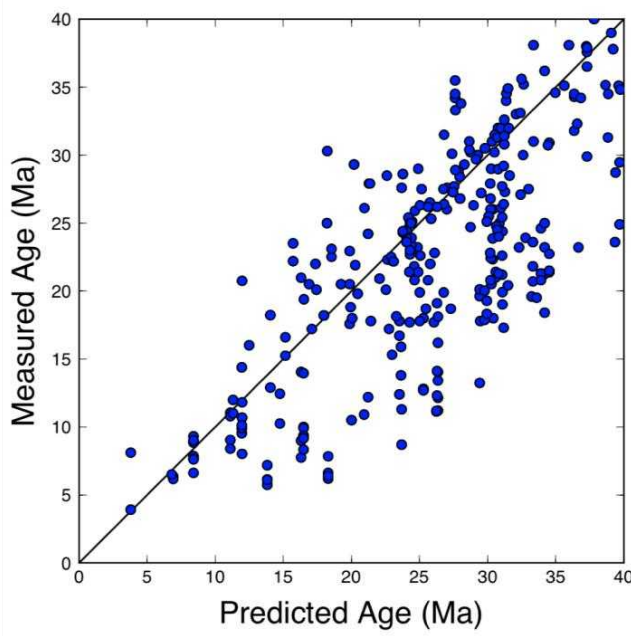


Figure VII-9. Misfits obtenu suite à la modélisation de l'ensemble des données de la chaîne Pyrénéenne

Pour le modèle choisi, la différence entre les âges modélisés et les âges observés est illustré à la figure VII-9. On peut observer que les âges prédits tendent à se corréler avec les âges observer. Certes cette corrélation n'est pas parfaite, mais globalement nous pouvons y observer un alignement selon la droite x=y.
On peut par ailleurs noter, qu'il y a une tendance à sur- évaluer les âges. Cette caractéristique peut sans doute être causée par le fait que les incertitudes des âges jeunes et vieux soient différentes, ce qui aurait alors des répercussions sur les poids relatifs des données.

Dans le but de montrer que le modèle présenté sort du lot, une analyse statistique du Misfit peut être réalisée. Cette analyse aura pour objectif de prouver que notre modèle est à la fois en cohérence avec l'histoire thermique de la région mais aussi que le Misfit associé n'est pas négligeable par rapport à d'autres modèles dont les paramètres ont été modifiés.

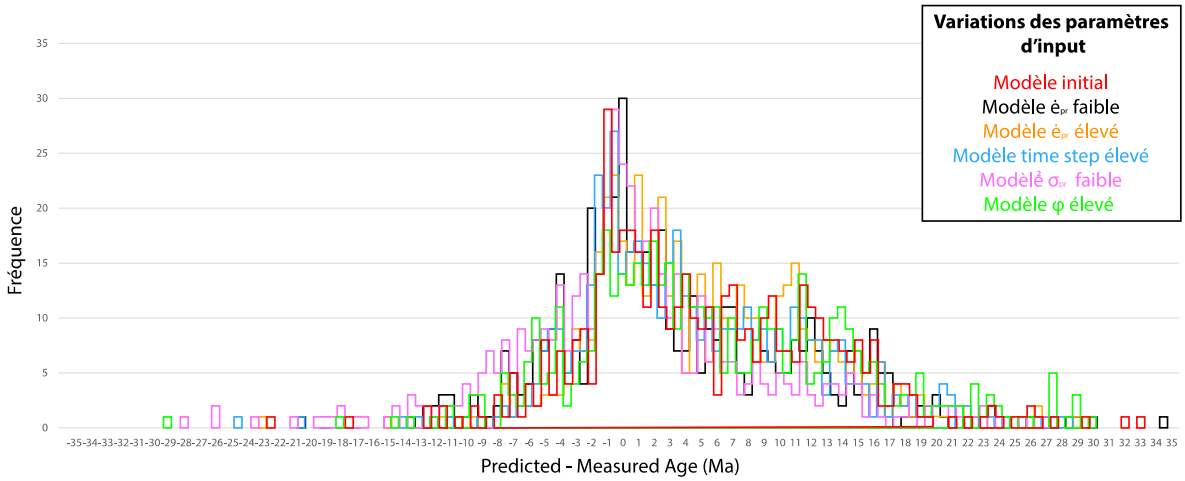


Figure VII-10. Histogramme représentant la différence entre les âges modélisés et les âges observés.

L'étude de la figure VII-10, qui décrit la distribution de la différence entre l'âge prédit et l'âge observé, semble indiquer pour tous les modèles effectués, que la différence entre les âges modélisés et les âges observés s'agglutine vers une valeur faible voire nulle. En fait, plus la différence est faible, plus la donnée modélisée est proche de la donnée observée et par conséquent, plus le Misfit du modèle associé est faible, ce qui permet de montrer la robustesse d'un modèle. En comparant la courbe associée à notre modèle de départ, aux autres courbes obtenues en faisant varier certains paramètres, nous pouvons remarquer un pic de donnée important vers 0 tous comme les autres modèles. Cependant une légère différence pour le modèle où Ø est augmenté peux être noté, avec une absence de pic sur une valeur de donnée prédominante. Par ailleurs, si l'on fait une étude comparative entre le modèle initial et le modèle où $\dot{e}_{pr}$ est faible, le modèle initial présente une distribution moins centré sur 0. Cependant, comparé aux autres modèles, le modèle choisi était celui qui répondait au mieux à l'histoire thermique de la région, avec un Misfit associé relativement faible même si ce dernier n'était pas le meilleur. C'est la combinaison de ces deux caractéristiques, qui nous permettent aujourd'hui de nous baser sur le modèle présenté dans ce mémoire, pour estimer les volumes de sédiments érodés dans la chaîne des Pyrénées.

Par ailleurs, nous pouvons remarquer plusieurs valeurs aberrantes sur la figure VII-10, qui sont des valeurs très éloignées des autres valeurs. Elles sont notamment observables au-delà de l'intervalle [-20 ;20] en terme de différence des âges prédits et observés. La causes de toutes ces valeurs aberrantes n'a pour l'instant pas été trouvée.

VIII. Estimations des volumes de sédiments érodés

Comme les résultats ont pu le montrer, lors de la création d'une chaîne de montagnes, il existe de fortes variations des taux d'exhumation qui sont contrôlés à la fois par des changements de taux de convergence mais aussi par des changements de modes d'érosion. Par la connaissance du taux d'exhumation dans une zone, il est possible de générer des cartes de drainage des bassins, pour comprendre les relations existantes entre exhumation/érosion/flux sédimentaire. Dans le cas d'étude de la chaîne des Pyrénées, la quantification du taux d'exhumation était primordiale pour tenter de fournir une estimation des volumes de sédiments érodés.

VIII.1. Principe

En même temps que le soulèvement progressif de la chaîne Pyrénéenne, des processus importants d'érosions ont eu lieu. Cette matière érodée, est responsable du comblement des deux bassins d'avant-pays, le bassin de l'Ebre et le bassin aquitain. C'est par la conversion d'un taux d'exhumation par intervalle de temps en quantité de matière, qu'une estimation des différents volumes de sédiments érodés a pu être calculés. Plusieurs estimations des quantités de sédiments ont déjà été proposées dans le bassin de l'Ebre dans la littérature (Garcia-Castellanos et al., 2003 ; Garcia-Castellanos et al., 2015 ; Arche et al., 2010 ; Sinclair et al., 2005, Filleaudeau, 2011). Notre but sera finalement de voir si une corrélation existe, entre les sédiments extraits de la source et les sédiments déposés, en supposant que les bassins de l'Ebre et d'Aquitaine, ainsi que la région Ouest de la mer de Méditerranée, soient principalement drainés par l'apport de sédiments venant des Pyrénées.

Cependant, l'existence d'autres sources ne doivent pas être totalement exclue et seront discuter dans le prochain chapitre.
Tout d'abord, en se basant sur les cartes de taux d'exhumations obtenues par inversion linéaire, des cartes traduisant des quantités de matières (en km) par intervalle de temps ont pu être calculées. En récupérant les grilles de données à l'origine des cartes en quantités de matières érodés, une visualisation a pu être possible à partir du logiciel *Sismage (logiciel interne Total)*, en prenant soin d'attribuer pour chacun des points, une latitude, une longitude et une altitude (en km). Une fois les grilles corrigées des valeurs aberrantes apparues pendant l'inversion, une interpolation a été nécessaire pour construire des cartes de manière à estimer chaque valeur entre deux points, et permettre un calcul optimal. De manière à comprendre les volumes calculés, il suffit d'imaginer une surface reliant l'ensembles des points de la grille à des altitudes différente (voir figure VIII-5) ; les volumes de quantités érodé calculés étant sous cette surface.

Le processus de conversion en partant de cartes de taux d'exhumations en cartes de quantités de matières exploitable, est visible à partir de la figure VIII-1. Pour prendre en compte exclusivement les volumes issus des Pyrénées, une limite de région a été définie, caractérisée par un trait rouge et visible sur la figure VIII-2. C'est donc à partir de cette région que seront définies par la ligne de partage des eaux (ou *drainage divide) (voir chapitre VII-2),* les différents flancs des Pyrénées responsables des apports sédimentaires.

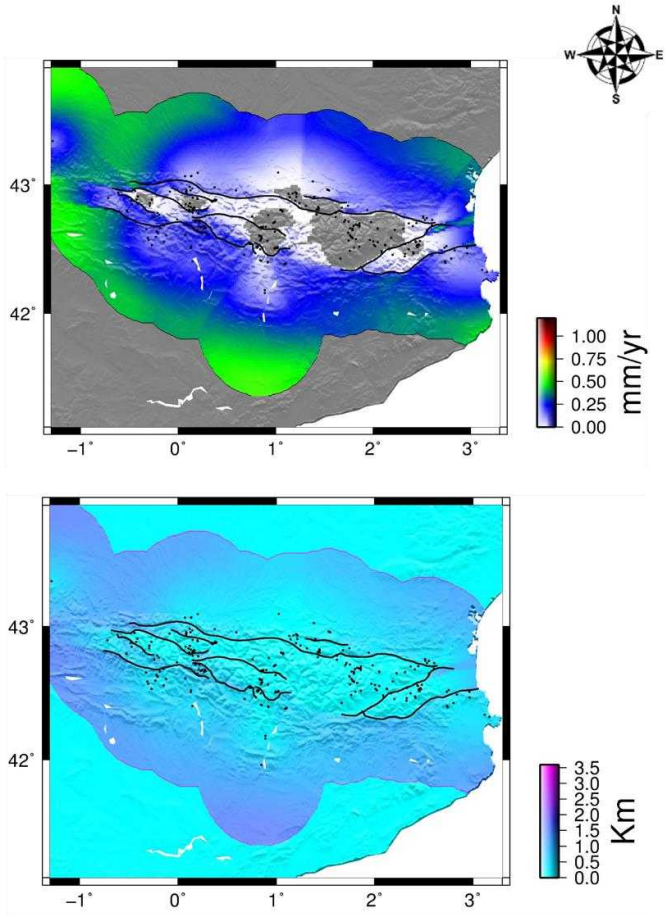


Figure VIII-1. Exemple cartographique de conversion d'un taux d'exhumation en un taux d'érosion.

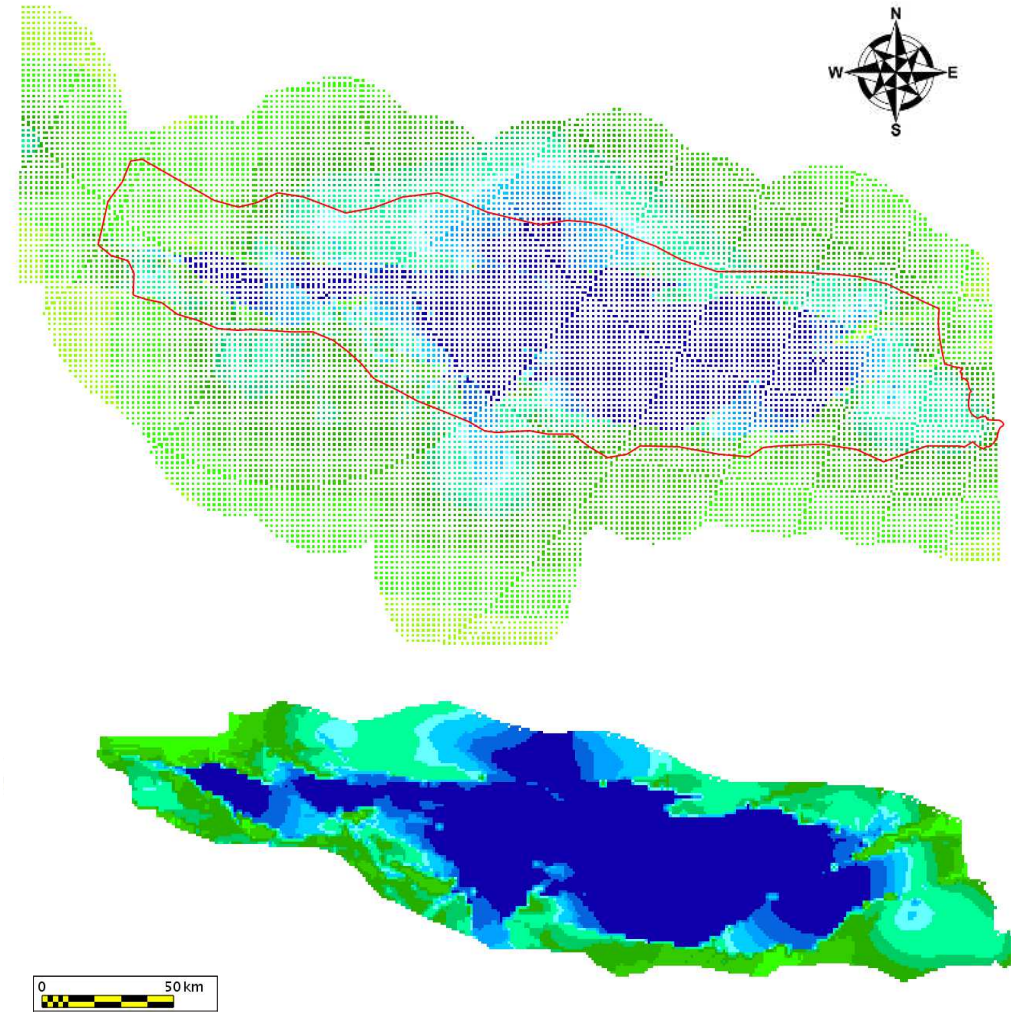


Figure VIII-2. . Visualisation d'interpolation et choix de la zone d'étude pour l'estimation de volumes

VIII.2. Drainage des bassins d'avant pays : Ebre et Aquitaine

Afin de discuter sur les principales sources sédimentaires des différents bassins entourant la chaîne des Pyrénées, il est possible de se baser sur la position du *drainage divide* actuel dans les Pyrénées, tout en supposant que celui-ci était similaire pendant les remplissages des bassins. En effet, vue l'évolution sédimentaire et tectonique des différents bassins, nous pouvons faire l'hypothèse que les réseaux hydrographiques actuels ont des caractéristiques géomorphologiques équivalentes avec les réseaux anciens même si peu d'informations précises sur les aires drainées sont disponibles.

La position du *drainage divide* a ainsi permis de délimiter trois sources potentiel au sein des Pyrénées. La zone A, qui représente principalement le flanc Nord des Pyrénées, serait une des principales sources des flux sédimentaires en direction du bassin de l'Aquitaine. La zone B, est une zone située à l'Est des Pyrénées et serait à l'origine d'un drainage en direction de la méditerranée. Enfin, la dernière zone, la zone C, serait principalement responsable de flux

sédimentaires vers le Sud, et participerait de manière importante au remplissage du bassin de l'Ebre. Cependant, les trois zones présentées ci-dessous (voir figure VIII-3), ne sont pas les seules sources des flux sédimentaires dans la région. Nous verrons par la suite, dans la discussion, qu'il existe différentes sources et que les volumes sédimentaires calculés sont à prendre avec précaution en raison de l'existence d'un drainage des bassins sédimentaires.

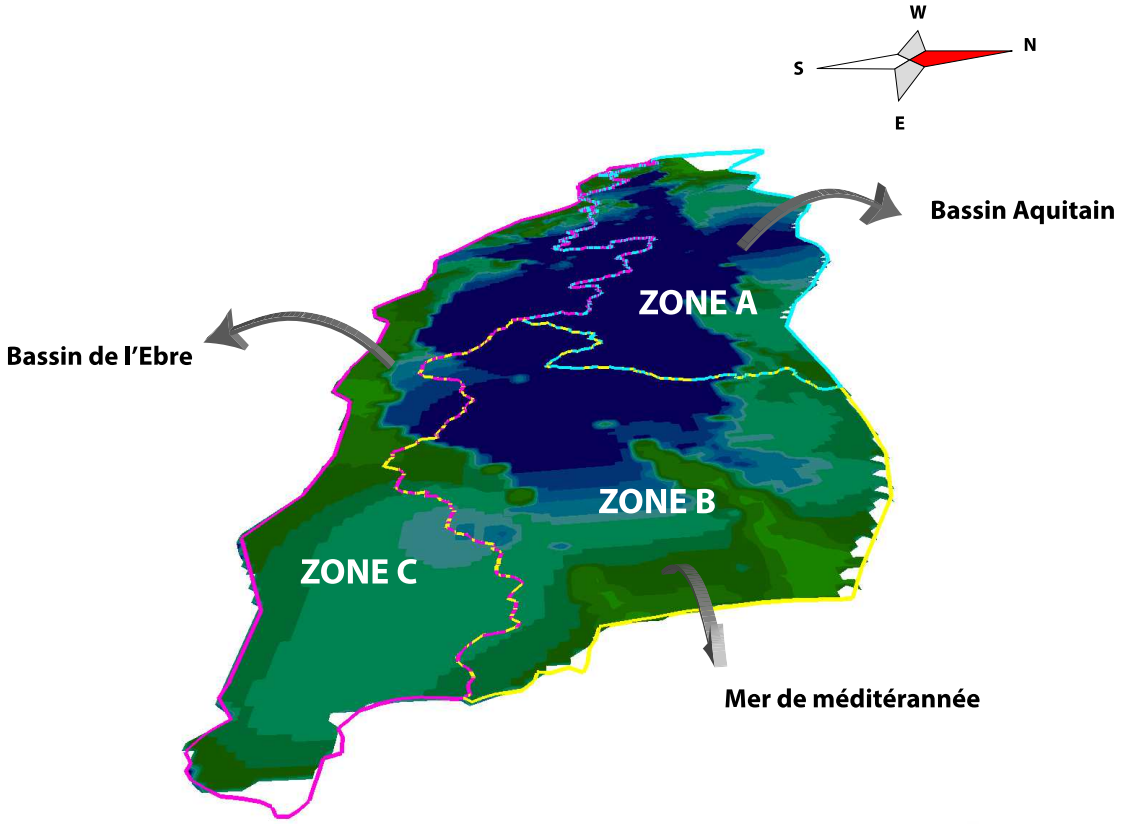


Figure VIII-3. Trajet des flux sédimentaires associés aux différents flancs Nord, Sud et Est des Pyrénées.

Ainsi, suite à cette compartimentation de la chaîne des Pyrénées, plusieurs volumes de sédiments ont pu être calculés sur des intervalle de temps de 3 Ma. Il sera donc étudié en fonction des zones définies, 4 volumes :

- Volumes Flanc Nord (V1)
- Volumes Flanc Est (V2)
- Volumes Flanc Sud (V3)
- Volumes Total (Vt)
-

Avec V1+V2+V3=Vt

VIII.3. Résultats

Les différents volumes calculés, en kilomètre par mètre cube, varient dans le temps en fonction des épisodes tectoniques et de déformations mis en jeu. De récentes études ont démontrées que lors de la formation d'une chaîne, taux d'exhumations et produits d'érosions sont liés. L'érosion agi de manière importante sur les taux d'exhumation d'une chaîne par des

processus de surface tels que les incisions de rivières ou bien l'érosion glaciaire qui implique des taux d'érosions importants (Konstantinovskaia et Malavieille, 2005). Lors de la formation d'une chaîne de montagnes, un déficit important de matières en surface, est directement remplacé par un apport de matière exhumés. C'est pourquoi, en fonction d'épisodes tectoniques ou de déformations impliquant de fort taux d'exhumations, d'important volumes de sédiments pourront être localisés ou inversement.

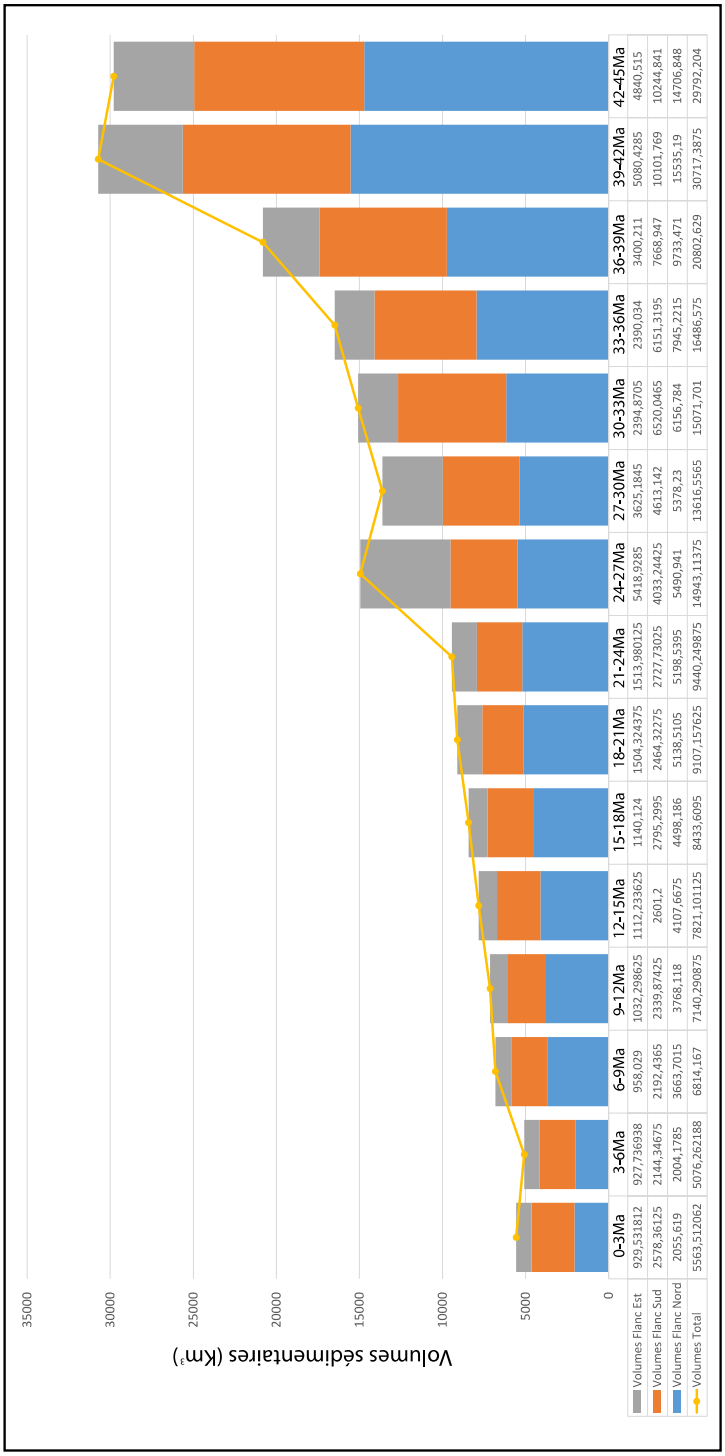


Figure VIII-4. Volumes de sédiments érodés calculés à partir des cartes des taux d'érosions.

La figure VIII-4 ci-dessus, montre les différents volumes de sédiments érodés obtenus par modélisations. Au vu des résultats, nous avons décidé d'étudier les volumes entre 0 et 42 Ma car les volumes calculés après 42 Ma ne sont pas significatifs en raison de la proximité avec le modèle a priori et l'absence de données qui incite les résultats à se rapprocher d'une valeur théorique non conforme à la réalité. Nous pouvons voir tout d'abord, grâce au volume total (Vt) représenté en jaune, une diminution progressive des volumes de sédiments érodés au sein des Pyrénées, au cours du temps.

Durant l'Eocène moyen (42-36 Ma), nous pouvons observer à travers la figure VII-7, l'apparition d'importants taux d'exhumations, principalement localisés au Nord des Pyrénées, soit le flanc Nord. En comparant ces taux d'exhumations avec les volumes calculés, nous pouvons remarquer que ces derniers sont associés, à d'importants volumes de sédiments érodés : 25 268 km^3.
Entre 36 et 33 Ma (Eocène supérieur), nous pouvons voir une diminution des volumes de sédiments érodés, pour les flancs Nord, Sud et Est. Durant cette période, nous retrouvons un volume total de 7 945 km^3 pour le flanc Nord, 6 151 km^3 pour le flanc Sud et 2 390 km^3 pour le flanc Est. A partir de 33 Ma, les volumes des flancs Nord et Est continus à diminuer, tandis que celui du flanc Sud tend à augmenter. En effet, ce dernier passe de 6 151 km^3 à 6520 km^3. La taille des deux flancs étant différente, le flanc Nord (Zone A) faisant 10 630 km^2 et le flanc Sud (Zone C) 7 302 km^2, tout laisse à penser qu'un soulèvement impliquant une quantité de matière élevée s'est mis en place durant cette période.
Entre 30 et 24 Ma (Oligocène supérieur), nous pouvons constater une augmentation significative du volume de sédiments, avec un total de 28 559 km^3 de sédiments qui ont été érodés puis transportés dans les bassins. C'est durant cette période, que le flanc Est est à son apogée en terme de volumes. En effet, malgré une superficie de 3 901 km^2, le flanc a libéré une quantité de 9 044 km^3 de sédiments. Ce fort volume est sans doute lié à de forts processus tectoniques ou de déformations.
Enfin, entre 24 et 0Ma, nous pouvons observer une période de temps mettant en jeu de faibles volumes de quantité érodés, avec un volume total de 59 396 km^3. Ce volume est marqué par une diminution progressive de chacun des volumes de sédiments érodés des trois zones jusqu'à aujourd'hui. Cette diminution marque probablement l'arrêt de contrainte tectonique dans les Pyrénées traduit par un ralentissement de processus d'érosion.
Par ailleurs en se basant sur tous les flancs confondus des Pyrénées , c'est un volume total d'environ 171 034 km^3 qui a été calculé pour notre modèle entre 42 et 0Ma.

N'ayant pas d'informations sur les volumes de sédiments dans le bassin d'Aquitaine ainsi que dans la région Ouest de la mer de Méditerranée, notre étude comparative à la littérature s'est focalisée sur le bassin de l'Ebre. Par suite, d'après une étude bibliographique, sur la même échelle de temps que notre étude, soit de 42 Ma à 0 Ma, il a été trouvé un volume total compris entre 61 475 et 90 000 km^3 pour les dépôts Onshore (sédiments du bassin de l'Ebre) et un volume total compris entre 120 000 et 142 000 km^3 pour les dépôts Offshore (sédiments de Valence). Il a été convenu de considérer deux types de dépôt en raison d'une réorganisation continue des sédiments sur les temps géologiques. Ainsi, c'est un volume total compris entre 181 475 km^3et 232 000 km^3 (voir figure IX-2) qui se serait déposé dans le *Sink* sud-pyrénéen. D'après nos modèles, en se basant exclusivement sur le flanc Sud des Pyrénées, par hypothèse responsable du remplissage du bassin de l'Ebre, un volume total de 58 932 km^3 a été trouvé. La différence entre ces deux valeurs est éventuellement liée à l'existence

d'autres sources situé à proximité du Sink sud-pyrénéen ou bien à une remobilisation des sédiments sur l'échelle des temps géologique.

VIII.4. Cartes de quantités de matières érodés

Pour avoir une visualisation des zones concernées en terme de volumes de sédiments érodés, la figure VIII-6, est une représentation 3D des quantités de matières érodés entre des intervalles de temps régulier tous les 3 Ma.

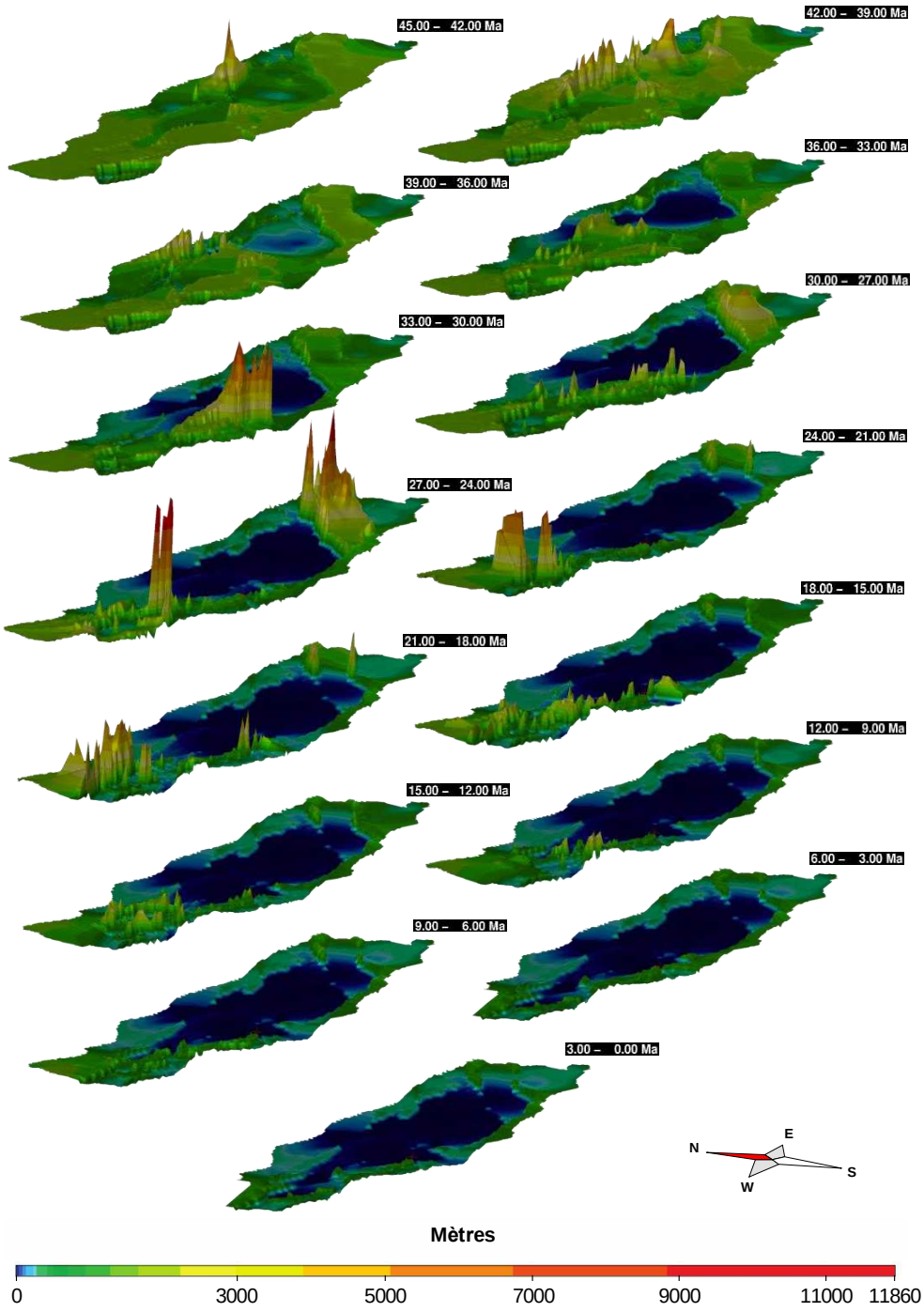


Figure VIII-5. Représentation 3D des taux d'érosion par intervalle de temps.

IX. Discussion

La méthode présentée dans ce mémoire permet de calculer des taux d'exhumation variables dans le temps et dans l'espace à partir d'une collection de données d'âges thermochronométriques. L'innovation de cette dernière vient du fait qu'elle combine finalement plusieurs méthodes d'analyses des âges thermochronométriques pour l'estimation d'un taux d'exhumation. Une des particularités de notre méthode par rapport aux autres, est la possibilité d'attribuer des histoires thermiques communes uniquement à des points situés à une distance définie par une fonction de corrélation, ce qui laisse ainsi une variation en terme d'histoire thermique dans l'ensemble de la zone d'étude.
Cependant, malgré plusieurs arguments en faveur de la méthode utilisée, plusieurs limites sont à noter dans l'utilisation du code.

Dans ce chapitre, nous allons discuter des limites de la méthode utilisée, ainsi que des résultats obtenus par inversion du modèle préféré présenté à la figure VII-8. Au vu de la sensibilité des paramètres présentés dans le chapitre VII.1, nous évoquerons ici, le choix des paramètres d'input, ainsi que la robustesse du modèle choisi pour l'étude. Enfin, ce chapitre sera également dédié à étudier s'il existe une corrélation entre les processus tectono-sédimentaires issus de la bibliographie, avec les résultats obtenus par inversion, en faisant référence aux volumes de sédiments érodés et aux flux sédimentaires associés.

IX.1. Limites du modèle

Le choix des conditions initiales du modèle thermique peut avoir de lourdes conséquences sur le calcul du gradient géothermique, et donc sur le calcul des taux d'exhumations. Les paramètres thermiques représentent la base du modèle et doivent par conséquent être fixés. Le choix des paramètres thermiques s'est basé sur une recherche bibliographique, et notamment sur des publications qui traitent de la modélisation de données thermochronologiques. Il parait évident que si un autre modèle thermique était choisi, les résultats présentés dans le mémoire seraient différents, mais nos résultats sont comparables aux taux d'exhumation publiés car basés sur les mêmes paramètres thermiques.
L'importance du modèle thermique est considérable mais également l'ensemble des paramètres d'input. L'étude de la sensibilité des paramètres a permis de mettre en évidence le fait qu'il n'existe pas une unique solution. Notre choix s'est donc porté sur nos connaissances en ce qui concerne la géologie de la région, sur le nombres de données disponibles dans l'estimation des taux d'exhumations, mais aussi sur l'études des Misfits associés à chacun des modèles.
Une autre limite du modèle était de choisir une fonction de corrélation spatiale avec les données de la région. Le paramètre d'input Φ ayant un rôle considérable dans l'estimation des taux d'exhumation, par conséquent, son choix s'est fait de manière arbitraire à obtenir des résultats cohérents avec les publications.

Pour introduire une variation possible des taux d'exhumations entre les données, plusieurs failles considérées comme majeures ont été ajoutées au code d'inversion. Le choix des failles s'est fait de sorte que, chacun des massifs dont l'histoire thermique était différente aient leurs données séparées. C'est pourquoi, l'ajout ou la suppression de failles peut engendrer des taux d'exhumation différents. Nous avons choisi ces failles, car c'était vraisemblablement celles qui

correspondaient le mieux aux failles ayant eu un impact important dans le soulèvement des massifs.

De plus, nos résultats auraient pu être améliorés par l'ajout des longueurs de traces de fission sur Apatite ou Zircon dans le code d'inversion. Cet ajout, nous aurait permis de mieux contraindre les différents taux exhumations calculés. Cela n'a pas été réalisé, car la réalisation de ce travail nécessiterait un temps supplémentaire considérable.

IX.2. Relations tectono-sédimentaires

IX.2.A. Etudes des taux de convergences

La formation des Pyrénées étant le résultat de la collision entre la plaque Ibérique et la plaque Europe, il peut être intéressant d'explorer si une relation existe entre les variations de taux de convergences et l'augmentation des taux d'exhumations dans la chaîne Pyrénéenne, c'est-à-dire entre mouvements verticaux et horizontaux. Les taux de convergences sont calculés à partir d'anomalies magnétiques (Macchiavelli et al., 2017, pour l'étude la plus récente) capables de donner des informations sur une échelle temps allant de 83.5Ma à nos jours.

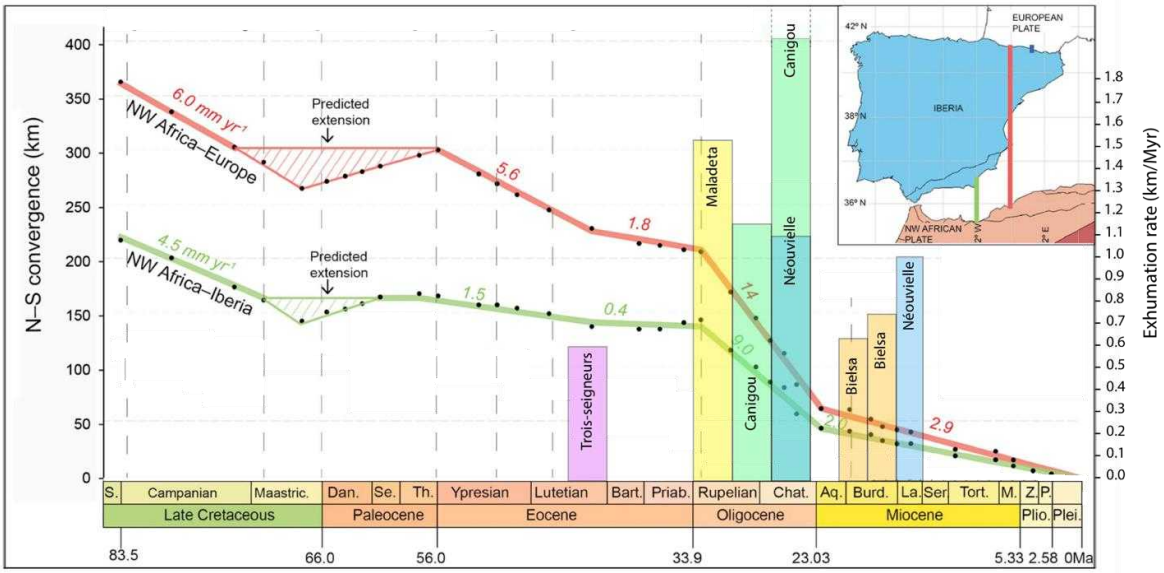


Figure IX-1. Etude de corrélation entre les taux de convergence N-S entre la plaque Africaine et la plaque Europe et les taux d'exhumation des Pyrénées. (Modifié d'après Macchiavelli et al., 2017).

Dans le modèle cinématique suivant, il a été prédit que la phase de convergence entre les plaques Europe et Africaine a été active depuis la limite entre le Santonien et le Campanien (83 Ma environ). D'après les résultats visibles sur la figure IX-1, notamment par le trait de couleur verte exprimant les taux de convergence entre la plaque Afrique et la plaque Ibérique, que près de 230 km de croûte ont convergés dans une direction Nord-Sud. Ainsi, c'est près de 80 km de convergence de croûte qui ont été affecté durant le Priabonien et 150 km à partir de l'Oligocène (Macchiavelli et al., 2017). Cette quantité importante en terme de convergence a eu de lourde conséquence sur l'évolution tectonique des Pyrénées. Les mouvements de la plaque Ibérique étant reliés en grande partie au mouvement de la Plaque Afrique, nous pouvons voir par l'analyse des taux de convergence entre la Plaque Europe et la plaque

Afrique, des variations des taux de convergences. L'étude de la figure IX-1, montre que l'on peut distinguer six étapes entre la convergence entre les plaques Afrique et Europe, avec une forte augmentation des taux de convergence durant l'Eocène et l'Oligocène. Une étude, fin Yprésien et début Lutécien, a montré que la zone Axial était active avec notamment une augmentation du relief. En effet, une étude de paléo-élévation montre que la chaîne Pyrénéenne a été soulevée d'une altitude d'environ 2000±500 m entre 49 et 41Ma (Huyghe et al., 2012). Cette augmentation de relief peut être vérifiée par un fort taux de convergence d'environ 1.8mm/yr mis en évidence par Macchiavelli et al. (2017) et confirmé par les résultats de notre modèle. Nos résultats mettent en évidence, un taux d'exhumation relativement élevé pour le massif des 3S, Saint-Barthélemy ou encore Arize entre 45 et 39Ma.

De plus, une accélération notable de l'exhumation a été reportée dans la zone Axiale, fin Eocène à début Oligocène (Fitzgerald et al., 1999 ; Fillon et Van Der Beek, 2012). Cette accélération peut être reliée à l'augmentation du taux de convergence durant cette même période de temps car ce taux passe de 1 .8 km/yr à 14 km/yr. Une telle augmentation peut ainsi être visible à travers nos résultats, par une augmentation des taux d'exhumations pour les massifs de La Maladeta, Canigou ou bien Néouvielle, qui montrent des taux très élevés durant cette période.

Enfin, la diminution des taux de convergence, c'est-à-dire 2.9 km/yr entre la plaque Afrique et la plaque Europe de 23Ma jusqu'à 0Ma, peut-être caractérisé par des taux d'exhumations assez faibles mais qui restent supérieurs à ceux trouvés entre 42 et 39Ma, comme le suggère les taux de convergences. D'où le fait que certains massifs comme Néouvielle ou encore Bielsa, s'exhument durant le Miocène.

En somme, nous pouvons dire qu'il existe une corrélation entre les taux convergences des plaques Afrique et Europe, avec l'initiation de l'exhumation de certains massifs des Pyrénées. Certains épisodes sont encore à discuter avec notamment l'exhumation de Nogueres, qui n'est pas visible sur notre modèle malgré un soulèvement assez important entre début Lutécien et fin Priabonien (Farrell et al., 1987 ; Poblet et al., 1998 ; Fillon et Van Der Beek, 2012). Au Miocène, les taux de convergence ont fortement diminués et la chaîne Pyrénéenne rentrait dans sa phase « post-orogénique » ; pourtant les massifs de l'Ouest de la ZA ont enregistrés de forts taux d'exhumations. Ces soulèvements tardifs pourraient être dus à des variations climatiques (comme proposé par Huyghe et al., 2009) ou encore à des réactivations tardives des chevauchements (Jolivet et al., 2007).

IX.2.B. Evolution tectonique des Pyrénées

Les résultats des taux d'exhumations de notre modèle ont montrés que les Pyrénées ont subies plusieurs phases de soulèvement qui sont aujourd'hui responsables du relief actuel. La plupart des exhumations observées à travers nos résultats sont dues à des processus tectoniques engendrant des déformations associées à une élévation du relief.

Eocène Moyen

Beaucoup d'âges thermochronométriques sont disponibles pendant cette période de temps, et par conséquent une bonne caractérisation des taux d'exhumations est possible. Entre 42 et 36Ma, un nombre important de massifs ont vu le jour. Nous retrouvons le massif de l'Arize,

Saint-Barthélemy ou encore le Querigut-Millas. Cette période est caractérisée par une augmentation des taux de convergences entre les plaques Afrique et Europe. Cet épisode fait essentiellement suite à une phase d'extension. Au vu des résultats, il n'est pas aberrant d'émettre l'hypothèse que l'histoire thermique de ces différents massifs soit similaire.

Eocène supérieur

Après 36Ma, il est observé à travers notre modèle, des taux d'exhumation d'environ 0.75 km/Myr, affectant le centre de la zone Axiale. A l'aide de cartes géologiques au 1 000 000ème (BRGM), cette phase de soulèvement a été associé au massif de Riberot et Marimaña. Fizgerald et al. (1999), a mis en évidence une accélération du refroidissement en 44 et 36Ma pour Riberot à l'aide de plusieurs échantillons répartis à des altitudes différentes. Cette phase de refroidissement peut être confirmée par notre modèle, présentant néanmoins un décalage dans le temps de quelques Millions d'années, mais également une différence sur la valeur du taux d'exhumation. C'est pourquoi, ces résultats suscitent encore à être discutés. Sinclair et al. (2005), suggèrent une érosion rapide de la zone Axiale, causée par le refroidissement de Marimaña et d'autres massifs entre 36 et 32Ma à l'aide d'âge compris entre 36 ± 3.2Ma et 27 ± 2.4Ma. Notre modèle, permet de compléter cette hypothèse en proposant un taux d'exhumation d'environ 0.75 km/Myr, pour le massif de Marimaña entre 36 et 33Ma.

Oligocène

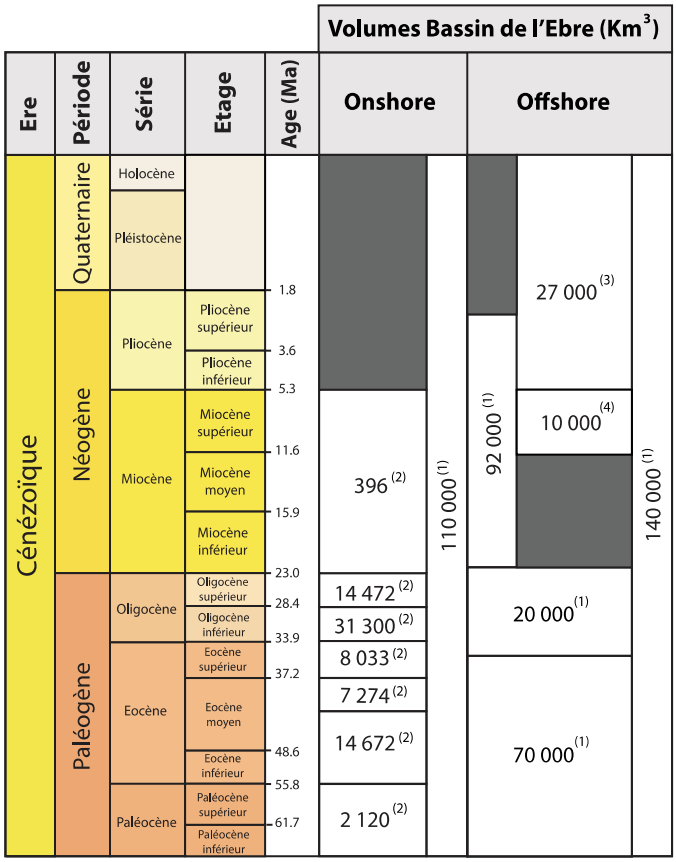
A partir de 33Ma, une très forte augmentation des taux de convergences peut être observée. Une accélération d'un taux de convergence peut notamment être associée à un refroidissement rapide. C'est le cas du massif de La Maladeta, qui montre un taux d'exhumation élevé entre 33 et 30Ma. L'exhumation de la Maladeta est confirmée à travers les travaux de Fitzgerald et al. (1999), qui suggèrent une rapide exhumation vers 32Ma, avec des taux compris entre 2 et 4 km/Myr. Un tel soulèvement est sans doute associé à un flux sédimentaire important vers le Sud, en raison de sa position géographique.

Le Canigou, qui présente une exhumation entre 30 et 24Ma à partir de notre modèle a été contrôlé par une activité tectonique intense. La faille de la Têt, d'orientation NE-SW, est une des failles normales les plus importantes des Pyrénées. On considère qu'elle a notamment eu un rôle dans l'exhumation du Canigou par une réactivation significative durant l'Oligo-Miocène (Maurel et al., 2008). Par ailleurs, il peut être intéressant de remarquer que l'Eocène supérieur est caractérisé par de forts taux d'exhumations, et par conséquent également de forts taux d'érosions. L'étude réalisée sur les volumes de sédiments érodés peut être un moyen de confirmer cette hypothèse.

Miocène

Cette période est associée à des taux de convergences relativement faibles présentant une décroissance progressive des taux d'exhumations indiquant une transition rapide vers des conditions post orogéniques stables. On y observe pourtant l'exhumation de massifs tels que Néouvielle ou Bielsa. L'exhumation de ces massifs est peut-être associée à la réactivation de failles bordant chacun des massifs. Par ailleurs, selon les modèles de reconstruction cinématique du déplacement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Européenne, l'exhumation tardive de ces massifs peut être expliquée, notamment par le déplacement aux frontières des plaques.

IX.2.C. Volumes de sédiments érodés



Références : Garcia-Castellanos et al., 2003 (1)
Filleaudeau, 2011 (2)
Nelson, 1990 (3)
Arche, 2010 (4)

Figure IX-2. Volumes sédimentaires du bassin de l'Ebre issus de publications.

La figure IX-2, nous informe que plusieurs estimations des quantités de sédiments ont déjà été proposés dans la littérature (Garcia-Castellanos et al., 2003 ; Filleaudeau, 2011 ; Nelson, 1990 ; Arche, 2010). On retrouve parmi ces quantités de sédiments deux catégories : Onshore et Offshore. Dans le cadre du projet « Source to Sink », il peut donc être très intéressant de remonter à la source de ces dépôts, soit, la chaîne Pyrénéenne. Selon le *drainage divide* mis en évidence dans le chapitre VIII.2, l'existence de plusieurs zones est favorisée pour le remplissage des deux bassins d'avant pays de la chaîne. Ainsi, il est important de voir si une corrélation existe entre les volumes calculés à la source et ceux qui se sont déposés, et dans le cas contraire, essayer de définir l'origine du problème.

Les volumes de sédiments proposés, présentent une incertitude relativement élevée du fait qu'ils dépendent dans un premier temps des taux d'exhumations calculés par inversion linéaire, qui eux même présentent déjà une incertitude due à la modélisation et aux marges d'erreurs données par l'analyse des âges thermochronométriques. Dans un deuxième temps, également une incertitude du fait de l'élimination des valeurs considérées comme aberrantes (voir chapitre VIII.1). Par ailleurs, lors de la modélisation, nous avons choisi de fixer, par l'ajout d'une ligne de code, une incertitude d'environ 10% pour les âges thermochronométriques du fichier d'input. Par conséquent, la quantification de l'incertitude pour les taux d'exhumations et les volumes érodés ne peut être calculés mais ces derniers sont associés à une variance qui montre la dispersion des résultats.

Maintenant, si l'on compare nos valeurs obtenues avec celles de la littérature, nous pouvons observer des similarités mais également des différences. Nos résultats montrent que la période d'érosion maximale dans les Pyrénées est autour de 42-39 Ma. D'après les valeurs de volume sur la figure IX.2, le volume maximal de sédiments déposés dans le bassin de l'Ebre sur la plus courte période de temps, a lieu entre 33 et 28 Ma. D'après nos résultats, pour ce

qui est des volumes du flanc Sud, on note que les volumes restent élevés pendant toute la période 39-27 Ma, avec une légère augmentation à l'Oligocène inférieur : on passe de 6151 km^3 entre 36 et 33 Ma à 6520 km^3 entre 33 et 30Ma. Ainsi, cette observation est en accord avec les publications de Filleaudeau et al. (2011) et Garcia-Castellanos et al. (2003) qui suggèrent une augmentation des volumes de sédiments déposés, durant cette même période, dans le bassin de l'Ebre. Durant toute la période de l'Oligocène, nos résultats proposent un volume de 15 166 km^3 de sédiments érodés tandis que les publications suggèrent un volume de 65 772 km^3 de sédiments, qui se seraient déposés dans le bassin de l'Ebre.
De plus, d'après les travaux de Garcia-Castellanos et al. (2003), Filleaudeau (2011), Nelson (1990) et Arche (2010), nous pouvons considérer qu'un volume d'environ 99 396 km^3 (onshore + offshore) se serait déposé dans le bassin de l'Ebre entre 23 et 0Ma. Durant cette même période, nous avons trouvé par nos calculs un volume approchant les 19 843 km^3de sédiments érodés.

La différence entre les valeurs observées et les valeurs calculées peut être liée à la présence d'autres sources qui alimentent le bassin. En effet, la chaîne Catalane ainsi que le système Ibérique central sont également à l'origine d'apports sédimentaires dans le bassin de l'Ebre, bien que la proportion de leurs apports n'ait jamais été quantifiée. De plus, nous pouvons voir par l'étude bibliographique qu'une grosse proportion des volumes estimés est offshore, ce qui laisse penser que l'Ebre n'est pas le seul contributeur. Ainsi, si notre analyse se fait exclusivement avec les sédiments onshore, nous pouvons observer une certaine corrélation entre les volumes de sédiments érodés obtenus par nos modèles avec la bibliographie : Volumes total de sédiments du flanc Sud = 58 932 km^3 ; Volume total de sédiments onshore bassin de l'Ebre = [61 475 – 90 000 km^3]. De plus, lors de l'estimation des volumes, nous ne prenons pas en compte l'avant pays sud pyrénéen (bassin de Tremp, bassin de Jaca…etc.), qui subit l'orogénèse pyrénenne et qui a été potentiellement une source de sédiments, que nous n'avons pas quantifiés lors des modélisations.

De plus, le *drainage divide* considéré comme étant le même qu'il y a 80Ma, sa position peut être une source d'erreur dans le calcul des volumes, ce qui aurait pour conséquence de sous évaluer ou biaiser les volumes calculés. Par exemple, pour un divide très au Nord, le volume total (V1 + V3 ; voir chapitre VIII.2) est de 139 606 km^3 comparé à un volume compris entre 181 475 km^3et 232 000 km^3 (sédiments onshore et offshore) issus de la bibliographie.

Globalement, nous retrouvons une corrélation dans les épisodes d'exhumations et des volumes associés, malgré une différence dans la quantification des volumes. Nous pouvons également remarquer la tendance générale suivante : volumes de sédiments « orogéniques » important jusqu'à 24 Ma puis une stabilisation des volumes de sédiments qui traduit le passage syn- à post-orogénique.

.

Conclusion et perspectives

Pour calculer les différents taux d'exhumation présentés dans ce mémoire, nous avons appliqué une méthode par inversion linéaire à partir de 500 âges thermochronométriques (AFT, ZFT, AHe et ZHe) enregistrés à travers les Pyrénées. Grâce à une série de tests de sensibilité des paramètres du modèle, nous avons pu remarquer que les résultats étaient différents selon les choix de configuration du modèle. C'est par ces tests de sensibilité, que nous pouvons présenter dans ce mémoire, un modèle robuste de l'histoire thermique des Pyrénées. En résumé, les données thermochronologiques obtenues dans l'ensembles des massifs composant les Pyrénées, montrent clairement une distribution asymétrique avec des âges de plus en plus jeunes allant du Nord vers le Sud et de l'Est à l'Ouest. Ce résultat témoigne de la croissance tectonique du prisme Pyrénéen caractérisé par la migration des déformations vers le Sud. De surcroit, chacun des massifs de la chaîne a sa propre histoire thermique mettant en évidence des épisodes de refroidissements successifs du début de la formation des Pyrénées, il y a 80Ma, jusqu'à présent. Associés à l'exhumation des massifs, les volumes de sédiments érodés ont pu être calculés pour voir si une corrélation existe entre les dépôts sédimentaires et la source. Les principaux résultats en terme d'exhumation et volumes sédimentaires sont les suivants :

- Taux d'exhumations initiés durant l'Eocène moyen dans le Nord des Pyrénées. Les massifs mis en jeu sont de l'Arize, Saint-Barthélemy ou encore les Trois seigneurs avec un taux de 0.6 km/Myr.
- Fin Eocène, début Oligocène, l'exhumation des massifs de La Maladeta et du Canigou, avec des taux de 1,55 km/Myrs entre 33 et 30Ma et plus de 2 km/Myr entre 30 et 24Ma respectivement, ont engendrés d'importants volumes sédimentaires dans les bassins à proximité de la chaîne.
- Durant l'intervalle Oligocène à aujourd'hui, une diminution des taux d'exhumation a pu être observée, notamment dû à une stabilité des conditions post-orogénique par un arrêt de processus tectonique. Néanmoins, nous avons été capables de mettre en évidence l'exhumation de deux massifs : Néouvielle et Bielsa.
- Le flanc Sud des Pyrénées est une des sources de sédiments déposés dans le bassin de l'Ebre, dont un volumes de sédiments érodés de 15 166 km^3 pendant l'Oligocène et 19 843 km^3 post Oligocène.

En résumé, les résultats présentés dans ce mémoire, apportent une cartographie complète des taux d'exhumations dans la chaine pyrénéenne, ce qui permet de déduire des quantités de matière érodée. Ces données sont primordiales pour la compréhension d'un système « source to sink » car elles renseignent sur des volumes de roches « effacés » par l'érosion. De plus, Certains résultats nous permettent notamment de confirmer la séquence d'exhumation de La Maladeta (Fitzgerald et al., 1999), Canigou (Gunnel et al., 2009), Trois seigneurs (Vacherat et al., 2016), Néouvielle (Fillon et al., in prep) et bien d'autres encore.

Pour approfondir l'étude, il pourrait être intéressant de comparer nos résultats avec les futures publications, qui renseigneront sur les volumes de sédiments déposés dans le bassin d'Aquitaine et le golfe de Gascogne.

Références

ARCHE A. et al. "Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post-or pre-Messinian?." (2010).

ARDÈVOL L. et al. "Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain." *AAPG bulletin* 84.4 (2000): 566-587.

BEAMUD E. et al. "Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees." *Basin Research* 23.3 (2011): 309-331.

BEAUMONT C. et al. "Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105.B4 (2000): 8121-8145.

BERNET M. "A field-based estimate of the zircon fission-track closure temperature." *Chemical Geology* 259.3-4 (2009): 181-189.

BERNET M. and GARVER J. I. "Fission-track analysis of detrital zircon." *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58.1 (2005): 205-237.

BOUR I. "Histoire thermique des massifs ardennais et bohémien: Conséquences sur la dynamique de l'Europe de l'Ouest au méso-cénozoïque". Diss. Paris 11, (2010).

BOURROUILH R. et al. "The north Pyrenean Aquitaine basin, France: evolution and hydrocarbons." *AAPG Bulletin* 79.6 (1995): 831-853.

BRANDON M. T et al. "Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State." *Geological Society of America Bulletin* 110.8 (1998): 985-1009.

BRAUN J. et al. "Quantitative thermochronology: numerical methods for the interpretation of thermochronological data". Cambridge University Press, (2006).

BRUNET M. F. "The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins." *Tectonophysics* 129.1-4 (1986): 343-354.

CÁMARA P. and KLIMOWITZ J. "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp)." *Estudios geológicos* 41.5-6 (1985): 391-404.

CHOUKROUNE P. "The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt." *Tectonics* 8.1 (1989): 23-39.

COSTA E. et al. "Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints." *Basin Research* 22.6 (2010): 904-917.

DAIGNIÈRES M. et al. "Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range." *Earth and Planetary Science Letters* 57.1 (1982): 88-100.

DERAMOND J. et al. "Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain)." *Geological Society, London, Special Publications* 71.1 (1993): 193-219.

DERCOURT J. et al. "Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias." *Tectonophysics*123.1-4 (1986): 241-315.

DESEGAULX P. et al. "Consequences of foreland basin development on thinned continental lithosphere: Applications to the Aquitane basin (SW France)." (1991).

DODSON M. H. "Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40.3 (1973): 259-274.

FARLEY K. A et al. "The effects of long alpha-stopping distances on (U Th)/He ages." *Geochimica et cosmochimica acta* 60.21 (1996): 4223-4229.

FARLEY K. A. "(U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications." *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47.1 (2002): 819-844.

FARLEY K. A. "Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105.B2 (2000): 2903-2914.

FARRELL S. G et al. "Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella Thrusts, south central Pyrenees, Spain." *Journal of the Geological Society* 144.6 (1987): 907-914.

FIDALGO GONZÁLEZ L. "La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque". Diss. Université de Bretagne Occitentale, (2001).

FILLEAUDEAU P. Y. "Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé Supérieur au Paléogène." *Université Pierre et Marie Curie, Paris* 29 (2011).

FILLON C. et al. "Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology." *Journal of the Geological Society* 170.1 (2013): 67-77.

FILLON Charlotte and VAN DER BEEK P. "Post-orogenic evolution of the southern P yrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data." *Basin Research* 24.4 (2012): 418-436.

FISCHER M. W. "Thrust tectonics in the North Pyrenees." *Journal of Structural Geology* 6.6 (1984): 721-726.

FITZGERALD P. G. et al. "Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen." *Earth and Planetary Science Letters* 173.3 (1999): 157-170.

FORD M. et al. "Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France." *Journal of the Geological Society* 173.3 (2016): 419-437.

FOX M. et al. "A linear inversion method to infer exhumation rates in space and time from thermochronometric data." *Earth Surface Dynamics* 2.1 (2014): 47.

GALLAGHER K. et al. "Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles." *Earth and Planetary Science Letters* 237.1-2 (2005): 193-208.

GARCÍA SENZ J. "Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión". Universitat de Barcelona, (2002).

GARCIA-CASTELLANOS D. and LARRASOAÑA Juan Cruz. "Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia)." *Geology* 43.8 (2015): 663-666.

GARCIA-CASTELLANOS D. et al. "Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia)." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.B7 (2003).

GARRIDO-MEGÍAS A. "Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida)." *Boletín Geológico y Minero de España* 83 (1972): 1-47.

GIBSON M. et al. "Late-to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling." *Basin Research*19.3 (2007): 323-334.

GUNNELL Y. "Les traces de fission dans l'apatite, un outil thermochronologique adapté à la mesure de la dénudation: panorama des connaissances actuelles/Apatite fission track thermochronology. Its potential in geomorphology: an overview." *Géomorphologie: relief, processus, environnement*3.3 (1997): 257-280.

GUNNELL Y. et al. "Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees." *Earth and Planetary Science Letters* 278.3-4 (2009): 208-218.

HUYGHE D. et al. "Oxygen isotopes of marine mollusc shells record Eocene elevation change in the Pyrenees." *Earth and Planetary Science Letters* 345 (2012): 131-141.

JOLIVET M. et al. "Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain)." *Tectonics* 26.5 (2007).

JUEZ-LARRÉ J. and ANDRIESSEN P. A. M. "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* 243.1-2 (2006): 159-180.

KETCHAM R. A. "Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data." *Reviews in mineralogy and geochemistry* 58.1 (2005): 275-314.

KONSTANTINOVSKAIA E. and MALAVIEILLE J. "Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6.2 (2005).

LACOMBE Olivier and JOLIVET L. "Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny." *Tectonics* 24.1 (2005).

LE PICHON X. et al. "Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis." *Geological Society of America Special Papers* 218 (1988): 111-132.

MACCHIAVELLI C. et al. "A new southern North Atlantic isochron map: Insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122.12 (2017): 9603-9626.

MAUREL O. et al. "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*97.3 (2008): 565-584.

MAUREL O. "L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales: Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles". Diss. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc, (2003).

METCALF J. R. et al. "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*287.3-4 (2009): 488-503.

MORRIS R. G. et al. "Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge." *Basin Research* 10.1 (1998): 69-85.

MOUCHENÉ M. "Évolution post-orogénique du système couplé piémont/bassin versant: le méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées". Diss. Grenoble Alpes, (2016).

MUÑOZ J. A. "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section." *Thrust tectonics*. Springer, Dordrecht, (1992). 235-246.

NAYLOR M. and SINCLAIR H. D. "Pro-vs. retro-foreland basins." *Basin Research* 20.3 (2008): 285-303.

PALASSOU P.-B. "Essai sur la minéralogie des monts Pyrénées".Didot, (1784).

POBLET J. et al. "Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: Application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain)." *Geological Society of America Bulletin* 110.1 (1998): 111-125.

REINERS P. W. "Zircon (U-Th)/He thermochronometry." *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58.1 (2005): 151-179.

ROCHER M. et al. "Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France): insights from combined structural and paleostress analyses." *Journal of Structural Geology* 22.5 (2000): 627-645.

ROURE F. et al. "ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees." *Tectonics* 8.1 (1989): 41-50.

RUSHLOW C. R. et al. "Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay." *Tectonics* 32.4 (2013): 843-860.

RUTHERFORD E. "Some cosmical aspects of radioactivity." *Journal of the Royal Astronomical Society of Canada* 1 (1907): 145.

SCHILDGEN T. F. et al. "Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology." *Nature* 559.7712 (2018): 89.

SIBUET J.-C. et al. "Pyrenean orogeny and plate kinematics." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109.B8 (2004).

SINCLAIR H. D. "Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective." *Geological Society of America Bulletin* 109.3 (1997): 324-346.

SINCLAIR H. D. et al. "Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes." *American Journal of Science* 305.5 (2005): 369-406.

SODDY F. "The Chemistry of the Radio-elements". Longman, Green and Company, 1915.

SOUQUET P.et al. "La chaîne alpine des Pyrénées."*Géologie alpine* 53.fasc. 2 (1977): 193-216.

Team ECORS Pyrenees. "Deep reflection seismic survey across an entire orogenic belt, the ECORS Pyrenees profile." *Nature* 331 (1988): 508-511.

TEIXELL A. et al. "The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario." *Comptes Rendus Geoscience* 348.3-4 (2016): 257-267.

VACHERAT A. et al. "Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees." *Tectonics*35.4 (2016): 907-933.

VACHERAT A. et al. "Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees." *Earth and Planetary Science Letters* 408 (2014): 296-306.

VERGÉS J. et al. "Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-and post-collisional crustal-scale cross-sections." *Marine and Petroleum geology* 12.8 (1995): 903-915.

VERGÉS J. et al. "Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin." *Geological Society, London, Special Publications* 134.1 (1998): 107-134.

VERGÉS J. et al. "The Pyrenean orogen : pre-, syn-, and postcollisional evolution". *Journal of the Virtual Explorer*, 8, pp. 55–74 (2002).

VINCENT, S. J. "The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building." *Sedimentology* 48.6 (2001): 1235-1276.

WAGNER G. A. "Van den haute." *Fission-Track Dating. Enke, Stuttgart, 285p* (1992): 1992.
WOLF R. A. et al. "Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60.21 (1996): 4231-4240.

UNIVERSITE ECOLOGIE BRETAGNE GEOSCIENCES LOIRE AGRONOMIE ALIMENTATION

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Titre : Géométries et bilan érosion-sédimentation d'un rétro-bassin d'avant-pays durant son évolution finie-orogénique et post-orogénique : le cas du système Pyrénées / bassin d'Aquitaine / golfe de Gascogne de 38 à 0 Ma

Mots clés : bassin d'Aquitaine, golfe de Gascogne, post-orogénique, source-to-sink, stratigraphie

Résumé : Le propos de cette thèse est d'étudier le système « source-to-sink » du système Pyrénées et de son rétro-bassin d'avant-pays, le bassin d'Aquitaine et de son équivalent profond, le golfe de Gascogne (« Bay of Biscay »), durant le Cénozoïque. Ce travail a nécessité (1) une ré-évaluation biostratigraphique, (2) une analyse en termes de stratigraphie sismiques et une quantification des volumes de sédiments préservées, (3) une quantification des volumes érodés issus du Massif central, (4) une quantification des volumes érodés issus des Pyrénées, (5) une synthèse de l'ensemble de ces données. Le passage de la phase orogénique à post-orogénique s'opère entre 27.1 et 25.2 Ma. Il correspond à la succession de trois surfaces d'érosion qui fossilisent l'ensemble les structures compressives. La période orogénique est découpée en deux phases distinctes, (1) jusqu'à 43.5 Ma (Lutétien), est caractérisée par une forte subsidence au front du Chevauchement Nord-Pyrénéen, (2) de 43.5 à 27.1 Ma, est caractérisée par la migration de la subsidence vers le bassin, dans des sous-bassins contrôlés par l'activité des chevauchements. La période post-orogénique est découpée en deux phases distinctes, (1) de 25.2 à 16 Ma environ, correspond à la mise en place du rebond isostatique, (2) entre 16 et 10.6 Ma, correspond à une surrection de l'ensemble du système. Cette phase correspond à un évènement ouest-européen sans doute lié à une activité mantellique.
La quantité totale de roches préservés dans le bassin d'Aquitaine et le golfe de Gascogne est de 92 200 km^3. La répartition des sédiments préservés au cours du temps évolue en faveur du bassin d'Aquitaine entre 66.0 et 33.9 Ma et en faveur du golfe de Gascogne entre 5.3 et 0 Ma. Cette balance est due aux différents stades d'évolution de la subsidence/surrection dans le bassin d'Aquitaine. Les taux de sédimentations montrent deux périodes d'augmentation des flux sédimentaires, la première à la limite Eocène-Oligocène que nous relions à la fois à la période d'exhumation paroxysmale pyrénéenne mais également au refroidissement global contemporain. La deuxième, à 5.3 Ma, semble correspondre à l'augmentation mondiale des flux, dont l'origine climatique est favorisée par les auteurs. La quantité totale de roches érodées issues des Pyrénées et du Massif central est de 34 335 km^3. La différence observée entre les volumes sédimentés et les volumes érodées peut s'expliquer par l'apport de sédiments issus des courants à partir du Pliocène, la non prise en compte des volumes issus des massifs cantabriques et une sous-estimation des volumes érodés.

Title : Geometry and source-to-sink of a retro-foreland basin during its late to post-orogenic evolution : the case example of the Pyrenees / Aquitaine Basin / Bay of Biscay from 38 to 0 Ma

Keywords : Aquitaine basin, Bay of Biscay, post-orogenic, source-to-sink, stratigraphy

Abstract : The purpose of this thesis is to study the "source-to-sink" system of the Pyrenees system and its retro-foreland basins, the Aquitaine basin and its deep equivalent, the Bay of Biscay during the Cenozoic. This work required (1) a biostratigraphic re-evaluation, (2) an analysis in terms of seismic stratigraphy and quantification of preserved sediment volumes, (3) a quantification of eroded volumes from the Massif Central, (4) a quantification of the eroded volumes from the Pyrenees, (5) a synthesis of all these data. The transition from the orogenic to the post-orogenic phase occurs between 27.1 and 25.2 Ma. It corresponds to the succession of three erosional surfaces that fossilize the entire compressive structures. The orogenic period is divided into two phases, (1) up to 43.5 Ma (Lutetian), is characterized by a strong subsidence at the front of the North-Pyrenean-Thrust, (2) from 43.5 to 27.1 Ma, is characterized by the subsidence migration toward the basin, in sub-basins controlled by the thrusts activity. The post-orogenic period is divided into two phases, (1) from 25.2 to 16 Ma approximately, corresponds to the establishment of the isostatic rebound, (2) between 16 and 10.6 Ma, corresponds to an uplift of the whole system. This phase corresponds to a West European event undoubtedly linked to a mantle activity. The total quantity of rocks preserved in the Aquitaine basin and the Bay of Biscay is 92 200 km3. The distribution of sediments preserved over time evolves in favor of the Aquitaine basin between 66.0 and 33.9 Ma and in favor of the Bay of Biscay between 5.3 and 0 Ma. This balance is due to the different stages of evolution of the subsidence / uplift in the Aquitaine basin. The sedimentation rates show two periods of increase in sedimentary fluxes, the first at the Eocene-Oligocene limit, which we relate to both the period of Pyrenean paroxysmal exhumation and to contemporary global cooling. The second, at 5.3 Ma, seems to correspond to the global increase of fluxes, whose climatic origin is favored by the authors. The total amount of eroded rock from the Pyrenees and the Massif Central is 34 335 km3. The difference observed between the sedimented volumes and the eroded volumes can be explained by the contribution of sediments resulting from the currents from the Pliocene, the not taking into account the volumes coming from the Cantabrian massifs and an underestimation of the eroded volumes.