



HAL
open science

Changements climatiques globaux et forçage tectonique au Paléogène. Exemples du Bassin de Paris et des Pyrénées

Damien Huyghe

► **To cite this version:**

Damien Huyghe. Changements climatiques globaux et forçage tectonique au Paléogène. Exemples du Bassin de Paris et des Pyrénées. Stratigraphie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT: . tel-00687530

HAL Id: tel-00687530

<https://theses.hal.science/tel-00687530v1>

Submitted on 13 Apr 2012

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

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

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité Géologie Sédimentaire et Biogéoscience
Ecole Doctorale - Géosciences et Ressources Naturelles ED 398

Présentée pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

UFR 918 – Terre, Environnements, Biodiversité

DAMIEN HUYGHE

**Changements climatiques globaux et forçage tectonique au Paléogène :
Exemples du bassin de Paris et des Pyrénées**

Soutenue le 28 Mai 2010

Devant le jury composé de :

Hugh Sinclair, Pr – Université d'Edimbourg	Rapporteur
Eric Verrecchia, Pr – Université de Lausanne	Rapporteur
Olivier Lacombe, Pr – Université Paris VI	Examineur
Josep Serra-Kiel, Pr – Université de Barcelone	Examineur
Frédéric Mouthereau, MCF – Université Paris VI	Co-directeur de thèse
Sébastien Castelltort, MCF – ETH Zürich	Co-directeur de thèse
Laurent Emmanuel, MCF – Université Paris VI	Co-directeur de thèse

Résumé

La compétition entre la tectonique et le climat s'exprime à travers la sédimentation. Or, du fait des fortes rétroactions existant entre ces paramètres, il est souvent difficile de discriminer leur influence relative. Ainsi, le Cénozoïque est une période présentant à la fois un refroidissement global et une phase orogénique majeure avec la collision alpine au sens large (depuis les Pyrénées à l'Ouest à la chaîne himalayenne à l'Est). Le but de cette thèse a été de comprendre comment s'expriment les rétroactions entre le climat, la tectonique et la sédimentation, dans une chaîne de montagne ancienne - les Pyrénées - dont les cadres sédimentologique, stratigraphique et tectonique, sont bien contraints. Trois questions principales ont été abordées :

(1) est-ce que la croissance de cette seule chaîne de montagnes est susceptible d'influencer significativement le climat, localement ou à plus large échelle ?

(2) de quelle manière le climat et la tectonique influencent la sédimentation ?

(3) est-ce qu'un changement climatique est susceptible d'influencer l'évolution tectonique de cette chaîne de montagnes et de quelle manière ?

La première partie a été abordée à travers à l'analyse géochimique de biominéralisations carbonatées provenant du bassin sud-pyrénéen (huîtres), comparée à celles de fossiles provenant du bassin de Paris (mollusques, dasycladales et characées), bassin intracratonique situé à proximité des Pyrénées. Les résultats montrent que les fossiles des deux bassins ont bien enregistré les événements climatiques globaux connus au Paléogène (Optimum climatique de l'Eocène inférieur, refroidissement du Lutétien, Optimum climatique de l'Eocène moyen et glaciation de la limite Eocène – Oligocène), signifiant que la croissance des Pyrénées n'a pas eu de conséquences directes sur le climat local. En revanche, ces résultats montrent que le $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres provenant des Pyrénées est plus négatif que celles du bassin de Paris. Le gradient latitudinal étant très réduit à cette période, ceci semble indiquer que le $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres pyrénéennes a été influencé par un apport d'eau ayant un $\delta^{18}\text{O}$ négatif, signifiant une influence de la topographie pyrénéenne sur le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluie et des rivières.

La seconde partie a été abordée à partir d'une étude de terrain, caractérisant précisément les dépôts à l'Eocène moyen. Ceci a montré que les dernières plates-formes carbonatées ont définitivement disparues dans le bassin sud-pyrénéen à la limite Lutétien – Bartonien. Il semble qu'un stress environnemental dû à une intensification de l'érosion soit responsable de la disparition des producteurs carbonatés et ce, non pas uniquement à cause d'un forçage tectonique, mais également à cause de l'apparition d'un glacioeustatisme, c'est-à-dire d'un facteur climatique.

Enfin, dans le but de mettre en évidence un éventuel forçage climatique sur le soulèvement des Pyrénées, nous avons établi un modèle cinématique reconstituant la séquence de déformation entre le Lutétien et le Miocène dans la partie ouest du bassin sud-pyrénéen. Trois phases de déformation successives ont été mises en évidence. La comparaison des flux entrant dans le prisme au cours du temps avec les flux d'érosion déduits de données de thermochronologie provenant de la bibliographie a révélé qu'il existait un important découplage entre les taux d'érosion et la quantité de matière entrant dans le prisme à la limite Eocène – Oligocène. Or, cette période est caractérisée par un changement climatique majeur dont l'impact sur les processus d'érosion a déjà été mis en évidence dans de nombreux travaux.

Mots clés : Paléogène, paléoclimatologie, géochimie isotopique, sédimentologie, carbonates, tectonique, Pyrénées, bassin de Paris.

Abstract

Competition between tectonic and climate is expressed throughout the sedimentation. Because of the retroactions existing between those two parameters, it is often hard to discriminate their relative influence. The Cenozoic is a period characterised both by a global cooling and the establishment of many orogenesis. The aim of this work was to understand how retractions between climate, tectonics and sedimentation can be documented in an ancient mountain range – the Pyrenees. Three main questions were discussed :

- (1) does the growth of the Pyrenees can significantly impact the climate, locally or more globally?
- (2) how does climate and tectonics influence the sedimentation ?
- (3) may a climatic shift influence the tectonic evolution of the Pyrenees and how?

The first part was treated using stable isotope geochemistry ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) on carbonate marine (molluscs and dasycladales) and continental (charophytes gyrogonites) biomineralisations from the Paris basin and the South-Pyrenean foreland basin. Results show that the global climatic events of the Paleogene were recorded by the fossils analysed in those two basins, with the early Eocene climatic optimum, the Lutetian cooling, the middle Eocene climatic optimum and the Eocene – Oligocene glaciation. It implies that the growth of the Pyrenees should not have a significant influence on the climate during the Paleogene. However, a shift between the $\delta^{18}\text{O}$ values of oysters in the Paris basin and in the Pyrenees during the middle Eocene supposes that the Pyrenean topography was soon high and could be estimated near 2000 meters.

The second was addressed from a field study about the Lutetian carbonate deposits. It has highlighted that the carbonate platforms disappeared definitively at the Lutetian – Bartonian limit. This evolution seems to result from an environmental stress in response to an increase of the erosional flux. This event is not correlated to a particular tectonic event but is however synchronous with a climatic instability and the establishment of a significant glacioeustatism.

Finally, we try to highlight a relationship between the climate and the tectonic in the Pyrenees. We have established a kinematic model, to better evaluate the sequence of shortening in the western area of the South-Pyrenean basin. Three main periods of shortening are identified between the middle Eocene and the Miocene. The comparison between the frontal accretionary flux and the outcoming flux coming from the axial zone, deduced from bibliographic data, reveals that a strong increase in erosion happened around the Eocene – Oligocene boundary. This event corresponds to the main climatic rupture of the Cenozoic, suggesting a climatic forcing on the erosion and the elevation of the Pyrenees.

Key words: Paleogene, paleoclimatology, stable isotopic geochemistry, sedimentology, carbonates, tectonics, Pyrenees, Paris basin.

*“How many years can a mountain exist
Before it’s washed to the sea ?”*

*Bob Dylan - Blowin’ in the Wind
1962*

SOMMAIRE

<u>Chapitre 1. Introduction Générale</u>	13
<u>Chapitre 2 : Le Paléogène</u>	21
2.1. Stratigraphie du Paléogène	23
2.2. Contexte climatique global	25
2.2.1. Evolution climatique générale au Cénozoïque	25
2.2.2. Particularités climatiques du Paléogène	26
a. Températures moyennes	26
b. Gradient latitudinal de températures	28
c. Données de saisonnalité	28
2.2.3. « Aberrations » climatiques au Paléogène.....	28
a. le PETM (Paléocène – Eocène Thermal Maximum)	29
b. L’optimum climatique de l’Eocène moyen	30
c. La limite Eocène – Oligocène	32
2.2.4. Age des premières calottes polaires au Cénozoïque	34
2.2.5. Origines des changements climatiques	36
a. Contexte géodynamique au Paléogène	36
b. Influence des modifications paléogéographiques	37
c. Rôle des gaz à effet de serre	41
2.3 Evolution de l’érosion au Paléogène : apports de la mesure du rapport isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	43
2.4. Synthèse des événements du Paléogène	45
<u>Chapitre 3 : Contexte géologique des zones d’étude</u>	49
3.1. Les Pyrénées : présentation générale	51
3.2. Structure des Pyrénées	53

3.2.1. Les différents domaines des Pyrénées	54
a. Le bassin d'Aquitaine	54
b. La zone Nord Pyrénéenne	54
c. La Zone Axiale	55
d. Les bassins sud-pyrénéens	55
3.3. Evolution sédimentologique et paléogéographique	59
3.4. Histoire géodynamique des Pyrénées	61
3.4.1. Histoire mésozoïque des Pyrénées	61
3.4.2. L'orogénèse pyrénéenne, raccourcissement et exhumation	61
3.4.3 Evolution post-orogénique	68
3.5. Conclusion sur les Pyrénées	69
3.6. Le Bassin de Paris	69
3.6.1 Localisation et géographie	69
3.6.2. Structuration et évolution mésozoïque du bassin de Paris	69
3.6.3. Histoire cénozoïque du Bassin de Paris	72
a. Généralités	72
b. Evolution paléogéographique et paléoenvironnementale du Bassin de Paris au Paléogène	74

Chapitre 4 : Reconstitutions paléoclimatiques au Paléogène : apports de la géochimie isotopique

Introduction	81
4.1 Principes de la géochimie isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) des carbonates	82
4.1.1 Généralités	82
4.1.2 Les facteurs de variation du rapport isotopique de l'oxygène dans les carbonates	83
a. La température	83
b. Composition isotopique de la solution parente	84
c. La minéralogie	85
d. Effets chimiques	85
e. Effets cinétiques	86
f. Effets métaboliques	86

4.1.3 Les facteurs de variation du rapport isotopique du carbone des carbonates	86
a. La température ?	86
b. Composition isotopique de la solution parente	87
c. La minéralogie	88
d. Effets cinétiques	88
e. Effet vital	88
f. Rôle du régime trophique	88
4.2 Matériel et méthodes	89
4.2.1 Choix des échantillons	89
4.2.2 Description des fossiles analysés	90
a. Les bivalves	90
b. Les gastéropodes	93
c. Les dasycladales	94
d. Les charophytes	95
4.2.3. Préparation et échantillonnage	96
a. Nettoyage	96
b. Contrôle de la préservation	97
c. Prélèvements	99
4.3. Reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales dans le bassin de Paris au Paléogène	101
4.3.1. Evolution long terme du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ au Paléogène	101
a. Le $\delta^{18}\text{O}$	101
<u>Article 1 : Soumis à <i>Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology</i> :</u>	
D. Huyghe, F. Lartaud, L. Emmanuel, D. Merle, P. Génot, J. Riveline, M. Renard. Contribution to paleoclimate studies of multi-specific marine and continental organisms (Molluscs, Dasycladaceae, Charophytes) stable isotopes analyses: Example from the Paris basin during the Paleogene	103
b. Le $\delta^{13}\text{C}$	128
4.3.2. Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ à l'échelle de l'affleurement : exemple du Lutétien	133
a. Le Bassin de Paris au Lutétien	133
b. Présentation des sites	135
c. Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ au Lutétien moyen	141
d. Signification du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des différents groupes fossiles	143
e. Evolution temporelle du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$	149

f. Corrélation entre les deux coupes	152
4.3.3. Variations à haute fréquence du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ dans le bassin de Paris	153
a. Le Lutétien	153
b. Le Bartonien	155
c. Implication sur le climat à l'Eocène moyen	157
4.4. Reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales dans le bassin sud pyrénéen au Paléogène	160
4.4.1 Evolution long terme du signal isotopique	160
4.4.2. Variations à haute résolution du signal géochimique	163
4.5. Comparaison avec le bassin de Paris : influence de la topographie pyrénéenne sur le $\delta^{18}\text{O}$ des mollusques ?	165
4.5.1. Origine de la variabilité entre le Bassin de Paris et les Pyrénées	165
4.5.2. Reconstitution de la topographie pyrénéenne à l'Eocène moyen : apport de la modélisation	170

Chapitre 5 : Forçage climatique sur la sédimentation à l'Eocène moyen : exemple de la limite Lutétien – Bartonien dans les Pyrénées

Introduction	179
5.1. Le Lutétien ..	183
5.1.1. Les coupes d'Arguis et de Lusera	183
<u>Article 2 : Soumis à <i>Marine and Petroleum Geology</i> :</u>	
Damien Huyghe, Sébastien Castelltort, Josep Serra-Kiel, Frédéric Mouthereau, Pierre-Yves Filleaudeau, Laurent Emmanuel, Maurice Renard. Sedimentology and stratigraphy of the middle Eocene Guara carbonate platform near Arguis, South Pyrenean foreland: Implications for basin physiography	187
5.1.2. La coupe de Gabardiella est	219
5.1.3. La coupe de Gabardiella ouest	221
5.1.4. La coupe du Pico del Aguila	223
5.1.5. Synthèse sur les calcaires de Guara	223
5.2. Le Bartonien	225
5.3. Forçage climatique sur la sédimentation à l'Eocène moyen dans les Pyrénées	229

Article 3 : Soumis à *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology* :

Damien Huyghe, Sébastien Castellort, Frédéric Mouthereau, Josep Serra-Kiel, Laurent Emmanuel, Maurice Renard. The demise of middle-Eocene Pyrenean carbonates: prelude to Cenozoic ice-ages	235
5.4. Relations entre l'évolution sédimentologique dans le bassin sud-pyrénéen et le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates	257
5.5. Synthèse des éléments ayant forcé la sédimentation à l'Eocène moyen dans les Pyrénées.....	259
<u>Chapitre 6 : Relations entre la tectonique et le climat dans les Pyrénées au Paléogène</u>	263
Introduction	265
6.1. Séquence de déformation au Cénozoïque dans les Pyrénées	265
6.2. Rôle du climat sur la croissance des reliefs	272
<i>Article 4 : publié à <i>Earth and Planetary Science Letters</i> :</i>	
Damien Huyghe, Frédéric Mouthereau, Sébastien Castellort, Pierre-Yves Filleaudeau, Laurent Emmanuel. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: implications for mountain building. <i>Earth and Planetary Science Letters</i>, 288, 421-433	275
<u>Chapitre 7 : Conclusion générale</u>	303
<u>Perspectives</u>	309
<u>Bibliographie</u>	315
<u>Annexes</u>	335

CHAPITRE 1 :
INTRODUCTION GÉNÉRALE

Chapitre 1 : Introduction Générale

La question du rôle relatif joué par la tectonique et les changements climatiques sur l'érosion, la croissance des reliefs et le remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays est un sujet qui demeure très débattu (e.g. Hay et al., 1988 ; Molnar et England, 1990 ; Raymo et Ruddiman, 1992 ; Peizhen et al., 2001 ; Cederbom et al., 2004 ; Molnar, 2004 ; Allen, 2008 ; Vernon et al., 2008 ; Mancin et al., 2009). La tectonique est le facteur de contrôle prépondérant de l'épaississement crustal menant à la formation des chaînes de montagnes, et contrôle en partie l'érosion des reliefs ainsi créés (Figure 1-1). Mais les processus d'érosion sont également influencés par les conditions climatiques grâce auxquelles, en transférant du matériel depuis les zones hautes vers les zones en subsidence, s'opère un rééquilibrage isostatique et un soulèvement localisé (Molnar et England, 1990 ; Champagnac et al., 2007 ; Figure 1-2A).

Un point important est que ces deux processus – tectonique et climat – agissent à des échelles de temps très différentes (Allen, 2008). Les changements tectoniques majeurs se font à des échelles de temps très longues, de l'ordre du million d'années (Willett, 1999). Au contraire, les changements climatiques s'opèrent à des échelles de temps variables, dont les durées peuvent s'étendre de la dizaine de millions d'années à quelques dizaines de milliers d'années (Zachos et al., 2001). La discrimination de l'influence relative de la tectonique ou du

climat est donc souvent délicate à déterminer, notamment sur leur rôle dans l'évolution sédimentaire.

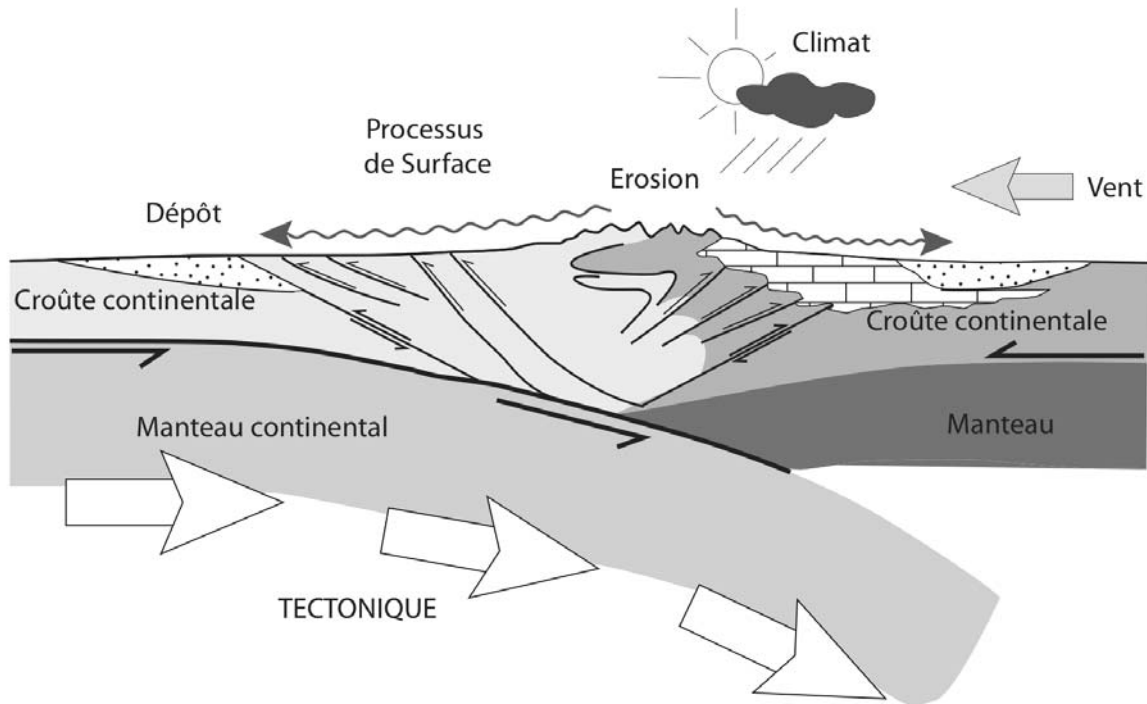


Figure 1-1 : Vision conceptuelle des rétroactions entre la tectonique, les processus de surface et les processus climatiques dans les orogènes. La convergence induit un épaissement crustal et un uplift d'origine isostatique. La formation d'une zone topographiquement haute perturbe localement le climat, intensifie les précipitations et l'érosion. D'après Willett (1999).

La problématique de l'étude des interactions entre la tectonique, le climat et la sédimentation a surtout été étudiée pour les derniers millions d'années (Molnar et England, 1990 ; Raymo et Ruddiman, 1992 ; Peizhen et al., 2001). En effet, le Cénozoïque et plus particulièrement le Néogène sont caractérisés par un changement climatique majeur, marqué par une très forte baisse des températures et une tendance à l'aridification climatique globale (Zachos et al., 2001), ainsi que par la mise en place de nombreuses chaînes de montagnes, notamment la chaîne himalayenne. La fin du Cénozoïque est également caractérisée par une augmentation globale du flux sédimentaire détritique et de sa granulométrie dans de nombreux bassins sédimentaires, au dépend de la sédimentation carbonatée (Hay et al., 1988 ; Peizhen et al., 2001).

La coévolution entre le refroidissement généralisé, la mise en place de nombreux orogènes au cours du Cénozoïque et le changement de sédimentation est à l'origine d'un important débat portant sur les interactions entre le climat et la tectonique (e.g. Molnar et England, 1990 ; Raymo et Ruddiman, 1992). La principale question au cœur de ce débat est de comprendre si la diminution des températures observée tout au long du Tertiaire est la

cause ou la conséquence de l'augmentation de la topographie dans les zones de montagnes. L'idée communément admise était que le refroidissement enregistré tout au long du Tertiaire et le changement de sédimentation étaient une conséquence des collisions continentales contemporaines (Miller, 1987 ; Raymo et al., 1988 ; Raymo et Ruddiman, 1992 ; Zachos et al., 1994) qui aurait induit une diminution de la $p\text{CO}_2$ via les processus d'altération des roches qui consomment du CO_2 .

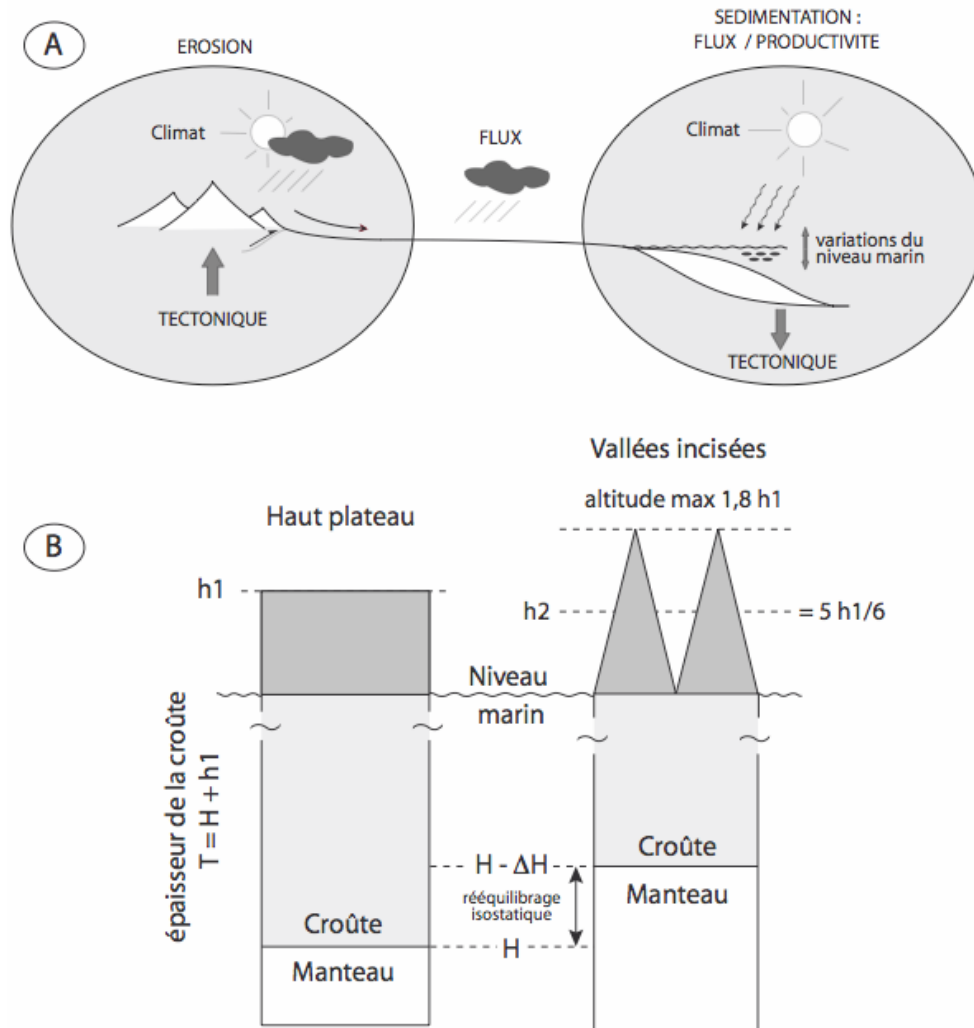


Figure 1-2 : A : Paramètres contrôlant l'érosion et la sédimentation via les mécanismes de transfert entre les zones de relief et les bassin. B : Principe du rebond isostatique en réponse à l'érosion qui est à l'origine des reliefs (d'après Molnar et England, 1990).

A partir du début des années 90, Molnar et England (1990) ont proposé une alternative à cette théorie du forçage tectonique : selon ces auteurs, ce sont les changements climatiques – diminution des températures, intensification des glaciations, et aridifications – observés lors

de ces derniers millions d'années qui seraient la cause d'une augmentation de l'érosion et du soulèvement récent des chaînes de montagne et de la diminution de la $p\text{CO}_2$. En effet, il se produit, par rééquilibrage isostatique, un soulèvement des zones de relief, lorsque du matériel est érodé et transféré dans les bassins (Figure 1-2B ; England et Molnar, 1990, Pinter et Brandon, 1997). Cette hypothèse a notamment été avancée dans le cas des Pyrénées pour expliquer les importants reliefs observés actuellement ainsi que la morphologie de la chaîne.

L'étude présentée propose d'étudier les rétroactions entre le climat, la tectonique et la sédimentation en abordant plusieurs questions à partir de l'étude d'une même zone orogénique :

- (1) est ce que la croissance de cette seule chaîne de montagne est susceptible d'influencer significativement le climat, localement ou à plus large échelle ?
- (2) de quelle manière le climat et la tectonique influencent la sédimentation ?
- (3) est-ce qu'un changement climatique est susceptible d'influencer l'évolution tectonique de cette chaîne de montagne et de quelle manière ?

Contrairement aux nombreuses études ayant abordé ces questions et qui portaient principalement sur des chaînes relativement récentes, telles que le massif himalayen et le plateau du Tibet ou les Andes, nous proposons de travailler sur une période plus ancienne, le Paléogène. C'est en effet durant cet intervalle que s'est initiée la transition climatique du Cénozoïque, avec le passage d'un optimum climatique au début de l'Eocène à la première glaciation permanente du Cénozoïque à la limite Eocène – Oligocène il y a environ 34 Ma (Shakleton et Kennett, 1975).

Les Pyrénées sont une des chaînes de collision s'étant formée à cette période. Elles constituent un choix tout à fait indiqué pour ce genre d'étude. La majorité des sédiments syn-orogéniques est datée du Paléogène et ses deux bassins d'avant-pays sont très bien connus, bien contrainte au niveau de la séquence de déformation aussi bien à l'échelle du bassin (Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Muñoz et al., 1986 ; Choukroune et al., 1989 ; Muñoz, 1992 ; Beaumont et al., 2000 ; Jolivet et al., 2007), qu'au niveau du développement des structures chevauchantes ou plissées (Millàn, 1996 ; Pueyo et al., 2002 ; Lopez-Blanco et al., 2003) et également pour ce qui est de l'exhumation des zones internes de la chaîne elle-même (Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007). Les structures syn-tectoniques sont également bien préservées et bien exposées, ce qui en fait un exemple indiqué pour l'étude des relations

tectono-sédimentaires. De plus, de nombreux fossiles y ont été inventoriés (Canudo et al., 1988) ce qui est nécessaire pour réaliser une étude paléoclimatique.

Afin de discriminer le signal tectonique du signal paléoclimatique, il est nécessaire de comparer l'évolution climatique dans le bassin sud-pyrénéen avec celle d'un bassin proche des Pyrénées, mais non soumis directement à l'influence de cette chaîne. Notre choix s'est ainsi porté sur le bassin de Paris, qui est un bassin intracratonique présentant un remplissage sédimentaire représentatif et un contenu paléontologique remarquable au Paléogène.

La réalisation de ce travail nécessite une caractérisation très précise de la sédimentation dans la zone d'étude, ce qui sera effectué à partir d'observations de terrain. Les données acquises permettront également de compléter et de préciser l'histoire tectonique des Pyrénées. Les reconstitutions paléoclimatiques seront quant à elles effectuées à partir de l'analyse géochimique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) de différents types de biominéralisations fossiles, telles que des oogones de charophytes pour le domaine continental ou les mollusques pour le domaine littoral.

CHAPITRE 2 :
LE PALEOGENE

CHAPITRE 2 : LE PALEOGENE

2.1. Stratigraphie du Paléogène

Le Paléogène est un système qui correspond à la partie inférieure de l'ère Cénozoïque et qui s'étend de 65 à 23,8 Millions d'années selon l'échelle stratigraphique internationale établie en 1995 (Berggren et al., 1995, Figure 2-1). Il précède le système du Néogène et regroupe les époques du Paléocène (littéralement « vieux récent »), de l'Eocène (« aurore du récent ») et de l'Oligocène (« peu récent »).

Localement, les dénominations des étages peuvent être différentes, notamment dans le bassin de Paris où de nombreux parastratotypes ont été décrits. Par exemple, l'Yprésien (Eocène inférieur) est divisé en Sparnacien (Dollfus, 1880) et Cuisien (Dollfus, 1880), et le Bartonien en Auversien (Dollfus, 1880) et Marinésien (Dollfus, 1907). Le Priabonien équivaut au Ludien (Munier-Chalmas et de Lapparent, 1893). Le Rupélien correspond quant à lui au Stampien, décrit dans la région d'Etampes par d'Orbigny (1852) (Figure 2-1). Dans les Pyrénées, l'Ilerdien équivaut à la base de l'Yprésien (Schaub, 1969 ; Pujalte et al., 2009).

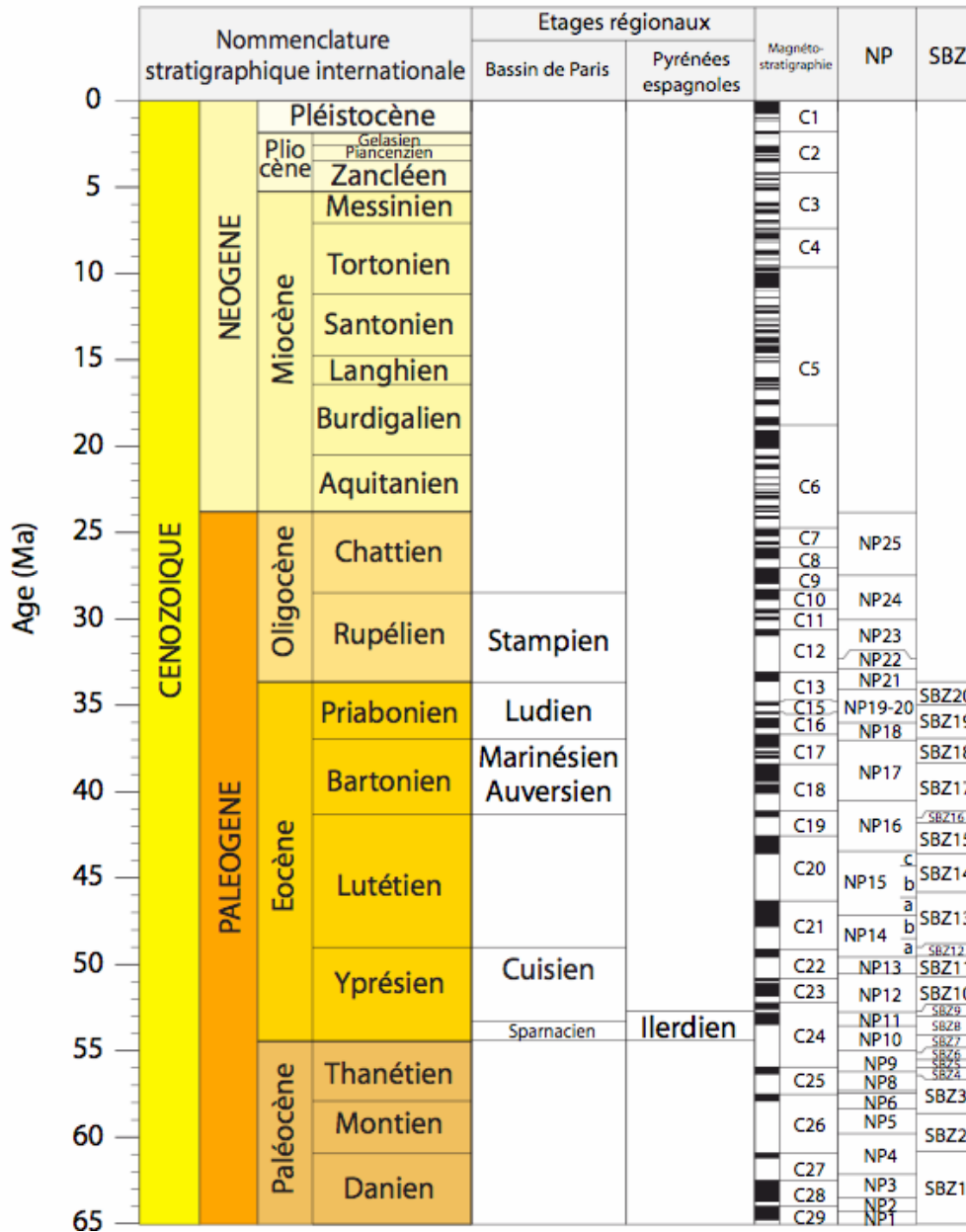


Figure 2-1 : Echelle stratigraphique internationale pour le Cénozoïque (Berggren et al., 1995). Shallow Benthic Zones (SBZ) d'après Serra-Kiel et al., 1998.

2.2. Contexte climatique global

2.2.1. Evolution climatique au Cénozoïque

Depuis les travaux précurseurs de Shackleton et Kennett (1975), le Cénozoïque et plus particulièrement le Paléogène est une période dont l'évolution paléoclimatique a été

particulièrement étudiée. Les données provenant de l'analyse géochimique ($\delta^{18}\text{O}$) de foraminifères benthiques ont permis de mettre en évidence que le Tertiaire a connu un refroidissement quasi continu et ce, dans tous les environnements, interrompu par des réchauffements ponctuels (Tivollier et Létolle, 1968 ; Shackleton et Kennett, 1975 ; Buchardt, 1978 ; Miller et al., 1987 ; Zachos et al., 1993, 1994, 2001, 2008 ; Lear et al. 2000 ; Sexton et al., 2006 ; Figure 2-2).

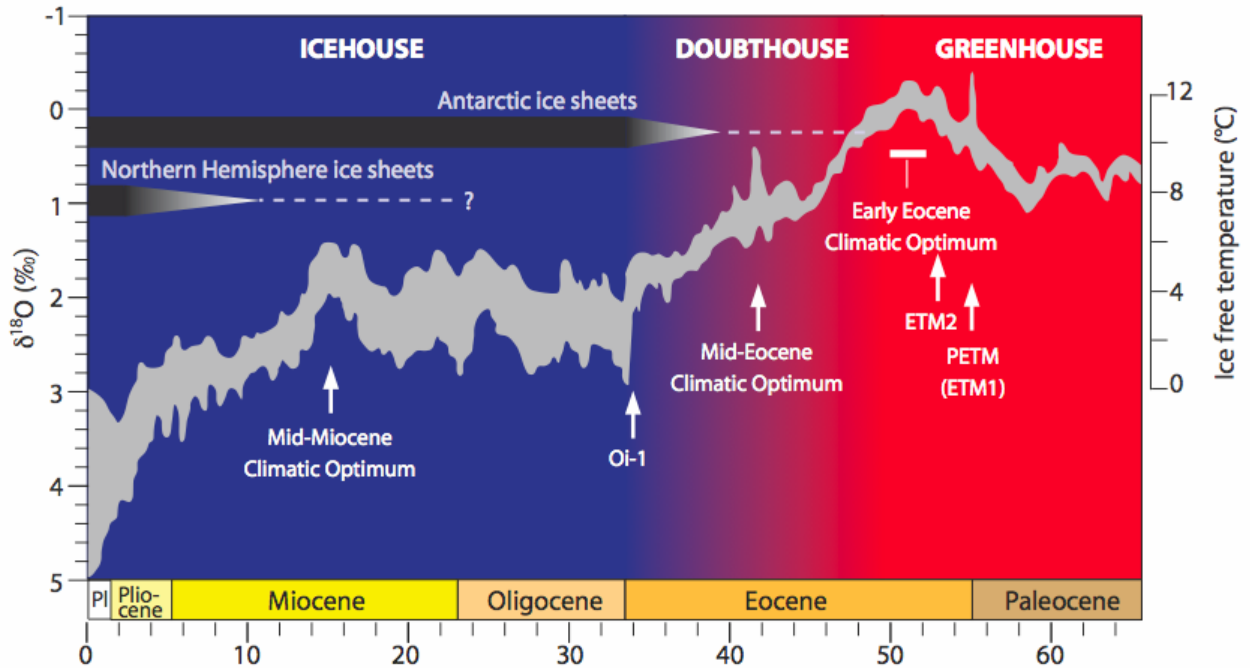


Figure 2-2 : Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques au Cénozoïque et illustration de la transition Greenhouse – Icehouse (modifié d'après Zachos et al., 2008)

Après le Paléocène intervient l'optimum climatique de l'Eocène inférieur (Early Eocene Climatic optimum, EECO) entre 54 et 50 Ma (Zachos et al., 2008), qui constitue la période la plus chaude du Paléogène avec des températures océaniques comprises entre 10 et 12°C (Figure 2-2). A cette période, les glaces sont supposées être absentes ou très réduites sur Terre et on parle donc de période Greenhouse (Zachos et al., 2001). Les températures étaient non seulement élevées, mais les bandes climatiques et notamment la zone tropicale s'étendaient à des latitudes plus hautes qu'actuellement. Ces caractéristiques climatiques du Paléocène et de l'Eocène inférieur n'ont pas été uniquement mises en évidence grâce à la géochimie isotopique. En effet, il a été observé une végétation de type tropical, de même que des assemblages de foraminifères planctoniques tropicaux existant jusqu'à 45°N. Des fossiles d'alligators ont également été identifiés sur l'île d'Ellesmere à l'ouest du Groenland (Estes et Hutchison, 1980 ; 78°N). Enfin, les assemblages minéralogiques vont également dans le sens

d'un climat chaud et humide au début du Cénozoïque avec de la kaolinite retrouvée dans les sédiments autour de l'Antarctique et des latérites jusqu'à 45°N (Robert et Chamley, 1991).

Le refroidissement qui a suivi cet optimum climatique a été accompagné par une diminution de 7°C des températures des eaux de fond et a abouti à la glaciation de la limite Eocène – Oligocène (~34 Ma), marquant le début de la période Icehouse que nous connaissons encore actuellement (Zachos et al., 2001).

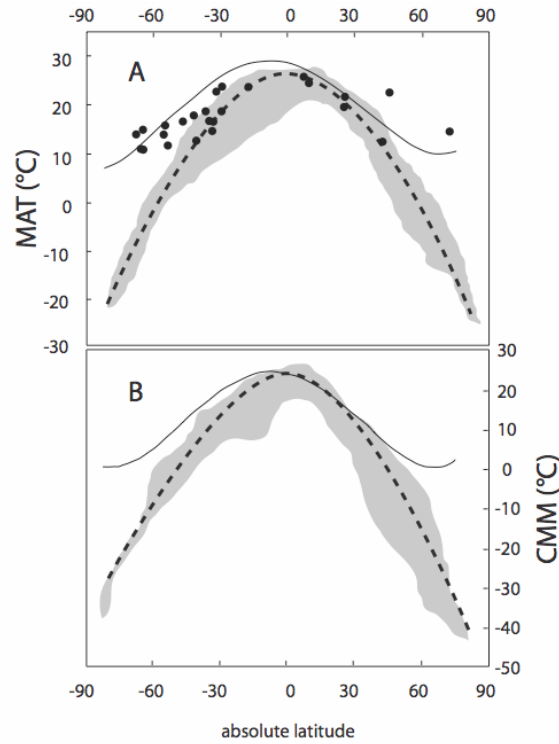
Entre ces deux extrêmes climatiques, la manière dont se produit le refroidissement demeure encore peu comprise et mal documentée, même si des études récentes ont apporté des contraintes importantes sur l'évolution climatique de l'Eocène moyen et supérieur (Lear et al., 2000 ; Bohaty et Zachos, 2003 ; Tripathi et al., 2005 ; Burgess et al., 2008 ; Bohaty et al., 2009). C'est pourquoi on parle de période « Doubthouse » pour cet intervalle (Miller et al., 1991b).

2.2.2. Particularités climatiques du Paléogène

a. Températures moyennes

Une des principales particularités du climat au Paléogène, durant la période précédant la limite Eocène – Oligocène concerne les températures moyennes annuelles (Mean Annual Temperature, MAT). Celles-ci étaient nettement plus élevées qu'actuellement et ce, dans tous les environnements. En domaine océanique, l'analyse géochimique des foraminifères planctoniques montre que les températures océaniques moyennes de surface (Sea Surface Temperatures, SST) durant l'Eocène inférieur étaient d'environ 15°C (Zachos et al., 1994), diminuant d'environ 10°C au début de l'Oligocène. De même, les températures des eaux de fond des océans étaient beaucoup plus élevées qu'actuellement avec des valeurs comprises entre 10 et 15°C, la valeur actuelle étant comprise entre 0 et 2°C (Zachos et al., 2001, 2008 ; Figure 2-2).

La même tendance est observée pour le domaine littoral (Tivollier et Létolle, 1968 ; Buchardt, 1978 ; Kobashi et al., 2001 ; Huyghe, 2006 ; Huyghe et al., 2006 ; Lartaud, 2007), et pour le domaine continental (Greenwood et Wing, 1995 ; Mosbrugger et al., 2005) avec des températures moyennes supérieures à l'actuel, de l'ordre de 25°C au Lutétien.



A : Gradient latitudinal des températures moyennes annuelles

B : Gradient latitudinal des températures des mois froids

■ températures continentales actuelles moyennes — régression (T continentales actuelles)
 ● SST à l'Eocène inférieur et moyen - - - régression (T continentales à l'Eocène)

Figure 2-3 : Gradient latitudinal de température à l'Eocène inférieur et moyen comparé au gradient thermique actuel (Greenwood et Wing, 1995).

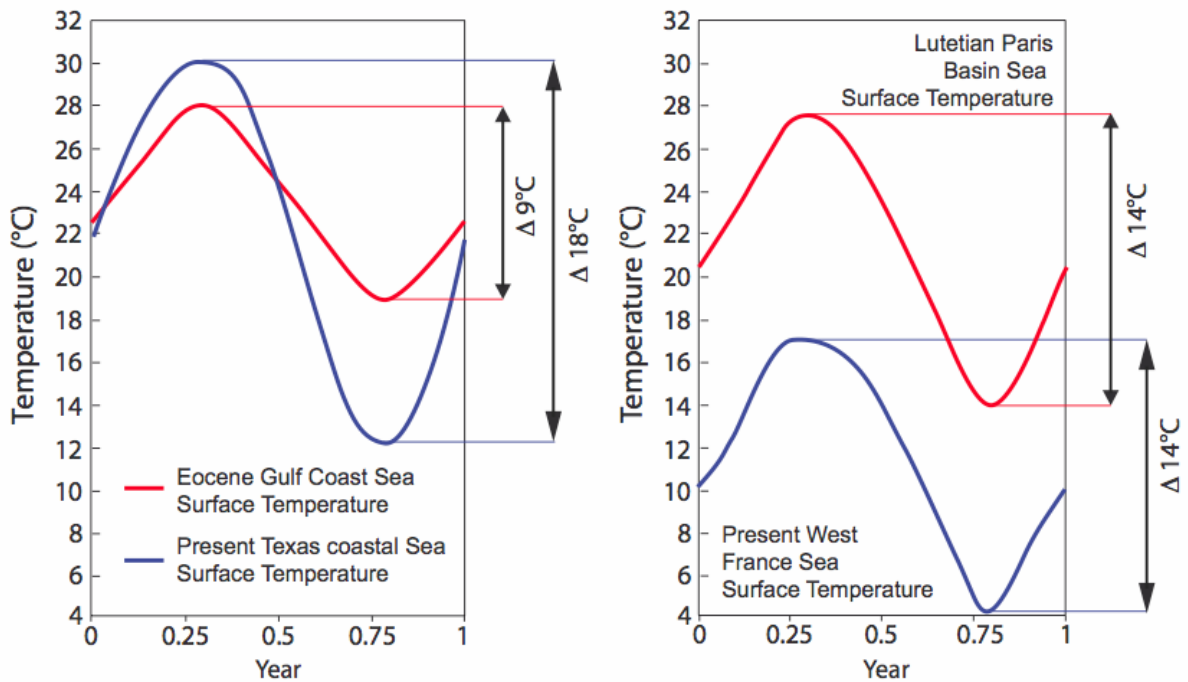


Figure 2-4 : Reconstitution des variations saisonnières de température au Lutétien dans le Golfe du Mexique (Andreasson et Schmitz, 2000) et dans le bassin de Paris, (Andreasson et Schmitz, 1996) comparées à l'actuel.

b. Gradient latitudinal de températures

Une des caractéristiques majeures du climat au début du Cénozoïque est la distribution latitudinale des températures. En effet, il semble que le gradient latitudinal des températures ait été très peu marqué par rapport à ce que l'on connaît aujourd'hui, aussi bien en domaine océanique, littoral que continental (Zachos et al., 1994 ; Greenwood et Wing, 1995 ; Andreasson et Schmitz, 2000). Cela signifie que les températures aux hautes latitudes étaient beaucoup plus élevées qu'actuellement, avec en revanche des températures à l'équateur peu différentes de l'actuel (Figure 2-3).

c. Données de saisonnalité

La saisonnalité est une composante très importante du climat, puisqu'elle exprime l'écart de température entre l'été et l'hiver. L'analyse à haute résolution de coquilles de mollusques (Turritelles) datées du Lutétien montre que dans le bassin de Paris, le gradient saisonnier était équivalent à l'actuel ($\Delta=14^{\circ}\text{C}$), mais avec des températures moyennes plus chaudes de 10°C (Figure 2-4, Andreasson et Schmitz, 1996). En revanche, dans le Golfe du Mexique, le gradient était plus réduit ($\Delta= 8\text{-}9^{\circ}\text{C}$), avec des températures d'été équivalentes à l'actuel au même endroit et des températures d'hiver plus chaudes de 7 à 8°C (Andreasson et Schmitz, 1996). Cette différence de saisonnalité est expliquée par l'influence de courants froids actuels provenant de l'Arctique.

2.2.3. « Aberrations » climatiques au Paléogène

L'évolution climatique au Paléogène est ponctuée par plusieurs brèves anomalies climatiques ($\sim 10^3$ à 10^5 années) qui constituent des ruptures majeures dans l'évolution climatique long terme, constituant ainsi des « aberrations climatiques » par rapport à l'évolution du climat sur le long-terme (Zachos et al., 2001).

a. le PETM (Paléocène – Eocène Thermal Maximum)

La première anomalie climatique qu'aït connu le Paléogène s'est produite à la limite Paléocène – Eocène (~ 55 Ma, Zachos et al., 2008, Figure 2-5). Celle-ci intervient pendant la phase de réchauffement initiée depuis le Crétacé supérieur, juste avant le paroxysme de l'EEO (Figure 2-2) et est caractérisée par une diminution globale et ponctuelle (~ 200000 ans) du $\delta^{18}\text{O}$ (-1,5‰) et du $\delta^{13}\text{C}$ (-2,5‰). La brusque chute du $\delta^{13}\text{C}$ a été interprétée comme étant le résultat de la déstabilisation d'hydrates de méthane (clathrates, Dickens et al., 1995), induisant un relargage de gaz à effet de serre (CH_4 et CO_2) estimé entre 2000 GtC (Dickens et al., 1997) et 4500 GtC (Zachos et al., 2005). La diminution contemporaine du $\delta^{18}\text{O}$ correspondrait quant à elle à une augmentation des températures, de l'ordre de 5°C pour les eaux tropicales et 8°C aux hautes latitudes en ce qui concerne les températures de surface (Thomas et al., 2002 ; Zachos et al., 2003) et de l'ordre de 3°C pour les eaux de fond (Kennett et Stott, 1991 ; Le Callonnec, 1998 ; Norris et Röhl, 1999 ; Dickens, 2000 ; Zachos et al., 2001).

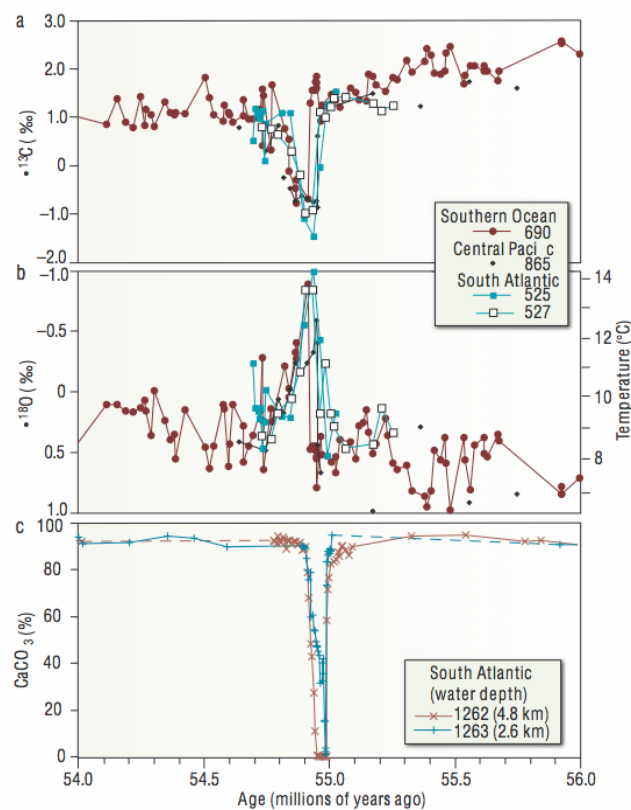


Figure 2-5 : Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques et du taux de CaCO_3 à la limite Paléocène – Eocène (Zachos et al., 2008).

La cause de l'événement clathrate reste quant à elle sujette à controverse et de nombreux mécanismes ont été proposés, comme l'impact d'un objet extra terrestre (Kent et al., 2003), l'influence d'un volcanisme éruptif (Bralower et al., 1997 ; Schmitz et al., 2004), une réorganisation courantologique (Katz et al., 2001) ou encore le franchissement de l'effet de seuil de leurs conditions de stabilité en raison d'une augmentation progressive des températures (Thomas et Shackleton, 1996 ; Sluijs et al., 2007).

Ce maximum thermique de la limite Paléocène – Eocène (Paleocene-Eocene Thermal Maximum, PETM) est un marqueur stratigraphique fort, notamment du fait de sa signature caractéristique en ce qui concerne le rapport isotopique du carbone, mais aussi parce que la modification paléoenvironnementale contemporaine serait à l'origine d'une importante extinction des foraminifères benthiques (Benthic Extinction Event, BEE, Kennett et Stott, 1991). Une autre conséquence de la libération d'hydrates de méthane et donc de gaz à effet de serre, serait d'avoir induit une acidification des océans et donc une modification de l'équilibre des carbonates, qui aurait conduit elle-même à une forte diminution du taux de CaCO_3 des carbonates pélagiques pendant toute la durée de l'événement (Figure 2-5, Zachos et al., 2008).

Un second optimum climatique a récemment été identifié environ 2 Ma après le PETM, ayant les mêmes caractéristiques que ce dernier, mais avec une intensité moindre (Lourens et al., 2005).

b. L'optimum climatique de l'Eocène moyen

Le second événement climatique marquant du Paléogène s'est produit vers 40 Ma, à proximité de la limite entre le Lutétien et le Bartonien, et correspond à l'optimum climatique de l'Eocène moyen (Middle Eocene Climatic Optimum, MECO, Bohaty et Zachos, 2003). Cet événement, mis en évidence récemment, a tout d'abord été uniquement identifié dans l'hémisphère Sud, à partir de forages océaniques localisés autour de l'Antarctique (Bohaty et Zachos, 2003), puis dans l'océan Atlantique central (Sexton et al., 2006), en Europe (Jovane et al., 2007) et enfin dans d'autres sites océaniques de l'Atlantique central et du Pacifique (Villa et al., 2008 ; Bohaty et al., 2009). En ce qui concerne le milieu littoral, Ivany et al. (2008) ont mis en évidence l'enregistrement du MECO sur les côtes antarctiques.

Le MECO est caractérisé par une brève (500000 ans) diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates, correspondant à un réchauffement de 4 à 6°C pour les eaux de fond (Figure 2-6). Il est accompagné d'une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ ce qui va à l'encontre d'un réchauffement

causé par la déstabilisation d'hydrates de méthane, ces derniers ayant un $\delta^{13}\text{C}$ très négatif (Kvenvolden, 1996). La cause de ce réchauffement demeure donc encore énigmatique, même si la diminution du taux de carbonate dans les sédiments pélagiques et la remontée du niveau de compensation des carbonates supportent l'idée d'une augmentation de la concentration en gaz à effet de serre atmosphérique (Bohaty et al., 2009). Une perturbation du cycle global du carbone est en tout cas envisagée.

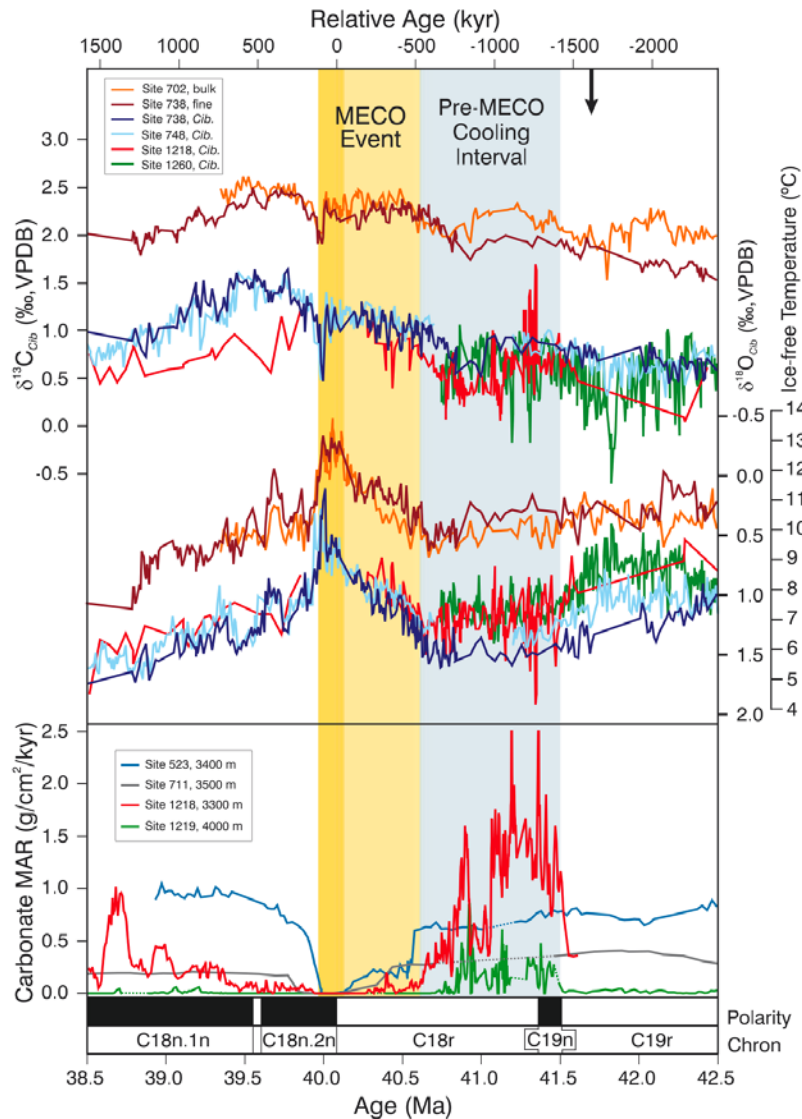


Figure 2-6 : Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques et planctoniques et du taux de carbonates dans les sédiments pélagiques durant l'optimum climatique de l'Eocène moyen (~41 Ma, Bohaty et al., 2009).

Une autre incertitude concernant le MECO est l'âge attribué à ce réchauffement. Celui-ci ayant tout d'abord été identifié dans des sites où les données biostratigraphiques se sont révélées être incertaines (Villa et al., 2008), son positionnement stratigraphique varie

entre les zones NP15 et NP17 selon les auteurs (Bohaty et Zachos, 2003 ; Sexton et al., 2006 ; Jovane et al., 2007 ; Ivany et al., 2008 ; Villa et al., 2008 ; Bohaty et al., 2009 ; Figure 2-7). Il semble cependant que les travaux les plus récents s'accordent sur le fait que le MECO ait dû se produire durant la première partie de la zone NP17, c'est-à-dire vers 40 Ma.

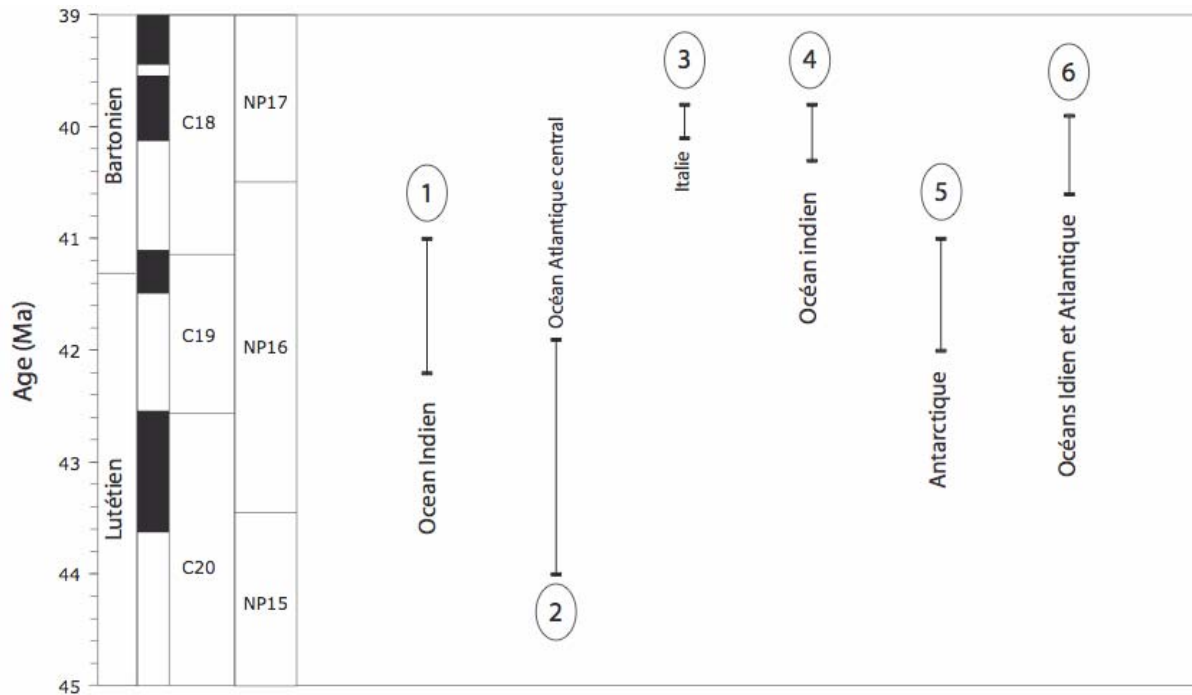


Figure 2-7 : Comparaison des âges attribués à l'Optimum climatique de l'Eocène moyen, d'après (1) Bohaty et Zachos, 2003, (2) Sexton et al., 2006, (3) Jovane et al., 2007, (4) Villa et al., 2008, (5) Ivany et al., 2008 et (6) Bohaty et al., 2009.

c. La limite Eocène – Oligocène

La plus grande rupture climatique du Cénozoïque s'est produite à la limite Eocène – Oligocène, c'est-à-dire il y a environ 34 Ma. Cette limite est caractérisée par une augmentation d'environ 1,4‰ du $\delta^{18}\text{O}$ et 0,8‰ du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques en 350000 ans (Figure 2-8). L'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ s'est faite en deux étapes, avec une première hausse de 0,6‰ en 300.000 ans, suivie par une seconde de 0,8‰ en 50000 ans. La rapidité et l'intensité de cet accident isotopique est accompagné par l'apparition de blocs erratiques dans les sédiments océaniques bordant l'Antarctique, signifiant l'existence de glaces contemporaines en quantité significative sur ce continent (Zachos et al., 1993).

Des estimations ont permis de quantifier la part relative de l'influence de l'effet glaciaire (i.e. la quantité d'eau stockée sous forme de glace) et celle de la diminution des

températures sur le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates (Zachos et al., 1996). Il a ainsi été reconstitué que sur l'augmentation totale de 1,4‰, 0,5‰ peuvent être attribués à l'effet glaciaire et le reste à la diminution de température, ce qui équivaut à un refroidissement des eaux de fond de 3 à 4°C (Zachos et al., 1996). De plus, il a été estimé que le volume de glace existant au maximum de la glaciation était à peu près équivalent au volume de glace actuel en Antarctique (Lear et al., 2000 ; Coxall et al., 2005).

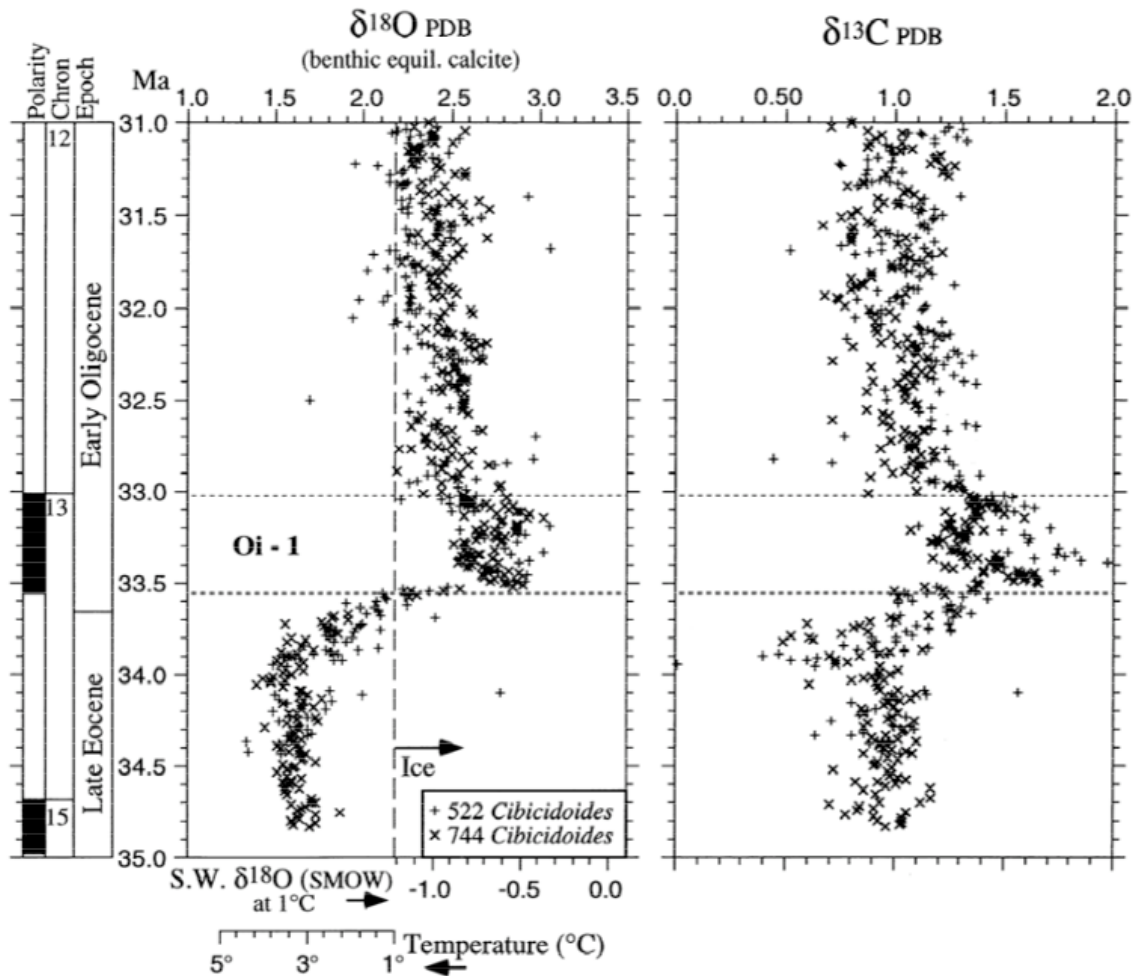


Figure 2-8 : Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques profonds autour de la limite Eocène – Oligocène (Zachos et al., 1996).

Des analyses des variations saisonnières de températures mesurées sur des otolithes de poissons et sur des mollusques ont montré qu'en plus d'une diminution des températures moyennes annuelles, il s'est produit une augmentation de la variation saisonnière des températures, avec une forte diminution des températures d'hiver (Ivany et al., 2000 ; Terry, 2001 ; Eldrett et al., 2009).

Enfin, cette glaciation a eu un impact global sur la profondeur de compensation des carbonates (Carbonate Compensation Depth, CCD), induite par la combinaison de plusieurs facteurs. Tout d'abord, une glaciation entraîne une diminution du niveau marin, qui se répercute d'autant sur la profondeur de la CCD. Mais aussi, une baisse du niveau marin diminue l'aire disponible pour la production de carbonates en domaine de plate-forme. De plus, les carbonates de plate-forme précédemment déposés sont exposés aux processus d'érosion suite à la chute eustatique. Ces deux derniers facteurs induisent un transfert de la production carbonatée et des carbonates érodés vers le domaine océanique profond. En augmentant ainsi la concentration en CaCO_3 dans les océans, la CCD s'approfondit d'autant plus.

D'un point de vue paléontologique, la limite Eocène – Oligocène est marquée par un grand nombre de disparitions d'espèces (Prothero, 1994), aussi bien en domaine marin qu'en domaine continental (Cavelier, 1986). Cette « Grande Coupure » a été mise en évidence pour la première fois par Stehlin (1909) chez les mammifères des bassins européens et plus récemment par Brunet (1979) et Cavelier (1979). Celle-ci est également bien marquée chez les mollusques (Ivany et al., 2003 ; Merle, 2008) et chez les micro-organismes marins (Cavelier et al., 1981). La flore n'a pas non plus été épargnée par cette rupture climatique (Reid et Chandler, 1933 ; Châteauneuf, 1980). Au contraire, certains organismes tels que les charophytes n'ont pas été affectés par la crise, mais ont au contraire suivi une évolution graduelle (Riveline, 1986).

2.2.4. Age des premières calottes polaires au Cénozoïque

Si l'âge de la première glaciation permanente du Cénozoïque est, à l'heure actuelle, admise comme s'étant produite à la limite Eocène – Oligocène (~34 Ma, Zachos et al., 1994), l'existence et donc le calendrier de glaciations éphémères de moindre volume, antérieures à ce changement brutal demeurent très controversés (e.g. Browning et al., 1996 ; Lear et al., 2000 ; Coxall et al., 2005 ; Pekar et al., 2005 ; Tripathi et al., 2005 ; Eldrett et al., 2007 ; Burgess et al., 2008 ; Tripathi et al., 2008 ; Payros et al., 2009). La présence de glaces polaires a même été proposée dès la fin du Crétacé (Clauser, 1994).

La géochimie isotopique ne permet pas à elle seule de mettre en évidence une glaciation, car un refroidissement et un stockage d'eau sous forme de glace ont le même effet sur le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates. Il convient donc de coupler cette méthode avec d'autres approches, soit géochimiques (mesure du rapport Mg/Ca, mesure du TEX_{86}), soit par l'étude

des variations à haute résolution du niveau marin, ou encore par des études sédimentologiques fines des sédiments océaniques se situant autour des zones d'accumulation potentielle de glace, c'est-à-dire l'Antarctique et dans une moindre mesure, l'Arctique.

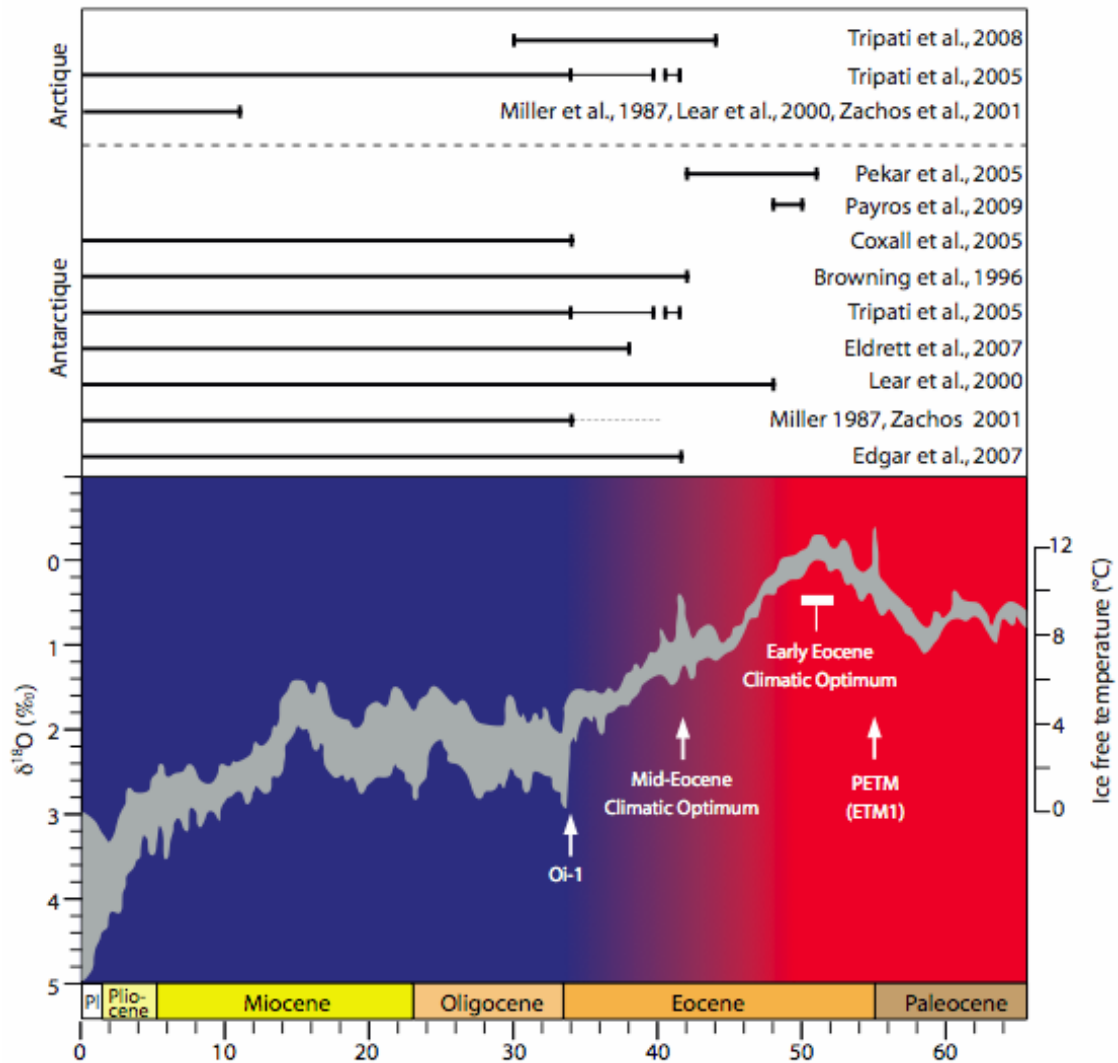


Figure 2-9 : Ages proposés pour l'apparition des premières glaces au Cénozoïque, corrélés à l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques et des températures (Zachos et al., 2008).

La Figure 2-9 présente une synthèse bibliographique de travaux récents des âges proposés pour l'apparition des premières glaces du Cénozoïque, dans l'hémisphère Nord et dans l'hémisphère Sud. Selon la méthode utilisée, isotopes stables de l'oxygène (Miller et al., 1987 ; Zachos et al., 2001), variation de la profondeur de la CCD (Tripathi et al., 2005 ; Edgar et al., 2007), variations du rapport Mg/Ca (Lear et al., 2000) ou encore analyse des cyclicités eustatiques via des études sédimentologiques (Pekar et al., 2005 ; Payros et al., 2009), les âges proposés varient entre 38 et 52 Ma. Des études ont pourtant montré, en couplant

plusieurs outils, qu'il ne pouvait pas y avoir de glace sur Terre durant l'Eocène moyen, vers 41,7 Ma (Burgess et al., 2008). Il semble que seul l'outil sédimentologique via l'analyse des variations du niveau marin et l'identification de blocs erratiques dans les sédiments des hautes latitudes soit à même de mettre en évidence les glaciations les plus anciennes (Eocène inférieur), aussi bien pour l'hémisphère sud (Pekar et al., 2005 ; Payros et al., 2009) que pour l'hémisphère nord (Tripathi et al., 2008).

2.2.5. Origines des changements climatiques

Nous avons vu que l'évolution des caractéristiques climatiques du Paléogène étaient différentes de l'actuel. Nous allons discuter, dans la suite, des causes possibles de cette situation. Deux théories s'affrontent pour expliquer de telles températures au Paléogène, une structuration courantologique particulière et de fortes concentrations en gaz à effet de serre. Ces deux facteurs sont, en tout cas, à relier à l'histoire géodynamique au Paléogène que nous allons brièvement exposer ici.

a. Contexte géodynamique au Paléogène

Contrairement au Mésozoïque, qui correspondait à une période d'extension généralisée, en relation avec l'ouverture de la Téthys et de l'Océan Atlantique et la présence de zones de subduction très actives, le Cénozoïque est surtout caractérisé par des collisions continentales, marquant la fin d'un cycle de Wilson.

La Figure 2-10 présente une reconstitution paléogéographique au Lutétien qui illustre bien l'initiation des événements géodynamiques s'étant produits au cours du Tertiaire. L'un des traits majeurs de cette période est l'initiation du mouvement vers le Nord de l'Afrique et de microplaques comme la plaque ibérique, en réponse à l'ouverture de l'océan Atlantique.

Ce mouvement a notamment induit la fermeture de l'océan Téthys et l'orogénèse alpine au sens large, depuis les Pyrénées à l'Ouest, jusqu'au massif himalayen et au plateau tibétain à l'Est, en réponse aux collisions entre l'Afrique, l'Arabie, l'Inde et l'Eurasie (Figure 2-11).

L'épisode orogénique le plus spectaculaire de ces 100 derniers Ma est relatif à la collision entre la plaque indienne et la plaque eurasiatique et a conduit au soulèvement du plateau du Tibet et de la chaîne himalayenne. Il s'agit d'un exemple caractéristique de

collision continentale, qui s'est initié au début du Paléogène, autour de 50 Ma (Zhu et al., 2005).

Les Alpes et les Pyrénées se sont également soulevées au cours du Cénozoïque, avec une collision active respectivement entre l'Eocène (~40 Ma) et le Miocène et entre le Crétacé supérieur (Santonien, 85 Ma) et le Miocène (Langhien, 15Ma) (Muñoz et al., 1992).

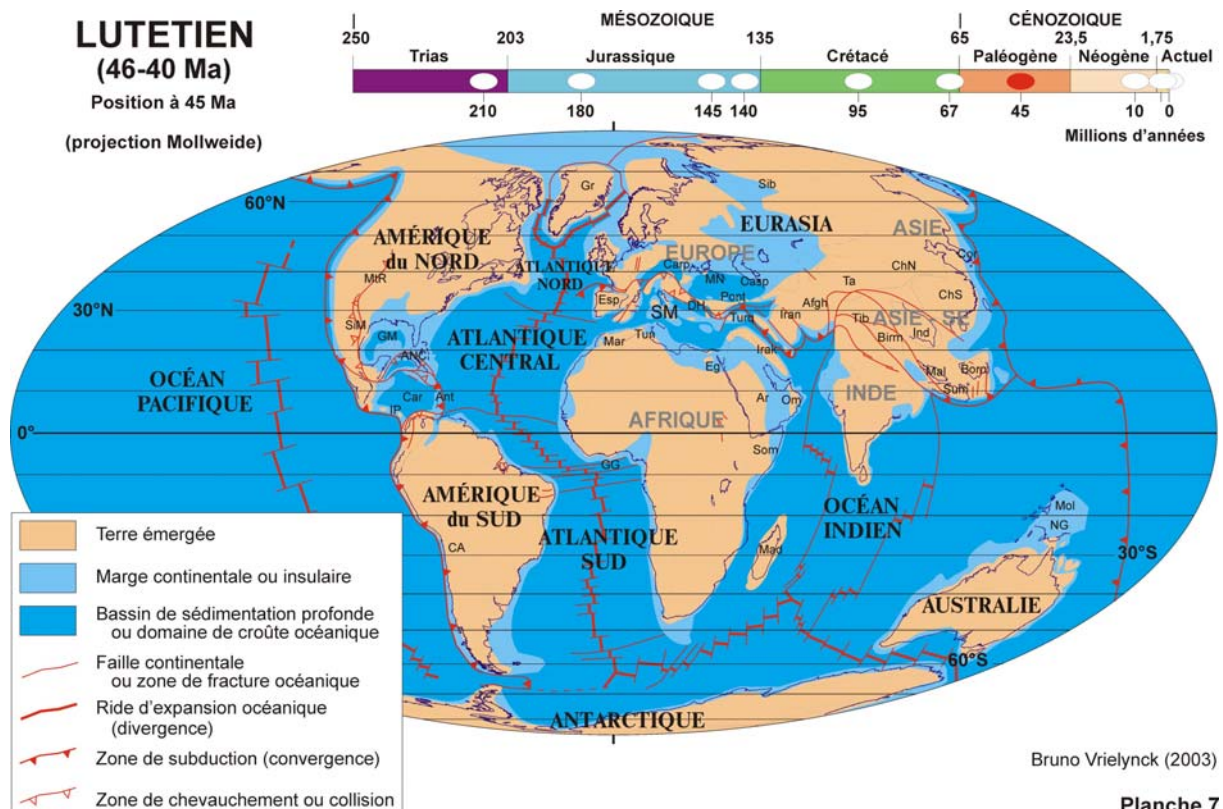


Figure 2-10 : Reconstitution paléogéographique globale au Lutétien (Vrielynck et Bouysse, 2003).

b. Influence des modifications paléogéographiques

Les évolutions géodynamique et paléogéographique globales que nous venons de présenter semblent avoir eu un rôle important sur le climat au Paléogène et notamment sur la transition Greenhouse – Icehouse. En effet, du fait (1) de l'existence d'un océan équatorial, qui se prolongeait entre les deux Amériques, entre l'Europe et l'Afrique et entre l'Inde et l'Asie (Figure 2-11), (2) de l'absence de passages océaniques francs entre l'Antarctique et l'Amérique du Sud d'une part et l'Antarctique et l'Australie d'autre part et (3) comme l'océan Atlantique Nord n'était pas encore totalement ouvert, la configuration courantologique était très différente de l'actuel. Les masses océaniques présentaient surtout un déplacement de type

Est – Ouest et la circulation thermohaline Nord – Sud que nous connaissons actuellement n’existait pas encore (Lawver et Gahagan, 2003).

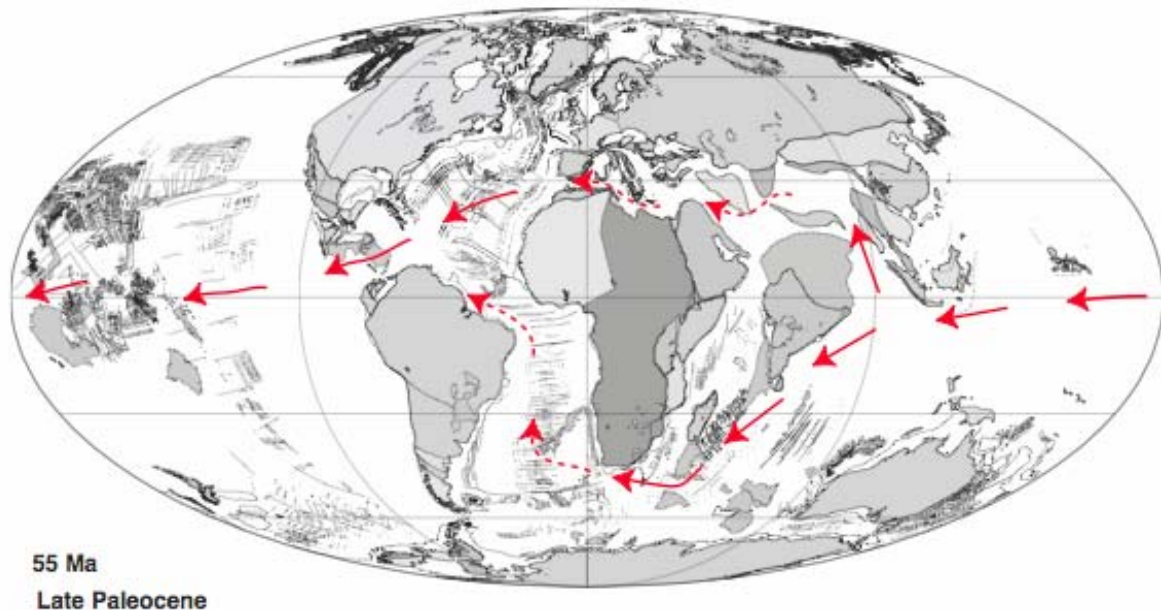


Figure 2-11 : Paléogéographie et paléocourantologie globale au Paléocène supérieur (modifié d’après Lawver et Gahagan, 2003).

Au cours du Paléogène, cet océan équatorial, qui correspondait à la Téthys au sud de l’Eurasie, s’est progressivement fermé, suite à la remontée de l’Afrique et de l’Inde vers le Nord. Dans le même temps, la mer de Tasmanie (vers 34 Ma, Figure 2-13 et 2-14) entre l’Antarctique et l’Australie d’une part, puis la mer de Scotia (de la fin de l’Eocène au Miocène, Figure 2-13 et 2-14) entre l’Antarctique et l’Amérique du Sud d’autre part se sont progressivement ouvertes. Il semble donc que la période de l’ouverture de la mer de Tasmanie coïncide avec la brusque glaciation de la limite Eocène – Oligocène. Selon de nombreux auteurs (Kennett, 1977 ; Barker et Thomas 2004), l’ouverture de ces deux passages océaniques a induit l’isolement thermique de l’Antarctique suite à la mise en place du courant circumpolaire Antarctique (ACC). Ce courant, qui est le plus puissant sur Terre à l’heure actuelle, est également en partie responsable de la circulation thermohaline, qui redistribue les masses d’eau chaude des basses latitudes aux hautes latitudes et inversement. Cette modification courantologique aurait eu un impact sur l’efficacité du transport de chaleur par les océans conduisant ainsi à la glaciation (Bice et al., 2000).

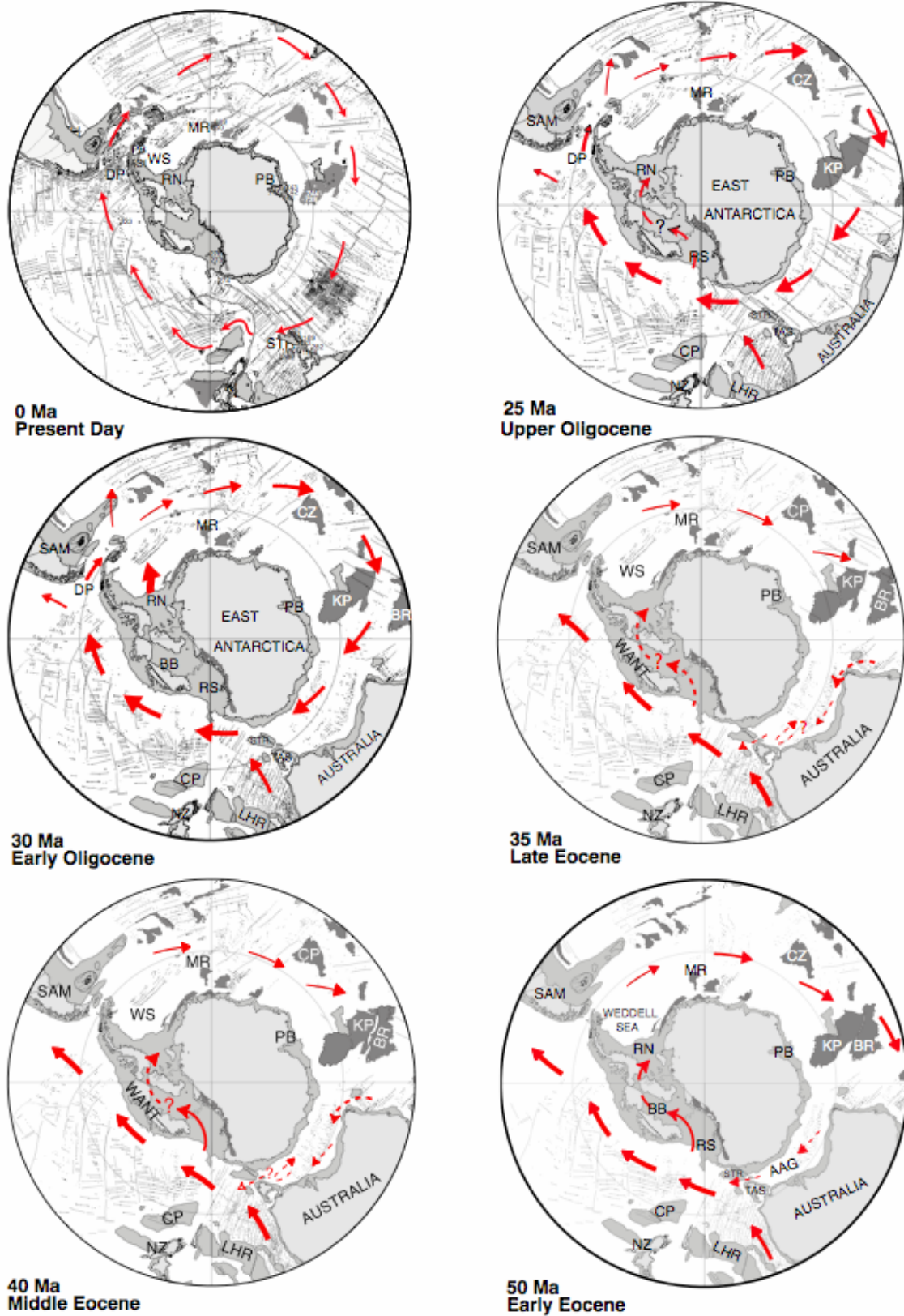


Figure 2-12 : Evolution paléogéographique et paléocourantologique autour de l'Antarctique au Cénozoïque (modifié d'après Lawver et Gahagan, 2003).

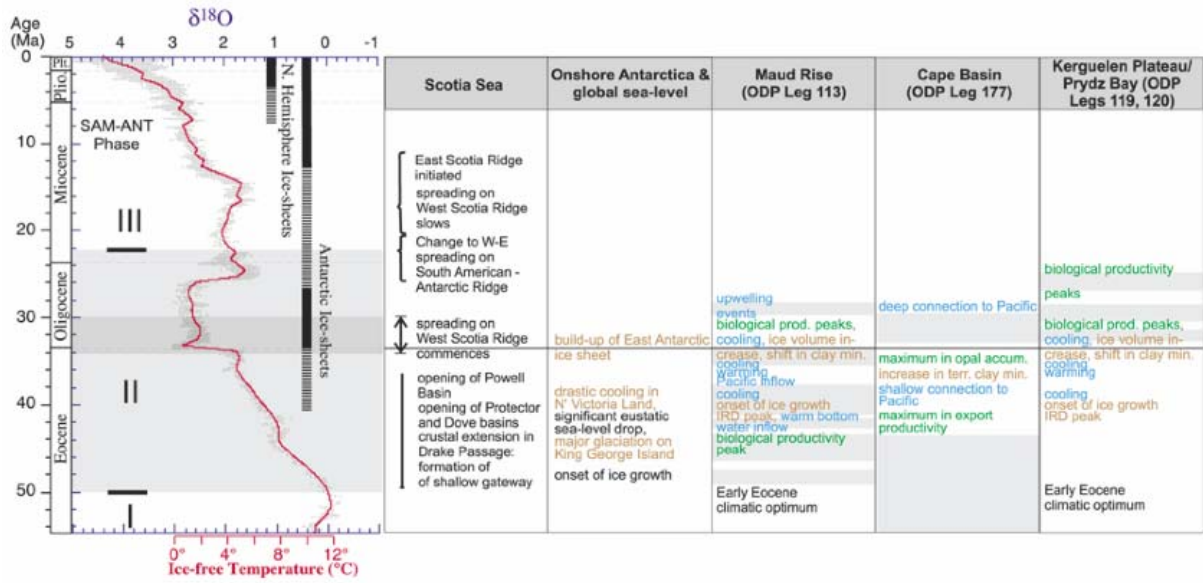


Figure 2-13 : Evolution du passage de Drake au Cénozoïque (Livermore et al., 2007) comparée à l'évolution climatique globale (Zachos et al., 2001).

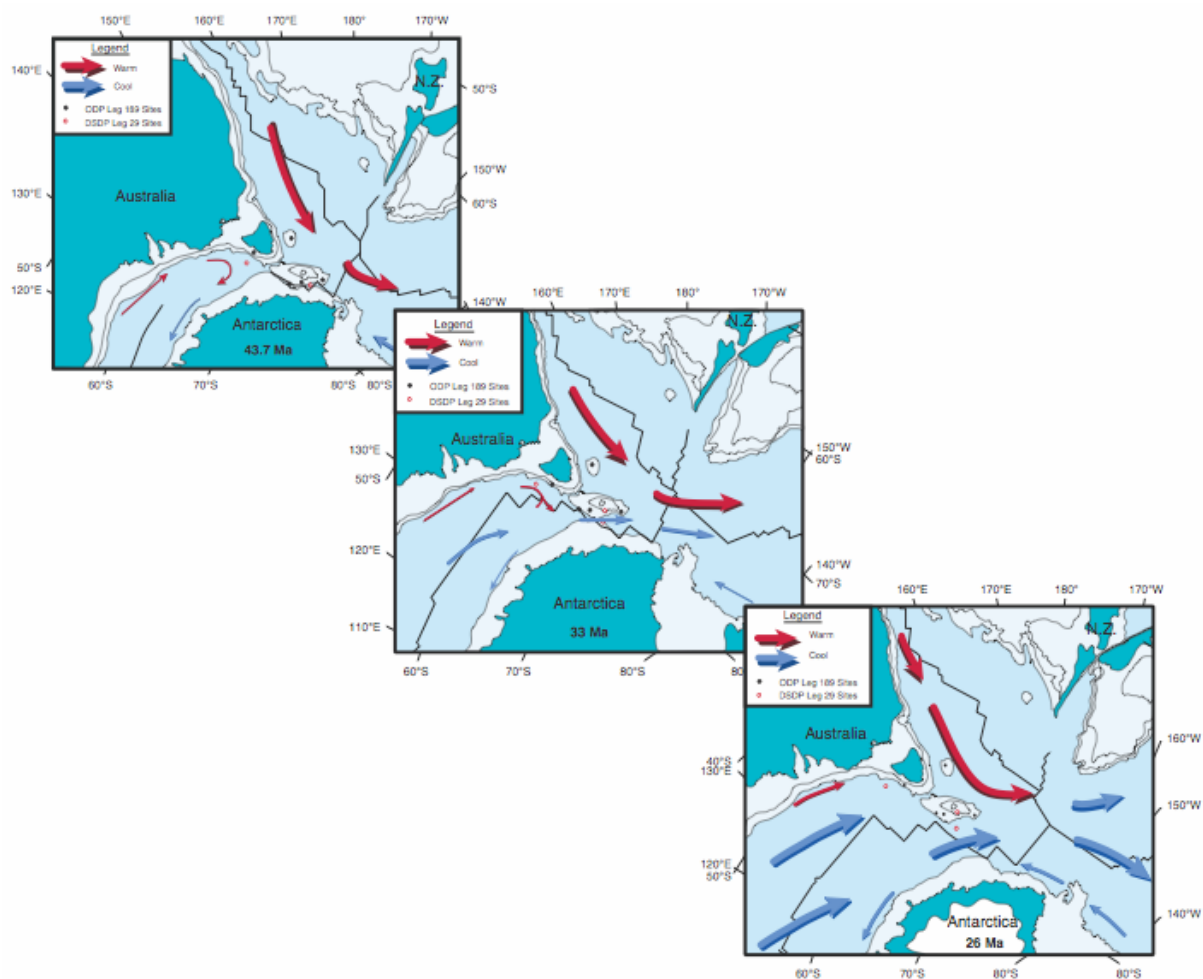


Figure 2-14 : Evolution paléogéographique de la mer de Tasmanie autour de la limite Eocène – Oligocène (Exon et al., 2001).

De plus, le travail d'Allen et Armstrong (2008) suggère que la subduction de la Téthys suivie de la collision de la plaque Arabe il y a 35 Ma aurait : (1) réduit le volcanisme pré-collisionnel responsable de l'injection de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, (2) augmenté le stockage de carbone organique dans les bassins péri-téthysiens (Mer Noire, Mer Caspienne), (3) augmenté l'érosion des silicates dans la zone de collision et (4) modifié la courantologie globale.

C'est donc très probablement à cause de l'absence de ce courant circumpolaire et à cause de l'existence d'un courant équatorial que le gradient latitudinal de température était très faible jusqu'à l'Eocène moyen et qu'il s'est accentué lorsque les glaces se sont formées en Antarctique. L'absence de glace sur Terre est également responsable des faibles variations saisonnières de température à l'Eocène moyen.

Au cours du Paléogène, nous sommes donc passés d'une configuration avec un courant équatorial maintenant un gradient thermique latitudinal très faible vers une circulation thermohaline – encore peu efficace – redistribuant les masses d'eau froide des hautes latitudes vers les basses latitudes.

c. Rôle des gaz à effet de serre

La $p\text{CO}_2$, qui est un facteur influençant très fortement les températures via l'effet de serre a également connu de fortes fluctuations au cours du Cénozoïque (Berner et al., 1983). Même si les méthodes de reconstitutions de la $p\text{CO}_2$ sont sujettes à de grandes incertitudes, que ce soit par l'apport de la modélisation (Berner et al., 1983 ; Berner, 1991 ; Berner, 1994 ; Berner et Kothavala, 2001), ou par l'apport de la géochimie (isotopes du bore, Pearson et Palmer, 2000 ; $\delta^{13}\text{C}$ sur alcénones, Pagani et al., 2005), il semble que la quantité de gaz à effet de serre atmosphériques ait été nettement plus importante au Paléogène qu'actuellement (Figure 2-15). Pearson et Palmer (2000) et Pagani et al. (2005) ont estimé que la valeur de la $p\text{CO}_2$ a probablement dû varier depuis des valeurs proches de 5000 ppm au début de l'Eocène à 150 ppm depuis le début du Néogène (Figure 2-15). Plusieurs causes peuvent être avancées pour expliquer cette diminution au cours du Paléogène.

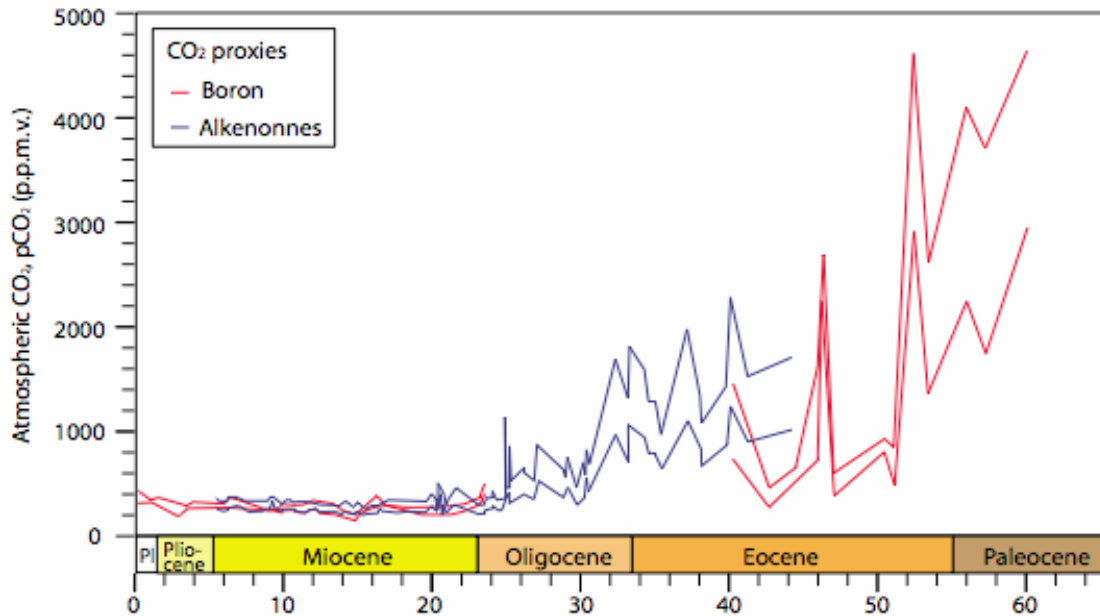
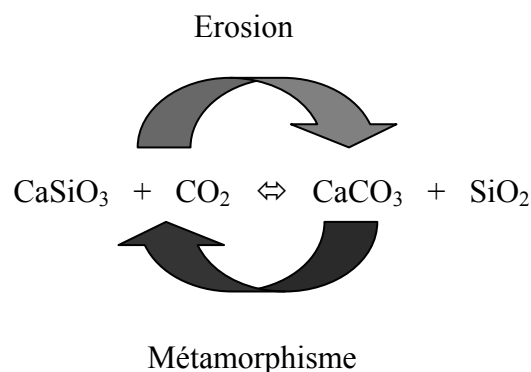


Figure 2-15 : Reconstitution de l'évolution de la $p\text{CO}_2$ au Cénozoïque (Bore : Pearson et Palmer, 2000 et Alcénones : Pagani et al., 2005).

Tout d'abord, la source du CO_2 , qui provient principalement du dégazage des volcans s'est considérablement réduite en réponse à la diminution des taux d'accrétion océaniques. Il s'est en effet produit le passage d'un régime globalement extensif au Mésozoïque avec l'ouverture successive de la Téthys, puis de l'océan Atlantique, vers un régime globalement compressif avec l'orogénèse alpine au sens large et le ralentissement de l'ouverture de l'Atlantique (Vrielynck et Bouysse, 2003). Le volcanisme a également cessé dans certaines régions comme l'Iran au cours de l'Eocène, en raison de la collision ayant donné naissance au Zagros (Allen et Armstrong, 2008). En revanche, le puits de CO_2 que représente l'altération de la croûte continentale a fortement augmenté en réponse au développement des nombreux orogènes du Tertiaire. La mise à l'affleurement de minéraux silicatés entraîne en effet une réaction d'altération naturelle avec le CO_2 atmosphérique selon la réaction simplifiée (Berner et al., 1983 ; Gislason et al., 2009) :



Dès lors, la diminution de la $p\text{CO}_2$ a eu pour conséquence de réduire l'effet de serre et ainsi d'entraîner une baisse des températures (Raymo et Rudimann, 1992). Ainsi, selon Huber et Nof (2006), c'est cette diminution de la $p\text{CO}_2$, via les variations de l'albédo et les rétroactions liées à l'érosion, qui serait la cause du refroidissement du Paléogène et de la glaciation de la limite Eocène – Oligocène, les modifications courantologiques globales ne jouant qu'un rôle mineur contrairement à la précédente théorie.

DeConto et Pollard (2003) ont également démontré grâce à la modélisation que la diminution de la $p\text{CO}_2$ a pu être le facteur prépondérant dans l'installation d'un climat glaciaire à la limite Eocène – Oligocène. Selon ces auteurs, la conjonction entre un effet de seuil franchit sur la quantité de gaz à effet de serre et une valeur minimale de l'insolation serait responsable de la brutalité de ce basculement climatique, les modifications paléogéographiques autour de l'Antarctique ayant apparemment joué un rôle secondaire.

Cependant, Volk et al. (1993) ont montré que les variations de la $p\text{CO}_2$ reflétaient d'avantage les variations des taux de dégazage volcanique au cours du Cénozoïque que l'érosion. Toujours est-il que l'évolution à haute fréquence de la $p\text{CO}_2$ reste mal documentée et que ses causes ne sont pas discutées.

La production et le stockage de la matière organique sont également des facteurs de contrôle important de l'évolution de la $p\text{CO}_2$.

2.3 Evolution de l'érosion au Paléogène : apports de la mesure du rapport isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Les variations du rapport isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) des carbonates au Cénozoïque reflètent les variations de flux de strontium issus de deux grandes sources, les basaltes des rides océaniques et l'érosion de la croûte continentale (Zachos et al., 1999). Le rejet par les sources hydrothermales au niveau des dorsales océaniques est caractérisé par un faible rapport isotopique ($\sim 0,703$) par rapport à l'évolution de la moyenne des océans au cours du temps. Une diminution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aura par conséquent tendance à exprimer une augmentation de l'activité des dorsales océaniques. En revanche, les flux provenant des continents, caractérisés par un rapport isotopique élevé, sont influencés par plusieurs facteurs, incluant la nature des roches de surface et les taux d'érosion, physique et chimique (Palmer et Edmond, 1992). Ces facteurs sont eux-mêmes contrôlés par deux processus que sont :

(1) la tectonique, qui influence l'évolution altitudinale des roches et/ou l'exposition de roches de différentes lithologies.

(2) les processus climatiques qui gouvernent majoritairement l'intensité de l'érosion chimique et dans une moindre mesure l'érosion physique (Stallard, 1995).

Ainsi, si l'on compare l'évolution à très long terme du rapport isotopique du strontium à celle des cycles de Wilson, on s'aperçoit que les périodes de rassemblement des continents, qui correspondent à des périodes de croissance orogénique, comme la fin du Paléozoïque avec la mise en place de la chaîne hercynienne ou le Cénozoïque avec l'orogénèse alpine, sont des intervalles où le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est élevé (McArthur et al., 2001). En revanche, durant des phases de dislocation des continents, comme au cours du Mésozoïque, ce rapport a tendance à être faible et reflétera plutôt l'activité hydrothermale des dorsales océaniques.

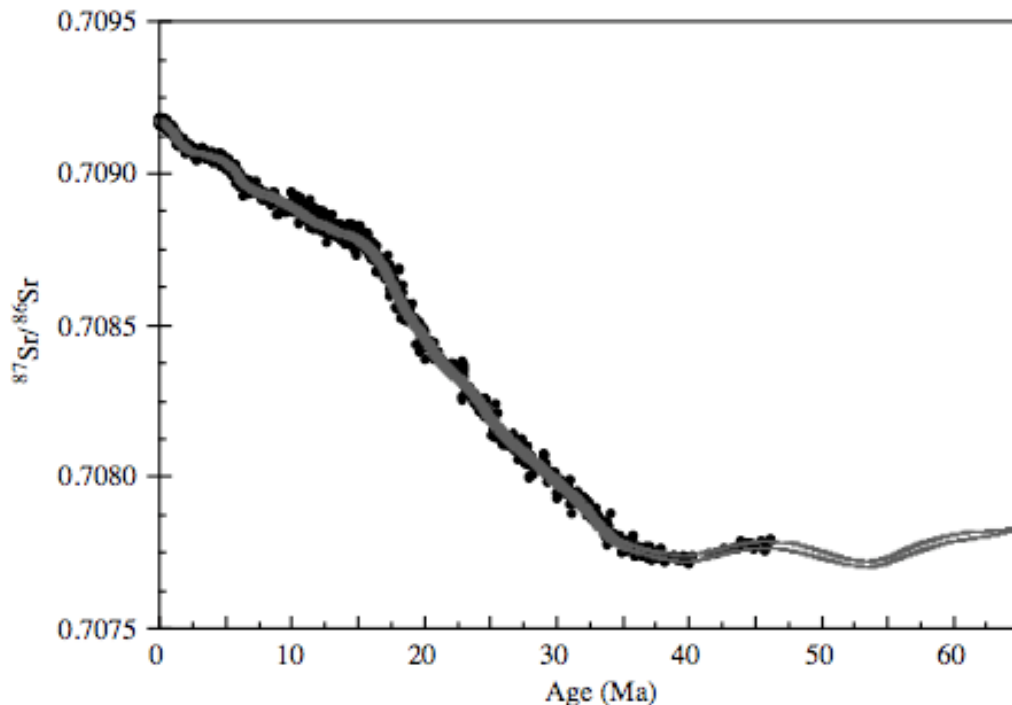


Figure 2-16 : Evolution du rapport isotopique du Strontium au cours du Cénozoïque (in Ravizza et Zachos, 2003, d'après Miller et al., 1991a ; Oslick et al., 1994 ; Hodell et Woodruff, 1994 ; Mead et Hodell, 1995 ; Farrell et al., 1995 ; Martin et al., 1999 ; McArthur et al., 2001 ; Reilly et al., 2002).

Une des principales caractéristiques de l'évolution du rapport isotopique du strontium est son importante augmentation au cours des derniers 40 Ma (Figure 2-16). La signification de cette tendance et son interprétation en terme de variations climatique, tectonique et de l'intensité de l'érosion a été grandement débattue (Ruddiman, 1997). L'hypothèse communément admise propose d'expliquer l'augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au

Cénozoïque par une intensification de l'érosion continentale en réponse à la collision entre l'Inde et l'Asie et le soulèvement du massif himalayen et du plateau tibétain (Raymo et al., 1988 ; Raymo, 1994). Cette théorie supporte l'idée que le refroidissement climatique du Cénozoïque serait une conséquence des orogènes tertiaires et de l'intensification de l'érosion continentale via la consommation de CO₂.

L'idée que le soulèvement de massifs montagneux soit la cause principale de l'augmentation du rapport isotopique du strontium dans les océans au Cénozoïque est appuyée par le fait que 25% des apports de strontium dans les océans proviennent des deux principales rivières drainant l'Himalaya (Edmond, 1992). Cependant, une alternative a été proposée (Zachos et al., 1999 ; Ravizza et Zachos, 2003) selon laquelle la plus forte augmentation du rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr au Cénozoïque est observée entre 34 et 15 Ma, c'est-à-dire à des périodes où la chaîne himalayenne et les autres orogènes actives avaient une altitude moins importante qu'actuellement et donc une contribution supposée moindre dans l'apport en strontium dans les océans que lors des 10 derniers millions d'années (Rea, 1992 ; Quade et al., 1997 ; Zachos et al., 1999).

Le synchronisme entre la brusque augmentation du rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr à partir de la limite Eocène – Oligocène et la glaciation contemporaine a soulevé la question de l'importance du climat sur l'érosion à cette période (Séranne, 1999 ; Zachos et al., 1999). Zachos et al. (1999) ont ainsi proposé l'hypothèse que l'apparition de glaces en Antarctique et notamment l'avancée et la retraite périodique de ces glaciers aient induit une intense érosion de roches continentales sur ce continent.

Ces exemples montrent que l'outil géochimique constitue un outil important pour la compréhension des interactions entre la tectonique, le climat et leur influence relative sur l'érosion et les flux sédimentaires.

2.4. Synthèse des événements du Paléogène

La Figure 2-17 propose une compilation de différents signaux et événements s'étant produits au Cénozoïque et notamment au Paléogène. Cette figure montre bien la correspondance entre la diminution des températures, la diminution de la *p*CO₂ et l'augmentation du rapport isotopique du Strontium. Les relations de cause à effet restent toutefois sujettes à débat.

Un point important peut être également souligné par le fait que, en l'état actuel de nos connaissances, la première augmentation franche du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ autour du 40 Ma (Figure 2-17) n'a jamais été discutée, ni expliquée, dans la littérature. Les causes des variations à haute fréquence de la $p\text{CO}_2$ demeurent également non expliquées.

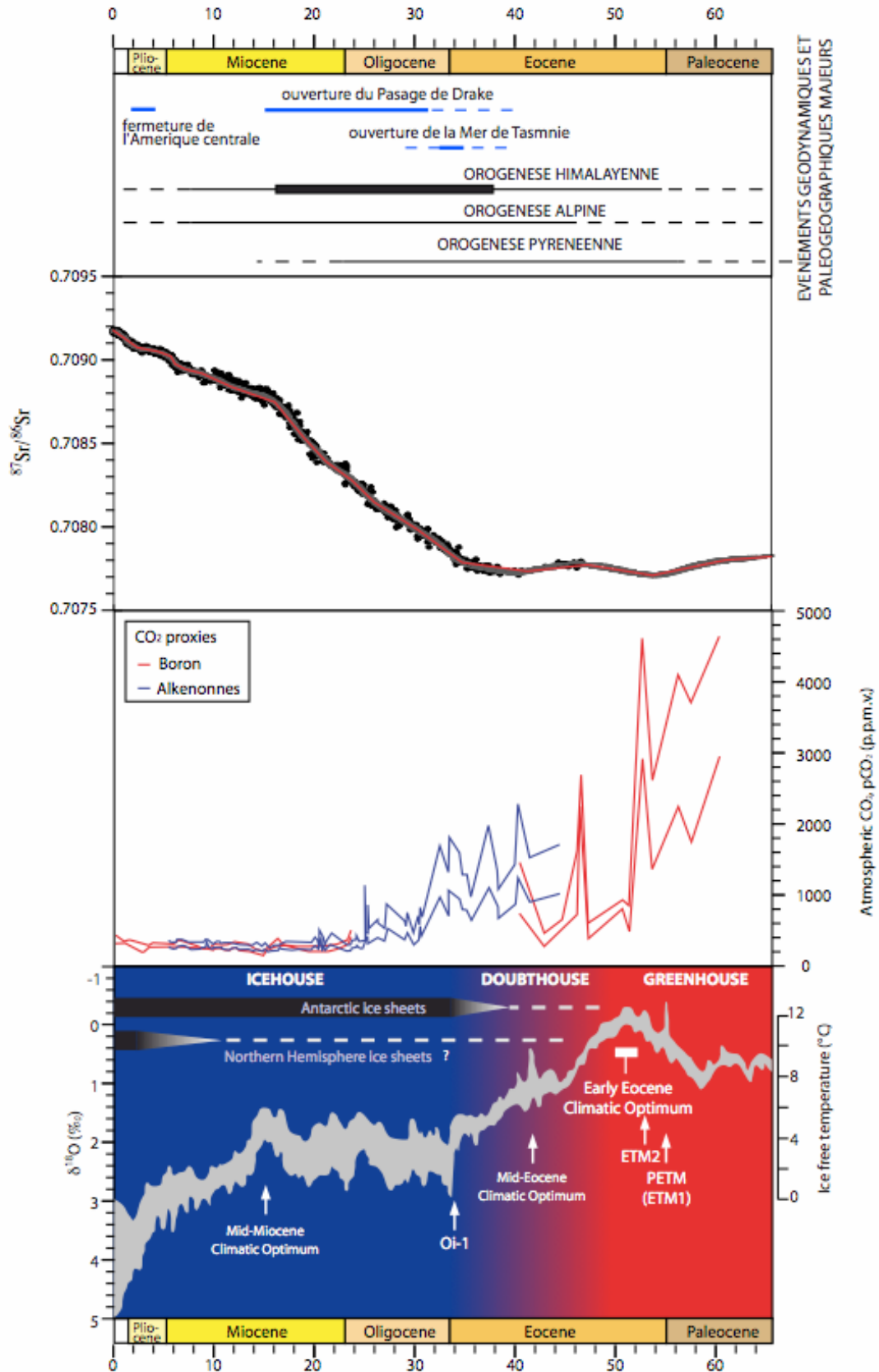


Figure 2-17 : Illustration des paramètres en relation avec le climat au Cénozoïque. Modifié d'après Zachos et al., 2008 ($\delta^{18}\text{O}$), Pearson et Palmer (2000) et Pagani et al. (2005) pour la $p\text{CO}_2$, Ravizza et Zachos 2003 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

CHAPITRE 3 :
CONTEXTE GEOLOGIQUE

Chapitre 3 : Contexte Géologique

3.1. Les Pyrénées : présentation générale

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes d'orientation Est – Ouest constituant une frontière naturelle entre la France et l'Espagne (Figure 3-1). Ce massif montagneux s'étend sur 400 km de long et culmine à 3404 m au Pic d'Aneto. Parmi les chaînes de l'orogénèse alpine, la chaîne pyrénéenne en représente la partie la plus occidentale en Europe. C'est une chaîne à double vergence qui résulte de la collision entre les lithosphères continentales ibérique et eurasiatique (Figure 3-2). Le calendrier tectonique, relativement bien connu, indique que la collision s'est déroulée entre le Crétacé supérieur (Santonien, ~80 Ma) et le Miocène (Langhien, 15 Ma) (Muñoz, 1992). Cette collision fait suite à une phase d'extension sans réelle océanisation, dans la zone de collision étudiée, et s'est initiée suite à l'ouverture de l'océan Atlantique Nord, et du Golfe de Gascogne.

Les Pyrénées sont bordées par deux bassins d'avant-pays : le bassin aquitain au Nord et le bassin de l'Ebre au Sud (Figure 3-1). Ces bassins sont le résultat de la surcharge tectonique exercée par la chaîne des Pyrénées sur les marges continentales Ibérique et Européenne (Brunet, 1984 ; Deselgaux et al., 1991 ; Vergès et al., 2002).

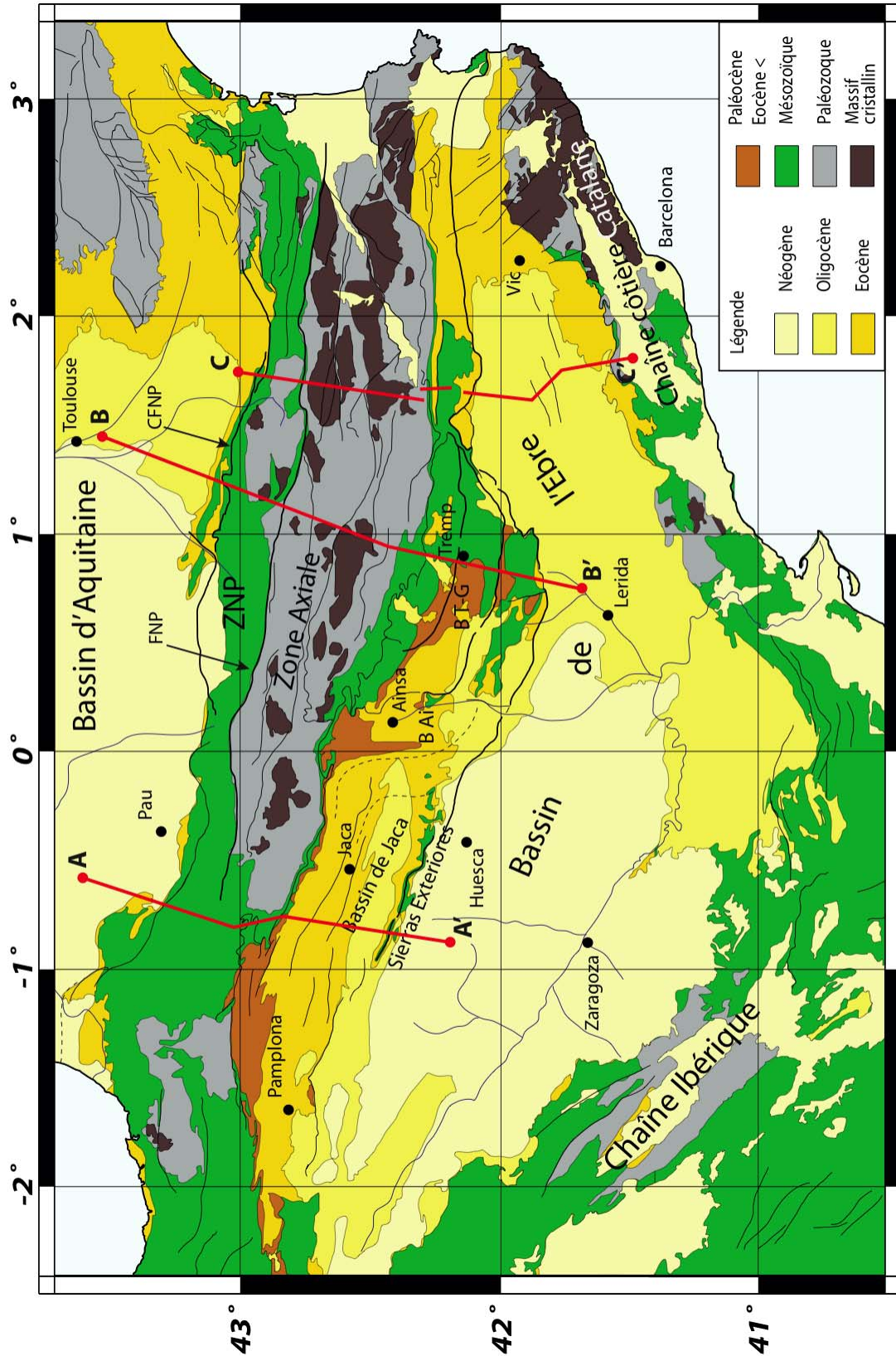


Figure 3-1 : Carte géologique actuelle des Pyrénées et localisation des structures majeures (modifiés d'après la carte géologique de France au 1.000000^{ème}, BRGM). ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, FNP : Faille Nord Pyrénéenne et CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, B Ai ; Bassin d'Ainsa, B T-G : Bassin de Tremp-Graus, Les profils A-A', B-B' et C-C' représentent l'emplacement des coupes présentées sur les Figures 3-2 et 3-3.

3.2. Structure des Pyrénées

La campagne de sismique ECORS menée dans les années 80 a montré la présence d'un prisme de croûte supérieure, au-dessus d'une subduction - au moins partielle - de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique sous la plaque Eurasiatique (Team ECORS Pyrenees, 1988 ; Choukroune et al., 1989 ; Muñoz, 1992). Il semble que la croissance de la chaîne sud-pyrénéenne soit contrôlée par l'accrétion frontale et le sous-placage d'unités ibériques dans des proportions encore mal définies.

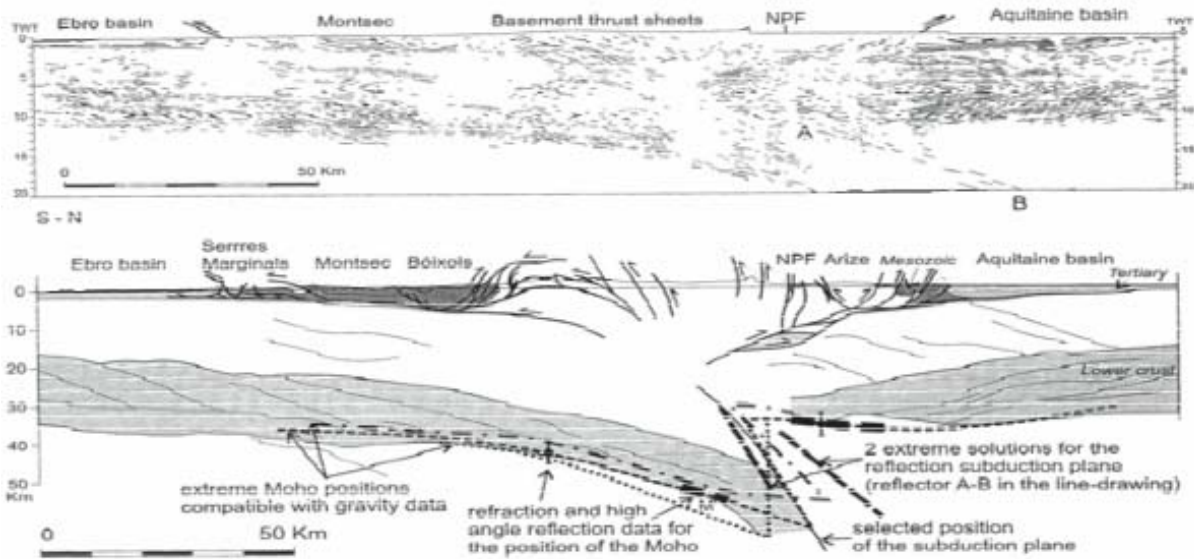


Figure 3-2 : Interprétation du Profil ECORS (Beaumont et al., 2000). Son emplacement est situé sur le profil B-B' de la Figure 3-1.

La structure profonde des Pyrénées a pu être précisée grâce aux données tomographiques (Souriau et Granet, 1995), qui suggèrent que la croûte inférieure correspondant à la plaque ibérique plonge sous la plaque européenne à l'Est et au centre de la chaîne jusqu'à 100 km. Dans la partie Ouest, aucune subduction n'est observée ce qui implique que la convergence a été totalement distribuée le long de nombreuses failles dans la croûte européenne. De plus, Vacher et Souriau (2001) ont montré que la croûte était épaisse de 30 km sous le bassin Aquitain et de 50 km sous la chaîne pyrénéenne. L'analyse gravimétrique des anomalies de vitesse observées par Souriau et Granet (1995) indique que la croûte inférieure subductée aurait pu être éclogitisée favorisant ainsi la subduction dans le manteau.

Plus récemment Souriau et al. (2008) ont amendé ces premières conclusions. Dans leurs derniers résultats de tomographie, la subduction de la croûte inférieure n'est plus détectée. L'absence d'un slab océanique supporte de plus l'absence d'un large domaine océanique pré-orogénique qui aurait été depuis subduit.

3.2.1. Les différents domaines des Pyrénées

a. Le bassin d'Aquitaine

Le bassin Aquitain est le produit de la flexure de la plaque européenne induite par la charge orogénique. La structuration du bassin Aquitain a été très fortement influencée par les structures héritées de l'orogénèse hercynienne, réactivées au cours de l'orogénèse pyrénéenne (Villien et Matheron, 1989). Le remplissage sédimentaire a débuté au Trias et au Jurassique inférieur par un épisode évaporitique et s'est poursuivi par la mise en place de plates-formes carbonatées (Canerot, 1989). La nature de la sédimentation s'est profondément modifiée au Cénozoïque. En effet, si des plates-formes carbonatées étaient encore bien développées au Paléocène, avec le dépôt de calcaires riches en alvéolines (Véra, 2004), la sédimentation est devenue rapidement détritique et continentale au cours de l'Eocène, avec le dépôt des poudingues de Palassou à partir de l'Eocène inférieur (Biteau et al., 2006) indiquant que le bassin était précocement sur-alimenté (Sinclair, 1997).

b. La zone Nord Pyrénéenne

Le Sud du bassin Aquitain forme, avec des anticlinaux frontaux bien connus (e.g. Lavelanet, Mas d'Azil), la Zone Sous-Pyrénéenne qui est limitée de la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) au Sud par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) (Figure 3-1). La ZNP est constituée de sédiments d'âge Mésozoïque, localement métamorphisé à proximité de la Faille Nord Pyrénéenne (FNP). Le socle cristallin, d'âge Paléozoïque, des bassins mésozoïques inversés de la ZNP forment les Massifs Nord Pyrénéens (e.g. Arize, Trois-Seigneurs).

c. La Zone Axiale

La Zone Axiale est constituée de séries sédimentaires et de granitoïdes d'âge principalement Paléozoïque, bordée au Nord par la Faille Nord Pyrénéenne (Figure 3-1). Dans le détail, cette zone est constituée de granites datant de l'orogénèse hercynienne, d'orthogneiss et de sédiments paléozoïques métamorphisés (Denèle, 2007). La Zone Axiale est formée d'unités de socle empilées et déversées vers le Sud. On distingue un empilement de plusieurs nappes nommées de la base au sommet : nappes de Lakhora/Lacourt, Noguères/Gavarnie, Orri et Rialp (Figure 3-3, Muñoz, 1992).

d. Les bassins sud-pyrénéens

La zone sud-pyrénéenne présente une chaîne plissée plus large que son équivalent Nord. On distingue nettement plusieurs bassins dont le développement est contemporain de la propagation de la déformation vers le Sud du prisme orogénique. La partie Ouest correspond au bassin de Jaca, dans le synclinal de Guarga, qui se poursuit à l'Ouest vers le bassin de Pampelune (Figure 3-1). A l'Est, on observe un assemblage complexe de plusieurs bassins, actifs successivement entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène, avec le bassin d'Ainsa, le bassin de Tremp-Graus, le bassin d'Organya et le bassin d'Ager (Figure 3-4). Cet ensemble a été nommé l'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne (UCSP) par Séguret (1972).

Les coupes d'échelle crustale établies à partir des données de sismique et des données de sub-surface montrent que le style structural est très différent entre ces bassins (Figure 3-3). A l'Est, l'interprétation du profil ECORS (Team ECORS Pyrenees, 1988 ; Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Muñoz, 1992 ; Beaumont, 2000) montre que le prisme se propage dans la couverture sédimentaire, caractérisant un mode de déformation « thin-skinned », les nappes de socle s'empilant en arrière en duplex d'un « antiformal stack » par sous-placage. Trois nappes successives se sont mises en place dans cette partie du bassin, avec tout d'abord l'unité tectonique de Boixols à partir du Santonien qui délimite la bordure Sud du bassin d'Organya ; l'unité tectonique de Montsech à partir de l'Ilerdien (Yprésien inférieur) et le chevauchement des Sierras Marginales, dont la séquence de déformation est rendue délicate à interpréter du fait de l'influence du diapirisme dans cette zone.

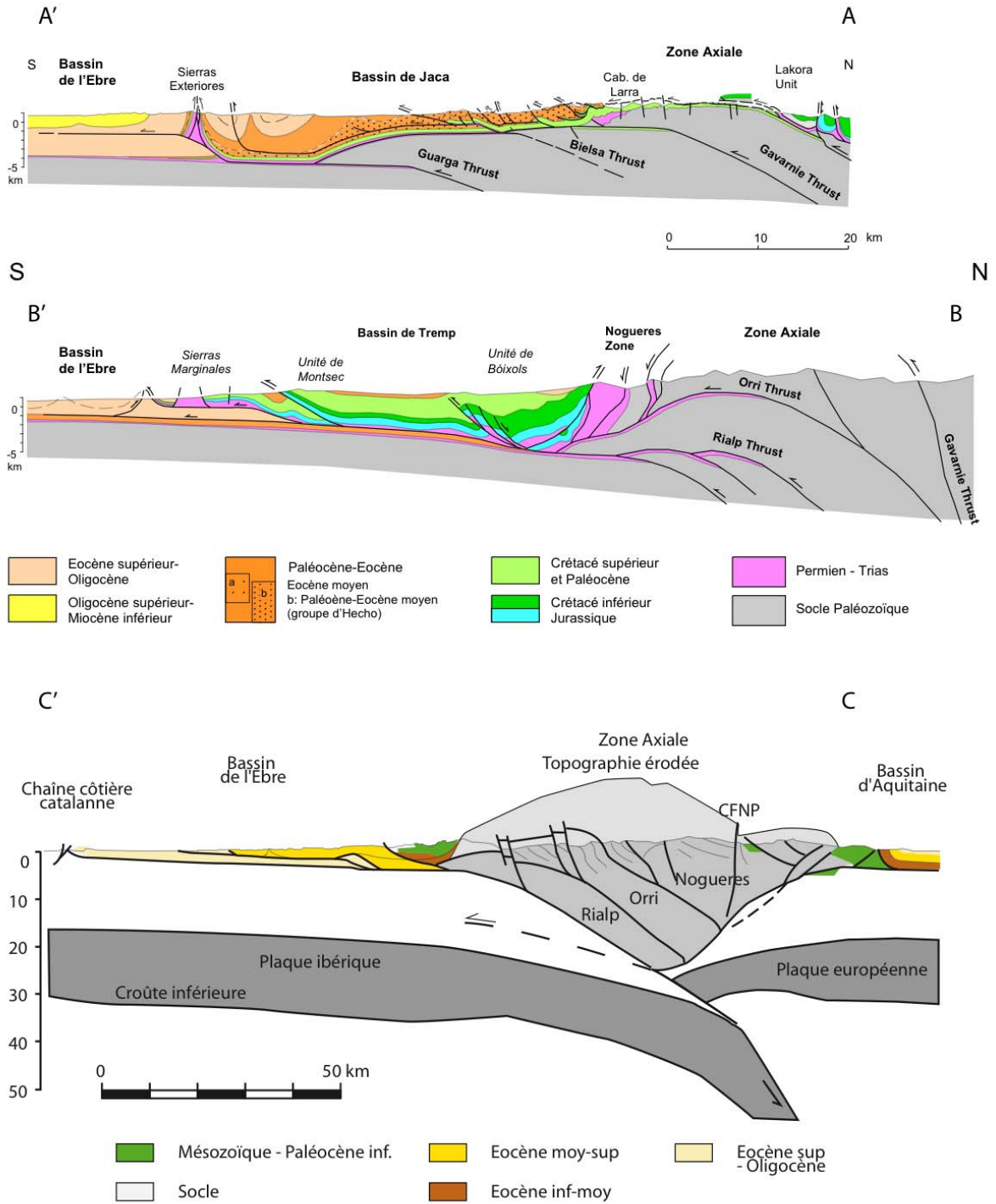


Figure 3-3 : Coupes d'échelle crustale des Pyrénées, modifiées d'après : A-A' Teixell (1998), B-B' Muñoz (1992) et C-C' Vergès et al., 1995.

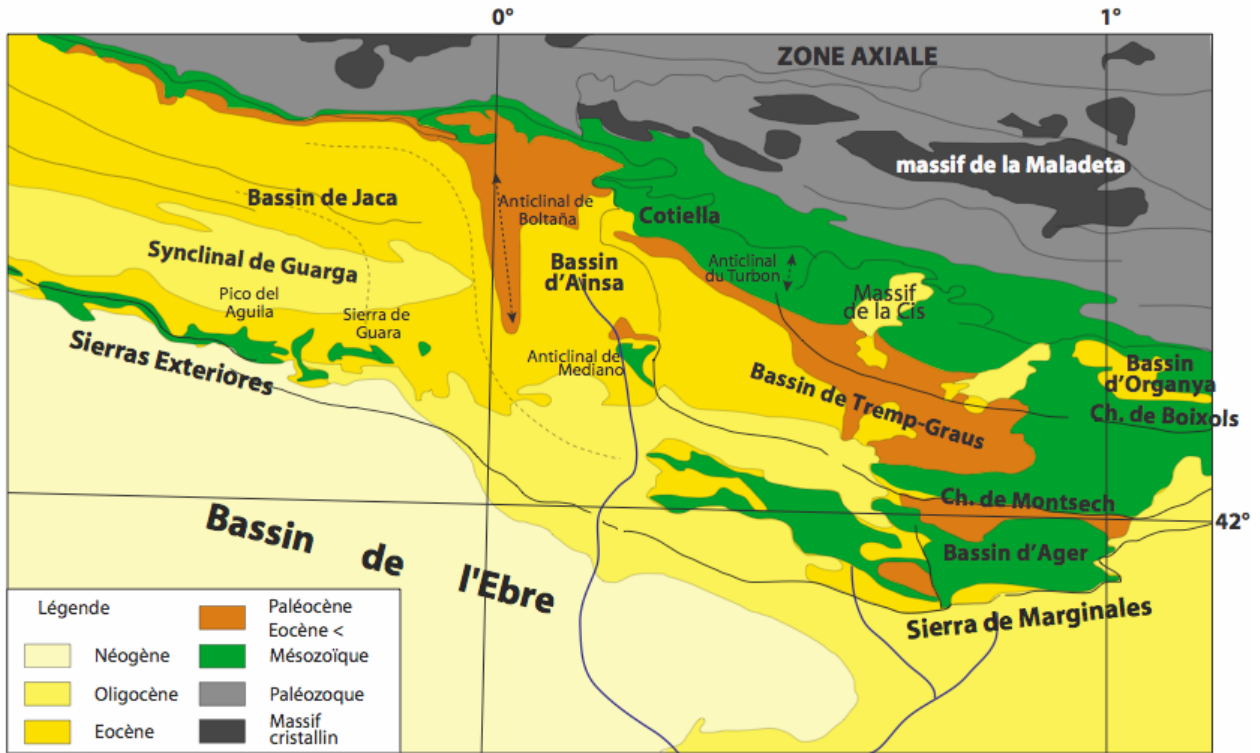


Figure 3-4 : Carte géologique du bassin Sud pyrénéen et localisation des différentes structures tectoniques.

A l'Ouest en revanche, le socle est très impliqué dans la déformation soulignant un style de déformation plutôt « thick-skinned ». Les trois unités majeures se sont mises en place successivement, Gavarnie et Guarga, en-séquence¹ vers le Sud et Bielsa, hors-séquence² plus au Nord (Teixell, 1998 ; Millan-Garrido et al., 2006 ; Jolivet et al., 2007).

En plus de ces chevauchements, formés parallèlement à la chaîne pyrénéenne, se sont formés des plis d'axe Nord-Sud, c'est-à-dire parallèlement à la contrainte compressive principale. Il s'agit des plis du Turbon, de Mediano et de Boltaña (Figure 3-4). La mise en place de ces plis est expliquée par le développement de rampes latérales profondes, se connectant sur les chevauchements de l'Unité Centrale Sud Pyrénéenne (Holl et Anastasio, 1993). Ces rampes latérales accommodent le mode de déformation différent entre les parties Ouest et Est du bassin sud-pyrénéen.

¹ Chaque nouveau chevauchement frontal actif se met en place en s'éloignant des zones internes avec le temps.

² Les chevauchements hors séquence apparaissent en arrière du front de déformation actif.

3.3. Evolution sédimentologique et paléogéographique

Les synthèses chronostratigraphiques et les reconstitutions paléogéographiques montrent que plusieurs séquences types sont reconnues dans ce bassin (Puigdefabregas et Souquet, 1986). Les séries tertiaires commencent par les dépôts continentaux de la formation du Garumnien (Figure 3-9), reconnus également dans la partie Nord des Pyrénées. Ce faciès est diachrone à l'échelle du bassin (Pujalte et al., 2009). La transgression marine de la fin du Paléocène et du début de l'Eocène (Ilerdien, Yprésien inférieur, voir Figure 2-1) marque l'installation généralisée de plates-formes calcaires à alvéolines (Figure 3-5 ; Pujalte et al., 1995).

Au Cuisien (Yprésien supérieur) ainsi qu'au Lutétien, ces plates-formes sont de taille de plus en plus réduite, celles-ci étant progressivement remplacées par des édifices détritiques deltaïques, notamment dans le bassin de Tremp-Graus, puis dans le bassin d'Ainsa et en bordure des Sierras Catalanes (Figures 3-7 et 3-8). Cette évolution a été interprétée par certains auteurs comme une réponse à l'intensification de l'érosion due au soulèvement de la chaîne (Nijman, 1998 ; Dreyer et al., 1999 ; Lopez-Blanco, 2002 ; Beamud et al., 2003 ; Lopez-Blanco et al., 2003).

Le bassin de Jaca est quant à lui caractérisé par une sédimentation turbiditique correspondant à la formation d'Hecho notamment (Mutti, 1977, 1984 ; Pickering et Corregidor, 2005). On retrouve, intercalées dans ces turbidites des brèches carbonatées, qui correspondent à l'effondrement des plates-formes contemporaines (Mutti et al., 1972 ; Puigdefabregas, 1975 ; Labaume et al., 1983 ; Séguret et al., 1984 ; Payros, 1997 ; Payros et al., 1999).

Une incertitude existe à cette période en ce qui concerne la paléogéographie du bassin Sud pyrénéen. En effet, à la fin de l'Eocène inférieur et à l'Eocène moyen, la sédimentation est marine dans la partie Est du bassin de l'Ebre et dans le bassin de Jaca et continentale dans le bassin de Tremp-Graus. Seul Plaziat (1981) propose une communication possible entre ces deux domaines situés en avant du front de chevauchement au Sud du bassin de Tremp-Graus. En effet, les autres reconstitutions (Nijman, 1998 ; Dreyer et al., 1999 ; Véra, 2004) occultent l'existence d'une communication marine, qui devait pourtant nécessairement exister étant donné qu'il n'existait pas de communication avec la Téthys à l'Est (Figure 3-7).

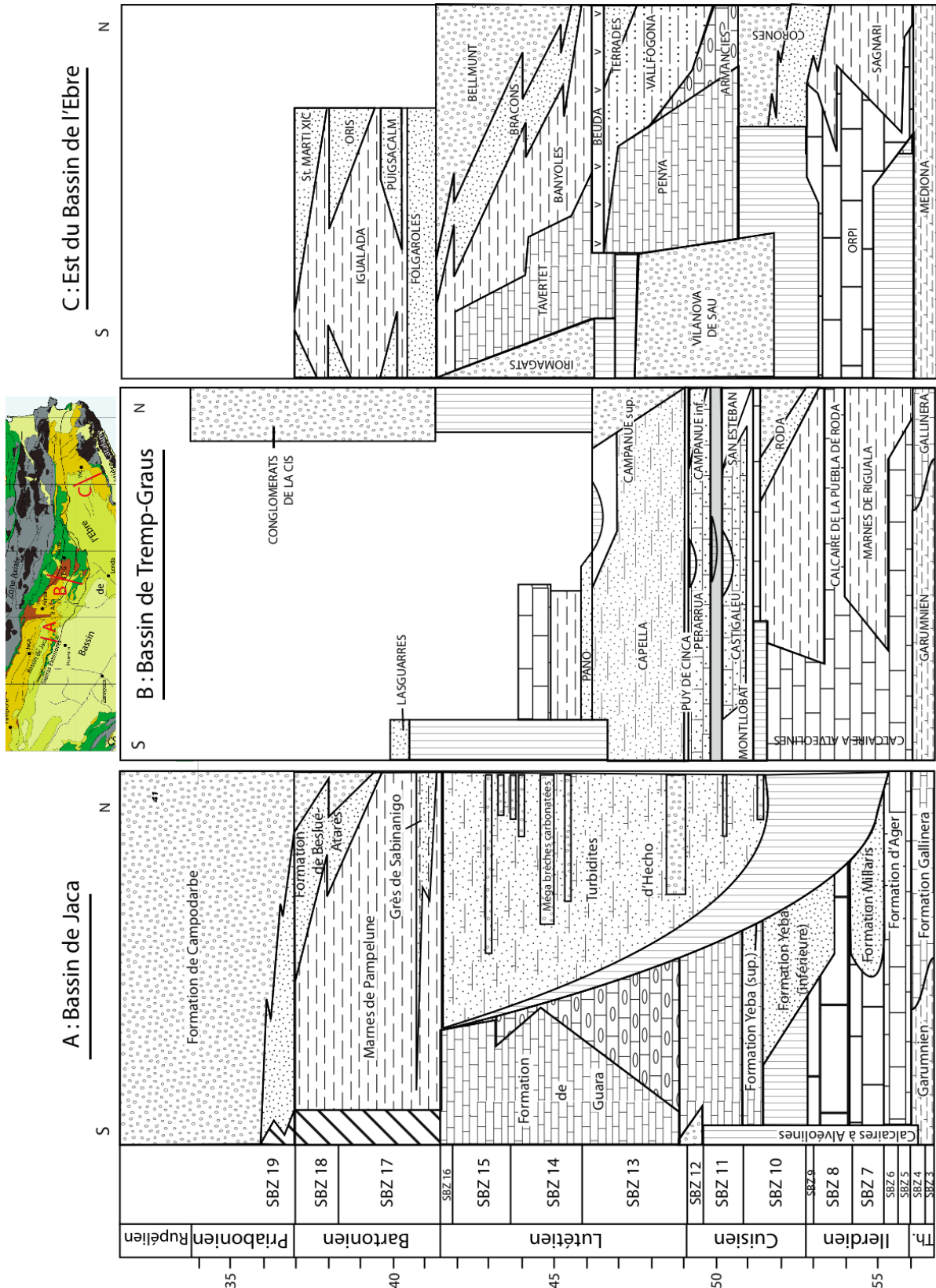


Figure 3-5 : Synthèse chronostratigraphique des formations et des périodes d'activité des chevauchements et des plis majeurs du bassin sud-pyrénéen (d'après Véra, 2004).

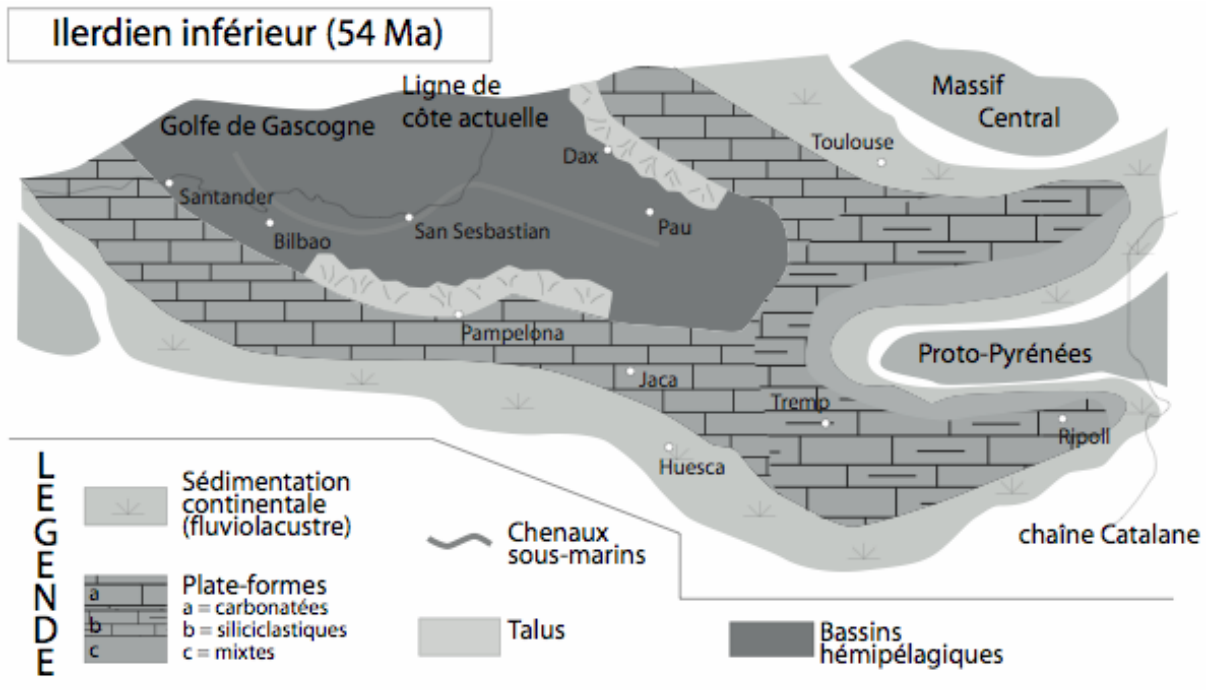


Figure 3-6 : Reconstitution paléogéographique de la zone pyrénéenne à l'Eocène inférieur (Ilerdien inférieur- début de l'Yprésien, modifié d'après Véra, 2004).

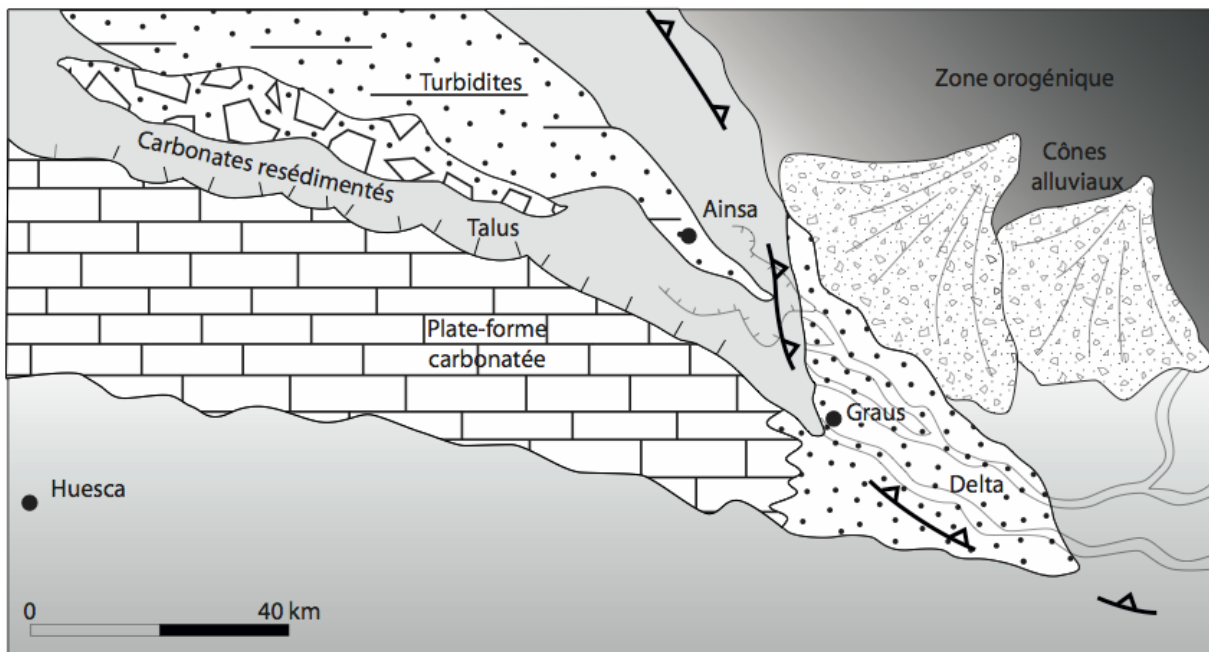


Figure 3-7 : Reconstitution paléogéographique au Lutétien dans le bassin Sud pyrénéen (modifié d'après Dreyer et al., 1999).

Les dernières plates-formes carbonatées marines connues dans le bassin sud-pyrénéen sont datées du Lutétien. Celles-ci sont formées par la plate-forme de Guara sur la bordure Sud du bassin de Jaca (Canudo et al., 1988 ; Molina et al., 1988) et la formation de Tavertet dans la partie Est du bassin de l'Ebre (Serra-Kiel et al., 2003 ; Véra, 2004).

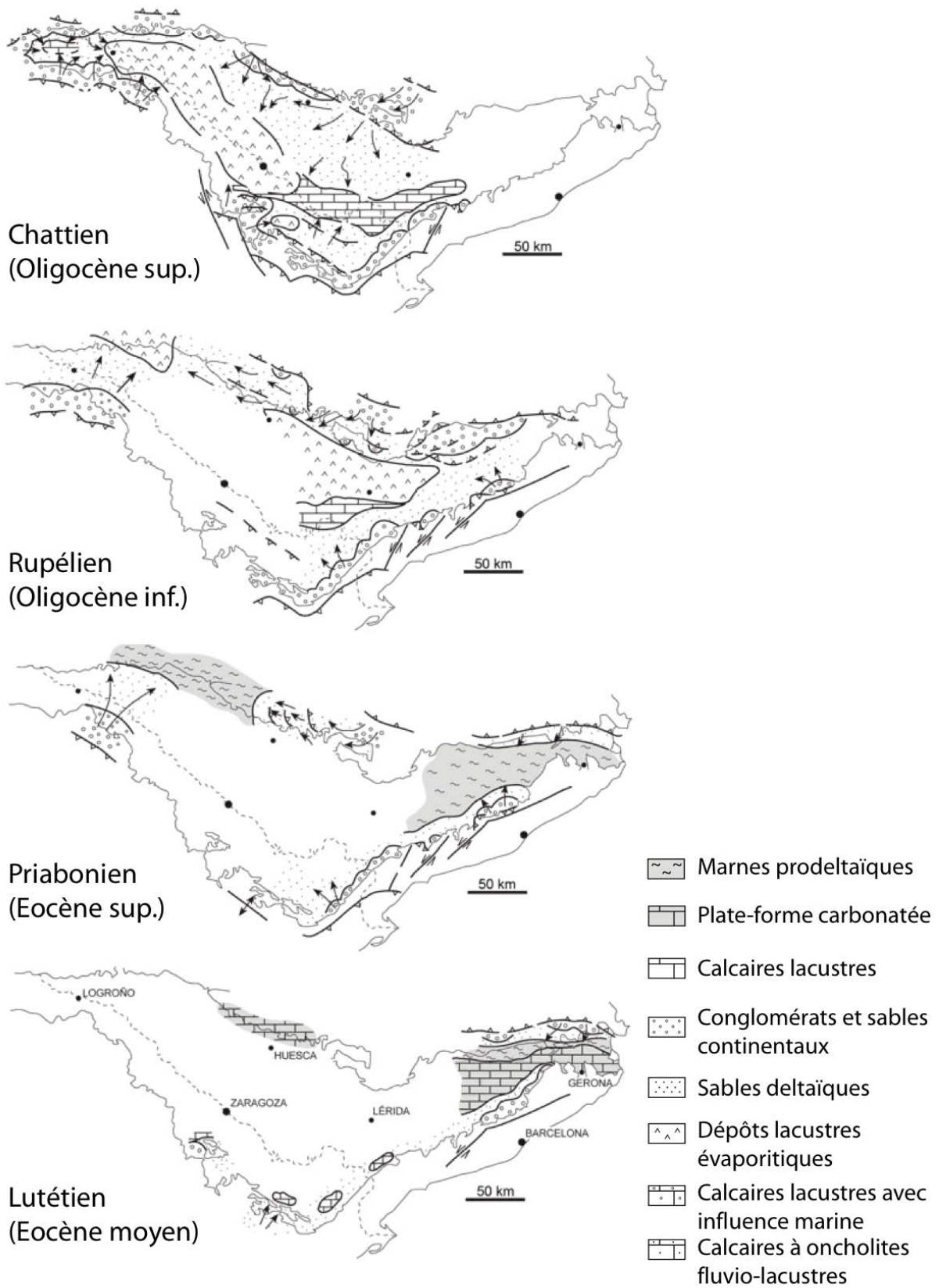


Figure 3-8 : Evolution des faciès sédimentaires du bassin sud-pyrénéen entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène (Véra, 2004).

Par la suite, au Bartonien, la sédimentation détritique siliciclastique envahit le bassin, qui devient progressivement « sur-nourrit » (Sinclair, 1997). Puis, à partir de la fin de l'Eocène – début de l'Oligocène, la sédimentation devient strictement continentale alors que le bassin sud-pyrénéen devient endoréique, avec le dépôt d'épaisseurs très importantes de conglomérats (estimé jusqu'à 3000m dans le bassin de Jaca, Puigdefabregas et Souquet, 1986), de dépôts fluviatiles et de calcaires lacustres (Figure 3-8).

3.4. Histoire géodynamique des Pyrénées

3.4.1. Histoire mésozoïque des Pyrénées

L'épisode orogénique pyrénéen fait suite à une phase de rifting au Mésozoïque. Cette phase extensive s'est initiée au Trias, suite à l'effondrement de la chaîne hercynienne. Une première phase d'extension est observée au Trias et au Jurassique, menant au dépôt de carbonates de plate-forme, contrôlé par des failles d'orientation NE-SW (Puigdefabregas et Souquet, 1986). Mais la phase d'extension majeure s'est déroulée au Crétacé (Barrémien à Albien) avec la création de bassins extensifs sur les deux marges passives conjuguées (Puigdefabregas et Souquet, 1986). L'extension Jurassique est à mettre en relation avec la présence de bassins orientés E-W dont l'interprétation est controversée (e.g. Jammes et al. 2009). La phase Crétacé supérieur fait suite à l'accrétion d'une véritable croûte océanique dans le Golfe de Gascogne à partir de 118 Ma (Sibuet et al., 2004). Cela a permis une connexion marine entre le Golfe de Gascogne à l'Ouest et le reste de la Neo-Téthys à l'Est.

3.4.2. L'orogénèse pyrénéenne, raccourcissement et exhumation

La reconstruction du mouvement de la plaque ibérique avant la collision avec la marge Nord Européenne est sujette à controverses. Cela est lié principalement aux erreurs d'estimations de l'extension pré-accrétion océanique et de l'interprétation de l'anomalie M0 de part et d'autre de l'Atlantique censée marquer le début de l'accrétion océanique à la fin de l'Aptien – début de l'Albien (e.g. Jammes et al., 2009). La rotation anti-horaire subie par la plaque ibérique au cours de son déplacement vers le Nord, induit par l'ouverture de l'océan Atlantique Nord se produit à l'Aptien (Gong et al., 2008 ; Jammes et al. 2009), la rotation est

donc terminée à la fin de l'Aptien contrairement aux reconstructions d'Olivet (1996) qui considère un mouvement coulissant durant l'Aptien et une rotation de l'Ibérie post-aptienne.

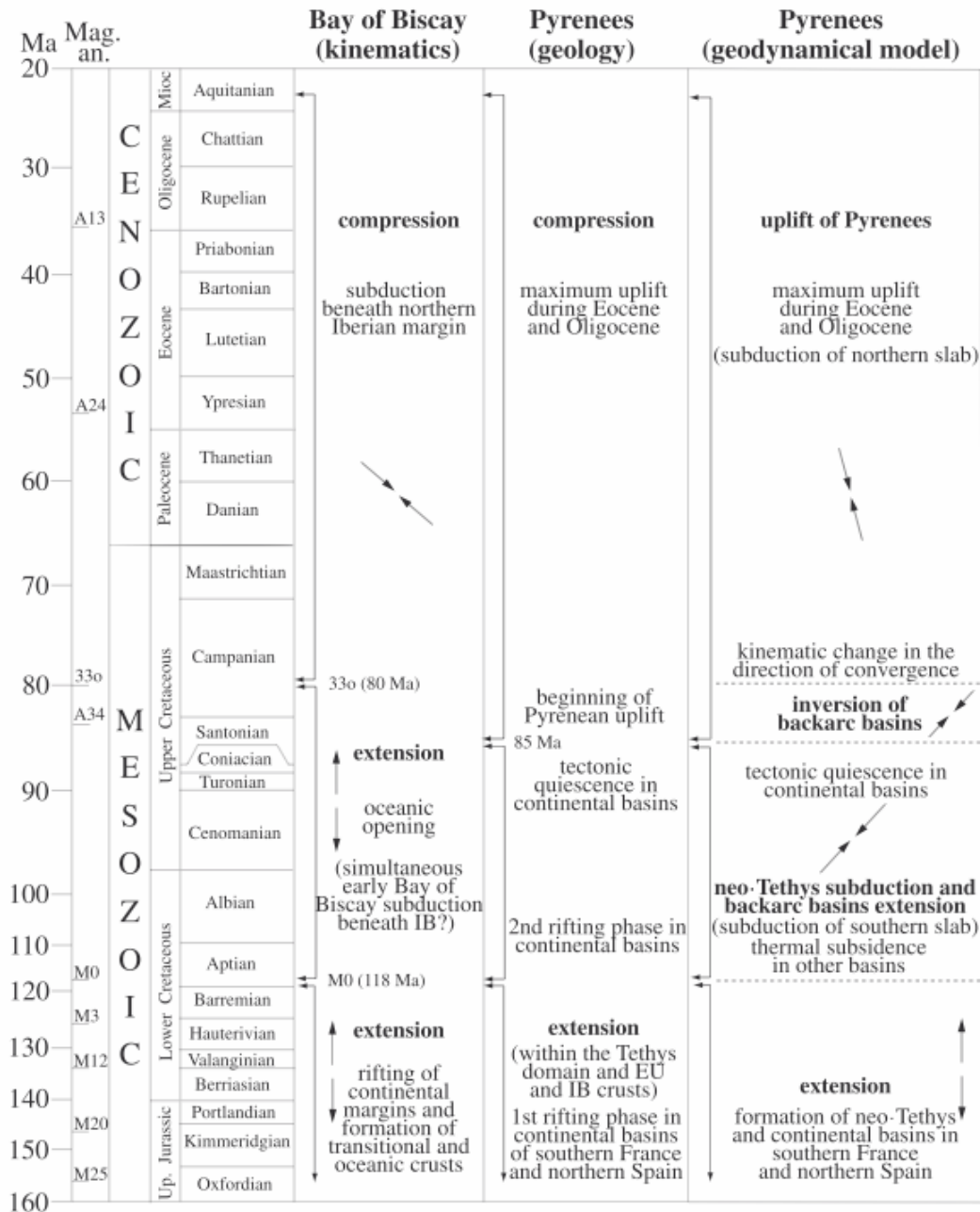


Figure 3-9 : Synthèse des événements tectoniques dans les Pyrénées au Mésozoïque et au Cénozoïque (Sibuet et al., 2004).

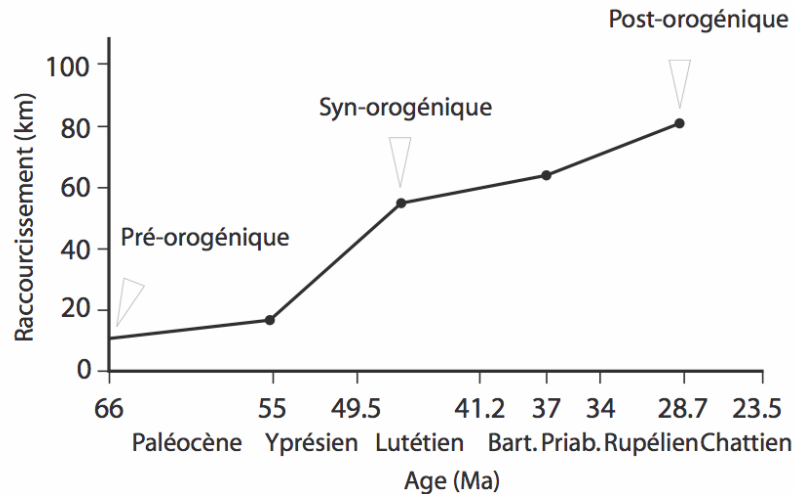


Figure 3-10 : Evolution des vitesses de raccourcissement pour la partie Est des Pyrénées (Vergès et al., 1995).

A partir du Santonien (Crétacé supérieur), l'augmentation de la vitesse d'ouverture de l'océan Atlantique et la remontée de la plaque Afrique vers le Nord provoquent l'inversion de ces bassins extensifs. La convergence, à partir du Santonien, marque le début de la collision (Figure 3-9). Les bassins extensifs précédemment créés sont inversés, réactivant en chevauchement les failles normales existantes (Figure 3-11). La géométrie initiale de la dépression pyrénéenne ainsi que la position du pôle de rotation Ibérie/Europe conduit au diachronisme des déformations compressives d'Est en Ouest. C'est durant cette phase de déformation que se mettent en place les chevauchements et les plis majeurs dans le bassin sud-pyrénéen (Figure 3-11).

Au cours du Paléocène la vitesse de remontée de l'Afrique par rapport à l'Europe ralentit (Figure 3-10 ; Vergès et al., 1995). Puis, à partir de l'Eocène inférieur, les taux de raccourcissement augmentent à nouveau et la collision devient frontale. Il s'agit de la phase pyrénéenne majeure. C'est durant cette phase que les bassins d'avant-pays sud-pyrénéens s'approfondissent et sont transportés vers le Sud sur les évaporites du Trias et de l'Eocène moyen (bassins piggy-back, Figure 3-3). La surrection de la chaîne pyrénéenne entre le Paléocène et l'Oligocène a été contemporaine du développement du Bassin d'avant-pays sud-pyrénéen, sous-divisé d'Est en Ouest en bassin Tresp-Graus, d'Ainsa et de Jaca (Figure 3-1 ; Farrel et al., 1987). Le raccourcissement entre l'Eocène supérieur et le Miocène (~ 37 à 20 Ma) migre vers l'Ouest de la chaîne, ce qui a pour conséquence de fermer les connexions océaniques entre l'océan Atlantique et le bassin de l'Ebre.

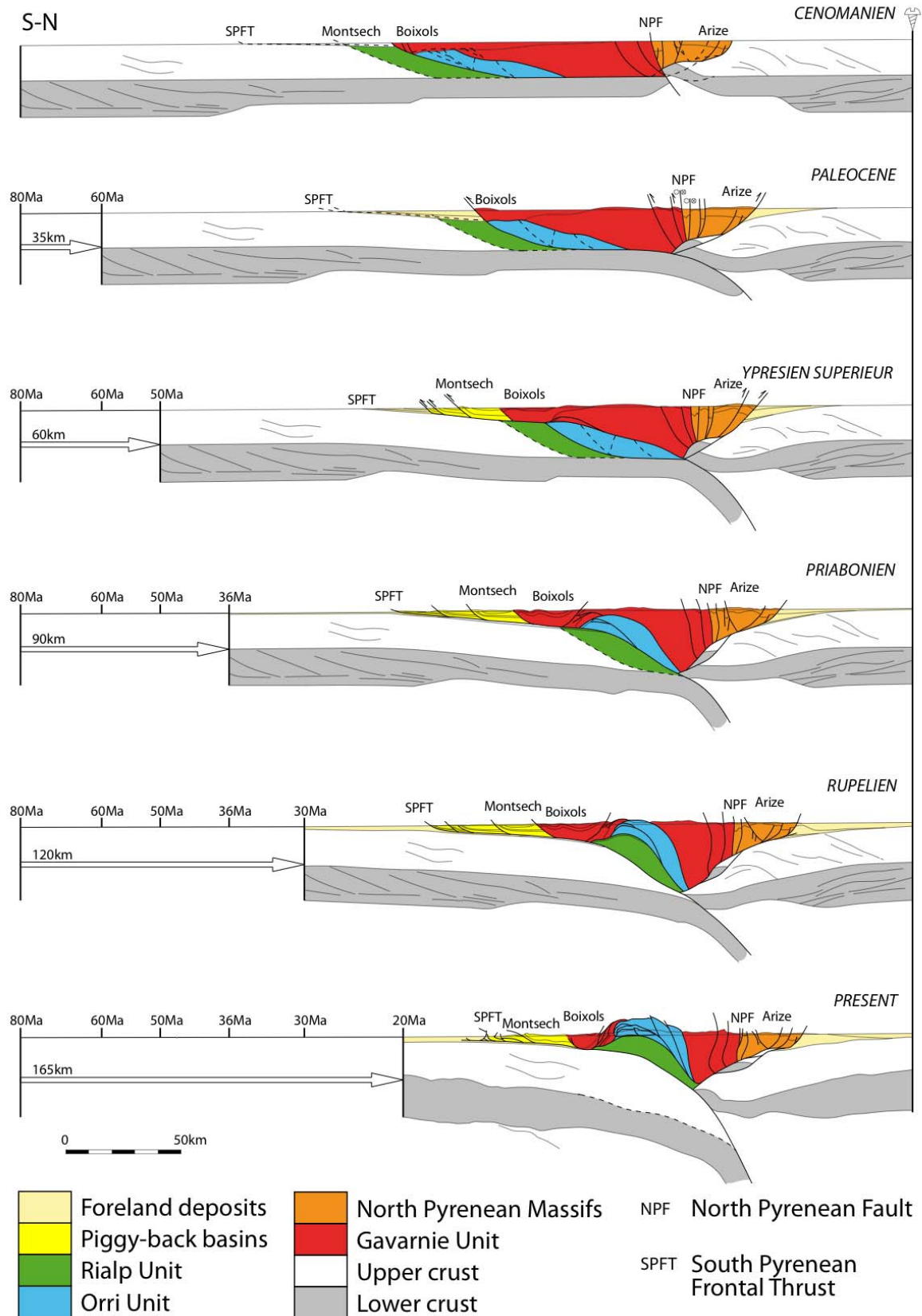


Figure 3-11 : Coupes équilibrées et restaurées le long du profil ECORS montrant la géométrie des bassins extensifs au Crétacé supérieur et la structuration progressive de la chaîne à l'Eocène (d'après Beaumont et al., 2000).

Etant donné que le mode de déformation n'est pas le même d'Est en Ouest, les quantités de raccourcissement ne sont pas homogènes à l'échelle de la chaîne, aussi bien dans le temps que dans l'espace. Le raccourcissement total pour les Pyrénées du Sud a été estimé par plusieurs auteurs et les valeurs obtenues diffèrent en fonction de la zone considérée et des auteurs. Ainsi, Roure et al. (1989) à partir du profil ECORS ont estimé un raccourcissement d'environ 100 à 120 km. En revanche, Muñoz (1992) et Beaumont (2000) ont estimé un raccourcissement plus important, respectivement de 125 à 147 km et 165 km (Figure 3-11). Tous ces résultats proviennent de l'interprétation du profil ECORS et donc de la partie Centrale des Pyrénées. Pour la partie Ouest, Teixell (1998) a montré que le raccourcissement était beaucoup moins important, compris entre 75 et 80 km. Concernant la partie Nord des Pyrénées, le raccourcissement estimé semble moins important (32 km ; Vergès et al., 1995). Cette différence est une conséquence du fait que le chevauchement frontal Nord-pyrénéen est une faille à pendage sub-vertical qui n'accomode pas un raccourcissement important.

Ces dernières années, de nombreux travaux ont porté sur l'estimation des âges d'exhumation des massifs cristallins des Pyrénées par les thermo-chronomètres basse-température (Morris et al., 1998 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Maurel et al., 2002 ; Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007 ; Jolivet et al. 2007 ; Maurel et al., 2007 ; Figure 3-12).

Les âges obtenus à partir de l'étude des traces de fission sur apatites s'étalent entre 106,3 Ma (Albien) et 10,9 Ma (Miocène), mais la majorité est d'âge paléogène et les âges d'exhumation sont de plus en plus jeunes du Nord vers le Sud. Ces résultats sont cohérents avec l'évolution géologique et l'asymétrie de la chaîne.

D'autres méthodes thermochronométriques, avec des températures de fermeture plus hautes et plus basses ont permis d'obtenir des informations sur l'évolution des vitesses d'exhumation. Il s'agit de la mesure des rapports (U-Th)/He sur zircons et sur apatites (Denèle, 2007 ; Gibson et al., 2007 ; Maurel et al., 2007).

Fitzgerald et al. (1999) ont proposé des vitesses d'exhumation de l'ordre de 173 m/Ma entre 44 et 36 Ma et estiment un âge de 30 Ma pour le début du ralentissement de l'exhumation. Sinclair et al. (2005) ont également proposé des vitesses d'exhumation élevées entre le Bartonien et le Rupélien (Figure 3-13), ces auteurs les reliant à des taux de sédimentation élevés dans le bassin sud-pyrénéen.

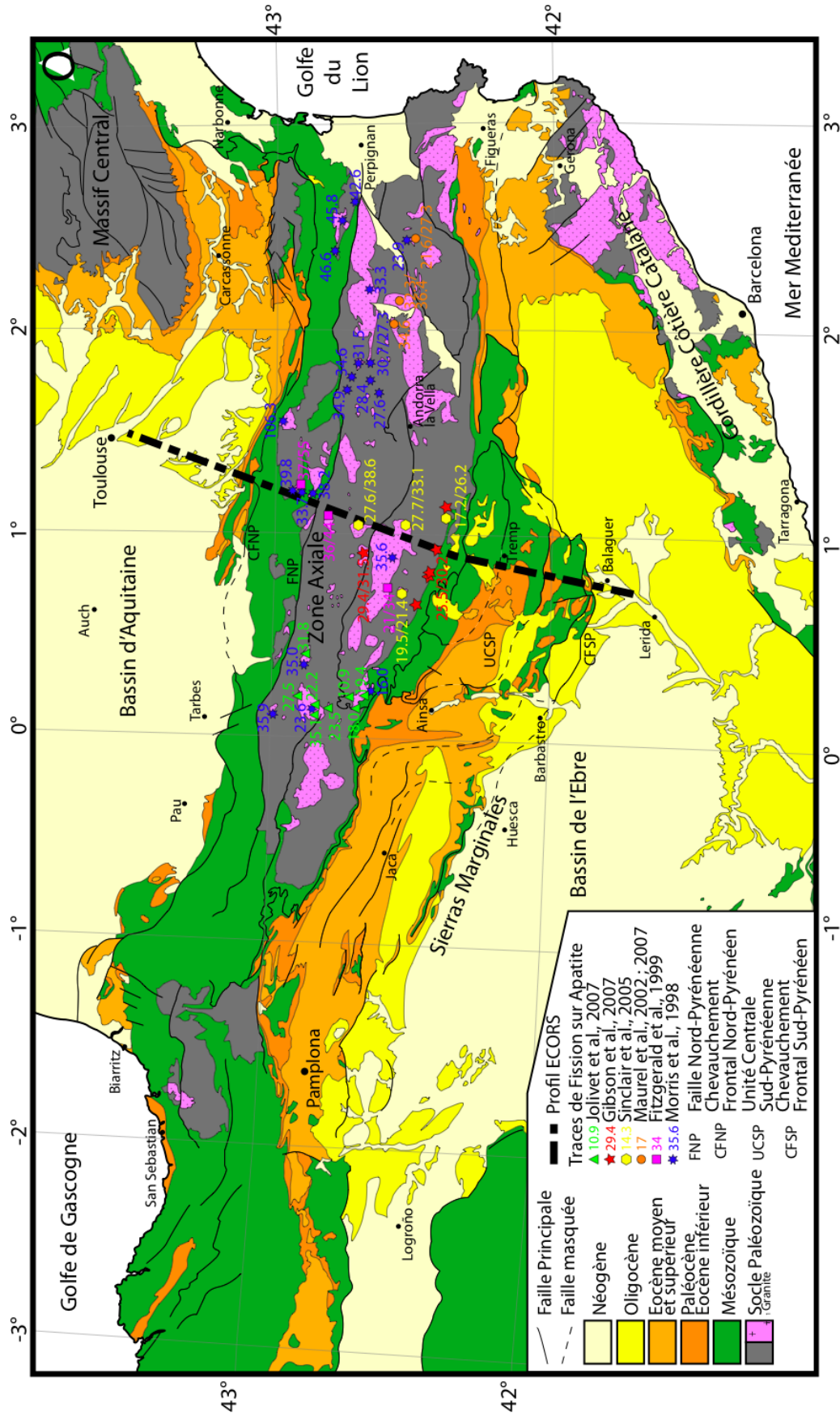


Figure 3-12 : Synthèse des âges d'exhumation dans la Zone Axiale des Pyrénées obtenus par la méthode des traces de fission sur apatite (d'après Filleaudeau, 2009).

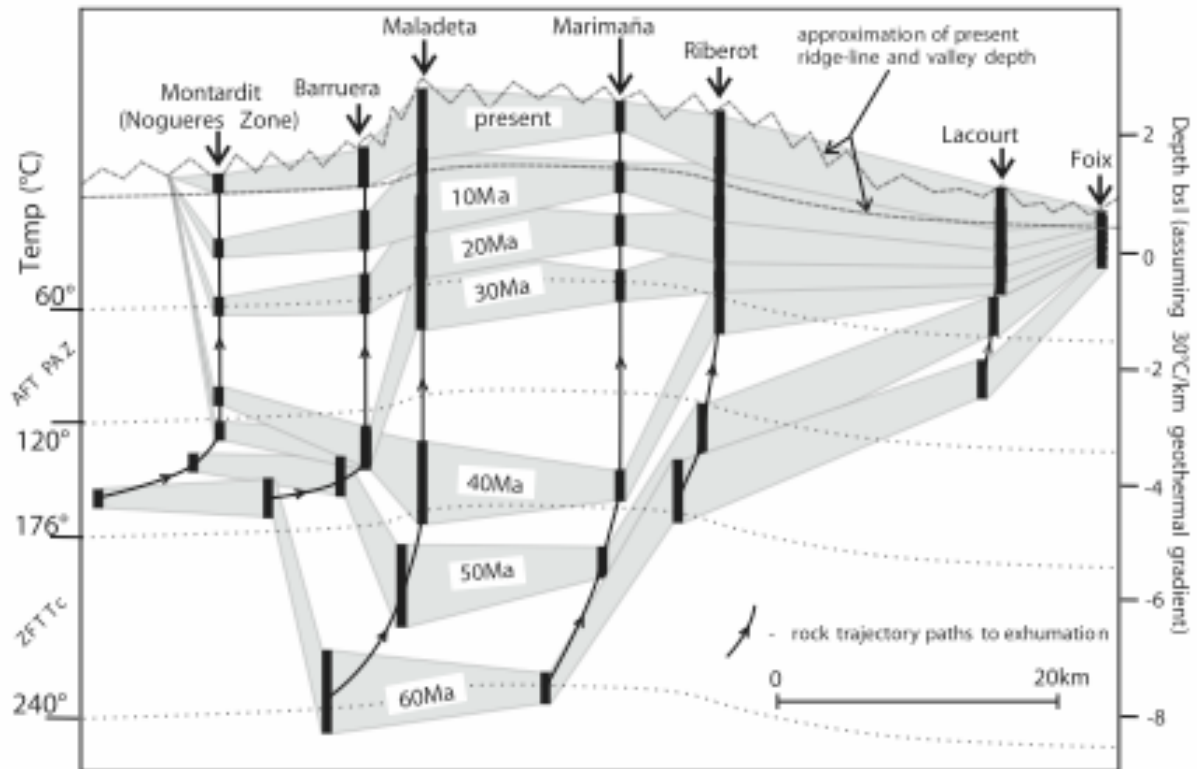


Figure 3-13 : Représentation schématique des histoires de refroidissement des massifs de la Zone Axiale, nord-pyrénéenne et sud-pyrénéenne à partir des données de cicatrisation partielle des traces de fissions sur apatites et de la température de fermeture pour les traces de fission sur zircons. Les échantillons sont projetés sur un profil théorique représentant les Pyrénées. Les isothermes sont ici schématisés (Sinclair et al., 2005).

3.4.3 Evolution post-orogénique

A partir de la fin de l'Oligocène, l'activité tectonique est transférée dans la partie Sud de l'Ibérie, c'est-à-dire dans la Cordillère Bétique (Vergès et al., 2002). L'évolution de la topographie des Pyrénées depuis le Miocène est encore très débattue, entre les partisans d'une absence de soulèvement post-Miocène moyen (Babault et al., 2005, 2008) et les partisans d'un soulèvement tardif au Miocène (Gibson et al., 2007 ; Sinclair et al., 2009) qui aurait eu lieu il y a, en fait, moins de 5 Ma (Metcalf et al., 2009).

3.5. Conclusion sur les Pyrénées

Pour résumer, les Pyrénées sont une chaîne de collision entre la plaque ibérique et la plaque eurasiatique dont la croissance orogénique est d'âge Paléogène. Les dépôts continentaux alluviaux préservés dans les deux bassins d'avant-pays, Nord (Poudingues de Palassou) et Sud (conglomérats Lutétien de la base de la Sis), montrent que le système orographique était suffisamment bien développé au Lutétien-Bartonien. L'activité tectonique est marquée, dans le bassin sud-pyrénéen, par la mise en place de plusieurs chevauchements successifs, ainsi que par la croissance de nombreux anticlinaux, le paroxysme de cette activité étant atteint à partir de l'Eocène supérieur. La sédimentation contemporaine de la mise en place de la chaîne est restée marine jusqu'à la fin de l'Eocène, avant de devenir strictement continentale jusqu'au Miocène.

3.6. Le Bassin de Paris

3.6.1 Localisation et géographie

Le bassin de Paris est un bassin sub-circulaire, recouvrant le Nord de la France, le Sud de l'Angleterre et une partie de la Belgique (Figure 3-14). Il est discordant sur les séries sédimentaires et les massifs cristallins du Paléozoïque, avec le massif Armoricaïn à l'Ouest, le Massif Central et le Morvan au Sud, les Vosges à l'Est et les Ardennes au Nord-Est. Aucun relief majeur n'est observé dans ce bassin, mis à part quelques anticlinaux, résultants de processus tectoniques (anticlinal du Pays de Bray, Dôme de l'Artois, anticlinal de la Remarde) et buttes témoins (butte Montmartre), façonnées par l'érosion.

3.6.2. Structuration et évolution mésozoïque du bassin de Paris

Le bassin de Paris est un bassin intracratonique dont la caractéristique est d'être en position intra-continentale, loin des zones tectoniquement actives. De ce fait, ce sont des bassins qui peuvent être influencés par des événements tectoniques régionaux avec des régimes très différents (Brunet et Le Pichon, 1982 ; Robin, 1997 ; Robin et al., 1998). Dans sa structure actuelle, le bassin de Paris est considéré comme une grande flexure lithosphérique

de 600 km de long, ayant accumulé au cours de l'histoire un maximum de 3000 m de sédiments depuis 250 Ma. Ceci est notamment visible en coupe, où sa structuration en « piles d'assiettes » transparait nettement (Figure 3-15 ; Bréhant, 2000). Ces caractéristiques structurales du bassin de Paris ainsi que l'histoire de sa subsidence tectonique reflètent le rééquilibrage thermique de la lithosphère jusqu'à son stade terminal (Brunet et Le Pichon, 1982 ; Robin et al., 2000 ; Prijac et al., 2000 ; Le Solleuz et al., 2004).

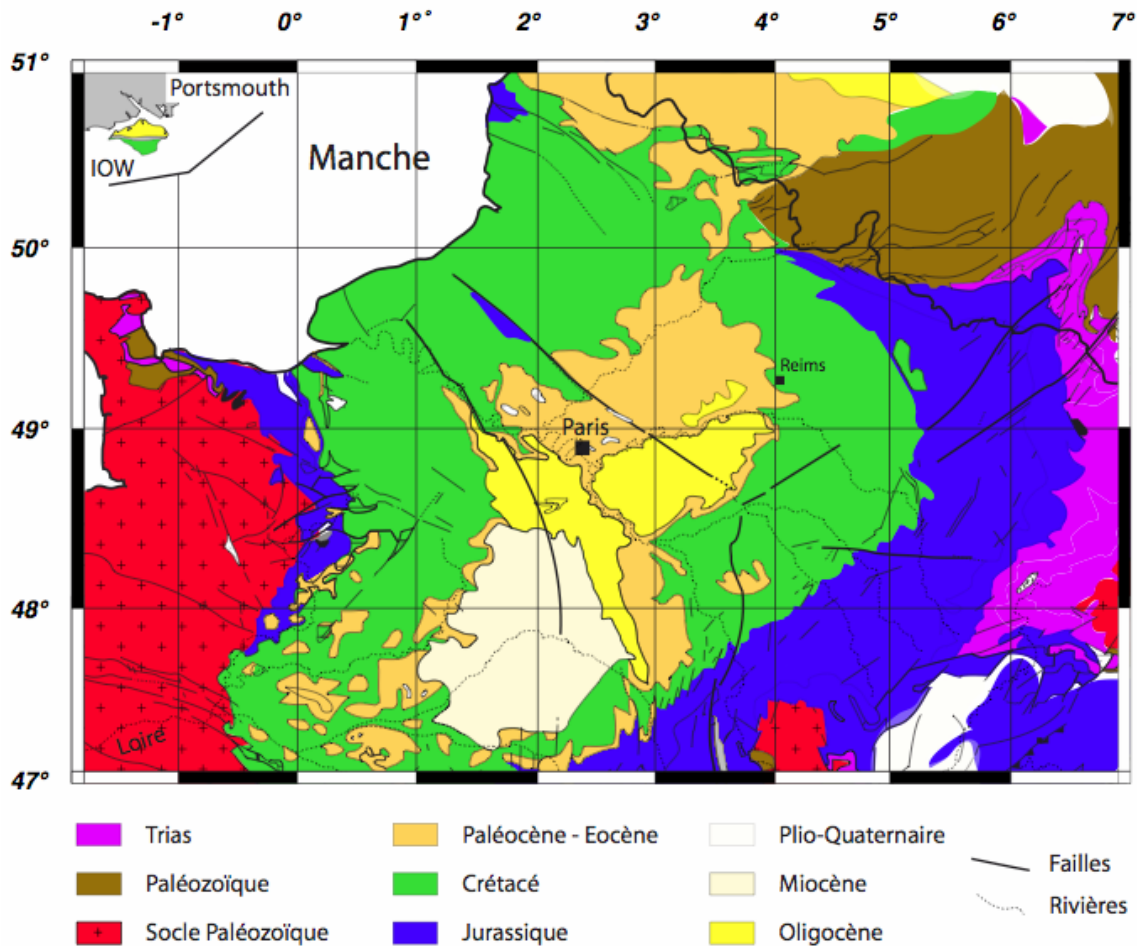


Figure 3-14 : Carte géologique du bassin de Paris simplifiée d'après la carte géologique de France au 1/1 000 000^{ème} (BRGM).

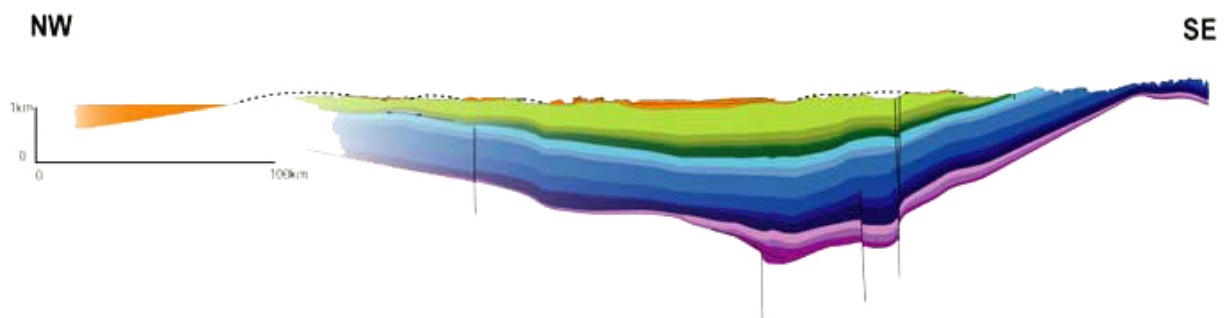


Figure 3-15 : Coupe NW – SE des séries sédimentaires du bassin de Paris (Bréhant, 2000)

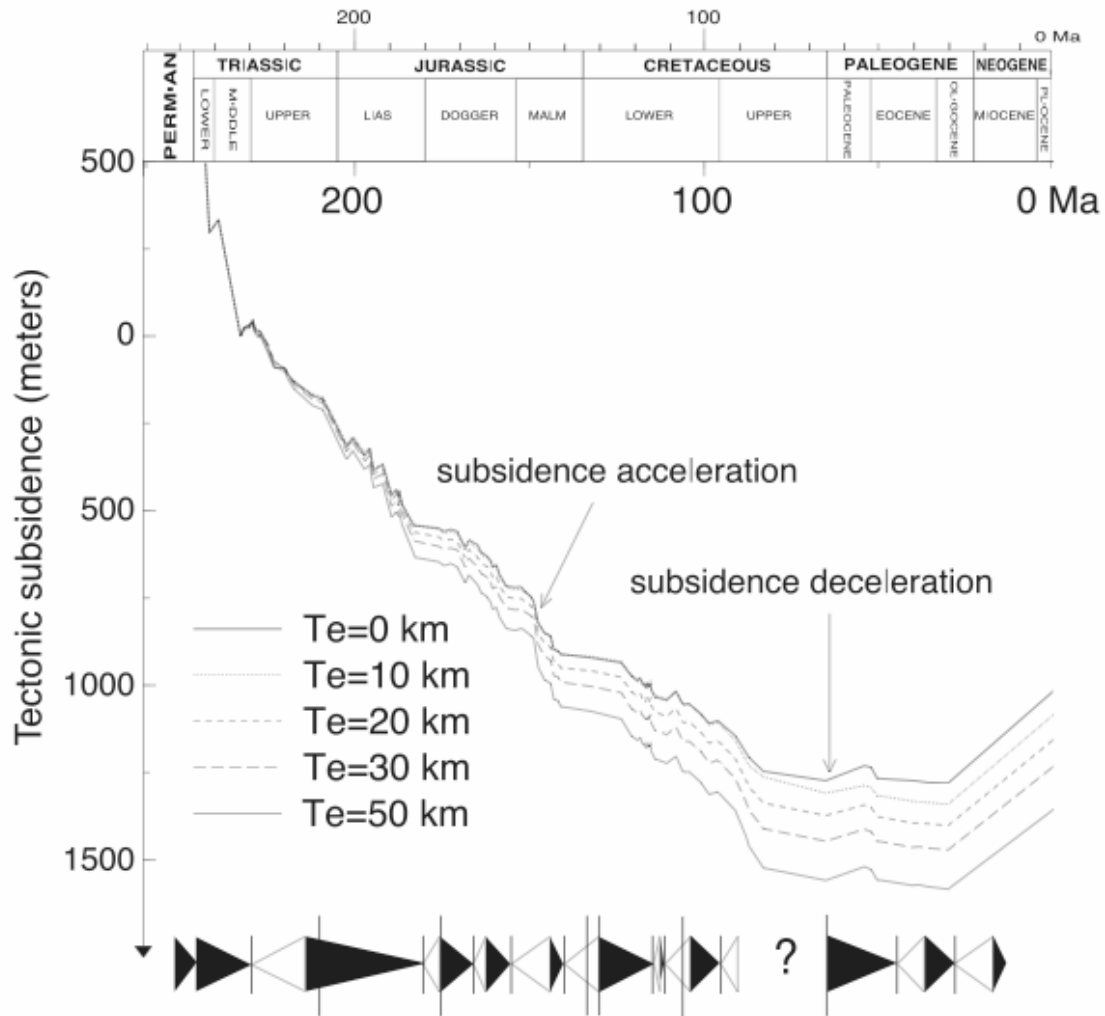


Figure 3-16 : Evolution de la subsidence tectonique dans le bassin de Paris au Mésozoïque et au Cénozoïque (Guillocheau et al., 2000).

Ainsi, la structuration du bassin de Paris s'est initiée au Permien, après l'effondrement de la chaîne hercynienne et la dislocation de la Pangée (Mégnyen, 1980) et ce n'est qu'à partir du Trias que son remplissage sédimentaire débute réellement. Ce bassin a enregistré au cours de son histoire un cycle de Wilson quasiment complet, avec en première approche un grand cycle transgression – régression de premier ordre (Robin et al., 2003).

La reconstitution de l'évolution de la subsidence tectonique montre que celle-ci peut être subdivisée entre trois phases (Figure 3-16 ; Brunet et LePichon, 1980 ; Robin et al., 2003). Elle était maximale du Trias au Jurassique (20 m / Ma). Cette tendance est en accord avec le régime extensif connu à cette époque, et est due notamment à l'influence de l'ouverture de l'océan liguro – téthysien. Le bassin couvrait une surface beaucoup plus importante qu'actuellement (Guillocheau et al., 2000) et constituait une plate-forme

épicontinentale avec une sédimentation carbonatée. Après avoir progressivement décélérée au cours du Crétacé, la subsidence s'arrête au Crétacé supérieur (Aptien supérieur), en réponse d'une part à l'initiation de l'ouverture de l'océan Atlantique Nord et d'autre part à la fin du rééquilibrage thermique de la croûte continentale. Dès lors, seul le poids des sédiments a joué un rôle sur la création d'espace par la subsidence tectonique. D'un point de vue sédimentaire, cette période est marquée par un hiatus majeur. Au cours du Paléogène, les orogénèses pyrénéenne et alpine ont influencé la structuration du bassin de Paris en induisant son soulèvement. Cela a ainsi mené certains auteurs (Schüler et al., 1992) à considérer le bassin de Paris, au Cénozoïque, comme un bassin de piémont pyrénéen, puis alpin (Figure 3-17). La sédimentation ne reprend qu'au Paléocène et à partir de la fin de l'Oligocène, le bassin ne subside plus et est en soulèvement de +3m / Ma.

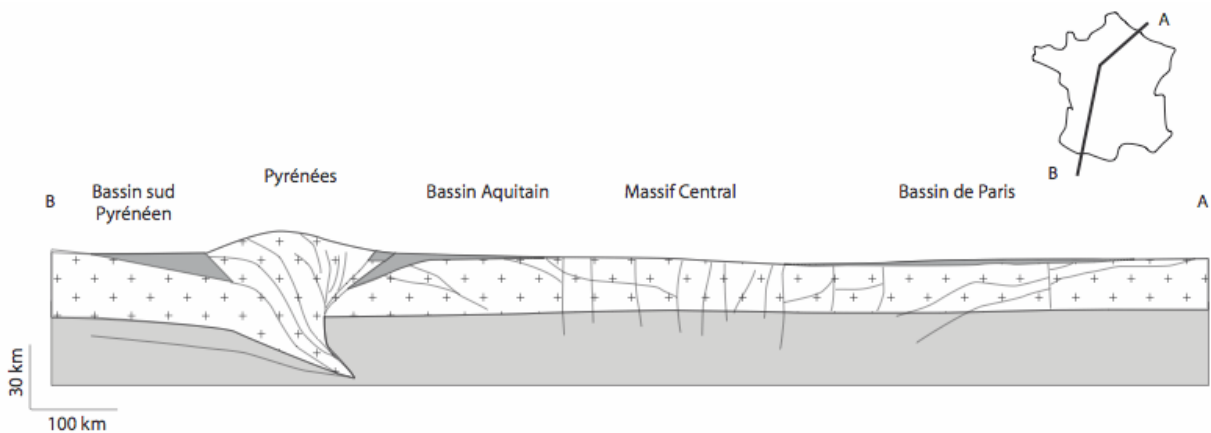


Figure 3-17 : Coupe simplifiée illustrant les relations entre les Pyrénées, ses deux bassins d'avant-pays et le bassin de Paris (modifié d'après Lacombe et Obert 2000).

A partir de ces observations, Guillocheau et al., (2000) ont conclu que l'évolution de la subsidence était la superposition d'une composante thermique qui s'exprime sur le long terme et de variations de plus courtes durées (10-40 Ma et 1-5 Ma) traduisant des déformations intraplaque.

3.6.3. Histoire cénozoïque du Bassin de Paris

a. Généralités

Les séries sédimentaires du Tertiaire du bassin de Paris sont historiquement connues, puisque c'est dans ces zones que les bases de la stratigraphie et de la paléontologie ont été posées depuis le XVIII^{ème} siècle par des personnalités comme Cuvier, Lamarck ou de

Lapparent. La première carte géologique (représentant en réalité uniquement des faciès, sans distinction d'âges) connue a été décrite dans ce bassin, dans la région de Fontainebleau par Guettard, Lavoisier et Monnet en 1767. Lavoisier dans son Mémoire à l'Académie de 1789 décrit, à partir de l'étude des sédiments du bassin de Paris, les notions de paléogéographie, de cycle sédimentaire et de cosmostratigraphie, la notion d'étage y ayant également été définie par d'Orbigny en 1842. La première carte géologique du bassin de Paris, a pour sa part été établie en 1816 par Jean-Baptiste Julien d'Omalius d'Halloy, démontrant pour la première fois la structure concentrique des formations de ce bassin. De plus 10 stratotypes et parastratotypes y ont été décrits pour le Paléogène (Pomerol, 1981), le plus connu étant certainement le Lutétien, défini par de Lapparent en 1883.

Les séries cénozoïques du bassin de Paris sont connues pour l'extrême richesse et la grande qualité de préservation de leur contenu fossilifère, aussi bien marins, comme les mollusques (Cossmann et Pissaro, 1911 ; Dolin et al., 1980 ; Pacaud et Le Renard, 1995 ; Merle, 1999 ; Pacaud et al., 2000 ; Pacaud, 2001 ; Merle, 2008), les ostracodes (Apostolescu, 1964 ; Guernet, 1984 ; Guernet et al., Soumis), les foraminifères (Bignot et Le Calvez, 1969 ; Le Calvez, 1970 ; Blondeau, 1972), et en domaine continental, avec les mammifères (Ginsburg et al., 1965 ; Louis et al., 1983), les charophytes (Grambast et Paul, 1966 ; Riveline, 1984a,b ; Riveline et al., 1996) ou encore les pollens (Gruas-Cavagnetto, 1968 ; Châteauneuf, 1980).

De ce fait, les études biostratigraphiques abondent dans le bassin de Paris. Toutefois, la corrélation avec les échelles biostratigraphiques établies pour le domaine océanique n'est pas toujours précise, du fait du manque de fossiles communs à ces deux différents domaines. Plusieurs échelles ont été mises en place pour le Paléogène, en se basant sur des données provenant du bassin de Paris, (Cavelier et Pomerol, 1983, 1986). L'étude des nannofossiles calcaires du bassin de Paris par Aubry (1983) et Aubry (1985) a permis de positionner les différentes zones de nannoplancton (NP) dans ce bassin ainsi qu'une correspondance avec l'échelle magnétostratigraphique internationale.

La datation absolue des dépôts paléogènes (Bonhomme et al., 1968) a permis de montrer que l'enregistrement sédimentaire était quasiment continu, chaque étage étant représenté par des dépôts marins et également assez souvent par des dépôts continentaux (Figure 3-18). Toutefois, de nombreux hiatus (15 majeurs, Pomerol, 1989) sont enregistrés, le plus souvent aux limites d'étages, comme entre le Cuisien (Yprésien supérieur) et le Lutétien ou entre le Lutétien et le Bartonien.

De par l'incomparable richesse de son contenu paléontologique, sa faible activité tectonique et son remplissage sédimentaire représentatif de la totalité du Paléogène, le bassin de Paris paraît être un exemple tout à fait indiqué pour effectuer des reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques à partir de l'outil géochimique. Toutefois, des précautions sont à prendre sur l'interprétation des résultats géochimiques du fait de la très grande fluctuation des paramètres environnementaux dans le bassin au Cénozoïque.

b. Evolution paléogéographique et paléoenvironnementale du Bassin de Paris au Paléogène

Ce n'est qu'à partir du Tertiaire que le bassin de Paris acquiert sa forme sub-circulaire que nous lui connaissons actuellement. En effet, la collision de l'Afrique sur le bloc européen a induit un soulèvement des zones de socle bordant le bassin, menant également au soulèvement d'anticlinaux tels que le Pays de Bray, Beynes-Meudon, l'Artois ou l'anticlinal de la Rémarde et la formation de plis de plus petite dimension, notamment au Lutétien en réponse à l'influence des phases tectoniques pyrénéenne et alpine dans le bassin de Paris au Cénozoïque (Cavelier et Pomerol, 1979 ; Lacombe et Obert, 2000). Ces accidents correspondent à la réactivation de structures hercyniennes (Guillocheau et al., 2000).

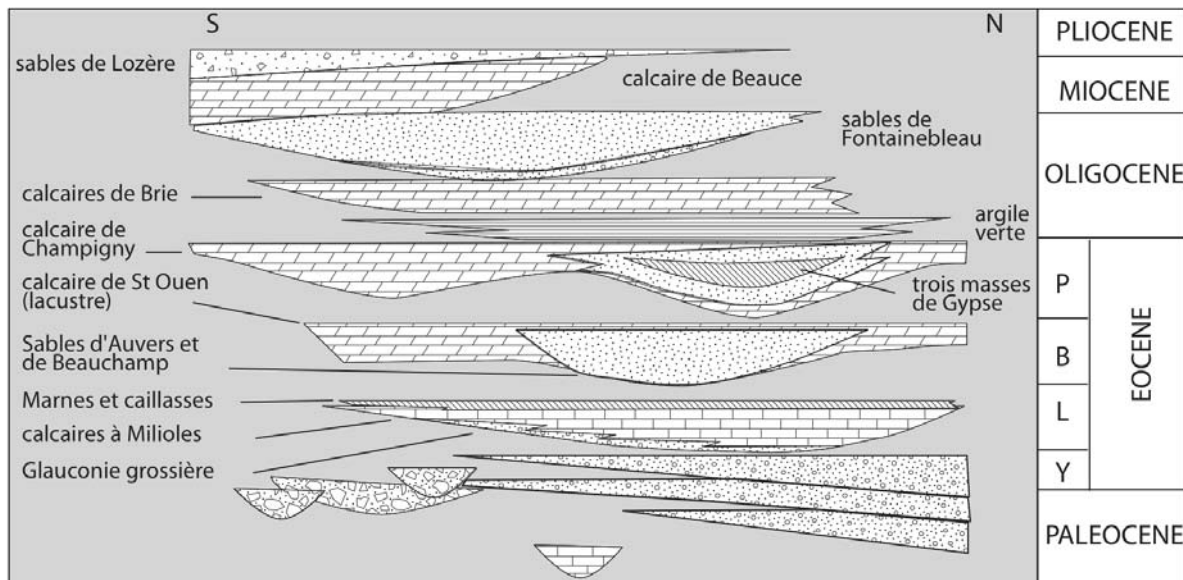


Figure 3-18 : Evolution sédimentaire simplifiée dans le bassin de Paris au Cénozoïque (modifié d'après Thiry et Dupuis, 1998).

Après la régression de la fin du Crétacé, la mer revient par la Manche au Paléocène inférieur (Danien). Mais ce n'est qu'au Thanétien que la mer se réinstalle véritablement, constituant le premier des cinq grands cycles sédimentaires du bassin de Paris au Paléogène (Figure 3-19 ; Pomerol, 1973).

Au début du Paléocène, la mer dano-montienne s'installe donc sur la craie campanienne, érodée pendant plusieurs millions d'années (Lasseur, 2007). A cette période, le bassin était représenté par un golfe communiquant avec l'océan Atlantique Nord via la Manche. La sédimentation était surtout caractérisée par des calcaires fossilifères. Les données paléontologiques montrent un climat de type tropical, avec la présence de calcaires récifaux. Ce premier cycle se termine par une régression et le dépôt de marnes continentales fossilifères (Marnes de Meudon).

Les reconstructions paléogéographiques montrent qu'au Thanétien, la transgression est venue depuis le Nord-Est, en provenance de la Mer du Nord et n'a pas atteint Paris. A cette époque, la faune se distingue de celle du Danien par ses affinités plus nordiques, caractéristiques d'eaux plus froides. Cependant, le climat ne semble pas avoir subi une grande détérioration, puisque les données paléontologiques indiquent toujours un climat tropical.

A l'Yprésien, le bassin est envahi par une mer s'ouvrant vers le Nord et le Nord-Ouest. Deux périodes distinctes forment l'Yprésien. Tout d'abord le Sparnacien constitue un épisode lagunaire, qui s'étend jusqu'au Sud de Paris. Le Dôme de l'Artois est émergé pour la première fois pendant le Cénozoïque. Puis vient l'intervalle cuisien qui est un des épisodes les plus marins qu'ait connu le bassin de Paris au Paléogène. Là encore, la mer provenait principalement de la mer du Nord, mais des apports de moindre importance provenaient de l'océan Atlantique Nord.

Le cycle lutétien est celui qui s'apparente le mieux à un cycle transgression – régression complet. Cet étage marque un changement majeur dans la nature des eaux océaniques, avec une transition entre des arrivées océaniques depuis la Mer du Nord au Lutétien inférieur, à une connexion avec uniquement l'océan Atlantique Nord à partir de la fin du Lutétien moyen. Ce changement paléogéographique notable est à relier au soulèvement du Nord de la France, le long de l'axe de l'Artois qui a joué le rôle de barrière topographique.

L'arrivée de la mer lutétienne se fait de manière progressive, si bien que l'âge de la base de la formation de la Glauconie grossière – qui marque cette transgression – est diachrone du Nord vers le Sud (Mégrien, 1980), avec un décalage estimé à 3 Ma à partir de datations absolues obtenues sur de la glauconie (Bonhomme et al., 1968).

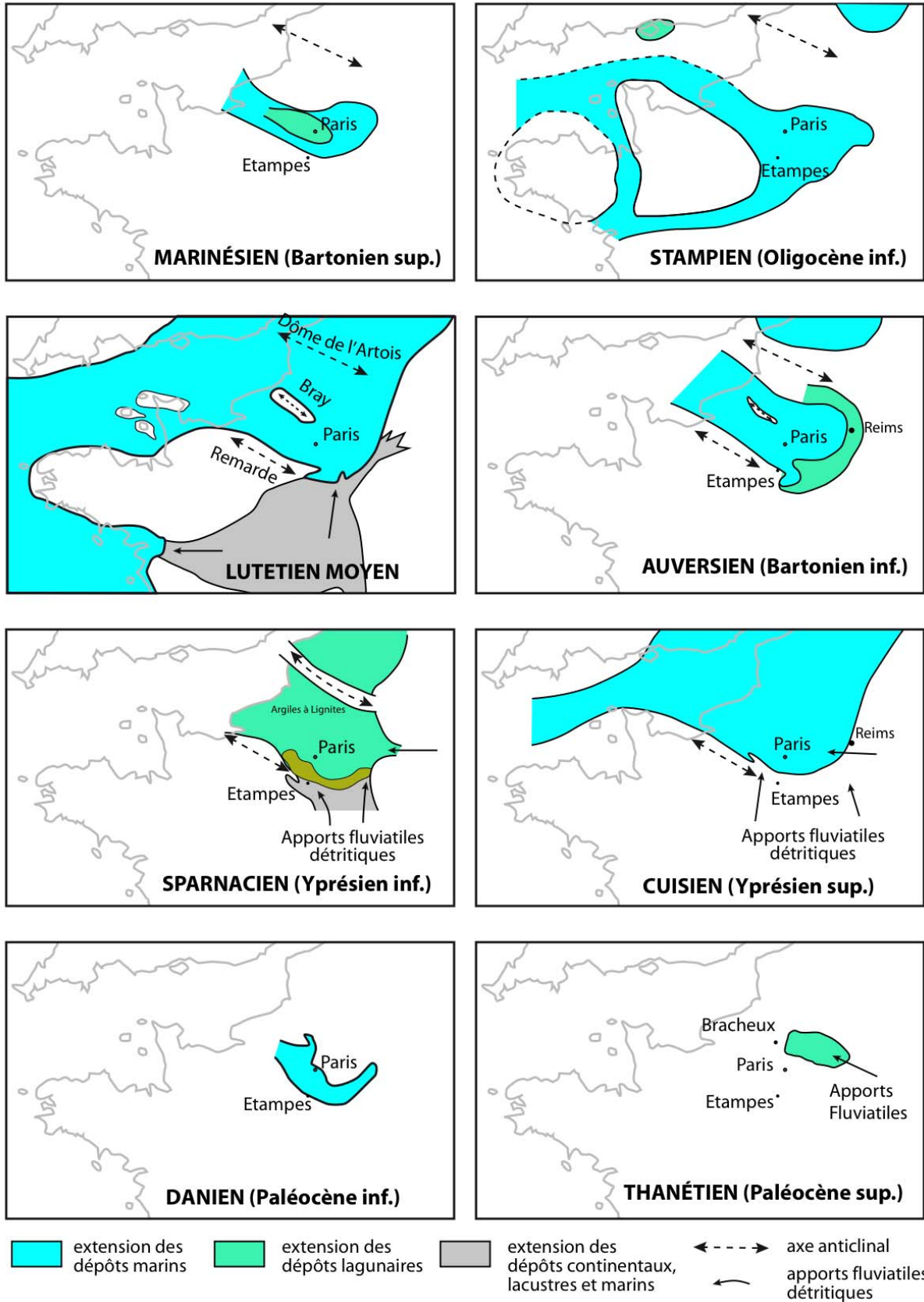


Figure 3-19 : Cartes paléogéographiques du bassin de Paris au Paléogène. Modifié d'après Pomerol, 1973 et Gély, 2008 pour le Lutétien. Le nom des anticlinaux est reporté sur la carte du Lutétien.

Le contenu paléontologique très riche indique une mer d'une profondeur maximale de 50 m, dont les températures moyennes avoisinent les 25°C (Merle, 2008). Dans la série stratotypique de la région de Saint-Vaast-les-Mello, ce maximum de transgression est marqué par le niveau à *Nummulites laevigatus*, foraminifère benthique caractéristique du Lutétien inférieur.

Au Lutétien moyen, la sédimentation est essentiellement calcaire, avec le développement de la formation du calcaire à Miliolles, ou Banc Royal. Cette plate-forme calcaire s'est développée dans une mer tropicale chaude, calme et peu profonde. Le Lutétien supérieur est quant à lui caractérisé par une sédimentation totalement différente, qui débute par un calcaire à Cérithes avec beaucoup d'individus et peu d'espèces différentes, indiquant un milieu lagunaire. La sédimentation se poursuit par la formation des Marnes et Caillasses, qui sont des niveaux dolomitiques contenant des argiles magnésiennes (sépiolite et attapulгите), du quartz néoformé et du gypse. Une seule intercalation marine franche, constituée par le falun de Foulanges, est observée au sein de cette formation, ainsi subdivisée en Marnes et Caillasses inférieure et supérieure.

Le cycle suivant correspond au Bartonien et au Priabonien. Au cours de ce premier étage, la mer provient strictement de l'Atlantique Nord, le dôme de l'Artois constituant toujours un haut topographique isolant le bassin Belge. Les variations latérales de faciès étaient semble-t-il très nombreuses à cette période. Seule la partie inférieure du Bartonien (début de l'Auversien) présente une sédimentation franchement marine, des paléosols étant observés par la suite. La suite du Bartonien (Marinésien) est caractérisé par des incursions marines de faible ampleur, avec le dépôt de nombreuses formations laguno-marines et laguno-lacustres.

Au Priabonien, la transgression débute par une importante incursion marine, conduisant au dépôt de la formation des marnes à *Pholadomia ludensis*, marquée par de faibles salinités. Mais cet étage est surtout caractérisé par le dépôt de niveaux de gypse. Des études géochimiques ont montré que ce gypse s'était déposé dans une eau douce et correspond au lessivage de dépôts salifères de Lorraine (Fontes et al., 1963, Renard, 1975).

La dernière incursion marine tertiaire dans le centre du bassin de Paris est datée du Stampien. Cette phase est caractérisée par des alternances entre des phases marines franches et des intervalles plus lagunaires. Les données palynologiques ont montré que la limite Eocène – Oligocène constituait un passage des températures moyennes annuelles sous la limite des 20°C (Schwarzbach, 1968).

Ainsi, il semble que la répartition des épisodes marins et des hiatus au cours du Paléogène soit avant tout contrôlée par les fluctuations eustatiques. Toutefois, Cavelier et Pomerol (1979) ont montré que la différence entre les transgressions franchement marines (Thanétien, Cuisien, Lutétien, Auversien) et les transgressions dites «lagunaires» (Sparnacien, Marinésien, Ludien, Stampien) est avant tout contrôlée par l'activité tectonique du bassin. En effet, les premières transgressions semblent suivre un mouvement épiorogénique négatif accentué, avec à la fin de ces cycles le développement d'une mer étendue et peu profonde. En revanche, les transgressions dites lagunaires résultent de l'inondation d'un milieu relativement plat avec une altitude moyenne avoisinant celle du niveau marin.

CHAPITRE 4 :
RECONSTITUTIONS PALEOCLIMATIQUES AU
PALEOGENE :
APPORTS DE LA GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Chapitre 4 : Reconstitutions
Paléoclimatiques au Paléogène :
Apports de la Géochimie Isotopique

Introduction

Le climat est défini comme l'état moyen des conditions de température, de précipitation, ou encore d'humidité de l'air de l'atmosphère, sur une période de plusieurs années (e.g., Deconinck, 2006). Ce signal a subi de nombreuses fluctuations au cours de l'histoire de la Terre. Si les conditions climatiques peuvent être mesurées directement en ce qui concerne le climat actuel, la reconstitution des climats passés nécessite l'utilisation de différents porteurs de ce signal.

Parmi les différents supports de l'enregistrement des paramètres climatiques, tous ne sont pas transposables aux périodes très anciennes et pour les périodes telles que le Paléogène, les informations paléoclimatiques proviennent des données palynologiques et paléobotaniques et plus largement des associations paléontologiques (Estes et Hutchison, 1980, Merle et al., 2002), ou encore des associations minéralogiques (nature des argiles, Robert et Chamley, 1991). Mais l'outil le plus utilisé reste la géochimie des isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), dont le rapport entre ^{16}O et ^{18}O dans les carbonates est en partie thermodépendant (Urey, 1947 ; Mc Crea, 1950 ; Epstein et al., 1951). Si de nouvelles

méthodes telles que le $\Delta 47^3$ (Ghosh et al., 2006), les alcénones (Prahl et Wakeham, 1987) ou encore le TEX₈₆ (Schouten et al., 2007) ont fait leur apparition ces dernières décennies, la géochimie des isotopes stables de l'oxygène reste la méthode la plus utilisée (Shakleton et Kennett, 1975, Miller et al., 1987, Zachos et al., 2001).

Le but de ce chapitre est donc de comparer les données paléoclimatiques existantes au Paléogène, à l'analyse géochimique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) de biominéralisations carbonatées des domaines littoraux et continentaux du bassin de Paris et du bassin sud-pyrénéen.

4.1 Principes de la géochimie isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) des carbonates

4.1.1 Généralités

Les compositions isotopiques s'expriment comme l'écart relatif d'un échantillon par rapport à des standards qui sont l'eau de mer moyenne actuelle (ou SMOW = Standard Mean Ocean Water) pour les mesures sur les eaux et le carbonate d'un rostre de Bélemnite (VPDB) pour celles des carbonates suivant les relations suivantes :

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{{}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O}_{\text{ech}}}{{}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O}_{\text{std}}} - 1 \right) * 1000 \quad (\text{‰ VPDB ou SMOW})$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{{}^{13}\text{C} / {}^{12}\text{C}_{\text{ech}}}{{}^{13}\text{C} / {}^{12}\text{C}_{\text{std}}} - 1 \right) * 1000 \quad (\text{‰ VPDB})$$

avec ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{ech}}$ exprimant le rapport isotopique de l'oxygène de l'échantillon et ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{std}}$ celui du standard considéré. Le ${}^{16}\text{O}$ (99,759%) et le ${}^{12}\text{C}$ (98,89%) constituent les isotopes majoritaires de l'oxygène et du carbone, alors que le ${}^{18}\text{O}$ (0,204%) et le ${}^{13}\text{C}$ (1,11%) sont les isotopes minoritaires.

³ Mesure de l'abondance des molécules de CO_2 de la forme ${}^{13}\text{C}{}^{18}\text{O}{}^{16}\text{O}$, uniquement dépendante de la température de précipitation des carbonates.

Les résultats présentés dans ce travail proviennent de l'analyse d'échantillons par spectrométrie de masse (VG Micromass 602). Les données isotopiques sont reportées en notation conventionnelle δ par rapport à un standard interne calibré par rapport au standard international VPDB. La précision analytique est de $\pm 0,1$ ‰.

4.1.2 Les facteurs de variation du rapport isotopique de l'oxygène dans les carbonates

a. La température

Les travaux précurseurs d'Urey (1947) ont montré que l'incorporation des isotopes de l'oxygène dans les carbonates était dépendante de leur température de précipitation, que ceux-ci soient d'origine biogène ou non. Ce signal peut donc être utilisé comme traceur des conditions de températures. Ainsi, Epstein et al. (1953) ont proposé une première équation reliant la température, le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite et celui de la solution parente à partir de l'analyse de coquilles de mollusques élevés dans un milieu dont les conditions étaient entièrement contrôlées. Cette équation a, par la suite, été complétée par Anderson et Arthur (1983) :

$$T (\text{°C}) = 16 - 4,14 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,13 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

avec $\delta^{18}\text{O}_w$ correspondant à la composition isotopique de l'eau à partir de laquelle a été minéralisé le carbonate (en ‰ SMOW) et $\delta^{18}\text{O}_c$ à la composition isotopique du carbonate (en ‰ PDB). Selon cette équation, une augmentation de la température engendrera une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates et inversement.

Cependant, la reconstitution de paléotempératures fiables requière plusieurs conditions :

(1) le matériel fossile doit avoir conservé sa composition isotopique originelle. C'est pourquoi, il est indispensable de contrôler l'impact de la diagenèse sur chaque fossile.

(2) il est nécessaire de savoir si le carbonate a été minéralisé en équilibre avec l'eau.

(3) l'équation ci-dessus montre qu'il est nécessaire d'estimer la valeur du rapport isotopique de la solution parente à partir de laquelle a été précipité le carbonate, ce qui s'avère problématique dans le cas des séries fossiles.

b. Composition isotopique de la solution parente

Comme nous venons de voir, le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau est un facteur de contrôle prépondérant sur le rapport isotopique des carbonates. En ce qui concerne l'eau de mer, de nombreux travaux ont montré qu'il existe une relation entre la salinité et le $\delta^{18}\text{O}_w$ (Epstein et Mayeda, 1953 ; Craig et Gordon, 1965 ; Fairbanks et al., 1997 ; Kirby et al., 1998 ; Pierre, 1999) en raison du fractionnement isotopique lors du passage entre les phases solide – liquide – gaz. Par conséquent, le rapport évaporation – précipitation aura un impact sur la composition isotopique de l'eau, le $\delta^{18}\text{O}_w$ augmentant lorsque l'évaporation s'intensifie et diminuant quand la salinité chute. Ainsi, nous avons utilisé dans ce travail l'équation établie par Pierre (1999), reliant le $\delta^{18}\text{O}_w$ et la salinité, valable pour la Mer Méditerranée actuelle :

$$\delta^{18}\text{O}_w (\text{‰ SMOW}) = 0,22 * S (\text{‰}) - 7,30$$

où **S** est la salinité

Nous avons choisi d'utiliser cette équation car la mer Méditerranée se trouve actuellement à la même latitude que le Bassin de Paris au Paléogène et présente une morphologie similaire avec une forme de bassin fermé.

La composition isotopique de l'eau de mer est également fonction du volume de glace présent sur Terre. En effet, à cause des effets cinétiques lors du passage entre les phases liquide et solide, le stockage d'eau sous forme de glace va avoir tendance à diminuer le $\delta^{18}\text{O}$ des océans. Actuellement, le $\delta^{18}\text{O}_w$ moyen des océans sur Terre est de 0‰. Mais en période totalement non glaciaire, Shackleton et Kennett (1975) ont estimé un $\delta^{18}\text{O}_w = -1,2\text{‰}$ (VPDB), c'est-à-dire -1‰ selon le standard SMOW. Une estimation du volume de glace et une correction de la valeur du $\delta^{18}\text{O}_w$ seront donc nécessaires pour l'estimation des paléotempératures. Nous nous sommes fondé dans cette étude sur les valeurs proposées par Lear et al. (2000) qui estiment un effet glaciaire de plus en plus marqué depuis l'Eocène moyen.

En milieu continental, le rapport isotopique de l'eau est également soumis à de fortes variations, notamment en réponse au bilan évaporation – précipitation. Le rapport isotopique des précipitations est lui même soumis à des fluctuations à cause de l'influence de l'altitude et

d'un effet de continentalité (Hoefs, 2009). Ainsi, plus l'altitude augmente, plus le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitation aura tendance à être négatif.

c. La minéralogie

Parmis les différents polymorphes du carbonate de calcium existant dans la nature, plusieurs peuvent être précipités par les organismes vivants. Nous avons présenté ci-dessus l'équation reliant le $\delta^{18}\text{O}$ des fossiles calcitiques à la température. Mais de nombreux organismes précipitent leur carbonate en aragonite. Carlson (1984) a mis en évidence que la différence de fréquence de vibration interne entre les structures cristallographiques de l'aragonite et de la calcite est susceptible d'impliquer une modification dans l'incorporation des isotopes stables de l'oxygène et du carbone. Tarutani et al. (1969) ont évalué un enrichissement isotopique en ^{18}O de 0,6‰ dans l'aragonite par rapport à la calcite. Dès lors, Grossman et Ku (1986) ont établi une équation de paléotempérature pour l'aragonite biogène à partir de l'analyse de foraminifères et de mollusques aragonitiques actuels :

$$T (\text{°C}) = 20,6 - 4,34 (\delta^{18}\text{O}_a - \delta^{18}\text{O}_w)$$

avec $\delta^{18}\text{O}_a$ correspondant au rapport isotopique de l'oxygène de la coquille aragonitique (en ‰ PDB) et $\delta^{18}\text{O}_w$ au rapport isotopique de l'oxygène de l'eau (en ‰ SMOW).

d. Effets chimiques

Il existe un fractionnement sur le $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de l'alcalinité des eaux (Kim et O'Neil, 1997). Des études actuelles sur des eaux littorales ont montré que le pH présentait une très faible variabilité. Il n'apparaît donc pas suffisamment discriminant. Au Paléogène, une $p\text{CO}_2$ plus élevée impliquait un pH de l'eau de mer légèrement plus basique et plus fluctuant compris entre 7,4 et 8,1 (Pearson et Palmer, 2000). Il est donc possible qu'un effet de fractionnement dû au pH puisse être enregistré, mais sa gamme de variation semble très largement inférieure à celle enregistrée lors de modifications de la température. Nous allons donc considérer que sa valeur est constante et que son importance est négligeable par rapport aux deux autres paramètres.

e. Effets cinétiques

Les variations du taux de croissance des organismes ont été évoquées comme pouvant être responsables d'un biais sur l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$. Cet effet dit « cinétique » induit l'incorporation préférentielle des isotopes légers de l'oxygène dans les carbonates, ce qui implique une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ au cours de la croissance (Turner, 1982 ; Wefer et Berger, 1991).

f. Effets métaboliques

Wefer (1985) et Wefer et Berger (1991) ont montré à partir de l'étude de différents producteurs carbonatés que la valeur isotopique des carbonates biogènes n'est pas toujours en équilibre avec celle de la solution parente à partir de laquelle ils ont été minéralisés. Ce fractionnement isotopique ou « effet vital » est spécifique à chaque espèce biominéralisatrice (Wefer et Berger, 1991) et peut être la conséquence de plusieurs facteurs qui sont la variabilité génétique, l'impact de l'activité physiologique, du taux de croissance ou de la photosynthèse. Il a été démontré que ce déséquilibre est très réduit voire inexistant pour les mollusques (Wefer et Berger, 1991), mais peut être assez important chez certains groupes comme les dasycladales (Wefer et Berger, 1991 ; Lee et Carpenter, 2001) et les characées (Huon et Mojon, 1994 ; Jones et al., 1996), jusqu'à $\pm 1\%$.

4.1.3 Les facteurs de variation du rapport isotopique du carbone des carbonates

a. La température ?

La possibilité d'un fractionnement thermodépendant sur le $\delta^{13}\text{C}$ a été proposé par Grossman et Ku (1986) à partir de l'analyse de coquilles de mollusques et de foraminifères. Cependant, Romanek et al. (1992) ont montré qu'il n'y avait pas de relation entre le $\delta^{13}\text{C}$ et la température pour l'aragonite et la calcite synthétique, du moins entre 10° et 40°C .

b. Composition isotopique de la solution parente

De nombreux auteurs (Khim et al., 2000, Surge et al., 2001, 2003, McConnaughey et Gillikin, 2008) ont montré qu'il existait une relation entre le $\delta^{13}\text{C}$ de coquilles de mollusques et le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous (CID) dans l'eau de mer. La complexité est que la composition isotopique du carbone de l'eau de mer est fonction de nombreux paramètres.

Tout d'abord, il a été montré qu'il existait une relation entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et la productivité primaire (Park et Epstein, 1960, Killingley et Berger, 1979, Arthur et al., 1983, Hellings et al., 2001). En effet, lors de la photosynthèse, le ^{12}C du CO_2 dissous de l'eau de mer est préférentiellement incorporé par la microflore, ce qui induit une diminution de sa concentration dans l'eau de mer. Cela conduit ainsi à une augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$.

Les processus de minéralisation de la matière organique jouent également un rôle sur la valeur du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ (Arthur et al., 1983, Purton et Brasier, 1997, Savoye et al., 2003). Ceci fonctionne de manière inverse par rapport à ce que nous venons de voir : la dégradation de la matière organique induit un relargage de CO_2 enrichi en ^{12}C dans l'eau de mer, diminuant ainsi le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. De ce fait, les périodes suivant les blooms phytoplanctoniques peuvent être accompagnées par de brusques diminutions du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$.

L'érosion, continentale et océanique, participe également à la variation de la composition isotopique du CID (Salomons et Mook, 1986, Dettman et al., 1999, Surge et al., 2001). Surge et al. (2001) et Gillikin et al. (2006) décrivent une relation entre la salinité et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$. Il ne semble cependant pas exister de relation linéaire stricte entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et la salinité, mais la nature des produits d'altération semble avoir une influence sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ (Dettman et al., 1999).

Les variations de la teneur en CO_2 atmosphérique sont également susceptibles de faire diminuer le $\delta^{13}\text{C}$, ainsi que celui du CID marin et de la matière organique phytoplanctonique (Bentaleb et Fontugne, 1996, Cullen et al., 2001). Enfin, Zhang et al. (1995) montrent une influence de la température sur la composition du CID en modifiant l'équilibre des effets de fractionnement entre bicarbonate, carbonate et CO_2 gazeux. Une augmentation de température entraîne une diminution du fractionnement $\text{HCO}_3^- - \text{CO}_2$ conduisant à l'augmentation relative du $\delta^{13}\text{C}$ phytoplancton, et par voie de conséquence à la baisse du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ (Descolas-Gros et Fontugne, 1990 ; Burkhardt et al., 1999 ; Savoye et al., 2003).

c. La minéralogie

Comme pour l'oxygène, un décalage est observée entre la minéralogie calcitique et aragonitique sur l'incorporation des isotopes du carbone. Un fractionnement de +1,7‰ a été mis en évidence en faveur de l'aragonite par rapport à la calcite pour des températures de formation comprises entre 10°C et 40°C par Romanek et al. (1992).

d. Effets cinétiques

Certains auteurs (Turner, 1982 ; Wefer et Berger, 1991) ont évoqué la possibilité de l'influence de la vitesse de croissance sur le $\delta^{13}\text{C}$ des mollusques. A cause de cet effet cinétique, les isotopes légers (^{12}C) sont préférentiellement incorporés dans les carbonates par rapport au ^{13}C (McConnaughey, 1989, Mitchel et al., 1994).

e. Effet vital

Les travaux de Wefer (1985) et Wefer et Berger (1991) ont également montré que selon le groupe étudié, il pouvait exister des déséquilibres forts entre la valeur isotopique de la solution parente et celui des carbonates précipités. Cet « effet vital » peut être lié à plusieurs facteurs, comme une variabilité génétique, un impact de l'activité physiologique, du taux de croissance ou de la photosynthèse.

f. Rôle du régime trophique

Peu d'études portent sur la comparaison du $\delta^{13}\text{C}$ des parties minéralisées d'organismes ayant un régime trophique différent. Latal et al. (2006) ont pourtant décrit l'influence de ce paramètre sur le $\delta^{13}\text{C}$ de coquilles de gastéropodes ayant un mode de nutrition différent. Quelques études récentes ont cependant tenté de quantifier l'influence de la nourriture sur le $\delta^{13}\text{C}$ d'un même organisme (Vander Putten et al., 2000, Lartaud, 2007, Lartaud et al., 2009).

4.2 Matériel et méthodes

4.2.1 Choix des échantillons

De nombreux travaux concernant les reconstitutions paléoenvironnementales à partir de la géochimie isotopique ont été réalisés sur carbonate total (« bulk », Renard, 1984 ; Emmanuel, 1993). Le problème est que le « bulk » constitue un assemblage de nombreux producteurs de carbonate, dont la nature varie dans le temps, avec des possibilités de remaniements pas toujours contrôlables. De ce fait, le signal géochimique mesuré est potentiellement influencé par des effets vitaux et des effets minéralogiques variables pouvant induire un important biais lors de l'interprétation du signal isotopique. De plus, l'impact de la diagenèse est souvent difficile à quantifier, ce qui ne permet pas la restitution fiable d'un signal primaire.

La plupart des synthèses isotopiques couvrant de longues périodes au Cénozoïque ont été obtenues à partir de l'analyse de foraminifères benthiques ou planctoniques provenant des sédiments pélagiques (Shakleton et Kennett, 1975 ; Miller et al., 1987 ; Zachos et al., 2001). Ces milieux présentent l'avantage d'avoir un enregistrement sédimentaire assez continu, d'être peu sensible à une diagenèse post-enfouissement et sont généralement bien datés, aussi bien par des méthodes biostratigraphiques que magnétostratigraphiques. En contrepartie, ces environnements sont découplés des variations des conditions atmosphériques par effet tampon et les enregistrements qui en découlent ne reflètent que les variations long-terme, ainsi qu'un état global du climat. C'est pourquoi, il est nécessaire d'acquérir des données portant directement sur nos zones d'étude, le Bassin de Paris et les bassins d'avant-pays de la chaîne pyrénéenne.

Pour les raisons évoquées précédemment, nous avons donc choisi de travailler sur des espèces biogènes séparées, afin d'obtenir des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ les plus fiables possible. Le choix de ces espèces fossiles s'est avant tout fait en fonction (1) de leur répartition stratigraphique, (2) de leur distribution environnementale (3) de leur abondance et (4) de leur préservation. Les mollusques et les dasycladales nous ont donc paru être le matériel le mieux adapté pour le domaine littoral et les charophytes pour le domaine continental. Cependant, en fonction des conditions citées ci-dessus, nous n'avons pas utilisé les mêmes fossiles dans les deux bassins étudiés.

En effet, dans le bassin de Paris, les fossiles de mollusques présentent une qualité de préservation et une abondance exceptionnelle. Nous avons donc pu utiliser des coquilles de

bivalves (*Ostreidae* et *Venericardia*) et de gastéropodes (*Volutidae*, *Potamididae*, *Cerithidae*, *Turritellidae* et *Sigmessalia*) vivant dans des milieux sensiblement différents afin d'obtenir un enregistrement le plus dense possible durant l'intervalle de temps concerné. Les dasycladales et les oogones de charophytes sont également très bien préservées et abondantes dans les dépôts littoraux et continentaux du Bassin de Paris.

En revanche, les fossiles observés dans le bassin sud-pyrénéen présentent une biodiversité et une qualité de préservation moindre. Les seuls fossiles ayant une répartition stratigraphique suffisamment longue durant le Paléogène et ayant subi une faible influence de la diagenèse en domaine littoral sont les huîtres.

4.2.2 Description des fossiles analysés

a. Les bivalves

Plusieurs familles de bivalves ont été étudiées dans ce travail. Les principaux fossiles analysés sont les huîtres, qui présentent une abondance relativement importante et une qualité de préservation notable dans les deux bassins.

Les huîtres sont des mollusques appartenant à la classe des bivalves (Figure 4-1). Elles sont apparues dès la fin du Trias et se sont fortement diversifiées au cours des temps géologiques. Les ostréidés sont constitués de deux valves, mais ont une coquille inéquivalve avec une valve gauche généralement plus développée (Figure 4-1). Les huîtres actuelles telles que *Crassostrea gigas* vivent dans milieux dont les conditions environnementales sont relativement bien contraintes, correspondant à des eaux euryhalines peu profondes caractérisées par des conditions optimales de températures comprises entre 20°C et 30°C pour une salinité comprise entre 28‰ et 35‰, mais peuvent supporter de plus fortes contraintes environnementales (Stenzel, 1971, Struski, 2005, Lartaud, 2007). Les ostréidés sont des organismes filtreurs, ayant la capacité de remanier d'importantes quantités de sédiments. Les huîtres actuelles sont ovipares et hermaphrodites séquentielles.

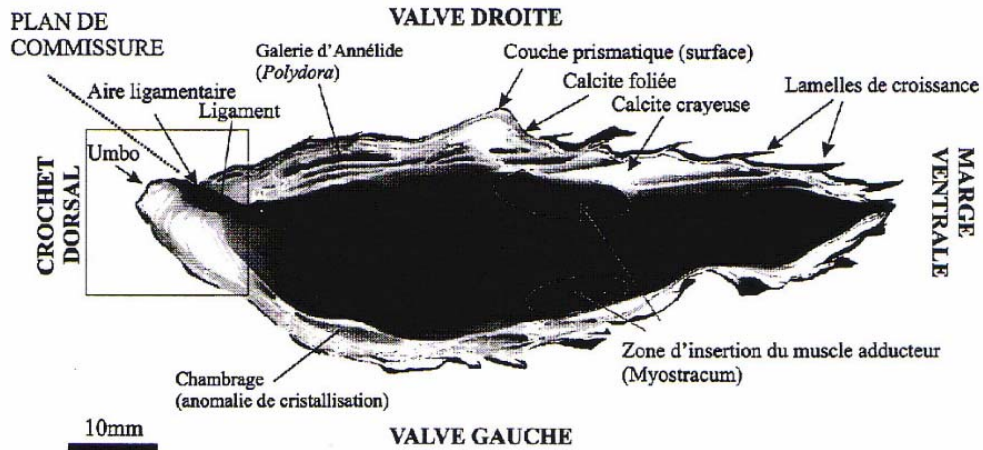


Figure 4-1 : Section radiale dans la coquille de *Crassostrea gigas* montrant la distribution des différentes formes microstructurales, la dissymétrie des valves et l'important développement du crochet (d'après Langlet, 2002)

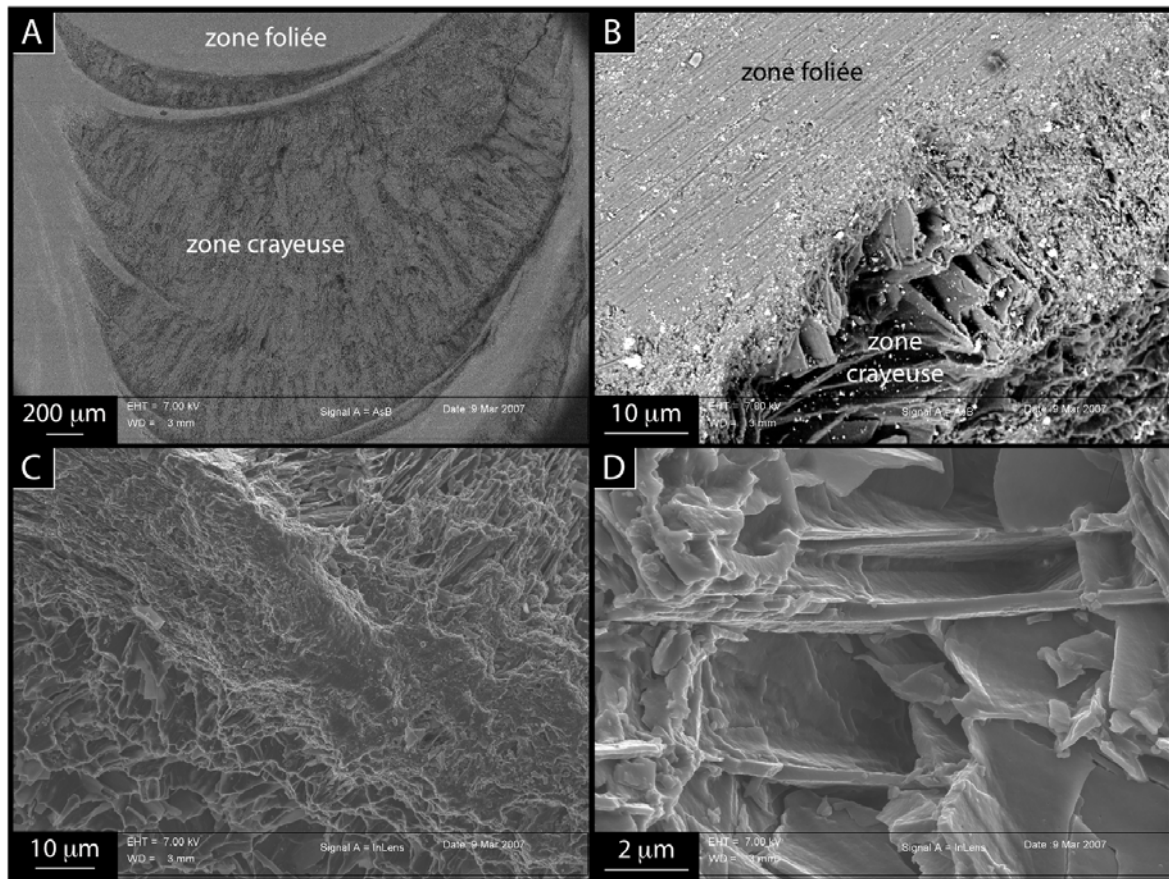


Figure 4-2 : Photographies MEB des deux principales microstructures (crayeuse et foliée) de la coquille des huîtres *Crassostrea gigas* effectuées sur lame mince et réalisées perpendiculairement à l'axe de croissance dans la zone du crochet. A : association calcite foliée, calcite crayeuse ; B : détail ; C : calcite foliée ; D : calcite crayeuse (clichés : F. Lartaud).

La coquille de ces organismes est constituée de macrocristaux de carbonate de calcium (CaCO_3) au sein d'une matrice organique, définie par Weiner et al. (1983) comme étant de la conchyoline. Les deux polymorphes du carbonate de calcium (calcite et aragonite) sont représentés, mais la coquille reste majoritairement constituée de calcite faiblement magnésienne. Les parties aragonitiques sont localisées au niveau de la zone d'insertion du muscle adducteur (myostracum), de la surface de l'aire ligamentaire (ligostracum) et des zones minéralisées du ligament (Stenzel, 1963, Carriker et Palmer, 1979). Les travaux de Galstoff (1964) et de Carter (1980) ont montré que quatre types de structures minéralogiques constituent la partie minérale de l'huître : la calcite prismatique, la calcite foliée, la calcite crayeuse et de l'aragonite (Figure 4-2). La biominéralisation des huîtres se fait par adjonction de lames et de lamelles en direction ventrale (Figure 4-3).

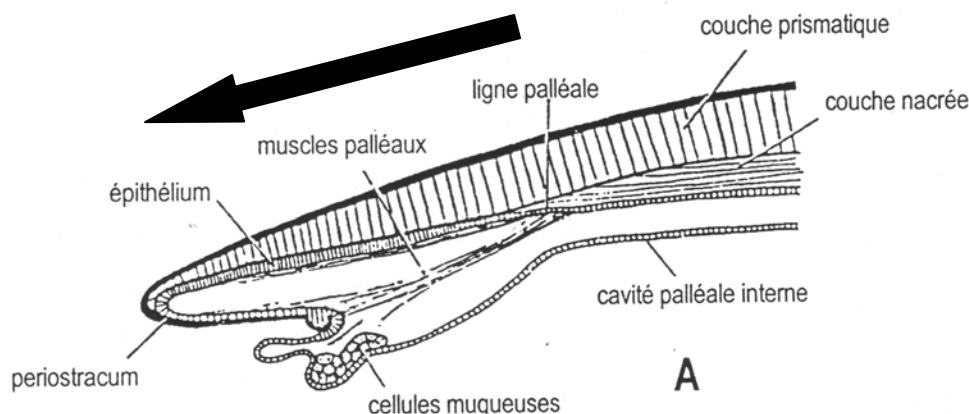


Figure 4-3 : Coupe schématique d'une coquille de lamellibranche montrant la structure interne et la relation entre les parties organiques et minérales (la flèche indique le sens de la croissance).

Les spécimens étudiés dans le cadre de ce travail proviennent, pour le Bassin de Paris, d'échantillonnages de terrain et de deux collections: la collection Claude Cavelier (BRGM) et la collection Offsteter (MNHN, Paris) et pour l'Espagne de relevés de terrain uniquement et ont été déterminées par D. Merle (MNHN, Paris).

Les *Venericardia* sont les autres types de bivalves étudiés ici. L'espèce en question, *V. imbricata* n'existe plus actuellement, mais possède une morphologie très proche de *Cardita ventricosa* qui est une espèce actuelle vivant dans des milieux marins peu profonds (Yonge, 1969, Watters, 1993). En l'état de nos connaissances, aucun travail n'a jamais été réalisé sur la géochimie de *Venericardia* actuelles, mais les études de coquilles d'âge Pliocène de *Venericardia purpurata* (Seward, 1978, Stevens et Vella, 1981) et de *Venericardia imbricata*

d'âge Lutétien (Andreasson et Schmitz, 1996) montrent que ces fossiles peuvent être utilisés pour des reconstitutions paléoenvironnementales.

b. Les gastéropodes

Les gastéropodes constituent le groupe le plus diversifié de la classe des mollusques. Il existe actuellement 60000 espèces de gastéropodes connus sur 70000 espèces de mollusques. Ils sont apparus dès le Cambrien et se sont fortement diversifiés au Cénozoïque. Ces organismes sont caractérisés par la présence d'un pied pour la reptation. On peut les rencontrer dans des milieux très variables (aérien, eau douce et marin).

La coquille des gastéropodes est caractérisée par un enroulement autour d'un axe appelé columelle. Cette coquille est constituée d'un assemblage de petites particules de carbonate de calcium, le plus souvent aragonitique, associées à de la matière organique (Bandel, 1990) qui s'organisent généralement en plusieurs couches qui sont de l'extérieur vers l'intérieur (Figure 4-4) :

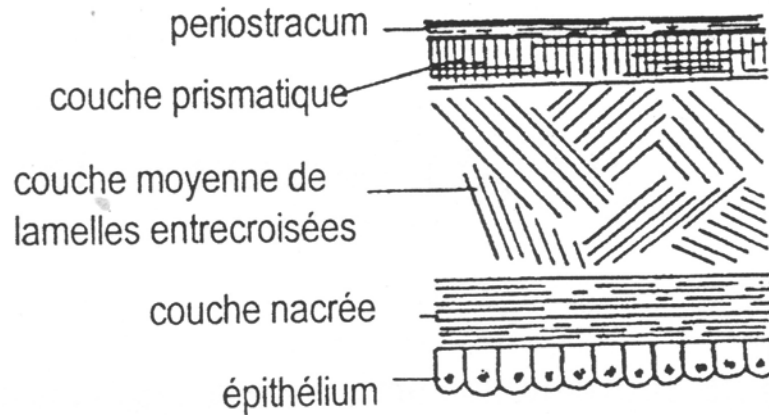


Figure 4-4 : Structure de la coquille des gastéropodes (d'après Beaumont et Cassier, 1981).

(i) le **péριοstracum** ou épiderme (constitué de conchyoline). Cette couche protège la coquille, proprement dite, des attaques chimiques provenant du milieu extérieur et disparaît généralement après la mort de l'animal. C'est dans cette couche que sont généralement localisées les molécules responsables de la pigmentation et des patrons de coloration de la coquille.

(ii) l'**ostracum** ou couche prismatique. Il s'agit de lamelles plus ou moins rectangulaires disposées perpendiculairement par rapport à la surface de la coquille. Cette couche est sécrétée par le manteau.

(iii) une couche **lamellaire entrecroisée**, constituée de cristaux d'aragonite. Il s'agit de la partie la plus importante de la coquille.

Les gastéropodes dont nous disposons ne comportent pas de couche nacrée, cette couche étant caractéristique des gastéropodes primitifs (Bandel, 1990). Les différents groupes de gastéropodes que nous avons analysés dans le cadre de ce travail sont synthétisés dans le Tableau 4-1 :

Classification		Environnement de vie	Nutrition (Latal <i>et al.</i> , 2006)
Ordre	Genre		
Sorbeoconcha	<i>Potamididae</i>	Littoral - Lagunaire	Détritivores
Sorbeoconcha	<i>Cerithiidae</i>	Marin à lagunaire	Détritivores – herbivores
Sorbeoconcha	<i>Sigmessalia</i>	Marin franc	Dépositivores
Sorbeoconcha	<i>Turritellidae</i>	Marin à lagunaire	Suspensivores
Neogastéropodes	<i>Volutidae</i>	Marin franc	Carnivores

Tableau 4-1 : Liste et caractéristiques principales des différents groupes de gastéropodes étudiés.

c. Les dasycladales

Les dasycladales sont des algues dont certaines parties sont minéralisées en carbonate de calcium (aragonite). Il s'agit d'organismes unicellulaires pouvant atteindre une taille centimétrique. Elles sont apparues au Cambrien et sont encore connues actuellement, vivant dans les mers chaudes à une profondeur comprise entre 0 et 20 mètres.

Le thalle des dasycladales est composé de trois parties principales qui sont les rhizoïdes, le siphon axial et les verticilles de ramifications (Figure 4-5). Le rhizoïde est la partie qui assure la fixation de l'algue au substrat. Le siphon axial constitue l'élément de soutien des ramifications. Quant aux verticilles de ramification stériles ou fertiles, ils représentent les organes photosynthétiques et/ou reproducteurs de l'algue (Génot, 1987).

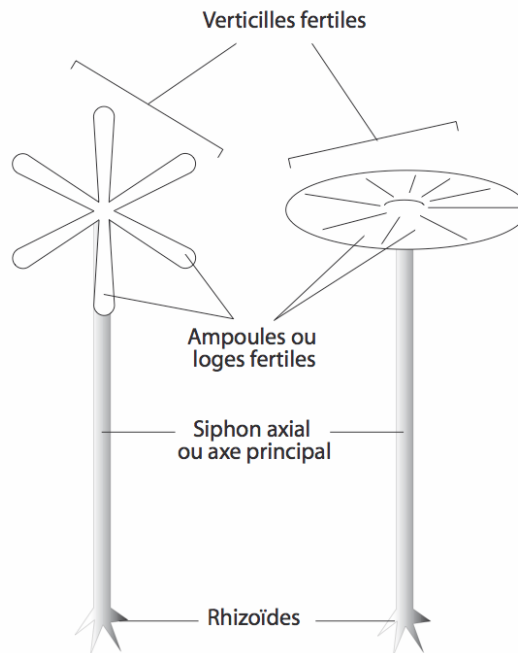


Figure 4-5 : Schémas des principaux éléments structuraux des Acétabulariacées (dasycladales, d'après Génot, 1987). Echelle : de quelques millimètres à quelques centimètres.

On observe, chez certaines dasycladales actuelles, un manchon aragonitique qui se développe à l'intérieur du thalle. L'importance de cette calcification varie selon les genres et les espèces. Les processus qui contrôlent la minéralisation sont cependant encore peu compris. Néanmoins, il semble que les dasycladales actuelles précipitent leur carbonate uniquement durant la période d'été (Génot, communication personnelle).

d. Les charophytes

Ce groupe est apparu au début du Silurien. Ce sont des algues vertes d'eau douce appartenant à l'embranchement des Thallophytes. On les trouve principalement dans les environnements lacustres et palustres. Seules les oogones femelles peuvent être suffisamment calcifiées pour être retrouvées à l'état fossile (Grambast et Paul, 1966 ; Riveline, 1984a).

A l'état vivant, l'oogone est composée de plusieurs parties : une oosphère renfermant le noyau femelle qui sera fécondé ; une ou plusieurs cellules sœurs de l'oosphère ; une cellule nodale produisant cinq cellules périphériques ; cinq cellules spiralées qui recouvrent la totalité de l'oosphère ; cinq ou dix cellules coronulaires et d'une cellule basale. Après la fécondation, l'oogone subit de nombreux changements : les cellules spiralées et l'intérieur de la ou des cellules sœurs sont calcifiées et correspondent aux gyrogonites récoltées à l'état fossile. Les

échantillons que nous avons analysés dans ce travail proviennent de la collection de Janine Riveline (UPMC, Paris).

Les charophytes actuelles vivent en eau douce dans des milieux peu profonds (<10 m). Le pH des eaux dans lesquelles sont trouvées ces organismes est généralement élevé et les concentrations en CaCO₃ dissous sont souvent ≥ 100 mg/l (Morgan et Britton, 1977). Dans ces conditions, l'activité photosynthétique des *Chara* cause la calcification de la tige et des fructifications de la plante (Raven et al., 1986 ; Coletta et al., 2001), le plus souvent en calcite faiblement magnésienne (Leitch, 1991 ; Anadon et al., 2002). Ainsi, depuis une vingtaine d'années, les études portant sur les reconstitutions paléoenvironnementales à partir de l'analyse géochimique d'oogones de charophytes se sont multipliées (e.g. Coletta et al., 2001 ; Grimes et al., 2003, 2005). Néanmoins, l'interprétation du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ du carbonate de ces algues est sujette à un large débat. En effet, Jones et al. (1996) et Grimes et al. (2003) ont suggéré, à partir de l'étude de *chara* actuelles, que celles-ci minéralisaient leur carbonate en équilibre avec l'eau. Au contraire, de nombreux autres cas ont montré, toujours sur des organismes actuels, qu'un important déséquilibre isotopique pouvait être observé, reflétant alors un effet métabolique dû à la photosynthèse. Andrews et al. (2004) ont montré que pour le $\delta^{13}\text{C}$, la minéralisation à l'équilibre ou non de la calcite des charophytes était essentiellement due au fait que le brassage de l'eau - et donc du carbone inorganique dissous - à partir de laquelle celle-ci est précipitée était efficace ou non. Concernant le $\delta^{18}\text{O}$, le déséquilibre isotopique par rapport à l'eau est principalement fonction de la cinétique de cristallisation.

4.2.3. Préparation et échantillonnage

a. Nettoyage

Le protocole de nettoyage utilisé pour les mollusques est celui développé par Langlet (2002). Les échantillons sont tout d'abord rincés à l'eau déminéralisée pour retirer le sédiment les recouvrant. Puis ils sont placés dans une cuve à ultra-sons pour retirer les impuretés résiduelles. La matière organique éventuelle est éliminée en plongeant les fossiles dans de l'eau oxygénée (H₂O₂ à 6% en volume) pendant 6 heures à température ambiante. Enfin, les coquilles subissent une attaque ménagée à l'acide nitrique (HNO₃ Normapur à 0,15 N) durant

20 minutes à température ambiante. Cette dernière préparation permet de supprimer les impuretés restées dans le fossile (contaminations superficielles, inclusions de minéraux non carbonatés et/ou phénomènes d'adsorption).

b. Contrôle de la préservation

Afin de vérifier que les mesures géochimiques effectuées reflètent bien les conditions environnementales dans lesquelles les organismes ont biominéralisé leur carbonate, il est nécessaire de contrôler l'impact de la diagenèse sur la préservation des fossiles et son influence sur le signal géochimique. Ceci a pu être vérifié de plusieurs manières selon le type de fossile considéré.

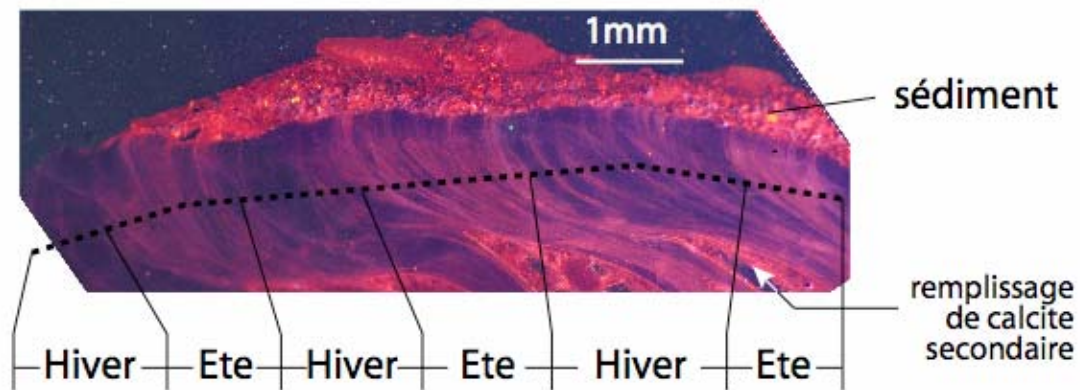


Figure 4-6 : Crochet de l'huître Se-2-1 (Cuisien inférieur, Serraduy, Espagne) vu sous CL. Les zones de forte luminescence correspondent aux périodes estivales et les zones de faible luminescence aux périodes hivernales.

Le contrôle de la préservation des huîtres se fait sur la partie interne de l'aire ligamentaire, observée en cathodoluminescence (CL). Nous nous intéressons à cette zone, car elle présente l'avantage d'être constituée d'une seule minéralogie et de regrouper sur une petite surface l'ensemble de la vie de l'organisme. De nombreux travaux ont montré que les motifs de croissance sont naturellement visibles sous cathodoluminescence sur des huîtres actuelles et que leur préservation sur des crochets d'huîtres fossiles atteste de la bonne conservation de la coquille (Kirby, 2000 ; Langlet et al., 2006 ; Lartaud, et al., 2009, Figure 4-6). Les variations de la luminescence dans les crochets d'huîtres reflètent essentiellement les variations de la teneur en manganèse dans le carbonate de la coquille. Les intervalles où la luminescence est élevée correspondent aux périodes estivales alors que les périodes de faible luminescence reflètent les périodes d'hiver.

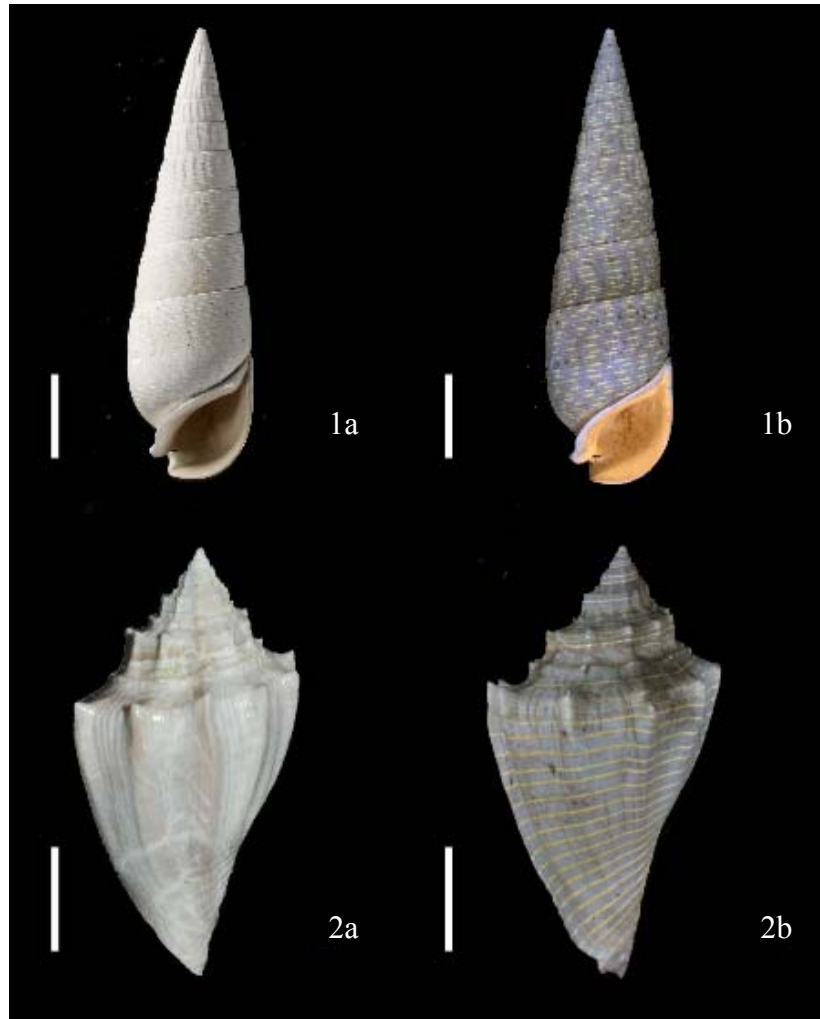


Figure 4-7 : Exemple de gastéropodes provenant des formations lutétiennes du bassin de Paris, observés en lumière naturelle (1a, *Clava striata* et 2a, *Athleta spinosa*) et sous lumière UV (1b et 2b) révélant la préservation des patrons de coloration (clichés : D. Merle).

Du fait de leur structure et de leur minéralogie, le contrôle de la préservation est différente chez les gastéropodes. En effet, l'ensemble des gastéropodes analysés dans ce travail a une minéralogie aragonitique, qui est le polymorphe instable du carbonate de calcium. Ils sont donc plus sensibles à la diagenèse par rapport aux huîtres. C'est pourquoi la conservation de cette minéralogie primaire sur un fossile est généralement gage de la bonne préservation de cet échantillon. Mais ce test ne permet pas d'identifier d'éventuelles recristallisations de type aragonite – aragonite. Nous avons donc utilisé un autre moyen de contrôle qui consiste en la révélation des motifs de pigmentation naturellement présents chez certains de ces mollusques. La pigmentation est localisée dans le périostracum, qui est la partie la plus superficielle de la coquille (Figure 4-4). Ces motifs sont donc très facilement altérables, soit lors d'un éventuel transport du fossile, soit à cause de l'enfouissement. La

préservation de ces motifs atteste donc de la très bonne conservation des échantillons (Figure 4-7).

Les molécules organiques responsables de la pigmentation sont révélées par oxydation de la coquille par de l'eau de javel (NaClO) pendant 24 heures à température ambiante. Puis les fossiles sont rincés à l'eau déminéralisée et sont observés sous lumière UV (Merle, 2003, 2008).

Enfin, le contrôle de la préservation des dasycladales s'est effectué par observation à la loupe binoculaire. Les oogones de charophytes sont tout d'abord cassées pour vérifier leur éventuel remplissage. Elles sont ensuite observées au MEB pour déceler les possibles recristallisations. Les Dasycladales étant en aragonite, la minéralogie de celles-ci est vérifiée par diffractométrie des rayons X.

L'ensemble des fossiles analysés dans ce travail présente une bonne préservation. Toutefois, parmi les échantillons dont nous disposons, aucun des gastéropodes provenant des Pyrénées n'a été analysé car aucun motif n'est observable, ceux-ci étant donc tous recristallisés en calcite.

c. Prélèvements

Les prélèvements sur les mollusques sont réalisés à l'aide d'une fraise Dremel de 0,5mm de diamètre sur une partie préalablement nettoyée et bien préservée.

La zone prélevée sur les huîtres est le crochet, sauf la partie correspondant au stade juvénile, où un fractionnement isotopique a été mis en évidence sur le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ (Lartaud, 2007). Le crochet peut-être soit prélevé dans sa totalité pour obtenir des températures moyennes (Figure 4-8), soit à plus haute résolution pour obtenir des données sur les variations saisonnières de température à partir des mesures du $\delta^{18}\text{O}$. Le mode de prélèvement est avant tout contrôlé par la taille du crochet, puisqu'une prise d'essai supérieure à 1 mg de poudre de carbonate est nécessaire pour réaliser les analyses.

Il est cependant important de préciser que les températures moyennes reconstituées à partir de l'analyse des coquilles d'huîtres vont refléter des températures plus « chaudes » que la moyenne réelle. En effet, le taux de croissance des huîtres est moins élevé en hiver qu'en été. C'est pourquoi, le « poids isotopique » du carbonate correspondant à la période estivale sera plus important que celui de la période hivernale (Lartaud, 2007).

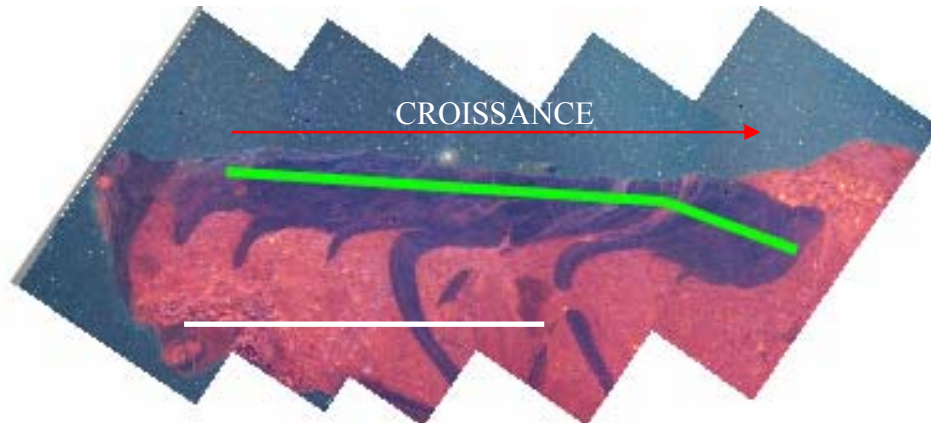


Figure 4-8 : Illustration de la zone de prélèvement du crochet d'une huître (échelle : 1 cm). Les prélèvements sont effectués en continu sur la totalité de la partie préservée (faible luminescence) du crochet.

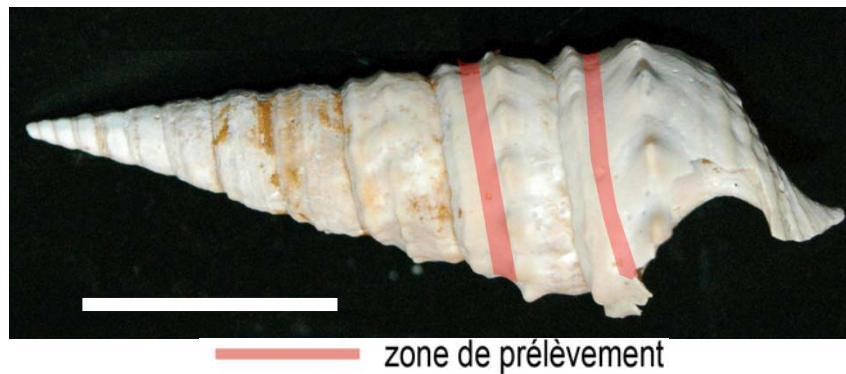


Figure 4-9 : Illustration de la zone de prélèvement pour les gastéropodes (échelle = 1cm)

La démarche est la même concernant les gastéropodes. Les prélèvements se font soit en continu sur plusieurs tours de spire pour moyenniser le signal géochimique sur plusieurs années de croissance de l'organisme (Figure 4-9), soit ponctuellement pour obtenir des données de variation des températures à l'échelle saisonnière.

Concernant les charophytes, les oogones sont complètement écrasées et réduites en poudre. Une vingtaine d'oogones sont généralement nécessaires par échantillon pour la réalisation d'une mesure isotopique. Les parties analysées dans le cas des dasycladales sont variables en fonction des échantillons.

4.3. Reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales dans le bassin de Paris au Paléogène

4.3.1. Evolution long terme du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ au Paléogène

a. Le $\delta^{18}\text{O}$

Comme nous l'avons vu plus haut, la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ de biominéralisations carbonatées peut permettre de restituer des paléotempératures sous réserve d'une bonne préservation des fossiles utilisés et d'une bonne contrainte des conditions paléoenvironnementales (Abrard, 1925 ; Pomerol, 1965 ; Cavelier et al., 1980 ; Guélorget, 1985). Or, les formations paléogènes du bassin de Paris sont caractérisées par de très fortes fluctuations des conditions paléoenvironnementales, avec des alternances de périodes de dessalure, de sursalure et de salinité normale. Le but de l'étude présentée dans ce paragraphe est de tester si l'analyse combinée de plusieurs porteurs du signal géochimique provenant d'environnements différents (mollusques et dasycladales pour le domaine littoral et oogones de charophytes pour le domaine continental) permettrait de restituer des températures fiables, malgré la surimposition de l'influence des variations de salinité sur le $\delta^{18}\text{O}$.

Les principaux résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis au journal *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, intitulé :

Contribution to paleoclimate studies of multi-specific marine and continental organisms (Molluscs, Dasycladaceae, Charophytes) stable isotopes analyses: Example from the Paris basin during the Paleogene.

Les protocoles de vérification de la préservation des fossiles et de prélèvement sont ceux présentés dans les paragraphes précédents. Les résultats montrent que le $\delta^{18}\text{O}$ de l'ensemble des fossiles présente une variabilité très importante tout au long du Paléogène. De même, les valeurs moyennes diffèrent entre chaque groupe. Le $\delta^{18}\text{O}$ moyen de l'ensemble des mollusques s'échelonne entre -2,5 et -0,9‰ selon la famille considérée (Figure 3 article). Pour les dasycladales, la valeur moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ sur l'ensemble du Paléogène est de -3,6‰. Quant aux oogones de charophytes, leur valeur isotopique moyenne est de -3,8‰.

Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette variabilité. Tout d'abord, un biais dans l'échantillonnage doit être considéré, puisque les fossiles des différents groupes ne couvrent

pas les mêmes périodes. Par exemple, les Cérithes ne proviennent que de périodes où le $\delta^{18}\text{O}$ de l'ensemble des autres fossiles est élevé. De plus, il faut considérer un effet de la minéralogie, les fossiles en aragonite ayant un $\delta^{18}\text{O}$ enrichi de 0,6‰ par rapport aux espèces calcitiques (Tarutani et al., 1969).

Les différences, qui subsistent une fois cette correction liée à la minéralogie effectuée, peuvent être imputées soit à un effet environnemental, soit à un effet vital ou soit au mode de minéralisation des organismes. Par exemple, la période de minéralisation des dasycladales et des oogones de charophytes est restreinte à la période estivale de l'année, contrairement aux mollusques qui précipitent leur coquille en continu tout au long de l'année. De ce fait, le $\delta^{18}\text{O}$ des mollusques sera plus positif – correspondant ainsi à des températures moyennes légèrement plus basses – que celui des dasycladales et des charophytes. Mais il peut également exister un effet vital pour ces deux groupes, comme l'avaient mis en évidence de nombreux auteurs (Wefer et Berger, 1991, Jones et al., 1996, Lee et Carpenter, 2001), mais qui est difficilement quantifiable à partir de nos résultats.

L'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de l'ensemble des groupes étudiés suit une évolution similaire tout au long du Paléogène (Figure 4), avec une variabilité moyenne de ~4‰ pour une même période de temps. Ces résultats montrent donc que malgré la surimposition des conditions environnementales locales, le $\delta^{18}\text{O}$ de l'ensemble des fossiles reflète bien l'influence d'un paramètre climatique. Ainsi, plusieurs événements climatiques globaux peuvent être identifiés dans l'enregistrement isotopique des fossiles des séries sédimentaires du bassin de Paris au Paléogène. Il s'agit de l'optimum climatique de l'Eocène inférieur, du refroidissement du Lutétien, de l'optimum climatique de l'Eocène moyen, de la coupure climatique de la limite Eocène – Oligocène.

Nous avons tenté d'estimer des valeurs de températures pour les fossiles d'huîtres, qui sont les fossiles les mieux représentés durant notre intervalle d'étude et dont les conditions paléoenvironnementales des gisements étudiés peuvent être les mieux contraintes. Ces résultats confirment que les températures étaient élevées au Paléocène et à l'Eocène inférieur, comprises entre 20 et 35°C (Figure 5). Au Lutétien, les températures étaient plus basses et proches de 20°C, avant de réaugmenter durant la première partie du Bartonien avec des valeurs moyennes de 25°C. Par la suite, un refroidissement continu s'est produit jusqu'à la limite Eocène – Oligocène (17°C), avant un dernier réchauffement au cours de l'Oligocène inférieur (23°C).

Contribution to paleoclimate studies of multi-specific marine and continental organisms (Molluscs, Dasycladaceae, Charophyteae) stable isotopes analyses: Example from the Paris basin during the Paleogene.

Damien Huyghe^a, Franck Lartaud^b, Laurent Emmanuel^a, Didier Merle^c, Patrick Génot^d, Janine Riveline^a, Maurice Renard^a

^a UPMC Univ. Paris 6, IStEP, UMR CNRS 7193, Lab. Biominéralisations et Environnements Sédimentaires, Case postale 116, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France.

^b UPMC Univ. Paris 6, UMR CNRS 7621, Lab. Oceanographie Biologique, Equipe Dynamique des Environnements Profonds Observatoire Oceanologique de Banyuls-sur-mer, Avenue du Fontaulé, 66650 Banyuls/Mer, France.

^c Museum National d'Histoire Naturelle, Département Histoire de la Terre, UMR CNRS 5143, Paléobiodiversité et Paléoenvironnements. CP 38 ,8, rue Buffon, 75005 Paris.

^d Département des Sciences de la Terre, 2 rue de la Houssinière, 44322 Nantes cédex 03

Keywords : Paleogene, Paris basin, Paleotemperature, Molluscs, Dasycladaceae, Charophyteae.

Abstract

The oxygen stable isotopic composition of various carbonate producers (*Volutidae*, *Cerithiidae*, *Potamididae*, *Ostreidae*, *Dasycladaceae* and *Charophytea* oogona) were used to reconstruct the paleoenvironments and the paleotemperatures in the Paris Basin during the Paleogene. The comparison of the mean isotopic values of each group allowed the identification of a potential vital effect in the case of the *Dasycladaceae* and the *Charophytea*. However, despite the influence of local environmental factors variations, mainly salinity, the $\delta^{18}\text{O}$ of all the fossils follows the same evolution during the Paleogene, meaning that the

climate is the common parameter recorded by those fossils living in diverse environments. Thus, the global climatic intervals of the Paleogene corresponding to the Early Eocene climatic optimum, the Middle Eocene climatic optimum and the O₁ glaciation, were identified in the isotopic signatures of the marine and continental biomineralisations of the Paris Basin. Absolute paleotemperatures were estimated for oysters, corrected from salinity and glacial effect throughout the Paleogene. During the upper Paleocene and early Eocene, the mean temperatures range between 20 and 34°C and decrease during the Lutetian (21°C). Temperatures increase at the beginning of the Bartonian (28°C), corresponding to the Middle Eocene Climatic Optimum and decrease continuously until the Eocene – Oligocene boundary (18°C). A last warming is observed during the Rupelian (23°C).

* Corresponding author : Fax: +33144274788

E-mail address: damien.huyghe@upmc.fr (D. Huyghe).

1. Introduction

The Paleogene corresponds to a major climatic transition inside a long-term cooling trend from the Early Eocene greenhouse period (Early Eocene climatic optimum, EECO) to Oligocene glacial conditions (O₁ event, with a large permanent Antarctica ice-cap; Zachos et al., 2001). This cooling trend was interrupted by a considerable warming event, known as the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO, Bohaty and Zachos, 2003). Two main hypotheses were proposed to explain the long term cooling throughout the Paleogene. On one hand the $p\text{CO}_2$ variations (Pearson and Palmer, 2000; Pagani et al., 2005) and on the other hand, paleogeographic changes (mainly opening of oceanic gateways) and orogenesis were observed (Kennett, 1977; Barker and Thomas, 2004; Livermore et al., 2007; Lagabrielle et al., 2009).

Most of the Paleogene isotopic data are inferred from deep-sea benthic foraminifera analysis of southern hemisphere high latitudes (Zachos et al., 2001; Bohaty and Zachos, 2003; Villa et al., 2008) or Atlantic equatorial ocean (Sexton et al., 2006). The northern hemisphere is less documented, due to the presence of many hiatuses in the Cenozoic oceanic series (Wade and Kroon, 2002).

The Paris basin represents a potential and accurate alternative for isotopic studies of this period in the Northern hemisphere. The stratigraphic framework is well known (Pomerol, 1973; Mégnien et al., 1980) and the paleontologic content is very diversified and well preserved in marine shallow water facies (Cossmann and Pissarro, 1911; Abrard, 1925; Génot, 1979; Pacaud and Le Renard, 1995; Pacaud et al., 2000; Merle, 2005), as well as continental deposits (Ginsburg, 1969; Riveline, 1984; Riveline et al., 1996; Nel et al., 1999; Merle et al., 2002). Nevertheless, carbonate sediment isotopic analysis from marine proximal and continental facies presents numerous uncertainties, related to high frequency variations of local environment (mainly salinity) and diagenetic alterations of the geochemical signal (Renard, 1985). Moreover, organisms could present various isotopic fractionations during the secretion of their shell (vital effect, Wefer and Berger, 1991).

The aim of this study is to test whether a multi proxy approach using stable isotopic analysis of various biogenic recorders (bivalves, gastropods, *Dasycladacae* and *Charophytea* oogones) allows the reconstruction of paleoclimate in the Paris Basin, which are free of local paleoenvironmental variations and metabolic fractionation.

2. Geological setting

The Anglo-Parisian basin is a well-known intracratonic basin (Cavelier and Pomerol, 1979; Brunet and Le Pichon, 1982; Guillocheau et al., 2000; Lacombe and Obert, 2000; Le Solleuz et al., 2004). The mean latitude of this basin during the Paleogene was about 40°N (Butterlin et al., 1993). It is surrounded by Paleozoic reliefs, corresponding to Massif Central, Cornwall, Armoric, Ardennes and Vosges (Fig. 1). The sedimentary basin included part of Belgium, during the Paleocene and the early Eocene and the South of England during the whole Paleogene (Pomerol, 1973). Tectonic activity was reduced during the Paleogene, even if the effects of the Alpine and the Pyrenean orogenies were recorded locally, for example by the Artois, or Bray anticline movements (Cavelier and Pomerol, 1979; Gély, 1996; Lacombe and Obert, 2000). Environments and sedimentation are mainly controlled by eustatic fluctuations but local conditions related to anticlines lead to a high variability of facies (Pomerol, 1962; Pomerol, 1973; Mégnien et al., 1980; Gély and Lorenz, 1991; Guillocheau et al., 2000; Robin et al., 2003).

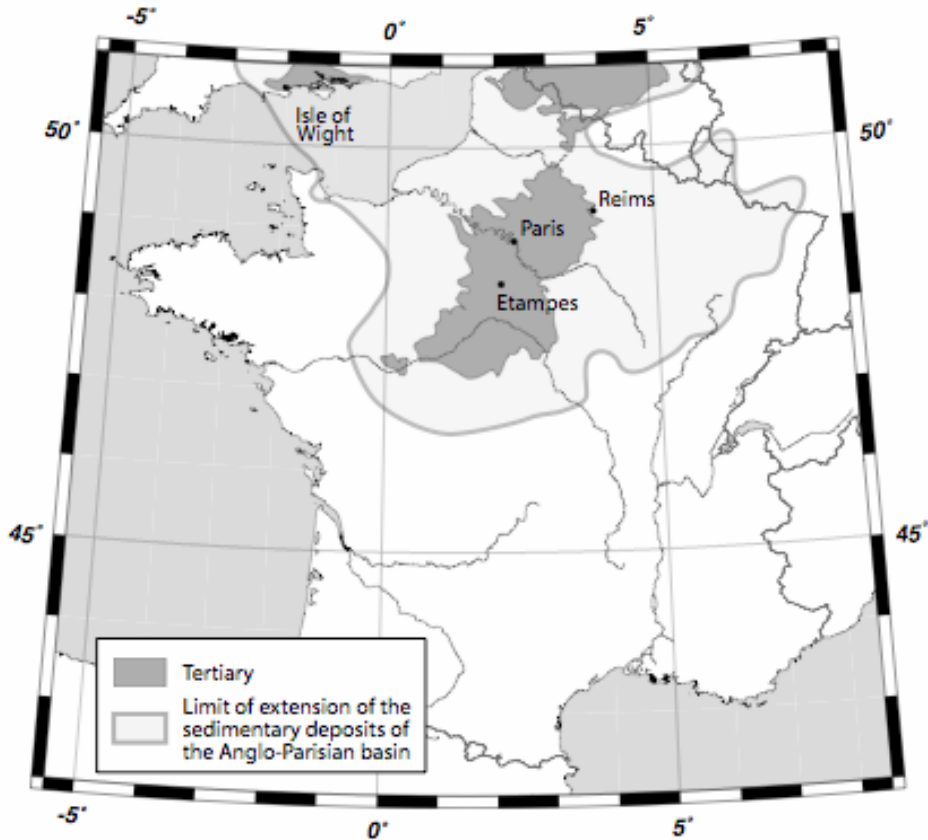


Fig. 1. Location map showing extension of the sedimentary deposits of the Paris basin and the extension of the extension of the Tertiary deposit.

Numerous biostratigraphic data (macro and micropaleontology) are available in the Paris basin on the Paleogene series (Blondeau, 1965; Bignot and Le Calvez, 1969; Châteauneuf, 1980; Aubry, 1985). For this work, we have used the synthesis of Cavelier and Pomerol (1986) and Gély and Lorenz (1991), who correlated the Paris basin formations with international stages and with the eustatic sequences of Haq et al. (1987). To construct the isotopic curve evolution, we have assigned numerical ages to Paris basin formations using the global time scale of Berggren et al. (1995), with an uncertainty ranging from 0.5 to 1 Ma.

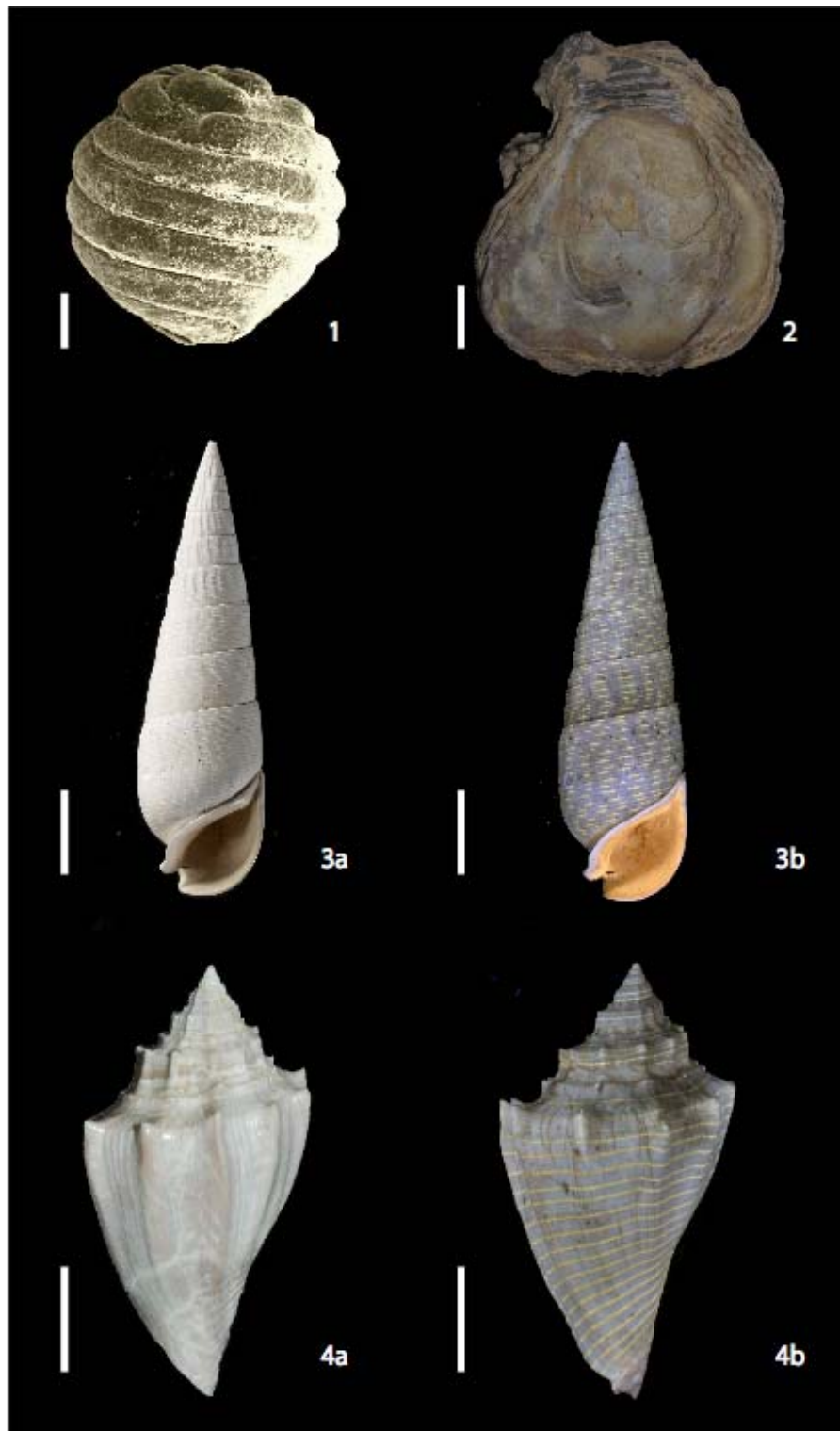


Fig. 2. Illustration of fossils analysed in this work: 1 : *Gyrogonia lemani capitala* (scale 1mm), 2: *Ostrea bellovacina* (scale: 10 mm), 3 *Clava striata* (scale: 10 mm) a, normal light, b, UV light, 4 *Athleta spinosa* (scale: 10 mm) a, normal light, b, UV light. The collared pattern observed in UV light for gastropods attests the great preservation of the samples.

3. Materials and methods

3.1. Sampling

Samples of shells and tests collected come from the Paris basin *s.l.*, including the south of England (Isle of Wight), for the Bartonian and the Priabonian and Belgium for the late Ypresian. Location and description of the various formations and outcrops used in this study may be found in Mégnien et al. (1980). Molluscs bivalves (*Ostreidae*), gastropods (*Volutidae*, *Cerithiidae*, *Potamididae*) and marine algae (*Dasycladacae*) are used to characterise marine shallow water facies and *Charophytea* oogones for continental facies (Tab. 1, Fig. 2). A complete description of samples collected is listed in Appendix 1.

3.2. Control of diagenetic alteration of samples

Geochemical analysis of biogenic carbonates can be used for paleoclimatic reconstructions only if shells and tests are well preserved. Diagenetic statuses have been controlled and all samples that presented traces of diagenetic alteration were taken away.

Oyster shells are viewed under cathodoluminescence (CL) microscopy. According to several authors (Barbin, 2000; Kirby, 2000; Langlet et al., 2006; Lartaud et al., 2006), the preservation of growth patterns attest a very low amount of diagenetic overprint.

Gastropods shells used in this study all present a primary aragonite mineralogy (X-Ray diffraction control). In order to prevent any potential aragonite to aragonite diagenetic transformation, the natural coloured patterns of the external layer of the shell, their preservation is observed under UV-light (Fig. 2-3a-b, 2-4a-b), using the method of Merle *et al.* (2008) i.e. after NaHClO treatment during 24h. The preservation of those patterns, which exist naturally on the external layer of the shells of molluscs, attest that fossils did not undergo strong diagenesis.

Dasycladacae and *Charophytea* oogones are examined under binocular magnifier to prevent any recrystallisation and infilling matrix in the spheres and articles. The primary mineralogy of *Dasycladacae* is aragonite whereas *Charophytea* oogones are in calcite (Table 1).

Fossils	number of samples	mineralogy	living conditions
<i>Ostreidae</i>	39	calcite	marine, support occasional low salinities
<i>Volutidae</i>	24	aragonite	wholly marine conditions
<i>Potamididae</i>	44	aragonite	brackish waters
<i>Cerithiidae</i>	9	aragonite	marine to brackish waters
<i>Dasycladaceae</i>	30	aragonite	marine, support low salinity variations*
<i>Charophytea</i> oogones	30	calcite	freshwaters

Table 1: Ecology and mineralogy characteristic of fossils used for the stable isotope analyses.

3.3. Isotope analyses

Shells are ultrasonically cleaned to remove any residual sediment. We use the protocol from Langlet (2002) to eliminate organic matter, with a 6 hour bath of hydrogen peroxide (H₂O₂, 6%). A 20 minute dilute acid treatment (HNO₃, 1%) takes away the remaining impurities in the shells. Powder shells are extracted using a 0.5 mm drill bit.

Oyster microsamples were picked up from the foliated layer of the hinge area, which record the whole life history of the organism (Richardson et al., 1993; Langlet et al., 2006). The hinge bulk is used to average several years of growth of the shell (Goodwin et al, 2003). Gastropod shells are sampled along the maximum growth axis of one spiral tour or more, to average the isotope record up to one year (Andreasson and Schmitz, 1996). *Charophytea* oogones and *Dasycladacea* articles are completely crushed.

Each carbonate powder was reacted with 100% orthophosphoric acid at 50°C and oxygen isotope ratios were measured with a VG MM903 mass spectrometer. Isotopic data are reported in conventional delta (δ) notation relative to the Vienna Pee Dee Belemnite (‰ VPDB). The standard used for the analyses was internal standard, calibrated on the NBS-19. Standard deviation for $\delta^{18}\text{O}$ is $\pm 0.1\text{‰}$.

4. Use of shallow water biogenic carbonate as paleoclimatic recorder: previous work and state of the art.

4.1. The use of shallow water biogenic carbonate as paleoclimatic recorders

Most of the molluscs secrete their carbonate material throughout the year (Andreasson and Schmitz, 1996; Kirby et al., 1998; Surge et al., 2001). However, the thermo-dependence of the carbonate oxygen isotope ratio can be disturbed by various factors, such as metabolic effects (i.e. shell growth rate, Wefer and Berger, 1991; Mitchell et al., 1994) and salinity changes in the environment (Pierre, 1999; Dettman et al., 2004).

Recent studies of modern specimens breaded or in situ, associated with a record of environmental conditions, allowed a better understanding of the influence of each parameter and confirmed that most of the molluscs mineralize their shell in isotopic equilibrium with sea water (Grossman and Ku, 1986; Kirby et al., 1998; Surge et al., 2001; Schöne et al., 2005; Langlet et al., 2006; Lartaud et al., 2009). By using some precautions, the shell chemistry of coastal molluscs can yield quantitative information about paleoenvironmental conditions (Grossman and Ku, 1986; Richardson, 2001; Tripathi et al., 2001; Grimes et al., 2003; Tripathi et al., 2008).

The relevance of calcite oxygen isotopes of *Charophytea* as paleolimnological indicators is a much debated question. Jones et al. (1996) and Grimes et al. (2003) suggested that the $\delta^{18}\text{O}$ of recent and fossils oogones is in equilibrium with the $\delta^{18}\text{O}$ of water ($\delta^{18}\text{O}_w$). However, several cases of significant disequilibrium were observed (Huon and Mojon, 1994; Fronval et al., 1995). Andrew et al. (2004) demonstrated the role of the water mixing as a parameter controlling the $\delta^{18}\text{O}$ of Charophyteas. In well mixed water environments, the isotope composition of Charophyteas is closer to equilibrium than in shallow lakes without mixing. Pentecost et al. (2006) emphasise the influence of the highly alkaline pH resulting from photosynthesis on the strong disequilibrium between $\delta^{18}\text{O}$ carbonate of Charophyteas and the $\delta^{18}\text{O}_w$ of ponds and shallow lakes.

Only a few research papers deal with isotopic studies of modern *Dasycladacea*, and the presence of a vital effect for those organisms is not clearly understood. Wefer and Berger (1991) showed that modern *Dasycladaceae* from Bermuda exhibit a disequilibrium of about +1‰ with sea-water. Lee and Carpenter (2001) realised isotopic measurements on the different component of the organism. They found that each part of the algae has a varying

isotopic $\delta^{18}\text{O}$ value with a range of 1‰. However, they conclude that *Dasycladacea* are close to equilibrium with sea-water and constitute good recorders of the paleoclimatic conditions.

4.2. Previous isotopic works in the Paris basin

Tivollier and Létolle (1968) established the first stable isotope curve based on molluscan faunas for the whole Paleogene in the Paris basin. However, the authors considered that sea-water temperatures were more or less constant ($25 \pm 3^\circ\text{C}$) in the Paris basin during this period and they connected $\delta^{18}\text{O}$ variations of molluscan shells to changes in the $\delta^{18}\text{O}$ of sea-water due to regional paleoenvironmental fluctuations (i.e. the salinity).

Later, Buchardt (1978) proposed paleotemperatures for the North Sea inferred from $\delta^{18}\text{O}$ of molluscan shells. This was the first conclusive study for paleoclimatic reconstruction in sea shelf area during the whole Cenozoic. Nevertheless, a probably wrong inaccurate estimation of the glacial effect and a geographic bias in the sampling induced an under-estimation of the drop in palaeotemperatures drop at the Eocene – Oligocene boundary.

Other recent works on the Paleogene of the Paris Basin are scant and deal only with very short periods, such as the middle Lutetian (Andreasson and Schmitz, 1996; Purton and Brasier, 1997) or the Eocene/Oligocene (E/O) boundary (Grimes et al., 2003, 2005). Results of those studies have, however, shown that paleoclimatic reconstructions are quite relevant in such paleoenvironments.

5. Results

The $\delta^{18}\text{O}$ values of Molluscan shells, *Dasycladacea* tests and *Charophyteaa* oogones are reported in Appendix 1. Figure 3 presents the temporal evolution of isotopic data, from the upper Paleocene to the lower Oligocene. In spite of great variability inside each fossil family, oxygen isotopic ratios fluctuate in the same way for all groups, with a positive general trend from very low values during the Paleocene (between -8 and -4‰) to higher ones during the Oligocene (-3 to +2‰). Superimposed on this long-term evolution, shorter variations are observed. A first stage in the increase occurs from the Upper Paleocene ($-7.6 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -3.6\text{‰}$) to Middle Eocene (Lutetian, $-3.4 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -0.3\text{‰}$). This is followed by a decrease of $\delta^{18}\text{O}$

during the Late Lutetian and the Early Bartonian to reach values between -6.1 to -2.2‰. During the following part of the Bartonian and the Priabonian, the oxygen isotopic ratio presents a new stage in increase to reach values between -1.2 and +2‰ near the Eocene – Oligocene boundary. We can note that the value of three Charophytea from Paris Basin Ludian (Ludes and Chateau-Landon limestones formations) escape this positive trend. A negative excursion occurs during the Rupelian with values between -2.9 to -1.6‰ (Falun de Pierrefite and Falun de Jeurs, NP23) and a return to values around 0‰ near the Rupelian Chattian boundary.

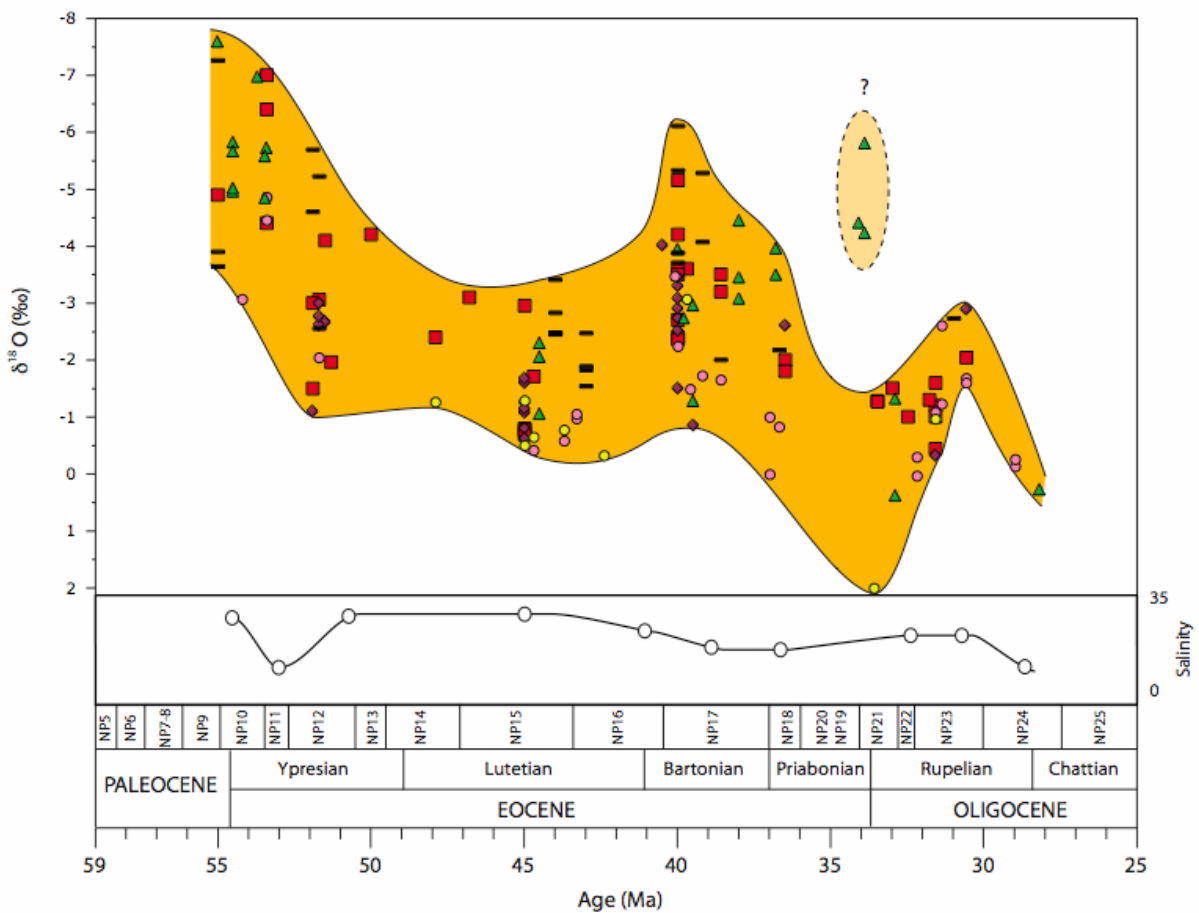


Fig. 3. Compilation of the evolution of the $\delta^{18}\text{O}$ of all the samples analysed in this study.

6. Significance of the isotopic signal

The $\delta^{18}\text{O}$ of fossils presents high variations through time (Fig. 3), that are the sum of (1) interspecific variations, which can be the consequence of several parameters of which we

will discuss and (2) temporal variations in response to environmental forcing and are common to all groups.

6.1. Comparison between the isotopic record of various carbonates producers: environmental influence vs vital effect.

The first factor that we have to consider to compare the $\delta^{18}\text{O}$ of fossils is a mineralogical effect between calcite and aragonite fossils, which corresponds to an enrichment of +0.6‰ in favour of aragonite (Tarutani et al., 1969). Figure 4 presents mean, maximum and minimum isotopic ratios for each group, taking into account the mineralogical effect (dashed lines). After this correction, we observe that the mean values for each group of fossils remain different but three populations can be distinguished: 1) marine molluscs, with mean isotopic ratio ranging from -2.7‰ to -1.4‰, 2) *Dasycladacea* (-4.2‰) and 3) *Charophytea* oogones (-3.8‰).

As we we said before, the very large range of variability of isotopic ratio (Fig. 3) inside each group [from 3.5 (Volutidae) to 8‰ (Charophyteaa)] results from the combination of two kinds of variability: 1) variations inside a given paleoenvironment for a given period and 2) variation through time. If we consider the maximum of variability for a given period for each group, it is reduced to: 3.9‰ for *Ostreidae* (Early Bartonian), 3.7‰ for *Dasycladacea* (LatePaleocene), 2.4‰ for *Volutidae* (Early Bartonian), 1.9‰ for *Charophyteaa* (Rupelian), 1.4‰ for *Potamididae* (Rupelian) and 0.8‰ for *Cerithiidae* (Middle Lutetian).

Comparison of mean values in Fig. 4 is influenced by a bias in the sampling, because all fossils were not sampled for each time period (Fig. 3). For example, the mean *Cerithiidae* isotopic ratio is 0.6‰ greater than those of the other molluscs (Fig. 3), but we should note that *Cerithiidae* samples come only from Middle Eocene to Oligocene outcrops (periods with high $\delta^{18}\text{O}$ values). No samples of this group could have been picked up from Paleocene to lower Eocene formations, periods with low isotopic ratios.

However, marine shallow water and lagoonal environments such as Paris basin cenozoic formations present high variability in salinity and could be explained as the main factor controlling the variability in the $\delta^{18}\text{O}$ of fossils might reflect the influence of local paleoenvironments. For example, the mean isotopic ratios of marine molluscs are comprised between -2.7 and -1.4‰, whereas the mean ratio for *Dasycladacea* is -3.6‰, although

Molluscs and *Dasycladacea* samples came from the same paleoenvironments and even from the same outcrops. As mentioned above, many authors consider that marine molluscs precipitate their shell carbonate in equilibrium with sea-water. Our data agree with this idea, as the range of mean isotopic ratios for molluscs is close to theoretical values for inorganic calcite in equilibrium with sea-water of ice-free Earth (from Paleocene to Ypresian, -2.7‰; Anderson and Arthur, 1983; Shackleton and Kennett, 1975) and icehouse sea-water (-2.04‰; with global $\delta^{18}\text{O}_w$ from -1 to 0‰; Lear et al., 2000 Fig. 3).

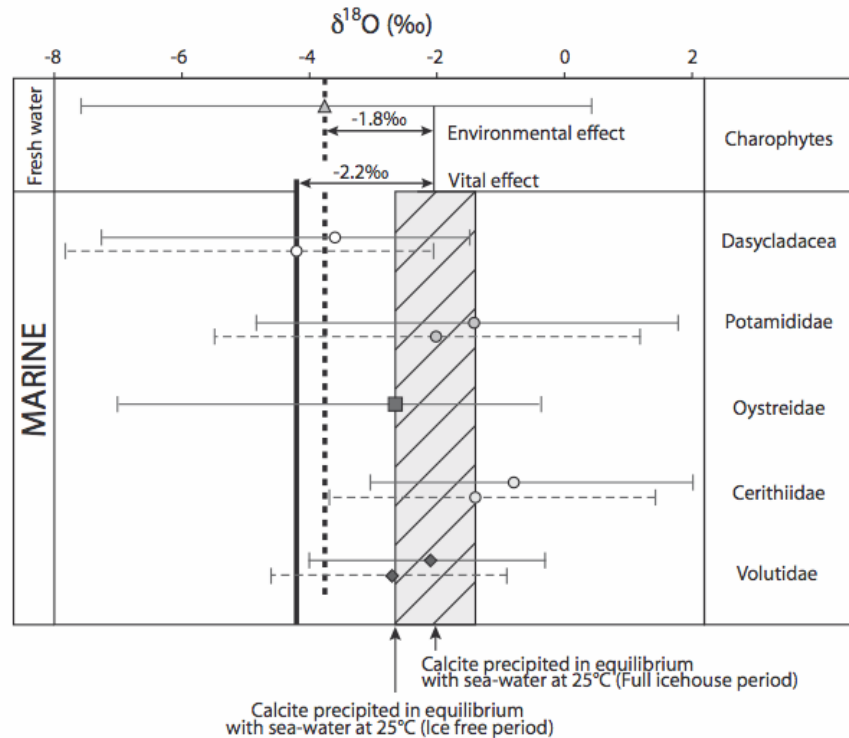


Fig. 4. Mean $\delta^{18}\text{O}$ values for the Charophytea oogones, Dasycladaceae, Potamididae, Ostreidae, Cerithiidae and Volutidae, with maximum range of values. Dashed lines represent isotopic values corrected from the mineralogical effect for aragonitic species (enrichment of +0.6‰, Tarutani et al., 1969).

As a consequence, it could be possible to explain the difference of $\sim 2\text{‰}$ between *Dasycladacea* mean values (-4.2‰) and those of Molluscs (-2.7 to -1.4‰) as a consequence of a vital effect due to photosynthesis metabolism of *Dasycladacea*. This result is in disaccord with Wefer and Berger (1991) who postulate an isotopic disequilibrium but with opposite values (+1‰) and with Lee and Carpenter (2001) who propose a calcification close to isotopic equilibrium for modern *Acetabularia sp.* However, it is important to consider that *Dasycladacea* mineralise their carbonate during a short period (a few days) mainly during the warmest months of the year. Consequently, the $\delta^{18}\text{O}$ of *Dasycladacea* should be theoretically

shifted to lower values in comparison to molluscs, which mineralise their shells in continuously over the whole year.

Charophytea oogone mean isotopic ratio presents a difference of around 1.7‰ with the mean ratios of marine molluscs and have values close to those of *Dasycladaceae*, whereas *Charophytea* are fresh water organisms, and *Dasycladaceae* are shallow water marine algae. Like *Dasycladaceae*, oogones are mineralised during the warmest months of the year (Riveline, 1984), which induces a shift toward more negative values. Nevertheless, in spite of intricate bibliographic data related to isotopic equilibrium/disequilibrium of calcite from *Charophytea* (see above), we assume that the difference between *Charophytea* and Mollusc isotopic ratio is mainly of environmental origin.

The *Charophytea* oogones located just before the E/O boundary present a very low isotopic ratio and escape the general trend followed by the other records. We postulate that those very low ratios are induced by very peculiar local conditions related to continental gypsum deposits during this period in the Paris Basin (Fontes, 1968; Renard, 1975; Burne et al., 1980), which induced a metabolic stress in *Charophytea*, leading to strong disequilibrium in isotopic fractionation (Huon and Mojon, 1994; Pentecost et al., 2006).

6.2. Trend through time: paleoclimatic evolution in the Paris Basin

In spite of the high variability described above, the isotopic ratio evolution through time presents a coherent trend in both marine and continental facies (Fig. 3). This shows that despite the influence of vital effects and local paleoenvironmental fluctuations (i.e. salinity) a global parameter (i.e. climate) drives the $\delta^{18}\text{O}$ evolution of biogenic carbonates during the Paleogene in the Paris Basin.

In first approximation, without taking into account the impact on $\delta^{18}\text{O}$ water of the variations of salinity and glacial effect in the Paris basin through time, we can postulate a relatively rapid cooling during 4 My from the late Paleocene to the middle Ypresian. A more moderate cooling occurring during 7 My from the middle Ypresian to the middle Lutetian is followed by a warming lasting right up to the earliest Bartonian (4 My). Bartonian and Priabonian (7.5 My) are periods of considerable cooling and a new warming takes place during the first part of the Rupelian (NP23).

Even if this global thermal trend is in accordance with classic reconstructions of the tertiary climate (Ruddiman, 2000; Prothero et al., 2003), it is obvious that the $\delta^{18}\text{O}$ evolution curve could not just be attributed to thermal fluctuations. In the Paris Basin, during the first part of the Cenozoic times [late Thanetian – early Ypresian (Sparnacian)] and during the late Priabonian (Ludian), salinity fluctuations were numerous (from brackish to hypersaline waters; Tivolier and Létolle, 1968; Bignot et al., 1980; Mégnien, 1980; Guélorget, 1985) and should have disturbed the $\delta^{18}\text{O}$ carbonate records. Moreover, from the beginning of the Oligocene and to a lesser extent since the middle Eocene, the influence of a glacial effect on carbonate isotopic ratios in relation with Antarctic ice cap development, has to be considered.

7 Paleotemperature assessments

7.1. Temperature reconstruction

To better constrain climate evolution in the Paris Basin during the Paleogene, we have tried to estimate paleotemperatures using only oysters, which are the most abundant fossils in the studied outcrops. Numerous studies on modern species, both bred and in situ have shown that they can provide reliable records of sea-water temperatures (Mc Crea, 1950; Hendry et al., 1997; Kirby et al., 1998; Surge et al., 2001; Langlet et al., 2006; Lartaud et al., 2006).

Paleotemperature deduced from isotopic ratios of oysters were calculated using the equation of Anderson and Arthur (1983):

$$T (\text{°C}) = 16 - 4.14 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.13 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

where $\delta^{18}\text{O}_w$ is the isotope composition of seawater (‰ SMOW) and $\delta^{18}\text{O}_c$ is the isotopic composition of calcite shells (‰ vPDB).

The estimation of a $\delta^{18}\text{O}_w$ requires knowing the salinity of the sea-water and the impact of the glacial effect.

It is well known that the ice volume is the major control on the isotopic ratio of sea-water. Due to the presence of polar ice-caps, the modern mean $\delta^{18}\text{O}_w$ is around 0‰ (SMOW; Epstein and Mayeda, 1953) and Shackleton and Kennett (1975) have proposed a mean $\delta^{18}\text{O}_w$ of -1.2‰ for ante oligocene ocean corresponding to an ice-free Earth. It is now widely

accepted that the ice volume progressively increased during the middle and late Eocene (Lear et al., 2000; Tripathi et al., 2005, 2008; Edgar et al., 2007).

Stage	Formation	NP zone	age (Ma)	Global $\delta^{18}\text{O}_w$ (‰)	Mean Salinity (‰)	Mean BP $\delta^{18}\text{O}_w$ (‰)	Maximal Salinity (‰)	Maximal $\delta^{18}\text{O}_w$ (‰)	Minimal salinity (‰)	Minimal $\delta^{18}\text{O}_w$ (‰)
Rupelian	Falun de Pierrefitte	NP23	30.6	-0.45	33	-0.43	35	0.07	30	-1.18
	Falun de Jeurs	NP23	31.6	-0.2	33	-0.18	35	0.32	30	-0.93
	Falun de Jeurs	NP23	31.6	-0.2	33	-0.18	35	0.32	30	-0.93
	Falun de Jeurs	NP23	31.6	-0.2	33	-0.18	35	0.32	30	-0.93
	Falun de Jeurs	NP23	31.6	-0.2	33	-0.18	35	0.32	30	-0.93
	Falun de Jeurs (base)	NP23	31.8	-0.1	33	-0.08	35	0.42	30	-0.83
	Marnes à Hultres	NP22	32.5	0	33	0.02	35	0.52	30	-0.73
	Headon Beds	NP19-20	33	0	30	-0.73	33	0.02	25	-1.98
	Bembridge limestones	NP19-20	33.5	0	30	-0.73	33	0.02	25	-1.98
	Bembridge limestones	NP19-20	33.5	0	30	-0.73	33	0.02	25	-1.98
Pr.	Headon Hill	NP18	36.5	-0.7	33	-0.68	35	-0.18	30	-1.43
	Headon Hill	NP18	36.5	-0.7	33	-0.68	35	-0.18	30	-1.43
Bartonian	Sable de Cresnes	NP17	38.6	-0.6	33	-0.58	35	-0.08	30	-1.33
	Sables de Cresnes	NP17	38.6	-0.6	33	-0.58	35	-0.08	30	-1.33
	Sables de Beauchamp	NP16	40.6	-0.6	30	-1.33	33	-0.58	25	-2.58
	Sables d'Auvers	NP16	41	-0.75	33	-0.73	35	-0.23	30	-1.48
	Sables d'Auvers	NP16	41	-0.75	33	-0.73	35	-0.23	30	-1.48
	Sables d'Auvers	NP16	41	-0.75	33	-0.73	35	-0.23	30	-1.48
	Sables d'Auvers	NP16	41	-0.75	33	-0.73	35	-0.23	30	-1.48
	Sables d'Auvers	NP16	41	-0.75	33	-0.73	35	-0.23	30	-1.48
	Sables d'Auvers	NP16	41	-0.75	33	-0.73	35	-0.23	30	-1.48
	Sables du Guépelle	NP16	41	-0.75	33	-0.73	35	-0.23	30	-1.48
Lutetian	Falun de Houdan	NP15	44.7	-0.75	35	-0.23	40	1.02	33	-0.73
	Falun de Damery	NP15	45	-0.75	35	-0.23	40	1.02	33	-0.73
	Falun de Damery	NP15	45	-0.75	35	-0.23	40	1.02	33	-0.73
	Falun de Damery	NP15	45	-0.75	35	-0.23	40	1.02	33	-0.73
	Falun de Grignon	NP15	45	-0.75	35	-0.23	40	1.02	33	-0.73
	Pierre à Liards	NP15	46.8	-0.75	35	-0.23	40	1.02	33	-0.73
	Glauconic grossière	NP14	47.9	-0.95	35	-0.43	40	0.82	33	-0.93
Ypresian	Sables Panisel	NP13	50	-1	35	-0.48	40	0.77	33	-0.98
	Sables d'Hérouval	NP12	51.3	-1	33	-0.98	35	-0.48	30	-1.73
	Sables de Cuise	NP12	51.5	-1	33	-0.98	35	-0.48	30	-1.73
	Sables de Pierrefonds	NP12	51.7	-1	33	-0.98	35	-0.48	30	-1.73
	Sables d'Aizy	NP12	51.9	-1	33	-0.98	35	-0.48	30	-1.73
	Sables d'Aizy	NP12	51.9	-1	35	-0.48	40	0.77	33	-0.98
	Falun de Pourcy	NP11	53.4	-1	20	-4.23	25	-2.98	15	-5.48
	Sables de Sinceny	NP11	53.4	-1	20	-4.23	25	-2.98	15	-5.48
	Sables de Sinceny	NP11	53.4	-1	20	-4.23	25	-2.98	15	-5.48
Th	Sables de Bracheux	NP9	55	-1	33	-0.98	37	0.02	30	-1.73

Table 2: Estimated paleotemperatures from oysters shells. Paleotemperatures are calculated from 1) global $\delta^{18}\text{O}_w$ values, deduced from Lear et al. (2000), as a function of glacial effect and 2) Paleosalinities of the Paris basin formations are from 1 : Guélorget (1985), 2 : Tivolier and Létolle (1968), 3 : Schmitz and Andreasson, 2001, 4 : Bignot et al. (1980), 5 : Gély and Lorenz (1991), 6 : Abrard (1925), 7 : Andreasson and Schmitz (1996), 8 : Cavelier et al. (1980), 9 : Pomerol (1965), 10 : Grimes et al. (2003), 11 : Cavelier (1964), 12 : Cavelier (1964a.); 13: Gitton et al. (1986) and 14 : Delhaye-Prat et al. (2005).

To correct this effect, we have used (Table 2) a mean $\delta^{18}\text{O}_w$ progressively increasing from -1.2‰ (Thanetian to Lutetian) to 0‰ (Rupelian).

Several authors (e.g. Epstein and Mayeda, 1953; Pierre 1999; Surge et al., 2001; Schöne et al., 2002), have calculated the relationship between the oxygen isotopic ratio of sea-water and the salinity (S). In this study, we have considered that the Mediterranean Sea is the nearest studied modern environment to the Paleogene Paris basin sea-water and we have used the equation of Pierre (1999).

$$\delta^{18}\text{O}_w (\text{‰ SMOW}) = [0.25 * \text{Salinity} (\text{‰}) - 8.23] + \delta^{18}\text{O}_{\text{gw}} (\text{‰})$$

where $\delta^{18}\text{O}_{\text{gw}}$ is the mean global $\delta^{18}\text{O}$ of sea-water, including a potential glacial effect.

Ranges of paleosalinities estimations (see Table 2) for each sedimentary formation, where oysters were sampled, are deduced from paleontological and sedimentological data (references used are provided with the caption of Table 2).

7.2. Evolution of shallow sea-water temperatures in the Paris basin during the Paleogene

Time evolution of shallow-water Paleotemperatures deduced from the isotopic composition of oysters after a correction of the estimated paleosalinities and global $\delta^{18}\text{O}_w$ is plotted on Fig. 5. For each period, we propose a mean and a range of paleotemperatures related to uncertainties in estimation of paleosalinities. The late Paleocene and the early Eocene are characterised by warm temperatures (mean: 20 to 34°C), in accordance to sedimentological, paleontological and geochemical data that postulate for a warm sub-tropical climate at this period (Létolle et al., 1965; Tivollier and Létolle 1968, Pomerol, 1973, Mégien, 1980; Bignot, 1999).

During this period, the range of paleotemperature appears very large, but in this kind of environment, especially for the sparnacian formations (Early Ypresian), the salinity estimations are very uncertain, because this parameter can fluctuate intensively, through time and during the year. This is why we can interpret the variability of the $\delta^{18}\text{O}$ as a wrong estimation of the salinity. Consequently, the strong fluctuations of the temperature traduce the limit of the use of $\delta^{18}\text{O}$ of biogenic carbonates to reconstruct paleotemperature when salinity can not be precisely estimated.

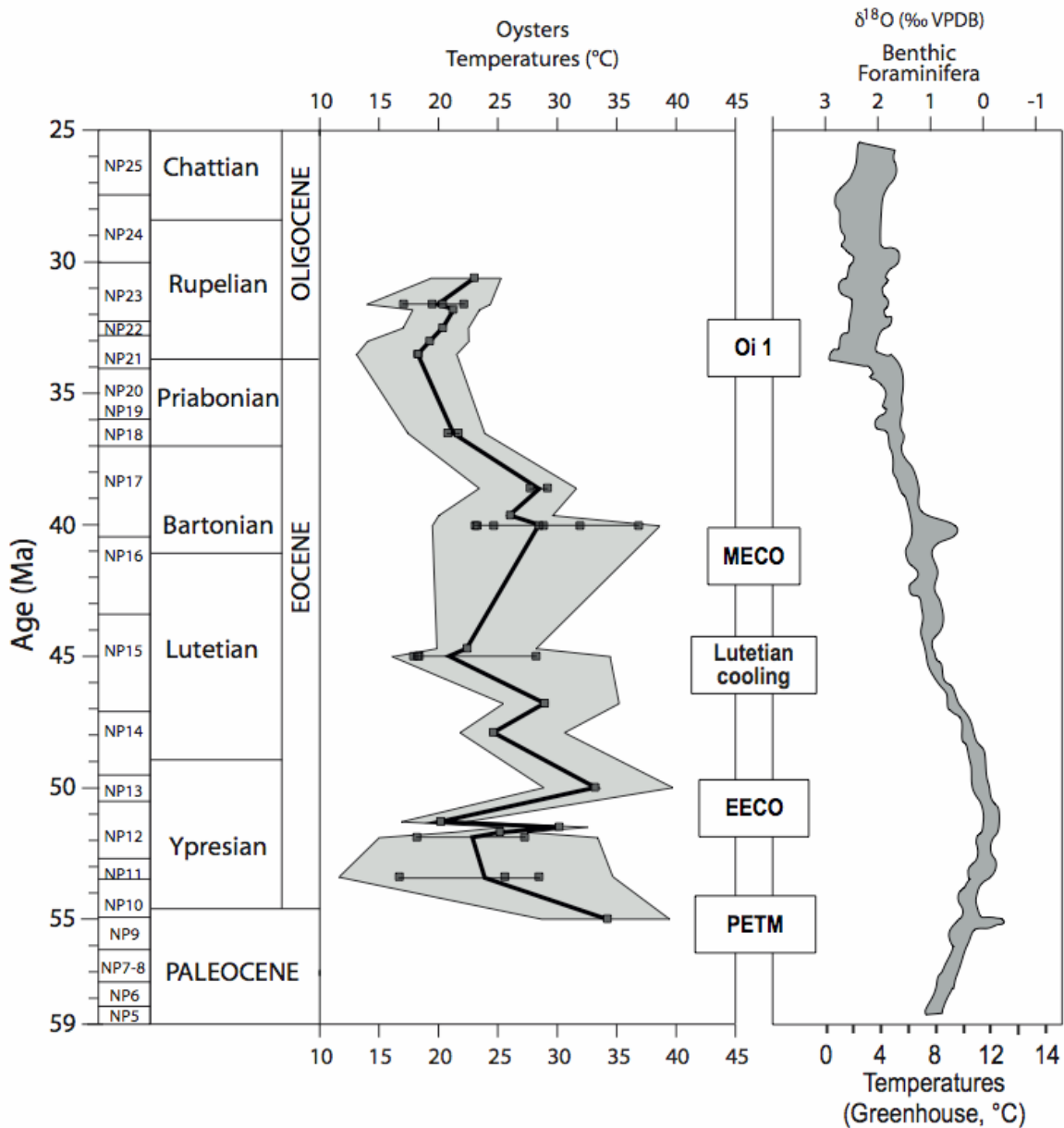


Fig. 5. Evolution of the temperatures calculated for oysters compared to the temperatures of the oceanic domain obtained from the analysis of benthic foraminifera (Zachos et al., 2008 and Bohaty et al., 2009 for the Bartonian). The grey wrapping curve corresponds to the temperature calculated with extreme uncertainties of salinity (see table 2 and Appendix 1). PETM is Paleocene-Eocene Thermal Maximum, EECO is Early Eocene Climatic Optimum, MECO is the Middle Eocene Climatic Optimum, Oi1 is the first glaciation of the Oligocene and EOCO is the Early Oligocene Climatic Optimum.

The salinity is better constrained during the upper Ypresian (Cuisian, Sables de Cuise Formation) and the Lutetian (calcaire grossier Formation), which are the most marine stages of the Paleogene in the Paris Basin (Abrard, 1925; Mégard, 1980) and the temperatures are

then more reliable. After high temperatures (mean 33°C, 29 to 40°C) during the Late Ypresian (NP13) a relatively continuous cooling is observed up to the middle Lutetian (NP15, mean 21°C, 16 to 35°C). Temperatures increase during the Early Bartonian to a mean temperature of 28°C, with great variability from 20 to 40°C. It is difficult to explain this variability, because salinity is relatively well constrained. We could consider that the seasonal variations of temperature were very elevated during this interval. On other possible explanation is that samples come from collections and are not precisely replaced in each formation. The observed variability might reflect the recording of a very short and continuous warming that could have occurred at the beginning of the Bartonian.

Subsequently, temperatures are decreasing (/decrease) continuously up to the early Oligocene (around 18°C), before increasing right through the Rupelian, with mean temperatures of 23°C.

7.3. Comparison of Paris Basin SST with the oceanic domain and paleoclimatic implications

Our estimated sea surface paleotemperatures are compared with the Paleogene global climate evolution (Fig. 5). Several climatic events described by Zachos et al. (2001; 2008) can be recognised in the Paris Basin curve.

After numerous fluctuations due to variations of local paleoenvironments in the Paris basin during the Early Ypresian, the maximum of temperatures during the Ypresian corresponds to the Early Eocene Climatic Optimum (EECO). In the same way, the very obvious decline of temperatures from the late Ypresian to the middle Lutetian corresponds to the Lutetian Cooling well documented in the ocean.

The warming phase observed in the Early Bartonian where the great variability of temperature is observed can be correlated with the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) event, globally identified in deep-sea environments (Bohaty and Zachos, 2003; Jovane et al., 2007; Bohaty et al., 2009) and in coastal water around Antarctica (Ivany et al., 2008). According to Bohay et al. (2009), the paroxysm of this event is dated from the beginning of NP17 in the oceanic domain. In the Paris basin, the Sables d'Auvers Formation is dated at the end of NP16 (Aubry, 1985) and corresponds to the growing phase of the MECO event. Considering that the samples analysed in the present study come from collections, we have attributed the same age for fossils coming from the same formation. It is

a potential cause to explain the great variability of the $\delta^{18}\text{O}$ during the Early Bartonian, the Sables d'Auvers Formation might have recorded an intensive warming

The decrease of temperatures during the Late Eocene in the Paris Basin agrees with the Oi1 event (related to the first permanent glaciation of the Cenozoic) at the Eocene – Oligocene boundary (Zachos et al., 1994). However, the process seems to be more progressive in the Paris Basin record than in the oceanic domain.

The last climatic event is a relative warming observed in the Early Rupelian, from NP21 to NP23. This event is also argued by paleontological data (expansion of Southern faunas from the Aquitaine Basin to the Paris Basin, Gitton et al., 1986). These observations imply a warming in the Paris Basin with a temporary communication through the Ligerian channel (Pomerol, 1973 and Gitton et al., 1986).

8. Conclusion

The oxygen-stable isotopic analysis of various species of carbonate producers allowed the characterisation of the paleoclimatic evolution in the Paris Basin during the Paleogene. Our approach shows that great caution should be exercised when using shallow water and continental carbonate to reconstruct paleotemperatures. Indeed, superimposition of internal factors or vital effects and local environmental effects induce bias in the interpretation of the $\delta^{18}\text{O}$. For example, our results highlight a significant vital effect on the $\delta^{18}\text{O}$ of Dasycladaceae. Nevertheless, the similarity of the trend followed by the isotopic signature of all the groups of fossils through the Paleogene supposes that their $\delta^{18}\text{O}$ was mainly influenced by the evolution of temperatures. The continental and coastal areas can thus provide information that appears complementary to traditional deep-sea benthic foraminifera isotope analyses. To better understand the climatic context of the Paleogene, it would be interesting to constraint the seasonal evolution of the temperatures in such environments close to the rapid climatic changes.

Acknowledgements

We wish to thank C. Cavelier (BRGM) for providing the samples and S. Tracey (London Natural Museum History) for his great help in the field on the Isle of Wight and for

reading our first English text. We also wish to thank N. Labourdette (ISTeP, UPMC) for the isotopic analysis. For the Lutetian, field research was carried out with assistance from the Plan Pluri Formation (PPF) program “Etat et structure phylogénétique de la biodiversité actuelle et fossile”, atelier de terrain: biodiversité du gisement de la falunnière de Grignon (Dr. P. Janvier).

References

- Abrard, R., 1925. Le Lutétien du Bassin de Paris: Essai de monographie stratigraphique. Angers, France, Société Française d'imprimerie, 388 p.
- Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their applications to sedimentological and paleoenvironmental problems. Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), Stable Isotopes in Sedimentary Geology. Soc. Econ. Paleontol. Miner. Short Course 10, 1-151.
- Andreasson, F.P., Schmitz, B., 1996. Winter and summer temperatures of the early middle Eocene of France from *Turritella* $\delta^{18}O$ profiles. *Geology* 24 (12), 1067-1070.
- Aubry, M-P., 1985. Northwestern European Paleogene magnetostratigraphy: calcareous nannofossil evidence. *Geology*, 13, 198-202.
- Barbin, V., 2000. Cathodoluminescence of carbonate shells: biochemical vs diagenetic process. In: M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc and D. Ohnenstetter, Editors, Cathodoluminescence in Geosciences, Springer Verlag, Berlin, pp. 303–329.**
- Barker, P.F., Thomas, E., 2004. Origin, signature and paleoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth-Science Reviews* 66, 143-162.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revisited Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations* (Ed. by W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry & J. Hardenbol), Soc. Econ. Palaeont. Miner. Spec. Publ. 54, 129-212.
- Bignot, C., Le Calvez, Y., 1969. Contribution à l'étude des foraminifères planctoniques de l'Eocène du Bassin de Paris. *Proc. First. Int. Conf. Planktonic Microfossils*, 1967, 161-166.
- Bignot, G., Barta, L., Cavelier, C., Labourguigne, J., Laurain, M., Leplat, J., Mégnien, C., Mégnien, F., Perreau, M., Pomerol, C., Rasplus, L., Ressel, D.E., Tourenq, J., 1980. Eocène inférieur. In *Synthèse géologique du Bassin de Paris.*, Vol. 2 (ed. C. Mégnien and F. Mégnien), BRGM, pp. 351-365.
- Bignot, G., 1999. A community with *ammobaculites praelonga* ten dam (foraminiferida) salinities indicator of the sparnacian estuary (early Eocene of the Paris basin). *Revue de Micropaléontologie* 42 (1), 21-31.
- Blondeau, A., 1965. Le Lutétien des Bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire. Thèse, Paris, 467p.
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C., 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geological Society of America* 31 (11), 1017–1020.
- Bohaty, S., Zachos, J.C., Florindo, F., Delaney, M.L., 2009. Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography*, 24, doi:10.1029/2008PA001676
- Brunet, M.F., Le Pichon, X. 1982. Subsidence of the Paris Basin. *Journal of Geophysical Research* 87, 8547-8560.
- Buchardt, B., 1978. Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature* 275, 121-123.

- Butterlin, J., Vrielynck, B., Bignot, G., Clermonte, J., Colchen, M., Dercourt, J., Guiraud, R., Poisson, A., Ricou, L.E., 1993. Gisements du Sparnacien du Bassin de Paris: Mémoires in Dercourt, J., et al., eds., Atlas Tethys paleoenvironmental maps: Paris, Gauthier Villars. 197–209.
- Cavelier, C., 1964a. L'Oligocène marin des buttes de Cormeilles, Sannois, Argenteuil (Seine et Oise). Mémoires du BRGM 58, 75-123.
- Cavelier, C., 1964b. L'Oligocène inférieur du Bassin de Paris. Mémoires du Bureau de Recherche de la géologie minière 28, 65-73.
- Cavelier, C., Labourguigne, J., Mégnyen, C., Mégnyen, F., Pomerol, C., Wyns, R., 1980. Eocène supérieur. In Synthèse géologique du Bassin de Paris, Vol. 2 (ed. C. Mégnyen and F. Mégnyen), BRGM, pp. 379-399.
- Cavelier, C., Pomerol, C., 1979. Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 33-48.
- Cavelier, C., Ménillet F., Riveline J., Rasplus L., 1980. Oligocène et Miocène basal. In Synthèse géologique du Bassin de Paris, Vol. 2 (ed. C. Mégnyen and F. Mégnyen), BRGM, pp. 401-413.
- Cavelier, C., Pomerol, C., 1986. Stratigraphy of the Paleogene. Bulletin de la Société Géologique de France 8, 255-265.
- Châteauneuf, J.J., 1980. Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris. Mémoire du BRGM n°116, 360p.
- Cossmann, M., Pissarro, G., 1911. Iconographie complète des coquilles fossiles du Bassin de Paris. Hermann, Paris 2.
- Delhaye-Prat, V., Cassagne, B., Guillocheau, F., Rubino, J.L., 2005. Sédimentologie des Sables de Fontainebleau et architecture des dépôts oligocènes du Bassin de Paris., Association des Sédimentologues Français, pp. 129.
- Dettman D.L., Flessa K.W., Roopnarine P.D., Schöne B.R., Goodwin D.H., 2004. The use of oxygen isotope variation in shells of estuarine mollusks as a quantitative record of seasonal and annual Colorado River discharge. *Geochimica Cosmochimica Acta* 68, 1253-1263.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., Suganuma, Y., 2007. No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. *Nature* 448, 908-911.
- Epstein, S., Mayeda, T.K., 1953. Variation of O content of waters from natural sources. *Geochimica Cosmochimica Acta* 4, 213-224.
- Fontes, J.C., 1968. Le gypse du bassin de Paris. Historique et données récentes. Mémoire du BRGM n°58, pp. 359-386.
- Fronval, T., Jensen, N.B., Buchardt, B., 1995. Oxygen isotope disequilibrium precipitation of calcite in Lake Arrestø, Denmark. *Geology* 23, 463–466.
- Gély, J.-P., 1996. Le Lutétien du Bassin Parisien : de l'analyse séquentielle haute résolution à la reconstitution paléogéographique. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris 34 (2), 3-27.
- Gély, J.-P., Lorenz, C., 1991. Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du Bassin parisien (France). *Revue de l'institut Français du Pétrole* 46, 713-747.
- Génot, P., 1979. Les Chlorophycées calcaires du Paléogène d'Europe nord-occidentale (Bassin de Paris, Bretagne, Cotentin, Bassin de Mons). Thèse, Université de Nantes, 500p.
- Ginsburg, L., 1969, Une faune de mammifères terrestres dans le Stampien marin d'Étampes (Essonne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 268 1266–1268.
- Gitton J.L., Lozouet P., Maestrati P., 1986. Biostratigraphie et paléoécologie des gisements types du Stampien de la région d'Etampes (Essonne). Extraits de *Géologie de la France*, BRGM, Orléans, pp. 101.
- Goodwin D.H., Schöne B.R., Dettman D.L., 2003. Resolution and fidelity of oxygen isotopes as paleotemperature proxies in bivalve mollusk shells: models and observations. *Palaios* 18, 110-125.
- Grimes, S.T., Matthey, D.P., Hooker, J.J., Collinson, M.E., 2003. Paleogene paleoclimate reconstruction using oxygen isotopes from land and freshwater organisms: the use of multiple paleoproxies. *Geochimica Cosmochimica Acta* 67, 4033-4047.
- Grimes S.T., Hooker J.J., Collinson M.E., Matthey D.P., 2005. Summer temperatures of late Eocene to early Oligocene freshwaters. *Geology* 33, 189-192.

- Grossman, E.L., Ku, T.L., 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects. *Chemical Geology* 59, 59-74.
- Guélorget, O., 1985. Entre mer et continent. Contribution à l'étude du domaine paralytique. Thèse d'Etat, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier: 721 p.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoya, B., Hanot, F., Le Stratj, P., Mettrauxk, M., Nalpas, T., Prijaca, C., Rigolleta, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta* 13, 189-246.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million year ago to present). *Science* 235, 1156-1167.
- Hendry, J.P., Kalin, R.M., 1997. Are oxygen and carbon isotopes of mollusc shells reliable palaeosalinity indicators in marginal marine environments? A case study from the Middle Jurassic of England. *Journal of the Geobiological Society, London* 154, 331-333.
- Huon, S., Mojon, P.-O., 1994. Déséquilibre isotopique entre eau et parties calcifiées de Charophytes actuels (*Chara globularis*): résultats préliminaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II* 318, 205-210.
- Ivany, L.C., Lohmann K.C., Hasiuk, F., Blacke, D.B., Glass, A., Aronson, R.B., Moody, R.M., 2008. Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin* 120, 659-678.
- Jones, T.P., Fortier, S.M., Pentecost, A., Collinson, M.A., 1996. Stable carbon and oxygen isotope compositions of Recent charophyte oosporangia and water from Malham Tarn U.K.: palaeontological implications. *Biogeochemistry* 34, 99-112.
- Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinarès-Turell, J., Marsili, A., Monechi, S.P. Roberts, A., Sperovieri, M., 2007. The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Appennines, Italy. *Geological Society of America Bulletin* 119 (3/4), 413-427.
- Kennett, J.P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciations, the circum-Antarctic ocean and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research* 82, 3843-3860.
- Kirby M.X., 2000. Paleocological Differences Between Tertiary and Quaternary *Crassostrea* Oysters, as Revealed by Stable Isotope Sclerochronology. *Palaios* 15, 132-141.
- Kirby, M.X., Soniat, T.M., Spero, H.J., 1998. Stable isotope sclerochronology of Pleistocene and recent oyster shells (*Crassostrea virginica*). *Palaios* 13, 560-569.
- Lacombe, O., Obert, D., 2000. Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* 330, 793-798.
- Lagabrielle, Y., Goddérès, Y., Donnadiou, Y., Malavieille, J., Suarez, M., 2009. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth and Planetary Science Letters* 279, 197-211.
- Langlet, D., 2002. Enregistrement haute fréquence des conditions environnementales par les tests de bivalves. Application des techniques de marquage, cathodoluminescence, et chimie à l'huître *Crassostrea gigas* de l'étang de Thau (Hérault, France). Thèse de Géochimie des Carbonates Biogènes, Université Pierre & Marie Curie, pp. 231.
- Langlet, D., Alunno-Brusca, M., Rafelis, M., Renard, M., Roux, M., Schein, E., Buestel, D., 2006. Experimental and natural manganese-induced cathodoluminescence in the shell of the Japanese oyster *Crassostrea gigas* (Thunberg, 1793) from Thau Lagoon (Hérault, France) : ecological and environmental implications. *Marine Ecology Progress Series* 317, 143-156.
- Lartaud, F., Langlet, D., De Rafélis, M., Emmanuel, L., Renard, M., 2006. Description of seasonal rhythmicity in fossil oyster shells *Crassostrea aginensis* Tournour, 1914 (Aquitanian) and *Ostrea bellovacina* Lamarck, 1806 (Thanetian). Cathodoluminescence and sclerochronological approaches. *Geobios* 39, 843-852.
- Lartaud, F., Emmanuel, L., de Rafelis, M., Pouvreau, S., and Renard, M., 2009. Influence of food supply on the $\delta^{13}\text{C}$ signature of mollusc shells: implications for palaeoenvironmental reconstructions. *Geo-Marine Letters*, accepted 02-07-09, DOI 10.1007/s00367-009-0148-4.

- Le Solleuz, A., Doin, M.-P., Robin, C., Guillocheau, F., 2004. From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development: 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin. *Tectonophysics* 386, 1-27.
- Lear, C.H., Elderfield, H., Wilson, P.A., 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science* 287, 269-272.
- Lee, D., Carpenter, S.J., 2001. Isotopic disequilibrium in marine calcareous algae. *Chemical Geology* 172, 307-329.
- Létolle, R., Marce, A., Fontes, J.C., 1965. Un spectromètre de masse pour mesures de précision des abondances isotopiques de l'oxygène et du carbone. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie* 88, 417-421.
- Livermore, R., Hillenbrand, C., Dieter, Meredith, M., 2007. Drake Passage and Cenozoic climate: An open and shut case? . *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (2), 1-11.
- Mc Crea, 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics* 18, 849-857.
- Mégnyen, C., 1980. Synthèse Géologique du Bassin de Paris. *Memoire du BRGM* 101-102, 406p.
- Merle, D., 2005. *Nucellopsis* (Gastropoda, Muricidae), a new genus from the paralic domain of the European Palaeogene. *Comptes Rendus de Paleoevolution* 4, 177-189.
- Merle, D., Baut, J.P., Ginsburg, L., Sagne, S., Hervet, S., Carriol, R.P., Vénec-Peyré, M.T., Blanc-Valleron, M.M., Mourer-Chauviré, C., Arambol, D., Viette, P., 2002. Découverte d'une faune de vertébrés dans l'Oligocène inférieur de Vayres-sur-Essonne (bassin de Paris, France). *Comptes Rendus de Paléoevolution* 1, 111-116.
- Merle, D., Pacaud, J.-M., Kriloff, A., Loubry, P., 2008. Le Lutétien du Bassin de Paris : un exemple de point chaud de la paléobiodiversité. Les motifs colorés résiduels des coquilles lutétiennes du bassin de Paris. In: Merle, D. (Ed.), *Stratotype Lutétien*. MNHN, Paris, Biotope, Mèze, BRGM Orléans, pp. 182-227.
- Mitchell, L., Fallick, A.E., Curry, G.B., 1994. Stable carbon and oxygen isotope compositions of mollusc shells from Britain and New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 111, 207- 216.
- Nel, A., de Ploeg, G., Dejax, J., Dutheil, D., de Franceschi, D., Cheerbrant, E., Godinot, M., Hervet, S., Menier, J.J., Augé, M., Bignot, G., Cavagnetto, C., Duffaud, S., Gaudant J., Hua, S., Jossang, A., de Lapparent de Broin, F., Pozzi, J.P., Paicheler, J.C., Beuchet, F., Rage, J.C., 1999. Un gisement sparnacien exceptionnel à plantes, arthropodes et vertébrés (Eocène basal, MP7) : Le Quesnoy (Oise, France). *Comptes Rendu de l'Accadémie des Sciences de Paris* 329, 65-72.
- Pacaud, J.-M., Le Renard, J., 1995. Révision des mollusques paléogènes du Bassin de Paris. IV – Liste systématique réactualisée. *Cossmanniana*, 3 (4), 151-187.
- Pacaud, J.-M., Merle, D., Meyer, J.-C., 2000. La faune danienne de Vigny (Val d'Oise, France) : importance pour l'étude de la diversification des mollusques au début du Tertiaire. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 330, 867-873.
- Pagani, M., Zachos, J.C., Freeman, K.H., Tipple, B., Bohaty, S., 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science* 309, 600-603.
- Pearson, P.N., Palmer, M.R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentration over the past 60 million years. *Nature* 406, 695-699.
- Pentecost, A., Andrews, J.E., Dennis, P.F., Marca-Bell, A., Dennis, S., 2006. Charophyte growth in small temperate water bodies: Extreme isotopic disequilibrium and implications for the palaeoecology of shallow marl lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, 389-404.
- Pierre, C., 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Marine geology* 153, 41-55.
- Pomerol, C., 1962. Le Bartonien du Bassin de Paris. Interprétation stratigraphique et essai de corrélation avec les bassins de Belgique et du Hampshire. *Mémoire du BRGM* 26, 153-168.
- Pomerol, C., 1965. Les sables de l'Eocène supérieur (Lédien et Bartonien) des bassins de Paris et de Bruxelles. *Ministères de l'Industrie, Paris*, pp. 214.
- Pomerol, C., 1973. *Ere Cénozoïque*. Doin édit., 269 p.

- Prothero, D.R., Ivany, L.C., Nesbitt, E.A., 2003. From Greenhouse to Icehouse : The marine Eocene-Oligocene transition. Columbia University Press, New York, 541 pp.
- Purton, L., Brasier, M., 1997. Gastropod carbonate $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values record strong seasonal productivity and stratification shifts during the late Eocene in England. *Geology* 25 (10), 871-874.
- Renard, M., 1975. Etude géochimique de la fraction carbonatée d'un faciès de bordure de dépôt gypseux (exemple du gypse ludien du bassin de Paris). *Sedimentary Geology* 13, 191-231.
- Renard, M., 1985. Géochimie des carbonates pélagiques: mises en évidence des fluctuations de la composition chimique de l'eau de mer depuis 140 Ma. Essai de chimiostatigraphie. Documents du BRGM 85, 650 pp.
- Richardson, C.A., Collis, S.A., Ekaratne, K., Dare, P., and Key, D., 1993. The age determination and growth rate of the European flat oyster, *Ostrea edulis*, in British waters determined from acetate peels of umbo growth lines. *ICES Journal of Marine Sciences*, v. 50, p. 493-500.
- Richardson, C.A., 2001. Molluscs as archive of environmental change. *Oceanography and Marine Biology - An Annual Review*, v. 39, p. 103-164.
- Riveline, J., 1984. Les charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale. Implication stratigraphiques. Mémoire des Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, thèse de doctorat, 415 p.
- Riveline, J., Berger, J.-P., Feist, M., Martin-Closas, C., Schudack, M., Soulie-Maersche, I., 1996. European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation Bulletin de la Société Géologique de France 167, 453-468.
- Robin, C., Allemand, P., Burov, E., Doin, M.P., Guillocheau, F., Dromart, G., Garcia, J.P., 2003. Vertical movements of the Paris Basin (Triassic-Pleistocene): from 3D stratigraphic database to numerical models. Geological Society, London, Special Publications 212, 225-250.
- Ruddiman, W.F., 2000. Earth's climate, Past and Future. Freeman W.H. and Company editors. New York, 465 p.
- Schmitz, B., Andreasson, F., P., 2001. Air humidity and lake $\delta^{18}\text{O}$ during the latest Paleocene-earliest Eocene in France from recent and fossil fresh-water and marine gastropod $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *GSA Bulletin* 113 (6), 774-789.
- Schöne, B.R., Tanabe, K., Dettman, D.L., Sato, S., 2002. Environmental controls on shell growth rates and $\delta^{18}\text{O}$ of the shallow-marine bivalve mollusk *Phacosoma japonicum* in Japan. *Marine Biology* 142, 473-485.
- Schöne, B.R., Fiebig, J., Pfeiffer, M., Gleß, R., Hickson, J., Johnson, A.J.A., Dreyer, W., Oschmann, W., 2005. Climate records from a bivalved *Methuselah* (*Arctica islandica*, Mollusca; Iceland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228 (1-2), 130-148.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., Norris, R.D., 2006. Testing the Cenozoic multisite composite $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ curves: New monospecific Eocene records from a single locality, Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207). *Paleoceanography* 21, 1-17.
- Shackleton, N.J., Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project 29, 743-755.
- Surge, D.M., Lohmann, K.C., Dettman, D.L., 2001. Controls on isotopic chemistry of the American oyster, *Crassostrea virginica*: implications for growth patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172, 283-296.
- Tarutani, T., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1969. The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochimica Cosmochimica Acta* 33, 987-996.
- Tivollier, J., Létolle, R., 1968. Résultats et interprétation d'analyses isotopiques de faunes malacologiques du Tertiaire parisien. Extrait du Mémoire du BRGM n°58, Colloque sur l'Eocène, 346-357.
- Tripati, A., Zachos, J., Marincovich, L., Bice, K., 2001. Late Paleocene Arctic coastal inferred from molluscan stable and radiogenic isotope ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 170, 101-113.
- Tripati, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature* 436, 341-346.

- Tripati A.K., Eagle R.A., Morton A., Dowdeswell J.A., Atkinson K.L., Bahé Y., Dawber C.F., Khadun E., Shaw R.M.H. Shorttle O., Thanabalasundaram L., 2008. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 112-122.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S., Persico, D., 2008. Middle Eocene–late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology* 69, 173-192.
- Wade, B.S., Kroon, D., 2002. Middle Eocene regional climate instability: Evidence from the western North Atlantic. *Geology* 30, 1011–1014.
- Wefer, G., Berger, W.H., 1991. Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology* 100, 207-248.
- Zachos, J.C., Stott, L.D., Lohmann, K.C., 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography* 9 (2), 353-387.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rythm, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E. , 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*.

b. Le $\delta^{13}\text{C}$

L'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ de l'ensemble des fossiles provenant du bassin de Paris au Paléogène est présentée sur la figure 4-10. Deux groupes, constitués d'une part par les dasycladales et les mollusques et par les charophytes d'autre part, se distinguent nettement en fonction de la répartition de leurs valeurs en $\delta^{13}\text{C}$.

Comme nous l'avons vu plus haut, le rapport isotopique du carbone des mollusques reflète deux composantes principales différentes – en plus d'éventuels effets métaboliques – que sont la composition en carbone inorganique dissous (CID) de l'eau et une source de carbone organique qui correspond à la nourriture (Lartaud et al., 2009). Mais l'interprétation du $\delta^{13}\text{C}$ des coquilles de mollusques marins est encore mal comprise, même dans l'actuel, du fait des influences multiples sur ce signal. La compréhension de la signification du $\delta^{13}\text{C}$ d'organismes fossiles est rendue encore plus délicate par le fait que l'on ne peut estimer ni le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$, ni le régime trophique précis de certains organismes pour lesquels il n'existe plus à l'heure actuelle de représentants.

En ce qui concerne les dasycladales et les charophytes, l'influence du régime trophique n'intervient pas, puisque ces organismes sont des algues et il semble que pour ces organismes, les variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ soient le facteur de contrôle principal de leur $\delta^{13}\text{C}$ (Jones et al., 1996). Les milieux lacustres d'où proviennent les oogones de charophytes auront donc un $\delta^{13}\text{C}$ qui pourra être très fortement influencé par les variations des conditions d'évaporation – précipitation. Néanmoins, les processus photosynthétiques jouent également un rôle important dans l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des algues. Andrews et al., (2004) ont montré que le $\delta^{13}\text{C}$ des parties minéralisées des charophytes étaient très souvent soumises à un fort effet métabolique, avec un décalage vers des valeurs plus négatives dans les cas où l'eau est stagnante.

On observe sur la figure 4-10 que les charophytes ont un $\delta^{13}\text{C}$ toujours beaucoup plus négatif que les espèces marines. Cela peut être interprété comme le reflet de l'influence du

milieu de vie des charophytes, qui se trouvaient dans des flaques d'eau peu profondes avec un renouvellement des eaux peu important par rapport au milieu marin ouvert.

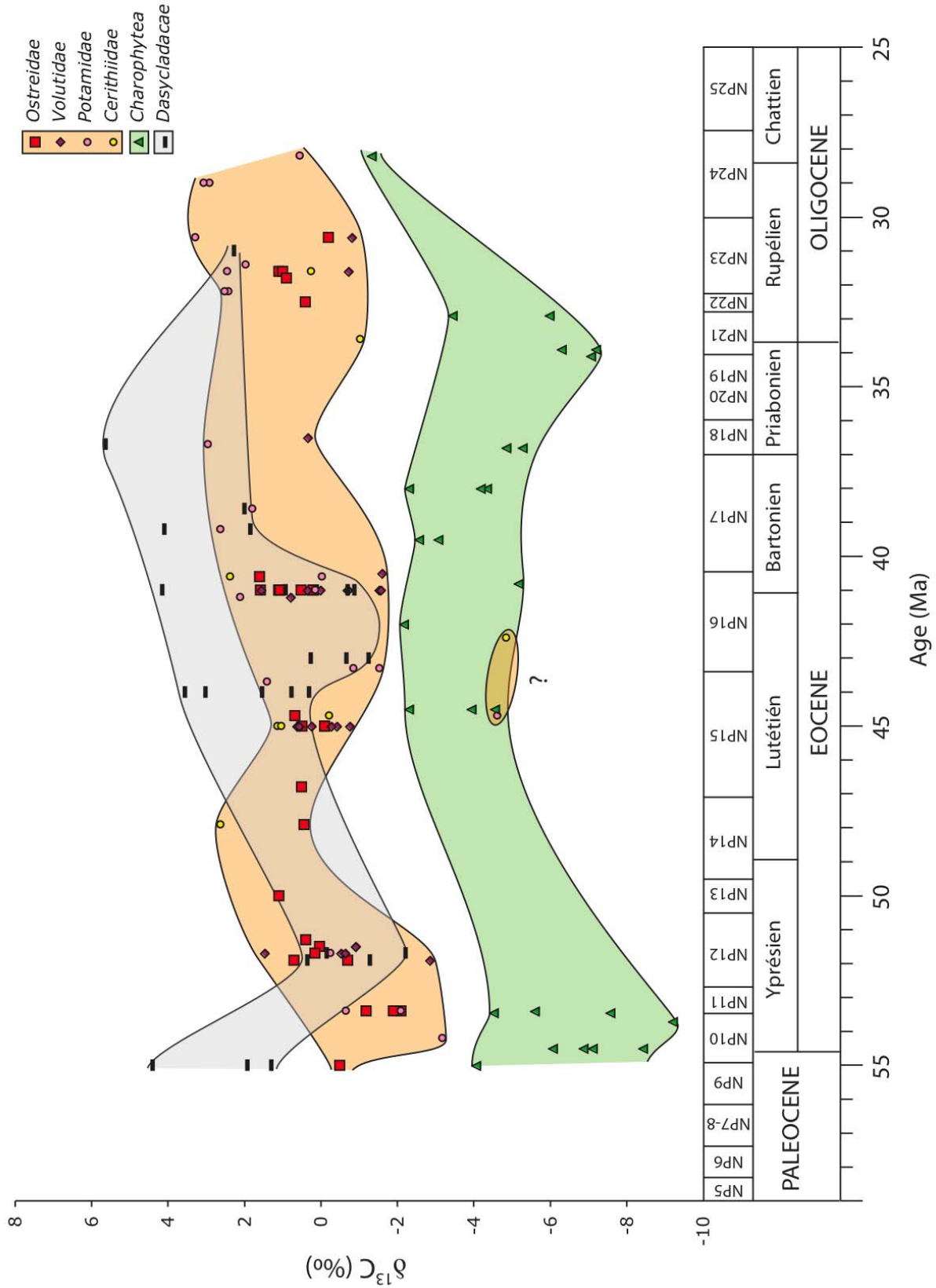


Figure 4-10 : Evolution du rapport isotopique du carbone des Huîtres, Volutes, Potamides, Cérithes, Charophytes et Dasycladales au cours du Paléogène dans le bassin de Paris.

Le $\delta^{13}\text{C}$ des mollusques ne présente pas de variations importantes au sein d'une même lignée (Figure 4-10), avec une moyenne de $0,29 \pm 0,45\text{‰}$ pour les huîtres, $-0,36 \pm 0,5\text{‰}$ pour les Volutes, $0,77 \pm 1,1\text{‰}$ pour les Potamides et $0,17 \pm 1,18\text{‰}$ pour les Cérithes. Le différentiel entre les valeurs moyennes obtenues pour ces différents groupes peut être expliqué par plusieurs facteurs. Tout d'abord, un effet de la minéralogie doit être pris en compte, les espèces aragonitiques (les gastéropodes ici) étant enrichies de $1,7\text{‰}$ par rapport aux espèces calcitiques (Romanek et al., 1992, Figure 4-11).

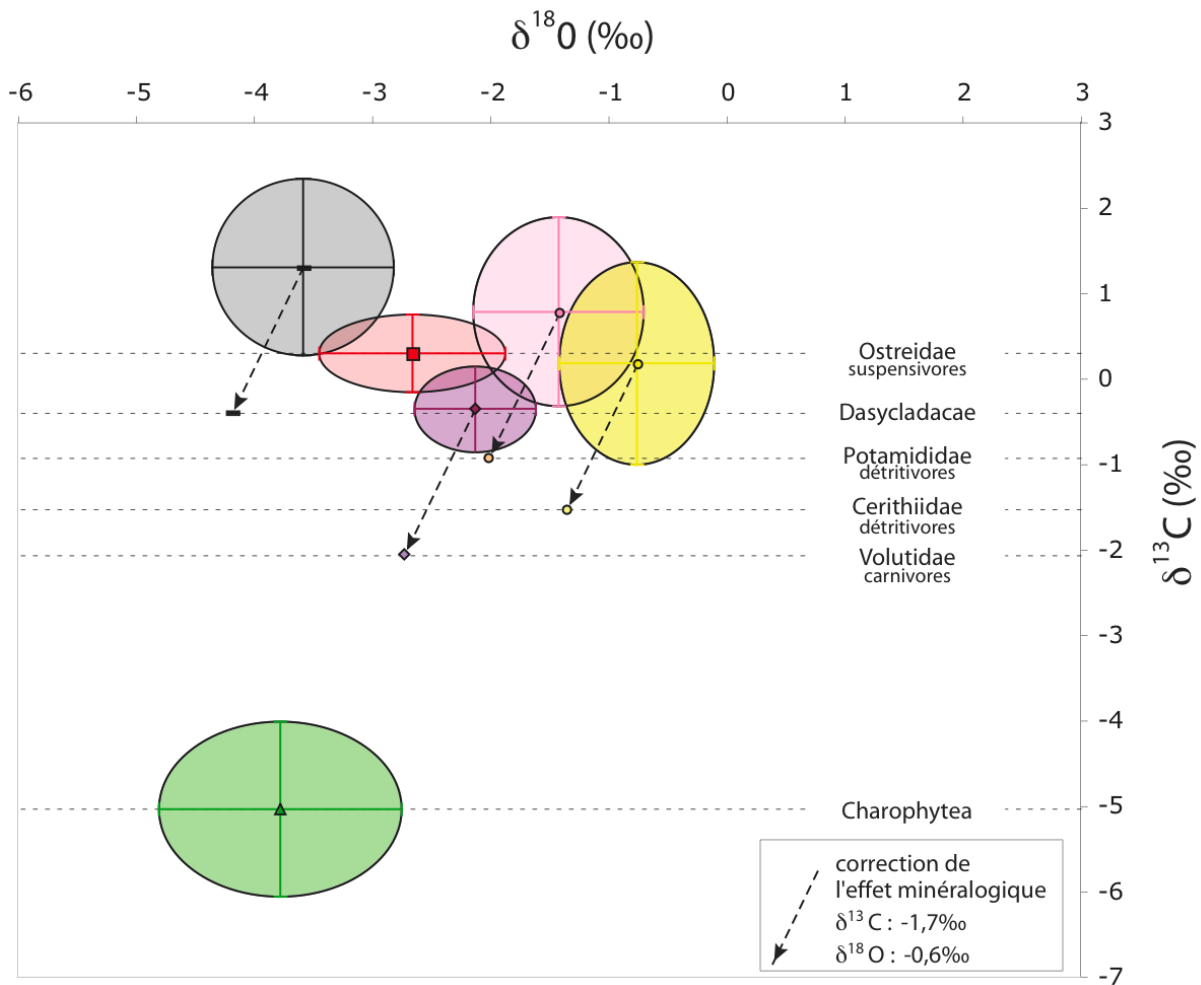


Figure 4-11: Relation $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ des fossiles du bassin de Paris analysés. La correction de l'effet minéralogique entre la calcite et l'aragonite est effectuée pour les espèces minéralisant leur carbonate en aragonite.

Malgré cette correction, des différences majeures persistent entre les différents groupes de fossiles. Wefer et Berger (1991) ont démontré que, contrairement au $\delta^{18}\text{O}$, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ étaient souvent influencées par un fort effet vital, notamment chez les mollusques. Très peu d'études concernent l'enregistrement isotopique des gastéropodes que

nous avons étudiés, dont des représentants actuels n'existent pas toujours, comme dans le cas des Volutidae. Il n'est donc pas toujours évident de préciser si le shift observé entre les différents groupes de mollusques représente un artéfact dû à un effet vital ou s'il reflète bien les variations des conditions paléoenvironnementales. Dans le détail, il semble en tout cas que les Volutidae présentent, pour une même période, un $\delta^{13}\text{C}$ toujours plus négatif que celui des autres mollusques (Figure 4-10).

Latal et al. (2006) ont montré que le régime alimentaire des mollusques pouvait avoir une influence sur la signature isotopique de leur $\delta^{13}\text{C}$. Or, les Volutidae ont un régime trophique différent des autres mollusques (carnivores, cf § 4.2.2.b). Les Potamididae et les Cerithidae ont quant à eux un régime alimentaire similaire, et sont détritivores.

Enfin, les Ostreidae sont suspensivores. L'échelonnement des valeurs isotopiques pourrait donc être expliqué par leur régime alimentaire.

Néanmoins, l'impact de l'environnement ne doit pas être négligé. En effet, les quatre groupes de mollusques présentés ici ont des préférences écologiques différentes. En effet, les Volutidae auront tendance à préférer des conditions marines franches, alors que les Ostreidae, les Cerithidae et encore plus les Potamididae peuvent tolérer de très fortes fluctuations paléoenvironnementales, avec des variations de salinité très importantes. Or, Surge et al. (2001) et Gillikin et al. (2006) ont montré qu'il existait une plus ou moins bonne corrélation entre la salinité et le $\delta^{13}\text{C}$ des eaux estuariennes de différents sites. Cependant, dans notre cas, ce modèle ne fonctionne pas, les Potamides, qui sont le groupe supposé être caractéristiques des milieux les plus dessalés, ont des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ intermédiaires entre celles des Ostreidae et celles des Volutidae. De plus, étant donné qu'il est impossible de connaître la valeur isotopique de la nourriture de ces organismes, nous ne pouvons pas conclure si les décalages observés reflètent uniquement un effet de la nourriture, l'influence d'effets vitaux ou une véritable signature du milieu de vie.

Pour de nombreux auteurs, l'évolution temporelle du $\delta^{13}\text{C}$ des fossiles est supposée refléter les variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ (Surge et al., 2001, McConnaughey et Gillikin, 2008). Concernant les huîtres, la valeur moyenne enregistrée sur l'ensemble du Paléogène ($0,29 \pm 0,45\text{‰}$) est légèrement supérieure à celle des huîtres actuelles pour la même zone géographique ($-1,0 \pm 0,1\text{‰}$ pour les coquilles de la Baie des Veys, Lartaud, 2007). Zachos et al. (2001) avaient également observé la même évolution du $\delta^{13}\text{C}$ pour les foraminifères benthiques d'environnements profonds, avec une faible variabilité au cours du Paléogène et une valeur moyenne supérieure de 1‰ par rapport à l'actuel.

Les valeurs les plus négatives sont observées, pour l'ensemble des mollusques, à l'Eocène inférieur. A cette période, de fortes dessalures pouvaient être observées dans les formations du bassin de Paris, signifiant une forte influence des apports fluviaux et donc d'importants apports particuliers du continent. Cette tendance représente à priori une diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et peut être potentiellement expliquée de deux manières. Tout d'abord, les environnements saumâtres de l'Eocène inférieur étaient propices au dépôt de matière organique. Celle-ci, une fois, dégradée induit le relargage dans le milieu de CO_2 enrichi en ^{12}C , conduisant à une baisse du $\delta^{13}\text{C}$. Mais aussi, la valeur isotopique des apports continentaux peut influencer fortement la valeur du CID. On peut donc supposer que les particules drainées par les fleuves à cette période devaient être caractérisées par un $\delta^{13}\text{C}$ très faible.

Deux gastéropodes datés du Lutétien échappent à la tendance générale suivie par les autres mollusques, avec un $\delta^{13}\text{C}$ très négatif, compris entre -4 et -5‰. Ceci ne peut pas être dû à une mauvaise qualité de préservation, leur $\delta^{18}\text{O}$ étant en accord avec celui des autres mollusques. Contrairement à l'Eocène inférieur ou à l'Eocène supérieur, aucun niveau à forte dessalure n'est connu dans le bassin de Paris au Lutétien moyen. De plus, si c'était le cas, le $\delta^{18}\text{O}$ de ces fossiles serait décalé vers des valeurs négatives par rapport aux autres mollusques, ce qui n'est pas le cas. De la même manière que l'avait proposé Lartaud (2007) pour une huître datée de l'Aquitainien et ayant un $\delta^{13}\text{C}$ de -5‰, nous pouvons penser que le $\delta^{13}\text{C}$ de ces deux gastéropodes est influencé par l'apport de carbone organique particulière d'origine terrestre, caractérisé par un rapport isotopique très négatif ($\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}} \approx -28\text{‰}$, Riera et Richard, 1996).

L'évolution long terme du $\delta^{13}\text{C}$ des dasycladales et des charophytes, qui sont des algues, reflète principalement le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ de l'eau. Mais là encore, faute de connaître précisément l'impact relatif des différentes de ce paramètre, il est difficile de discuter de ses variations dans le fossile.

4.3.2 Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ à l'échelle de l'affleurement : exemple du Lutétien

a. Le Bassin de Paris au Lutétien

Les résultats que nous venons de présenter ci-dessus correspondent à l'analyse de points moyens. Les valeurs isotopiques d'échantillons provenant d'une même formation se sont vues attribuer un même âge, car il était impossible de les replacer dans un cadre chronostratigraphique précis, étant donné que la majeure partie d'entre eux proviennent de collections. De plus, les datations absolues des formations du bassin de Paris peuvent présenter de incertitudes non négligeables.

Afin d'augmenter la résolution de résultats présentés précédemment sur l'ensemble du Paléogène, nous avons réalisé une étude détaillée de plusieurs groupes de fossiles, dans les séries sédimentaires du Lutétien. Notre choix s'est porté sur la falunière de Grignon (78) qui est un gisement historique du bassin de Paris. Des analyses ont aussi été menées sur des mollusques fossiles de Fleury-la-Rivière (51), dont les résultats seront comparés à ceux de Grignon.

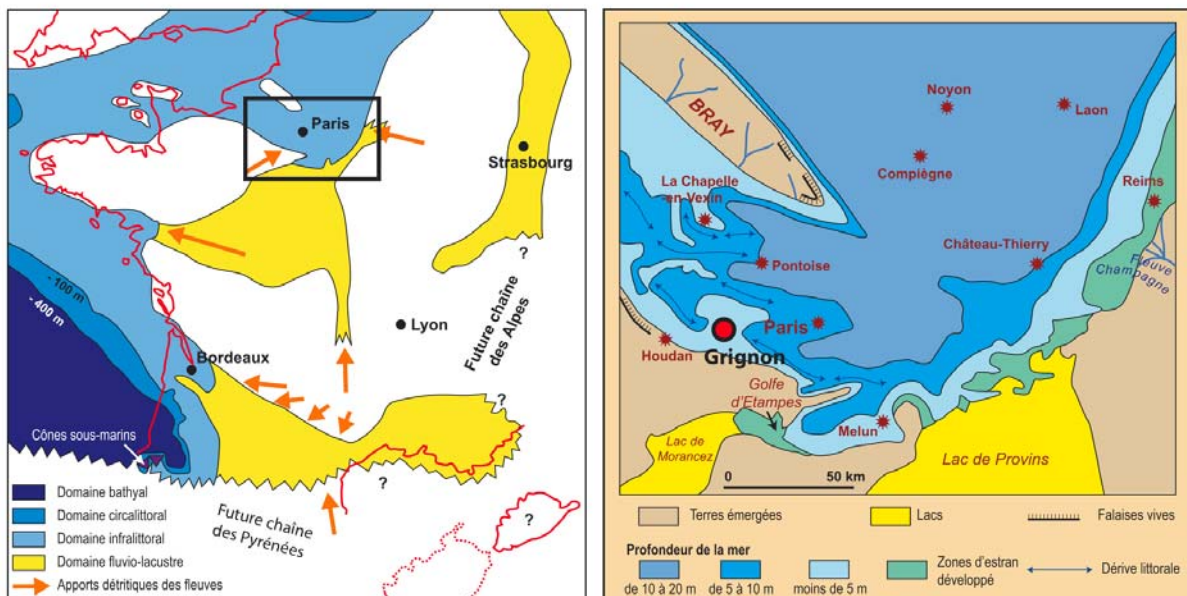


Figure 4-12 : Cartes paléogéographiques du bassin de Paris au Lutétien moyen et localisation des coupes de Grignon et de Fleury-La-Rivière (modifié d'après Gély, 2008).

Ces deux gisements sont datés du Lutétien moyen (Figure 4-13) et étaient localisés à cette période sur la bordure sud-ouest du bassin pour Grignon et sud-est dans le cas de Fleury (Figure 4-12 ; Abrad, 1925 ; Gély et Lorenz, 1991 ; Gély, 1996 ; Gély, 2008). La particularité de ces deux sites est qu'ils comportent une biodiversité exceptionnelle de mollusques, avec pas moins de 819 espèces décrites dans le cas du seul gisement de Grignon (dont 514 gastéropodes et 282 bivalves).

Le Lutétien, étage défini par Albert de Lapparent en 1883, est une période caractérisée dans le bassin de Paris trois grands cycles transgression – régression avec un maximum d'inondation marqué dans le Nord du bassin par le niveau de la Pierre à Liards (niveau à *Nummulites laevigatus*, Figure 4-13). Les séries sédimentaires de cet étage furent, à Grignon, l'objet des premières études stratigraphiques et paléontologiques au XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècles.

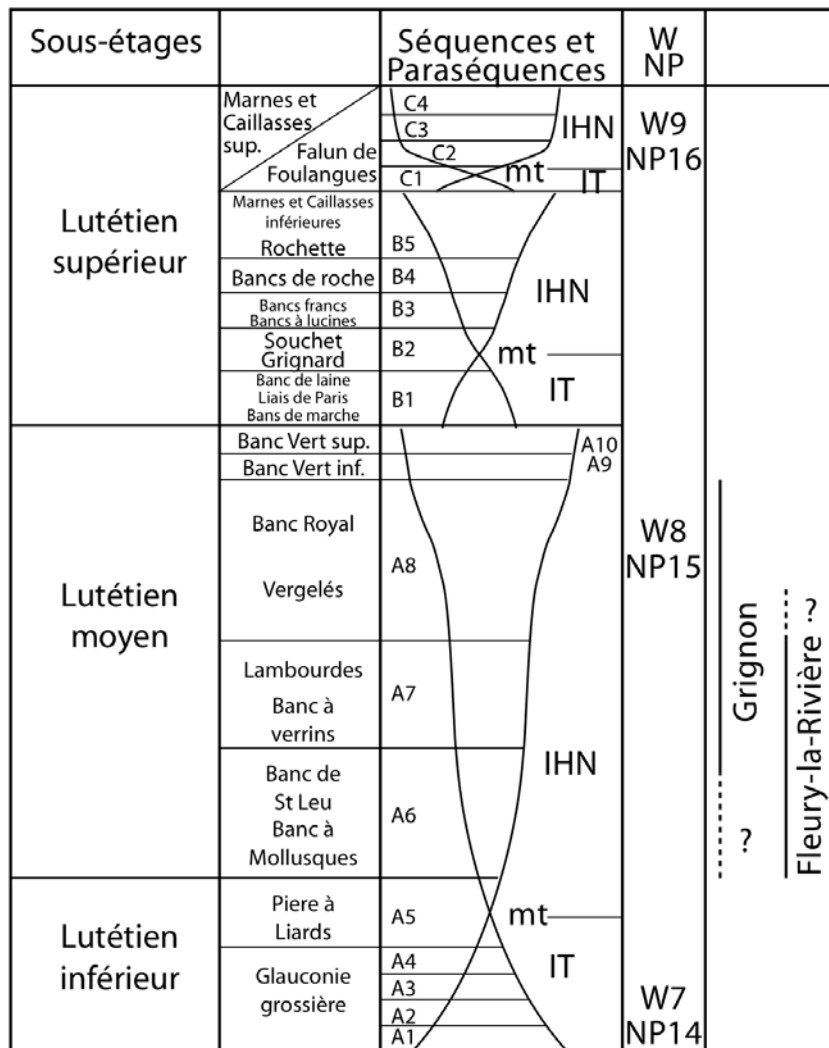


Figure 4-13 : Découpage séquentiel des séries lutétiennes dans le bassin de Paris (établi pour le Nord du bassin de Paris, au parastratotype de Saint Vastt-les-Mello, Oise) et positionnement stratigraphique des coupes de Grignon et de Fleury-la-Rivière (modifié d'après Gély, 1996).

La sédimentation débute au Lutétien dans le bassin de Paris par le dépôt de la formation de la Glauconie grossière, faciès transgressif diachrone du Nord vers le Sud du bassin (Figure 3-18). Puis une sédimentation carbonatée, correspondant au calcaire grossier, s'installe durant tout le Lutétien moyen, avant la mise en place des dépôts évaporitiques de la formation des Marnes et Caillasses au Lutétien supérieur. D'un point de vue paléogéographique, le Lutétien est une période de modification majeure dans le bassin de Paris, avec la transition progressive entre des apports marins depuis la Mer du Nord uniquement au Lutétien inférieur, à des apports restreints à l'Océan Atlantique Nord via la Manche à partir du Lutétien supérieur. Cette modification majeure des entrées marines a été induite par le soulèvement des anticlinaux du Pays de Bray et surtout du Dôme de l'Artois (Pomerol, 1973 ; Cavelier et Pomerol, 1979).

b. Présentation des sites

Le gisement de Grignon se situe dans le domaine de l'Ecole Nationale d'Agriculture de Paris-Grignon (INAPG). A l'heure actuelle, seul le site dit de la Falunière est préservé et permet de réaliser un échantillonnage précis. La série sédimentaire est observable dans trois parties différentes du gisement (Figure 4-14) et s'étend des paraséquences A6 à A8 de Gély (1996), ce qui correspond aux zones II à IV d'Abrard (1925), couvrant la majeure partie du Lutétien moyen (zone NP15 ; Figure 4-13). La série sédimentaire, d'une épaisseur d'environ 13 m est constituée majoritairement de sables calcaires avec une teneur variable en glauconie et est divisée en 16 niveaux (Figure 4-15).



Figure 4-14 : Panorama de la falunière de Grignon et localisation des différents niveaux stratigraphiques détaillés sur la Figure 5-15.

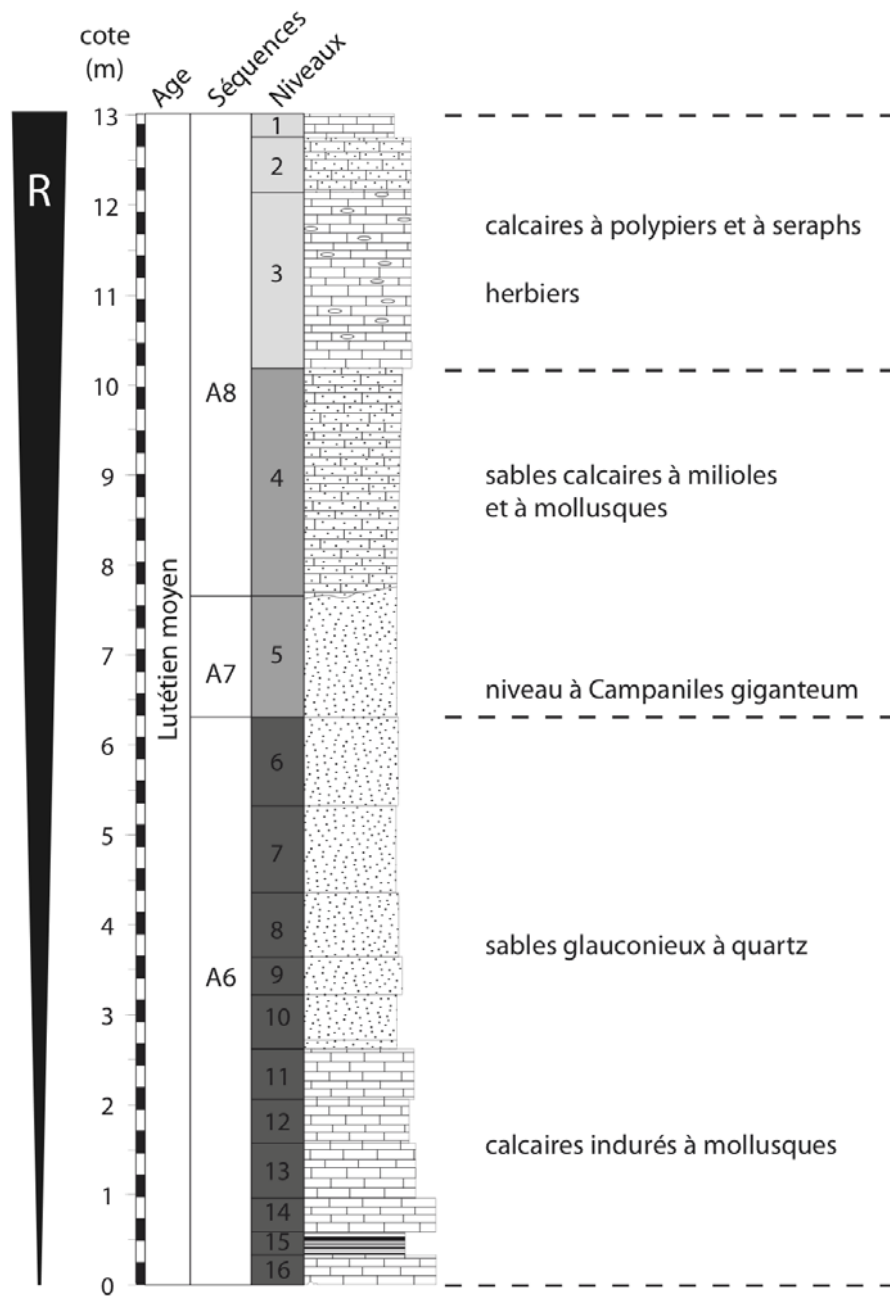


Figure 4-15 : Série sédimentaire de la Falunière de Grignon datée du Lutétien moyen. Découpage séquentiel selon Gély (1996).

Les sédiments lutétiens à Grignon reposent sur les argiles du Sparnacien (Yprésien inférieur) non atteints ici. La série sédimentaire peut être divisée en trois grands ensembles (Figure 4-15). A la base, les niveaux 16 à 6 correspondent à la formation de la Glauconie grossière qui est le faciès transgressif de l'étage lutétien dans le bassin de Paris (Mégrien, 1980). La sédimentation est représentée ici par une alternance de sables glauconieux riches en

quartz et de niveaux calcaires très indurés. Les fossiles sont relativement moins nombreux et surtout moins bien conservés que dans la seconde partie de la coupe, mais la biodiversité est déjà assez élevée. Le second intervalle regroupe les niveaux 5 et 4, qui sont les niveaux les plus fossilifères de la coupe. Les sédiments sont des sables calcaires riches en miliolites et en orbitolites, contenant de très nombreux mollusques, comme les *Campanile giganteum* à la base du niveau 5. Le troisième intervalle est constitué par les niveaux 3, 2 et 1. Il regroupe des formations calcaires avec des indurations correspondant à des herbiers.

Les mollusques restent très abondants tout au long de la coupe, ce qui représente un avantage dans le cadre d'une reconstitution paléoclimatique et paléoenvironnementale à partir des données géochimiques. Concernant la microfaune, en plus des foraminifères benthiques majoritaires, les ostracodes sont présents tout au long de l'intervalle (Bosquet, 1852 ; Apostolescu, 1955 ; Keij 1957, 1958 ; Guernet et al., soumis).



Figure 4-16 : Illustration des fossiles analysés sur les coupes de Grignon et de Fleury-La-Rivière : 1. *Haustator imbricatarius* (Lamarck, 1804), 2. *Sigmesalia multisulcata* (Lamarck, 1804), 3. *Venericardia imbricata* (Gmelin, 1791), 4. *Cubitostrea plicata* (Solander in Brander, 1766). Echelle = 1 cm.

Le contenu paléontologique et sédimentologique indiquent que la tranche d'eau a diminué, de manière quasi-continue, à Grignon, passant de profondeurs d'environ 20 à 30 m à la base, à une profondeur d'une dizaine de mètres dans le second intervalle et inférieure ou égale à 10 mètres au sommet (Merle, 2008, Guernet et al., soumis). Cette diminution de la tranche d'eau semble surtout accompagnée par une diminution de l'hydrodynamisme, fort à la base et plus réduit dans les intervalles 2 et 3.

A partir d'un inventaire récent des ostracodes de la falunière de Grignon, Guernet et al. (Soumis) ont conclu que la zone de Grignon devait constituer un environnement soumis à une très faible influence des vagues de tempêtes et avec des contrastes saisonniers de température élevés, proches de ceux existant actuellement dans la mer Méditerranée. En effet, de nombreux genres d'ostracodes observés à Grignon vivent actuellement dans cette mer (*Pseudophilomedes*, *Cytherelloidea* ou *Cytheretta*). Cela semble indiquer que les températures d'été étaient proches de celles enregistrées actuellement au sud de la Méditerranée. De plus, la présence du genre *Pterygocythereis* dans les niveaux de Grignon indique que les eaux étaient généralement peu agitées et, sans doute non tropicales, car ce genre est actuellement présent dans l'Atlantique Nord (et la Méditerranée) depuis la Norvège jusqu'au Maroc et n'est pas signalé plus au Sud.

Des études géochimiques ont déjà été menées sur des fossiles (*Turritelle* et *Venericardia*) provenant de ce gisement (Andreasson et Schmitz, 1996, Purton et Brasier, 1997, Klein et Fricke, 1997). Cependant, les résultats de chacune de ces études se sont révélées être contradictoires en ce qui concerne l'estimation de la valeur de la salinité à Grignon et donc sur l'interprétation du $\delta^{18}\text{O}$. Selon Andreasson et Schmitz (1996), la salinité devait être normale et constante tout au long de l'année. En revanche, selon Klein et Fricke (1997), les niveaux de Grignon devaient être affectés par de fortes dessalures. Cependant, les critiques de ces auteurs se basent uniquement sur les travaux d'Abrard (1925), selon qui, la présence de faunes caractéristiques d'environnements saumâtres dans la zone IV indiquait de fortes dessalures. Or, ces niveaux saumâtres sont observés uniquement dans la partie sommitale de la falunière de Grignon. Il est également important de noter que les fossiles analysés par Andreasson et Schmitz (1996) ne sont pas placés stratigraphiquement avec précision sur la coupe de Grignon, car les fossiles proviennent de collections. Il est cependant fort probable que ces fossiles soient issus des niveaux les plus fossilifères, c'est-à-dire des niveaux 4 ou 5. Enfin, selon Purton et Brasier (1997) et contrairement à ce qu'ont proposé Klein et Fricke (1997), les formations lutétiennes de Grignon devaient présenter des conditions environnementales proches de celles rencontrés dans les milieux confinés de

Florida Bay dans les Everglades, notamment du fait de la présence de nombreux spécimens de Miliolidae. Or, il apparaît que la très forte paléobiodiversité rencontrée à Grignon va, selon Andreason et Schmitz (1996) et Merle (2008), à l'encontre d'un environnement stressant avec une salinité anormale. L'étude présentée dans ce travail devrait également permettre d'argumenter en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses.

Le gisement de Fleury-La-Rivière se situait au Lutétien sur la bordure Est du bassin de Paris, à environ 200 km de Grignon. La particularité de cette coupe est que le seul affleurement accessible, à l'heure actuelle, se situe dans une cave à Champagne de la propriété Legrand-Latour. La puissance de l'affleurement est d'environ 6,50 m. Les sédiments sont constitués de sables sans glauconie, avec à la base un niveau conglomératique riche en fossiles (Figure 5-17). Deux niveaux fossilifères très indurés sont observés en dessous du niveau à *Campanile giganteum* (Figure 4-18). Ces fossiles, très caractéristiques dans le bassin de Paris, sont beaucoup plus abondants ici qu'à Grignon. La biodiversité est toutefois moins importante qu'à Grignon, mais restent caractéristiques d'environnements marins peu profonds et d'un climat sub-tropical.

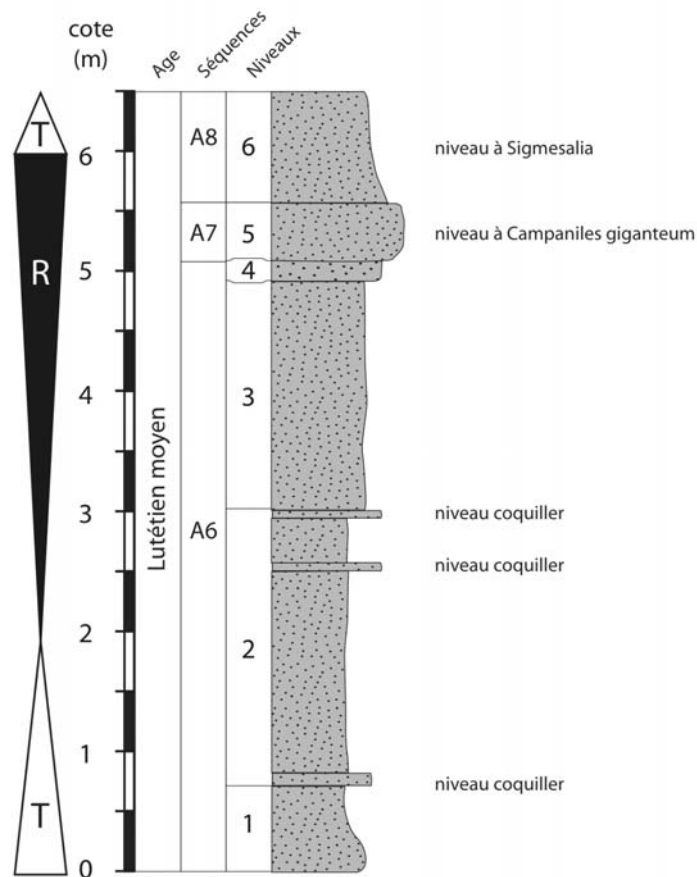


Figure 4-17 : Série sédimentaire lutétienne à Fleury-la-Rivière. Découpage séquentiel selon Gély (1996).

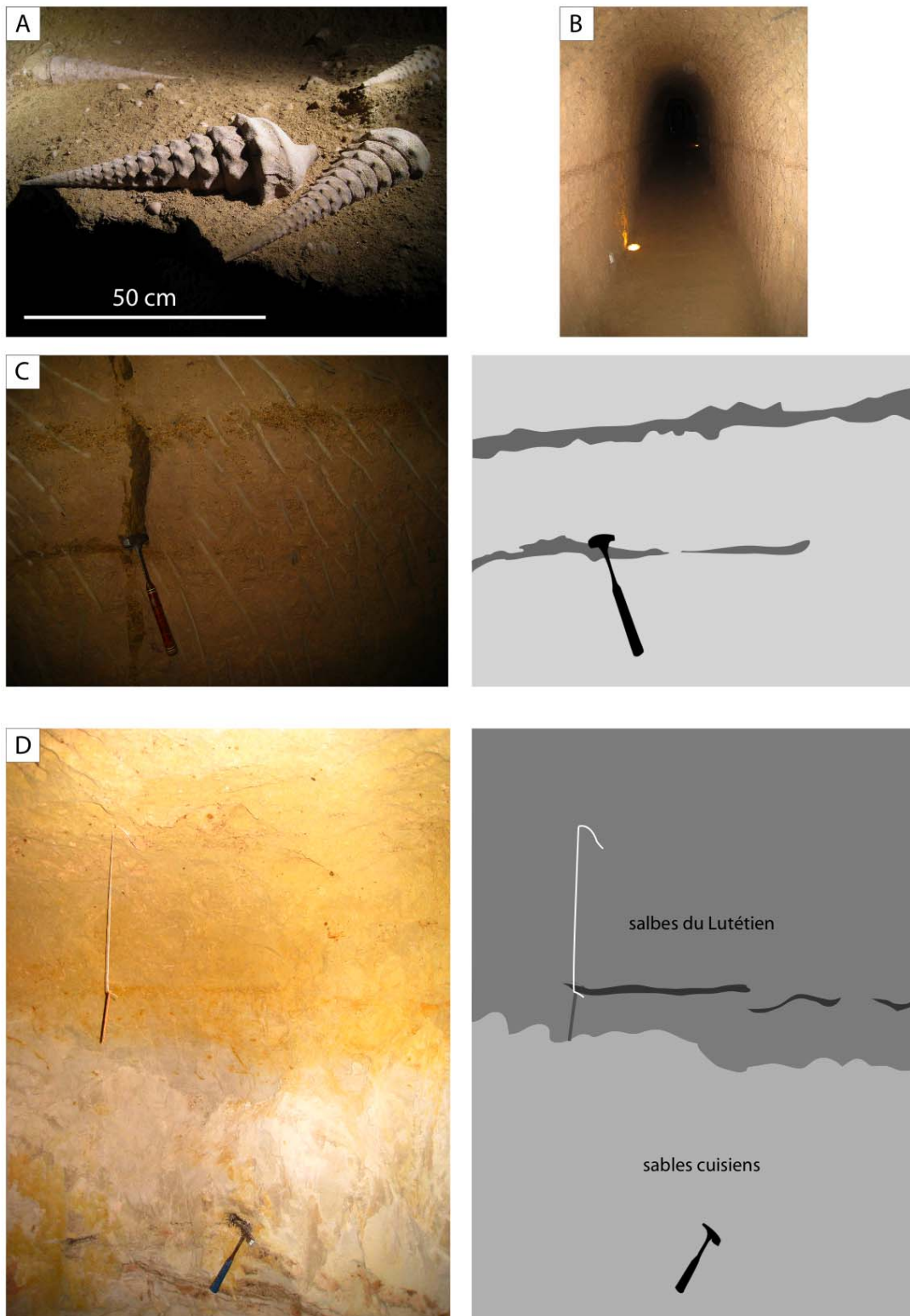


Figure 4-18 : Photos des faciès lutétiens de la propriété Legrand-Latour à Fleury-la-Rivière. A : *Campanile giganteum* ; B : Galerie de la cave recoupant la formation 2 ; C : Illustration du positionnement des niveaux coquillers de la formation 2 ; D : Contact entre les sables du cuisien et les sables lutétiens.

Des accumulations coquillières sont observées au sein de la formation 2, pouvant correspondre à des faciès de tempête. Il est donc envisageable qu'un remaniement de fossiles existe dans ces niveaux. Les sables de Fleury présentent une certaine homogénéité, mais avec un contenu paléontologique qui évolue très rapidement tout au long de la coupe. Les dépôts lutétiens traduisent ici un cycle de transgression – régression, avec des faciès indiquant un environnement relativement éloigné du rivage, sous une profondeur de 15 à 50 m au grand maximum (Merle et Courville, 2008). Aucune étude géochimique portant sur les séries sédimentaires de cette coupe n'a jusqu'alors été réalisée.

c. Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ au Lutétien moyen

Dans le but de réaliser une étude paléoclimatique fiable et avec la plus haute résolution possible, nous avons choisi d'étudier plusieurs groupes de fossiles, couvrant le plus largement possible l'intervalle d'étude. Les seuls fossiles communs aux deux gisements et étant largement représentés sont les *Ostreidae* (bivalves), les *Venericardia* (bivalves) et les *Sigmesalia* (gastéropodes ; Figures 4-16). Une mesure du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ sur l'ensemble du fossile (voir méthodologie § 4.2.3.c) a été systématiquement effectuée sur chacun des fossiles et un point sur les Figures 5-19 et 5-20 correspond à un échantillon. Les données sont beaucoup plus nombreuses à Grignon, d'une part car la paléobiodiversité y est beaucoup plus grande qu'à Fleury et d'autre part parce que la coupe de Grignon est deux fois plus épaisse que celle de Fleury.

Dans le cas de Grignon, les huîtres sont les fossiles les mieux représentés et sont échantillonnables tout au long de la coupe. Les *Venericardia* ont une occurrence un peu plus éparse et uniquement sur le haut de la coupe et les *Sigmesalia* ne sont présentes que dans les formations 4, 5 et 6 (Figure 4-19). A Fleury, les huîtres et les *Venericardia* se retrouvent sur l'ensemble de la coupe, alors que les *Sigmesalia* n'apparaissent que dans la partie sommitale, autour du banc à campaniles.

A Grignon, le $\delta^{13}\text{C}$ présente une variabilité comprise entre 0,3 et 2,1‰ pour les *Venericardia* et les *Ostreidae* et entre 1,1 et 3,4‰ pour les *Sigmesalia* (Figure 4-19). A Fleury, le $\delta^{13}\text{C}$ des *Ostreidae* varie entre -0,3 et 2‰, celui des *Venericardia* entre 0,8 et 1,9‰ et celui des *Sigmesalia* entre 2,4 et 3‰ (Figure 4-20). Concernant le $\delta^{18}\text{O}$, les valeurs

présentent une variabilité comprise entre -2,7 et 0‰ pour l'ensemble des lignées. A Fleury, le $\delta^{18}\text{O}$ des différents groupes fluctue entre -3,3 et -0,7‰.

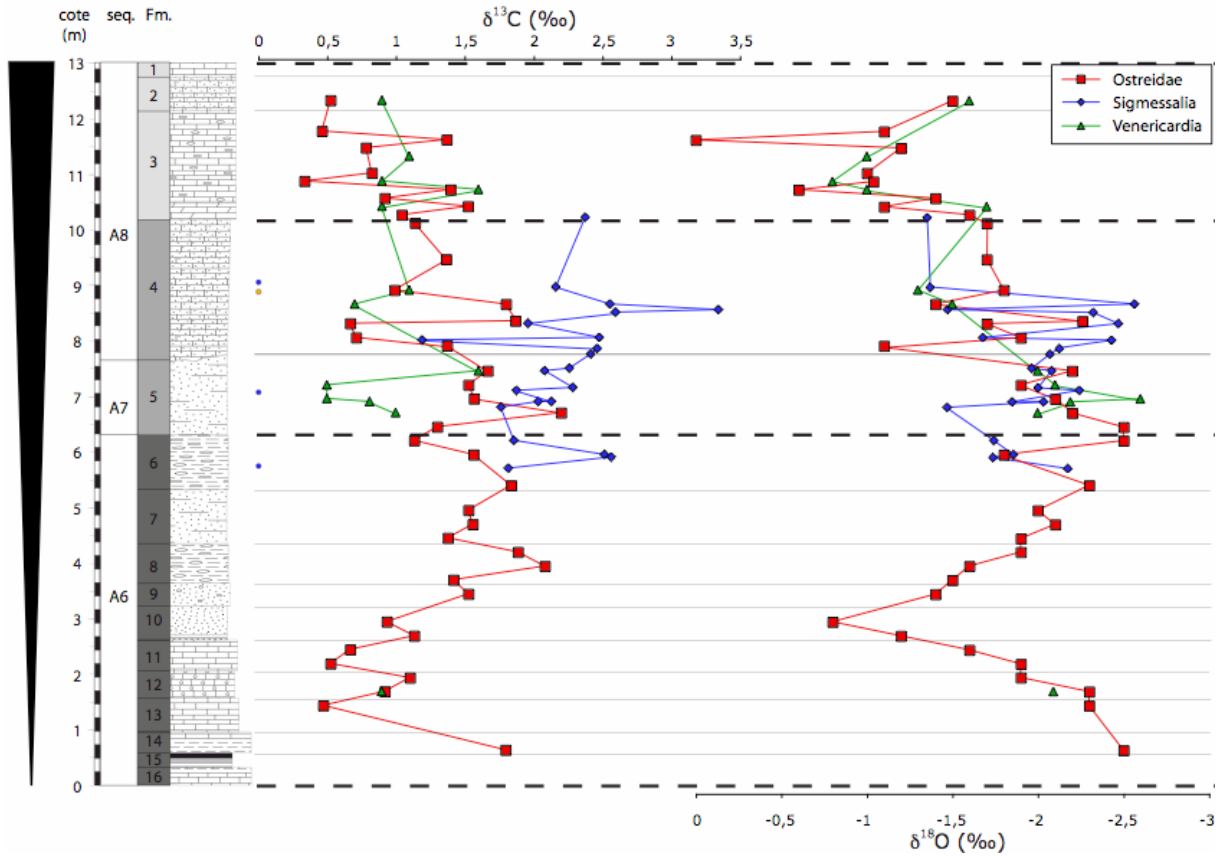


Figure 4-19 : Evolution géochimique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) des fossiles d'*Ostreidae*, de *Venericardia* et de *Sigmessalia* à Grignon. Les points bleus et orange à droite du log représentent respectivement la localisation des *Sigmessalia* et de la *Turritella* prélevées pour les analyses à haute résolution. Découpage séquentiel d'après Gély (1996).

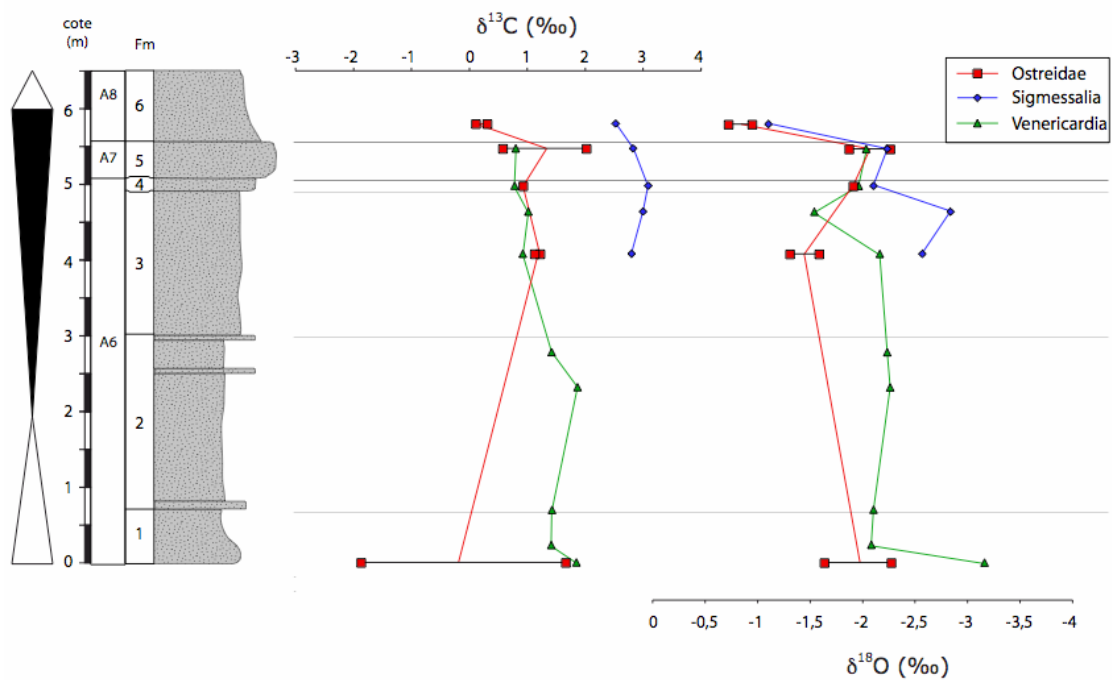


Figure 4-20 : Evolution géochimique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) de fossiles d'huîtres, de *Venericardia* et de *Sigmesalia* à Fleury-La-Rivière.

d. Signification du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des différents groupes fossiles

Le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ des différents fossiles analysés présentent des variations importantes, qui sont la somme :

(1) de variations temporelles de ces paramètres dues à des forçages environnementaux, communes à toutes les lignées.

(2) de variations interspécifiques qui peuvent être la conséquence de nombreux facteurs, telles qu'un effet vital, un effet minéralogique ou une influence du régime trophique. Nous allons discuter ici des causes potentielles à l'origine de ces différences, dans le but d'interpréter fidèlement les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ et pour reconstituer des paléotempératures précises.

Beaucoup d'études existent sur l'interprétation du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ d'huîtres actuelles et leur utilisation pour reconstituer les climats passés a déjà été prouvée à de nombreuses reprises. Concernant les *Venericardia*, des études ont été menées sur des organismes fossiles à Grignon ont prouvé que ceux-ci pouvaient fournir des données paléoclimatiques fiables. Toutefois, leur mode de vie endo-benthique et leur période de minéralisation restreinte à la période estivale de l'année est à prendre en compte dans la compréhension des résultats isotopiques (Yonge, 1969 ; Watters, 1993 ; Andreasson et Schmitz, 1996). En revanche, aucune étude ne porte sur les *Sigmesalia*, dont aucun représentant n'est connu actuellement. Ces organismes sont proches des turritelles, qui s'avèrent être de bons traceurs des conditions paléoenvironnementales (Allmon, 1988 ; Allmon et al., 1992, 1994 ; Andreasson et Schmitz, 1996, 2000).

Afin de quantifier les variations interspécifiques du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ et d'en identifier les causes, nous avons comparé les valeurs isotopiques de chacun des groupes de fossiles dans un intervalle où chacun d'eux est représenté, c'est-à-dire pour les formations 4, 5 et 6 de Grignon. Nous avons effectué un test statistique (test de Mann-Whitney) pour évaluer s'il existait une différence statistique ou non entre chacune des populations (Tableau 4-2). Il s'agit d'un test non paramétrique, permettant de tester si deux échantillons ont une même moyenne et une même distribution des valeurs à l'intérieur de chaque population.

Les Huîtres étant des organismes très largement étudiés dans l'actuel – contrairement aux *Venericardia* et aux *Sigmesalia* – et étant réputées pour minéraliser leurs coquilles en équilibre avec l'eau de mer, celles-ci vont être considérées comme étant le référentiel

isotopique pour les comparaisons que nous allons présenter. Les comparaisons ont été effectuées après avoir corrigé de la valeur du fractionnement entre la calcite (*Ostreidae*) et l'aragonite (*Sigmesalia*, *Venericardia*) de 0,6‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ (Tarutani et al., 1969) et de 1,7‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Romaneck et al., 1992).

Les résultats montrent – une fois les corrections liées à l'effet minéralogique effectuées – qu'il existe une différence significative entre chacune des populations de fossiles, à part entre les *Sigmesalia* et les *Venericardia*, en ce qui concerne le $\delta^{18}\text{O}$ (Tableau 4-2). En revanche, le $\delta^{18}\text{O}$ de ces fossiles est statistiquement différent de celui des *Ostreidae*.

groupe	nombre d'échantillons	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Sigmesalia	21		
Ostreidae	15	-4,2 *	-3,935 *
Venericardia	7		
Ostreidae	15	-3,504 *	-3,004 *
Sigmesalia	21		
Venericardia	7	-3,591 *	-0,548

Tableau 4-2 : Comparaison deux à deux grâce au test de Mann-Whitney des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ des *Sigmesalia*, des *Ostreidae* et des *Venericardia*. La valeur critique de la statistique centrée réduite, c'est-à-dire la valeur au delà de laquelle les deux populations peuvent être considérées statistiquement différentes, est de 1,960. Les groupes pour lesquels le test a révélé une différence statistique sont indiquées par un astérisque (*).

Etant donné qu'aucun indice de remaniement n'est observé, on peut considérer que les fossiles analysés ont minéralisé leur coquille à partir de la même eau de mer et la différence observée ne peut donc pas refléter une influence environnementale. Il peut en revanche s'agir d'un effet métabolique, dû à un fractionnement isotopique par rapport à l'eau de mer, ou bien à une période de minéralisation différente pour chacun des groupes.

Andreasson et Schmitz (1996) ont démontré, à partir d'une analyse à haute résolution de *Venericardia* de Grignon, que celles-ci ne biominéralisent leur coquille que pendant l'été et que les périodes d'hiver ne sont pas enregistrées. Ceci peut ainsi expliquer pourquoi le $\delta^{18}\text{O}$ de ces organismes est différent de celui des huîtres - après correction de l'effet minéralogique - ces dernières minéralisant leurs coquilles tout au long de l'année (Lartaud, 2007). En effet, les périodes d'hiver n'étant pas enregistrées chez les *Venericardia*, le $\delta^{18}\text{O}$ est décalé vers des valeurs plus négatives.

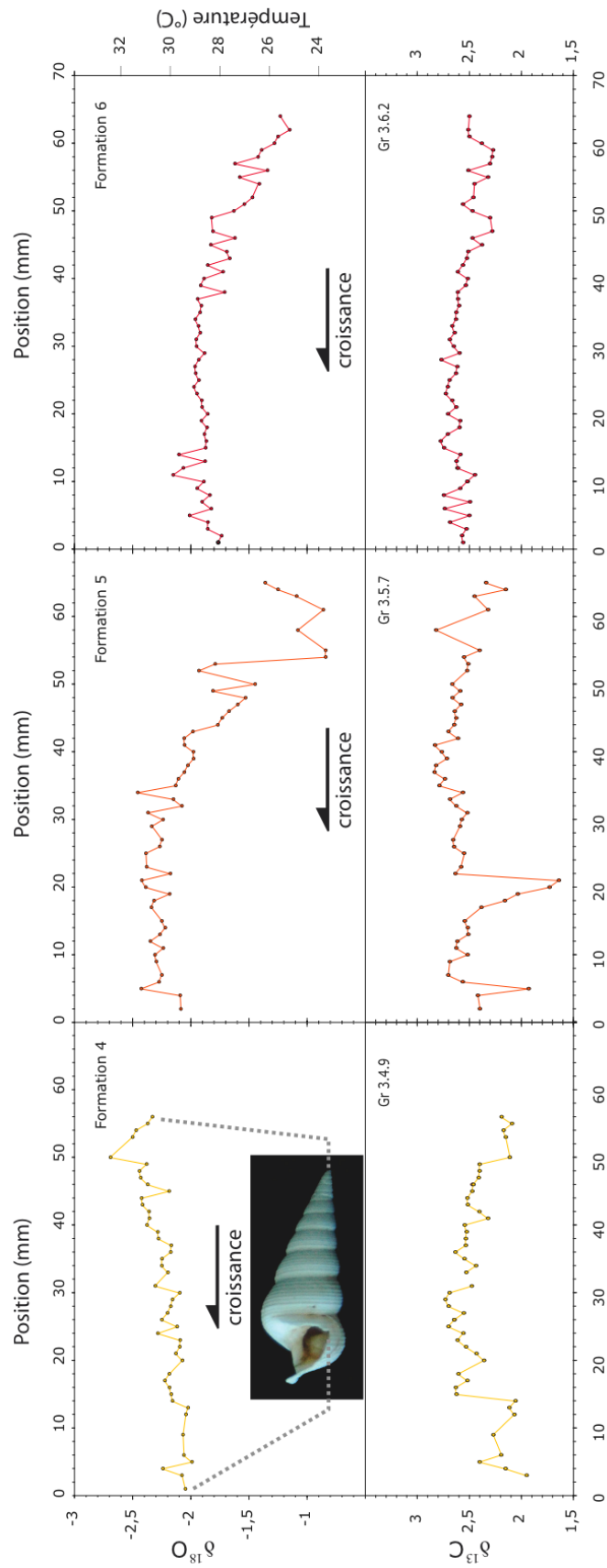


Figure 4-21 : Evolution à haute résolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de *Sigmesalia* des niveaux 4, 5 et 6 de Grignon.

En revanche, comme nous l'avons dit plus haut, aucune étude géochimique ne porte sur les *Sigmesalia*. C'est pourquoi, afin de trancher entre l'une ou l'autre des deux hypothèses, il est nécessaire de réaliser une étude à haute résolution sur ces organismes. Nous avons donc étudié l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de trois coquilles de *Sigmesalia*, provenant respectivement des niveaux 4, 5 et 6 de Grignon (Figure 4-19), avec des prélèvements effectués tous les millimètres en continu sur l'ensemble de la coquille (Figure 4-21).

Cette analyse à haute résolution montre que le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ des trois échantillons présentent une faible variabilité (écart compris entre 0,7 et 1,6‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre 0,5 et 1,1‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$) tout au long de la vie de l'organisme. L'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ suit globalement soit une tendance à la diminution pour les échantillons des formations 5 et 6 et une très faible augmentation pour le fossile de la formation 4 (Figure 4-21).

De nombreux travaux portant sur l'étude des variations à haute résolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de coquilles de mollusques, fossiles ou actuels, ont montré que le $\delta^{18}\text{O}$ des organismes qui minéralisent leur coquille tout au long de l'année présentait une évolution cyclique, où chaque maximum et minimum du $\delta^{18}\text{O}$ représentent respectivement les périodes hivernales et estivales (Andreason et Schmitz, 1996, 2000 ; Kobashi et al., 2001 ; Ivani et al., 2008 ; Lartaud et al., 2009). Dans le cas de nos échantillons, le $\delta^{18}\text{O}$ ne présente pas une telle cyclicité, mais au contraire, une tendance plus ou moins linéaire. Ces profils présentent au contraire une similitude avec ceux décrit par Andreason et Schmitz (1996) pour des fossiles de *Venericardia*, qui ne minéralisent leur coquilles que durant les mois chauds de l'été.

Dès lors, nous pouvons proposer que les profils isotopiques des *Sigmesalia* ne traduisent pas de variations saisonnières de températures et que ces organismes ne biominéralisent pas leur coquille tout au long de l'année. Deux possibilités peuvent expliquer la tendance observée : soit de la même manière que les *Venericardia*, les *Sigmesalia* vivent plusieurs années et ne minéralisent leur coquille que pendant quelques mois chaque année, soit ces organismes vivaient très peu de temps, probablement moins d'un an. Puisque l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ ne laisse pas supposer d'arrêt de croissance au cours de la vie de l'organisme, nous privilégions plutôt la seconde hypothèse selon laquelle les *Sigmesalia* sont des gastéropodes vivant moins d'un an. Concernant l'interprétation du $\delta^{18}\text{O}$ de points moyens effectués sur la totalité de ces organismes, ils refléteront donc, comme les *Venericardia*, non pas des températures moyennes annuelles, mais les températures des mois chauds de l'année.

Le $\delta^{13}\text{C}$ des trois gastéropodes varie assez peu, avec une valeur moyenne proche de 2,5‰. Aucune cyclicité nette des valeurs ne transparait, mis à part pour l'échantillon Gr 3.4.9. Plusieurs accidents négatifs sont observés, pour le fossile de la formation 4 et celui de la formation 5. Ces brusques diminutions sont suivies par une remontée plus lente des valeurs. Ces événements, qui semblent intervenir au moment le plus chaud de l'année, peuvent être interprétés comme signant un relargage de matière organique, altérée après s'être déposée suite à un bloom phytoplanctonique.

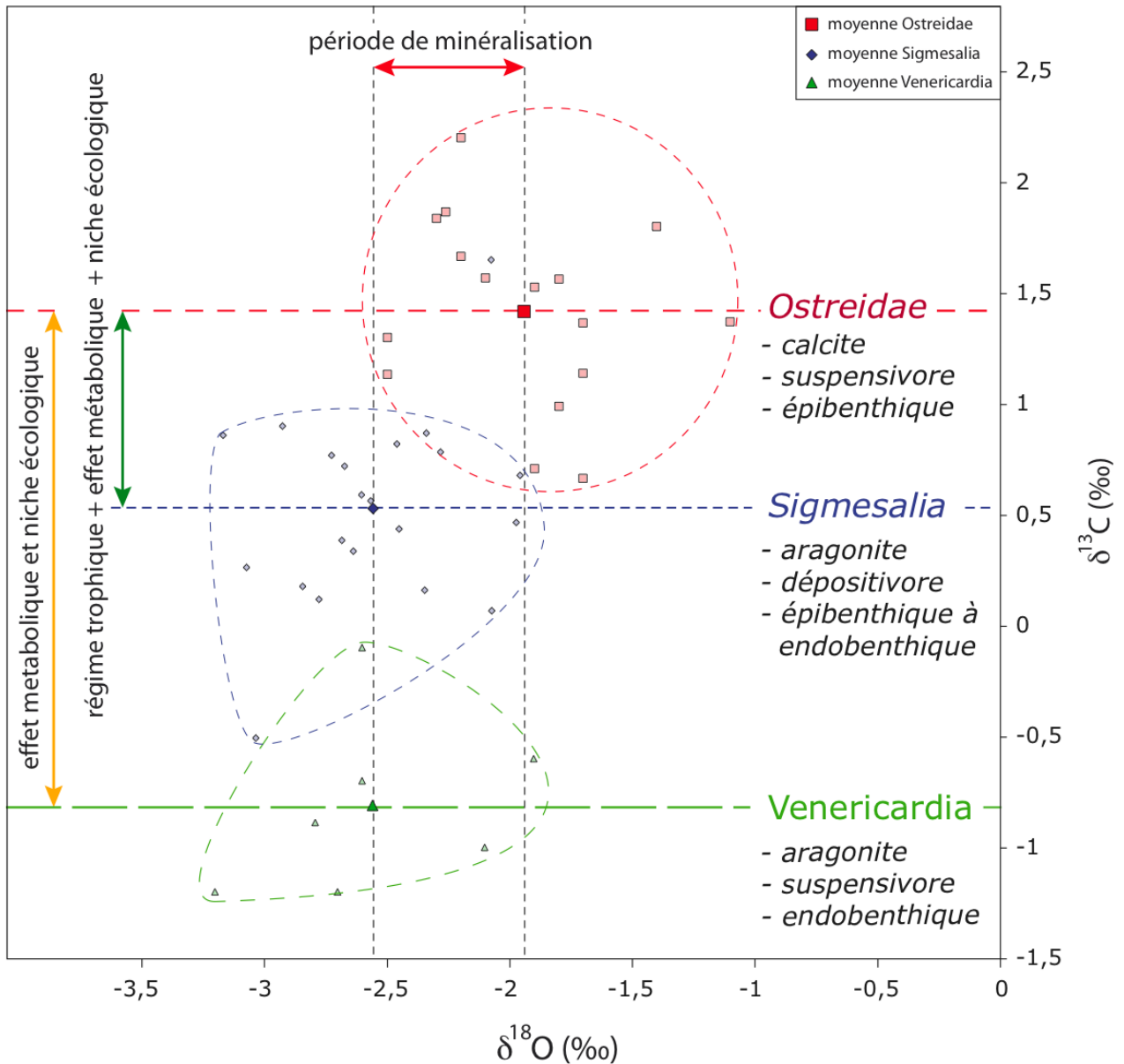


Figure 4-22 : Valeurs isotopiques et moyennes du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ des *Venericardia*, des *Ostreidae* et des *Sigmesalia* des formations 4, 5 et 6 de Grignon après correction de l'effet minéralogique (+0,6‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et +1,7‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ pour l'aragonite / à la calcite). L'écart sur le $\delta^{18}\text{O}$ entre les *Venericardia* et les *Sigmesalia* et les *Ostreidae* est due à une période de minéralisation différente pour ces organismes (toute l'année pour les huîtres et seulement l'été pour les *Venericardia* et les *Sigmesalia*). Pour le $\delta^{13}\text{C}$, la différence entre les huîtres et les *Venericardia* est

la somme de l'influence du mode de vie (endobenthique pour les *Venericardia*) et de la période de minéralisation ; et entre les huîtres et les *Sigmesalia*, à la période de minéralisation et au régime trophique.

La Figure 4-22 reporte l'ensemble des valeurs ainsi que les moyennes du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des trois groupes de fossiles des formations 4, 5 et 6 de Grignon sur lesquels a été effectué le test de Mann-Whitney. Cette représentation permet d'illustrer les causes des différences observées sur le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ des différents fossiles. On peut ainsi observer le shift entre le $\delta^{18}\text{O}$ des *Venericardia* et des *Sigmesalia* et celui des *Ostreidae*, exprimant la différence de période de minéralisation.

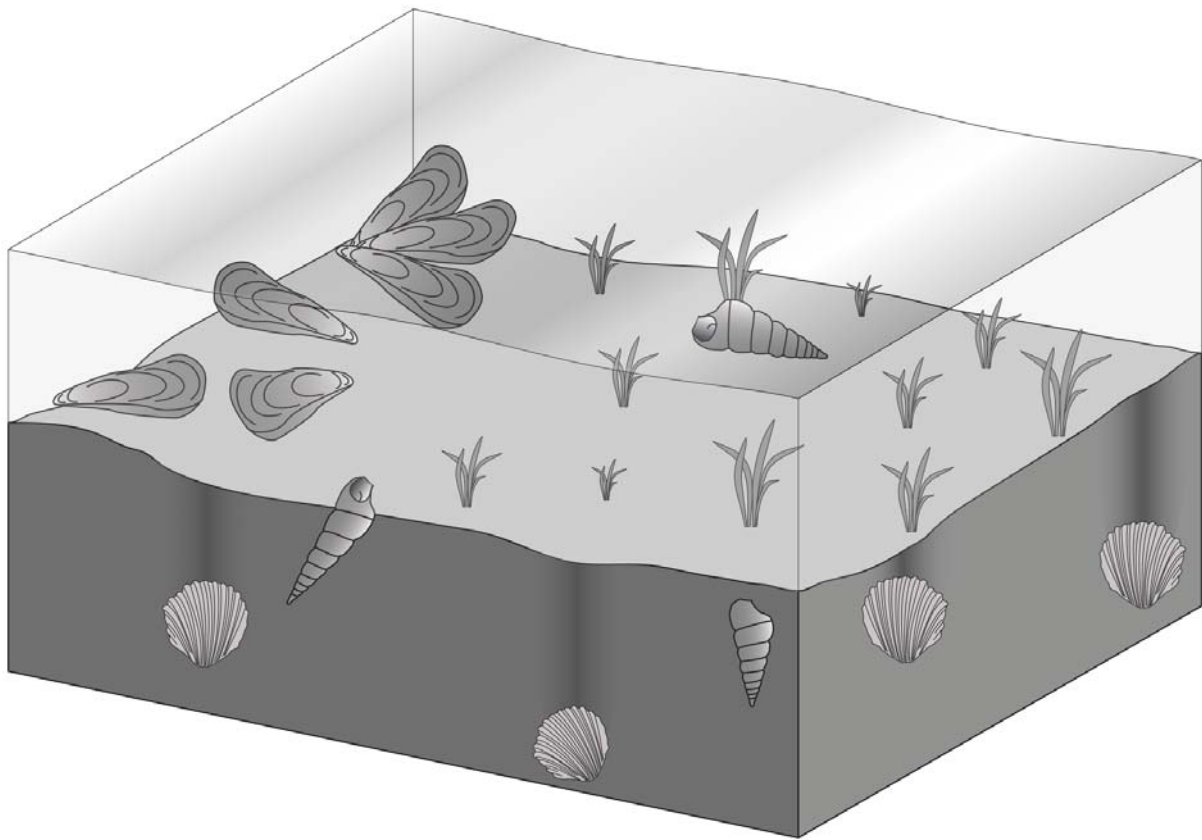


Figure 4-23 : Illustration de l'environnement des trois groupes de fossiles analysés à Grignon et à Fleury-la-Rivière : endobenthique pour les *Venericardia*, endobenthique à épibenthique pour les *Sigmesalia* et épibenthique pour les *Ostreidae*.

Concernant le $\delta^{13}\text{C}$, les valeurs sont quant à elles toutes statistiquement différentes (Tableau 4-2). Les *Ostreidae* et les *Venericardia* sont des organismes ayant le même régime trophique, c'est-à-dire suspensivores. Une fois la correction liée à l'effet minéralogique effectuée, on devrait s'attendre à ce que le $\delta^{13}\text{C}$ de ces mollusques soit le même. Or il existe une différence moyenne de 2,23‰ entre ces deux groupes. Il est envisageable qu'une partie

de cette différence soit due au fait que les *Venericardia* ne minéralisent leur coquille qu'une partie de l'année, étant donné que le $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau de mer peut présenter des contrastes saisonniers importants (McConnaughey et Gillikin, 2008 ; Lartaud et al., 2009), ce qui avait déjà été démontré à Grignon (Andreasson et Schmitz, 1996). Cependant, une autre caractéristique de cette espèce de *Venericardia* (*Venericardia imbricata*) peut expliquer le décalage de leur $\delta^{13}\text{C}$. En effet, il s'agit d'organismes endo-benthiques, c'est-à-dire qu'ils vivent enfouis dans le sédiment (Figure 4-23). Or, la composition isotopique de l'eau de mer n'est pas la même à l'interface eau-sédiment et dans les premiers centimètres du sédiment, où la dégradation de matière organique a tendance à abaisser le $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau interstitielle. Ceci explique donc pourquoi le $\delta^{13}\text{C}$ de ces fossiles est plus négatif que celui des autres groupes. Stevens et Vella (1981) avaient déjà mis en évidence que, du fait de leur mode de vie enfoui, les *Venericardia* ont un $\delta^{13}\text{C}$ plus négatif que celui d'autres mollusques vivant dans les mêmes environnements, mais à la surface du sédiment.

Le $\delta^{13}\text{C}$ des *Sigmesalia* est quant à lui intermédiaire entre celui des *Ostreidae* et des *Venericardia*. Contrairement aux *Ostreidae*, ces gastéropodes sont dépositivores. Or, il a été montré que le régime trophique a une influence sur le $\delta^{13}\text{C}$ des mollusques (Latal et al., 2006). De plus, les *Sigmesalia* ont un mode de vie intermédiaire entre les *Ostreidae* – qui vivent sur le sédiment – et les *Venericardia* – qui vivent enfouies dans le sédiment, c'est-à-dire qu'ils alternent entre un mode de vie endobenthique et un mode de vie épibenthique. Ceci peut donc expliquer, en partie, pourquoi leur $\delta^{13}\text{C}$ est intermédiaire entre celui des *Sigmesalia* et celui des *Ostreidae*. Mais là encore, le fait que les *Sigmesalia* ne minéralisent leur coquille que pendant une courte période de l'année doit avoir un impact sur leur $\delta^{13}\text{C}$ moyen.

e. Evolution temporelle du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$

Le $\delta^{13}\text{C}$ varie peu sur l'ensemble de la coupe. Les valeurs enregistrées s'échelonnent entre 0,5 et 2,5‰ en moyenne, ce qui est caractéristique des valeurs observées à l'heure actuelle en milieu marin ouvert sur la côte atlantique française (Lartaud, 2007). Les variations à haute fréquence du $\delta^{13}\text{C}$ sont quant à elles très probablement liées à des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$, qui dépend de la productivité primaire et la dégradation de matière organique, faisant respectivement augmenter et diminuer le $\delta^{13}\text{C}$.

Le $\delta^{18}\text{O}$ des fossiles suit la même évolution pour les trois groupes de fossiles, aussi bien à Grignon qu'à Fleury. D'importantes variations sont cependant observées à Grignon, le $\delta^{18}\text{O}$ présentant une première augmentation de la base au niveau 10, une diminution jusqu'au niveau 6. Par la suite, les valeurs restent assez constantes jusqu'au niveau 4 et augmentent jusqu'au sommet du niveau 3 avant une dernière diminution dans le niveau 2. Selon Abrard (1925), Andreasson et Schmitz (1996), Lartaud (2006), Merle (2008) et Guernet et al. (Soumis), la salinité semble être constante et normale ($\sim 35\text{‰}$) à Grignon, même si des variations saisonnières de ce paramètre de l'ordre de $\pm 2\%$ doivent être prises en compte. Toutefois, la partie sommitale de la coupe (niveau 1) est interprétée comme un milieu dessalé (Abrard, 1925 ; Merle, 2008). Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ pourraient donc être interprétées, au premier ordre, comme des variations de températures. Cependant, le $\delta^{18}\text{O}$ présente une variabilité de près de 2‰ , ce qui correspond à un écart de 8°C si l'on considère une salinité constante, mais ce qui semble peu probable à cette échelle temporelle. Il est donc possible que la salinité soit mal contrainte notamment à la base de la coupe.

Cependant, les fortes variations du $\delta^{18}\text{O}$ observées en bas de la série s'observent au sein de formations sableuses très riches en glauconie, qui est un minéral caractéristique de conditions marines franches (Odin et Matter, 1981). De plus, Thiry (1989) a reconstitué que la pluviométrie était réduite à cette période dans le bassin de Paris et d'après Gély (2008), Grignon était localisé loin des apports fluviaux, ce qui va à l'encontre d'une éventuelle dessalure. Il est donc difficile d'expliquer de manière absolue la signification du $\delta^{18}\text{O}$.

On peut en tout cas considérer que la salinité était normale et stable à partir de la formation 6 jusqu'à la formation 3, où une forte paléobiodiversité est observée, avec de nombreux organismes caractéristiques d'environnements marins francs, c'est-à-dire à salinité normale, comme *Campanile giganteum*, ou *Athleta spinosa*. L'hydrodynamisme est un autre facteur ayant pu influencer le $\delta^{18}\text{O}$ des mollusques. En effet, comme nous l'avons dit précédemment, les séries de la base de la coupe se sont déposées en milieu agité alors que la partie sommitale correspond à un milieu beaucoup plus calme.

En considérant une salinité de 35‰ , on peut estimer que les températures moyennes annuelles dans ces formations étaient comprises entre 20 et 25°C , compte tenu des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres (Figure 4-24). Les *Venericardia* et les *Sigmesalia* renseignent quant à elles sur les températures moyennes en été, qui oscillaient entre 24 et 32°C . Ces résultats confirment les estimations obtenues à partir des associations de fossiles (foraminifères et

ostracodes) qui révélaiient des températures de l'eau de mer comprises entre 20 et 25°C (Merle, 2008 ; Guernet et al., Soumis).

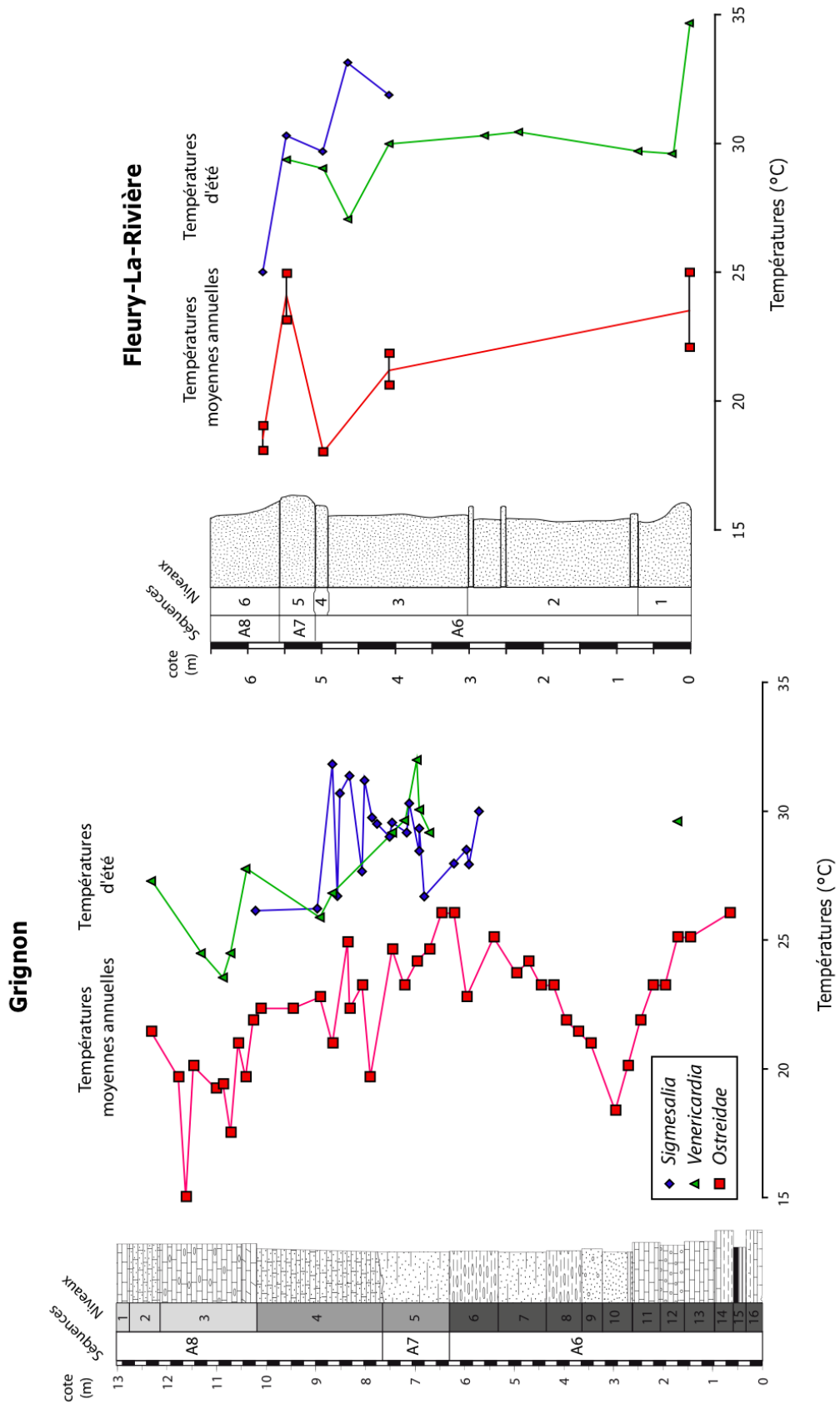


Figure 4-24 : Reconstitution de l'évolution de la température au Lutétien à Grignon et à Fleury-la-Rivière. Du fait de leur mode de croissance, les *Ostreidae* permettent de reconstituer les températures moyennes annuelles et les *Sigmesalia* et les *Venericardia* les températures estivales.

A Fleury, les conditions étaient toujours franchement marines, avec des possibilités de remaniement dues à l'influence de tempêtes. La salinité devait donc être normale tout au long de la coupe (Abrard, 1925, Merle et Courville, 2008). De plus, les fossiles que nous avons prélevé proviennent de formations déposées à une profondeur d'une quinzaine de mètres, les niveaux correspondant aux bathymétries les plus importantes (~ 40 m) n'ayant pas été échantillonnées. Il est ainsi possible d'interpréter le $\delta^{18}\text{O}$ des fossiles comme reflétant des variations de température. De la même façon qu'à Grignon, les huîtres indiquent des températures moyennes annuelles de l'eau de mer comprises entre 20°C et 25°C, les températures estivales étant en moyenne de 30°C et pouvant monter jusqu'à 35°C.

f. Corrélation entre les deux coupes

Si l'on peut attribuer un âge lutétien aux coupes de Grignon et de Fleury-La-Rivière, celles-ci ne sont pas précisément datées ni corrélées entre elles, leur contenu paléontologique n'étant pas suffisamment discriminant (Guernet et al., soumis). Toutefois, selon Gély (1996), le niveau à Campaniles peut être considéré comme étant synchrone à l'échelle du bassin. En partant de cette hypothèse et en considérant que le $\delta^{18}\text{O}$ des fossiles enregistre les mêmes tendances de part et d'autre du bassin, nous pouvons proposer une tentative de corrélation.

On observe sur les Figures 4-19 et 4-20 que le $\delta^{18}\text{O}$ des différents fossiles est le même à Grignon et à Fleury au sein du Niveau à Campaniles, avec des valeurs proches de -2‰. Cependant, l'évolution géochimique reste difficilement comparable entre les deux coupes, notamment du fait du peu de valeurs disponibles dans le cas de Fleury. La géochimie isotopique n'est donc pas dans ce cas un outil suffisamment discriminant pour réaliser une corrélation ici.

4.3.3. Variations à haute fréquence du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ dans le bassin de Paris

a. Le Lutétien

Les mollusques présentent l'avantage d'être des organismes ayant une durée de vie de plusieurs années, avec un taux de croissance élevé, ce qui permet de reconstituer les variations saisonnières de températures à une période donnée. Mais cette approche haute fréquence des variations de température n'est possible que dans la mesure où les techniques de prélèvement et d'analyse permettent d'obtenir un enregistrement isotopique le plus représentatif possible. Il s'agira pour cela de disposer de spécimens fossiles avec la plus grande taille possible.

Pour le Lutétien, les fossiles de plus grande taille sont les gastéropodes. Des études ont déjà été réalisées à partir de coquilles de turritelles et de *Venericardia* à Grignon par Andreasson et Schmitz (1996), mais comme nous l'avons dit précédemment, ces échantillons n'étaient pas localisés dans la coupe. Or comme nous l'avons vu, le $\delta^{18}\text{O}$ fluctue grandement sur l'ensemble de la série. Nous avons donc choisi d'analyser un spécimen de Turrítelle à Grignon et à Fleury.

La turrítelle de Grignon a été échantillonnée dans la formation 4 (Figure 4-19) et celle de Fleury dans la formation 3. Les spécimens de turrítelles présents à Grignon et à Fleury-la-Rivière n'ont pas la même taille, celles de Grignon étant plus grandes. L'enregistrement isotopique du fossile provenant de Grignon a été étudié sur 225 mm avec un point tous les 5 mm et sur 115 mm pour Fleury-la-Rivière, également tous les 5 mm (Figure 4-25).

Nous observons que l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des deux turrítelles suit la même tendance, avec des valeurs variant entre 0 et -2,5‰. L'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ semble décrire une certaine cyclicité avec dans le cas de Grignon, où l'enregistrement est le plus complet, une première diminution suivie d'une augmentation et d'une nouvelle diminution. De nombreux travaux (Allmon et al., 1992, 1994 ; Andreasson et Schmitz, 1996, 2000) ont montré que les turrítelles ont une croissance continue tout au long de l'année et que leur composition isotopique permet de reconstituer l'évolution saisonnière à haute résolution des conditions paléoenvironnementales. Ainsi, les intervalles avec un $\delta^{18}\text{O}$ élevé correspondent aux périodes d'hiver et celles où le $\delta^{18}\text{O}$ est bas à des périodes d'été, ce qui signifie que l'enregistrement de la turrítelle de Grignon correspond à une année complète et celle de Fleury à une transition hiver – été.

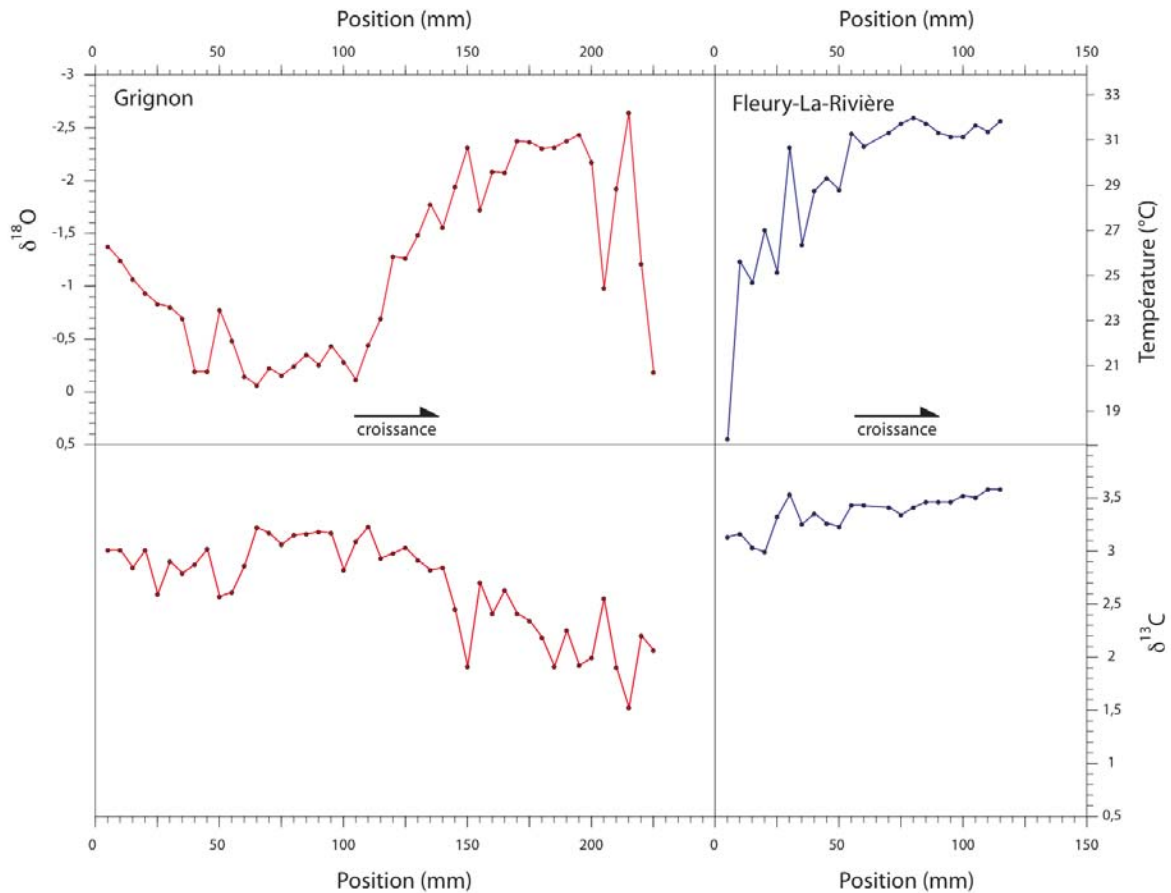


Figure 4-25 : Evolution à haute résolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des turrnelles de Grignon (niveau 4) et de Fleury-La-Rivière (niveau 3). La position stratigraphique de ces fossiles est indiquée respectivement sur les Figures 4-19 et 4-20.

Nous pouvons donc reconstituer que l'écart saisonnier devait être de l'ordre de 14°C à Grignon comme à Fleury, avec des valeurs comprises entre 18 et 32°C. Ces valeurs sont concordantes avec les résultats d'Andreasson et Schmitz (1996) obtenues sur les mêmes types d'organismes.

Ce gradient de température très contrasté confirme que le climat dans le Bassin de Paris au Lutétien ne devait plus être franchement tropical, mais devait plutôt être sub-tropical et assez proche celui de la Méditerranée actuelle (Guernet et al., Soumis). La grande similitude entre les profils isotopiques des deux turrnelles échantillonnées dans deux sites différents montre que leur $\delta^{18}\text{O}$ était avant tout influencé par la température et que les variations de la salinité devaient être très réduites.

Le $\delta^{13}\text{C}$ présente quant à lui une faible variabilité à Fleury (3 à 3,6‰) et mais plus importante à Grignon (1,5 à 3,2‰), avec une certaine cyclicité. Ceci suggère que la valeur du

carbone inorganique dissous (CID) devait être différent dans le cas des deux coupes, celles-ci étant distantes de plusieurs dizaines de kilomètres (Figure 4-12).

b. Le Bartonien

Pour le Bartonien, nous avons pu analyser deux fossiles. Le premier est une turrítelle (*Turritella sulcifera*) provenant du gisement de Ver-sur-Launette (Oise), dans l'Horizon de Mont Saint Martin (NP16). Le second échantillon est une huître (*Crassostrea raincourti*) provenant du niveau d'Auvers, dans le gisement du Guépelle (NP16). Ces deux fossiles proviennent de la collection de Claude Cavelier (BRGM, France). Le niveau de Mont Saint Martin se situe stratigraphiquement sous le niveau d'Auvers.

Les prélèvements effectués sur la turrítelle l'ont été tous les centimètres. Les valeurs s'échelonnent entre -1,45‰ et -3‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre 3,2‰ et 1,7‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 4-26). Le $\delta^{18}\text{O}$, comme le $\delta^{13}\text{C}$, présente des variations cycliques, montrant que l'enregistrement isotopique s'étale sur cinq années complètes. On observe que l'enregistrement saisonnier est de plus en plus réduit tout au long de la vie du fossile. Cela est dû au fait que le taux de croissance ralenti au cours de la vie des mollusques. Les associations de fossiles rencontrées au Bartonien dans le bassin de Paris et plus spécifiquement dans le gisement de Ver-sur-Launette montrent que les conditions environnementales devaient être caractérisées par une salinité légèrement inférieure à la normale (<35‰ ; Pomerol, 1965 ; Mégrien, 1980). Néanmoins, il est possible d'estimer des valeurs de paléotempératures, s'échelonnant entre 25 et 33°C, avec des températures moyennes annuelles de 29°C.

Le rapport isotopique du carbone suit une évolution cyclique, les valeurs minimales étant corrélées aux périodes chaudes de l'année. Ces variations saisonnières peuvent là encore être interprétées comme étant la conséquence de processus de type bloom phytoplanctoniques saisonniers et reminéralisation de la matière organique une fois celle-ci déposée.

A une plus grande échelle, le $\delta^{13}\text{C}$ suit une tendance exprimant une diminution sur l'ensemble de la vie de la turrítelle. Cette tendance est fréquemment observée chez les mollusques (Mc Connaughey, 1989 ; McConnaughey et Gillikin, 2008). Au cours de la vie des mollusques, les processus de fractionnement isotopiques par rapport à l'eau de mer deviennent de plus en plus importants, du fait de l'incorporation d'une part plus importante de carbone lié à la respiration.

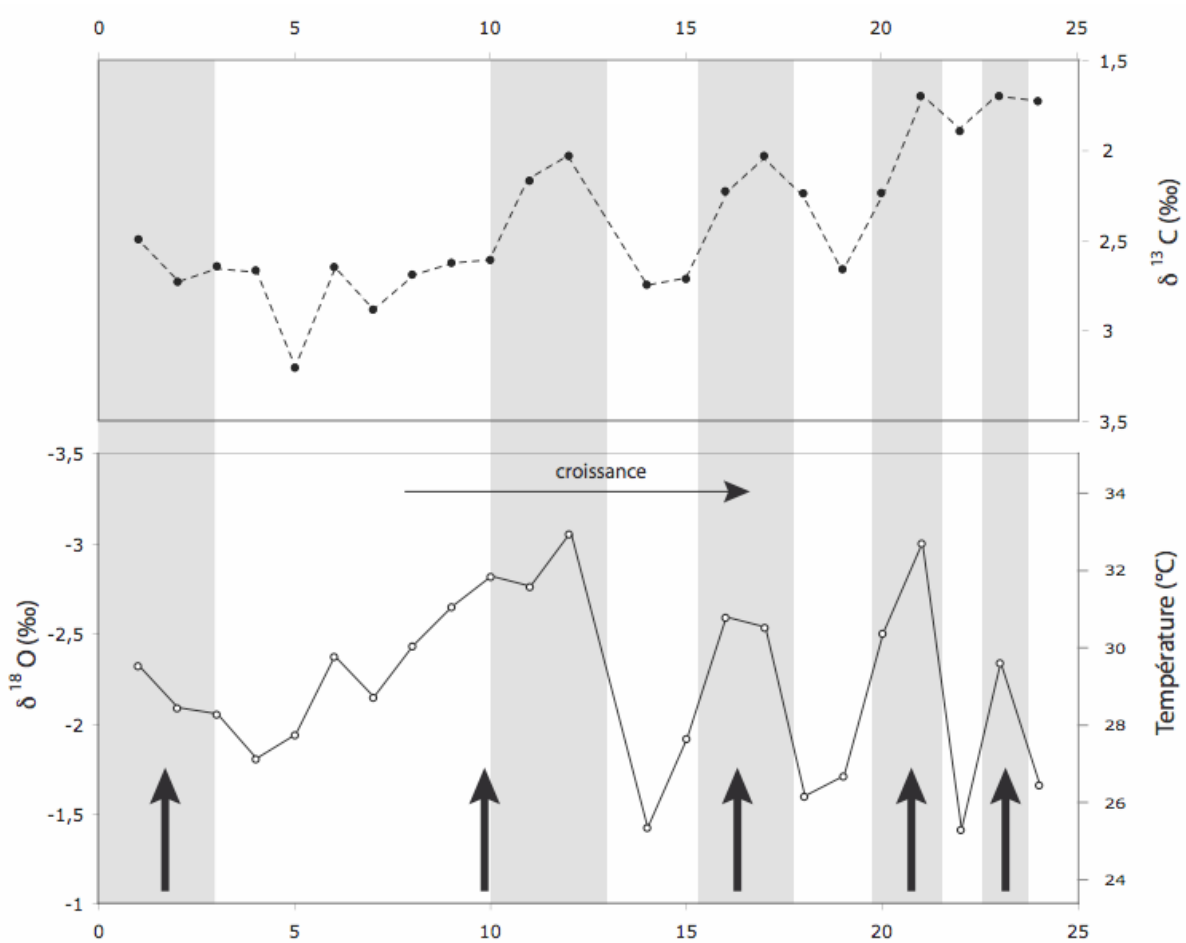


Figure 4-26: Evolution du $\delta^{13}\text{C}$, du $\delta^{18}\text{O}$ et des paléotempératures de l'échantillon 2CAV53 (*Turitella sulcifera*) du Bartonien inférieur (Horizon de Mont Saint Martin, NP16, Ver-sur-Launette). Les flèches noires indiquent les minimums du $\delta^{18}\text{O}$, correspondant aux périodes estivales. Les zones grisées soulignent la correspondance entre période de faible $\delta^{18}\text{O}$ (été) et les période de baisse du $\delta^{13}\text{C}$.

L'huître échantillonnée dans la Formation des sables d'Auvers présente un $\delta^{18}\text{O}$ variant entre -5,6‰ et -2,9‰ (Figure 4-27). L'observation de la zone du crochet sous cathodoluminescence, en accord avec l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$, montre que ce fossile a vécu 4 années complètes. La diminution de l'écart saisonnier du $\delta^{18}\text{O}$ dans la partie la plus âgée du fossile peut être expliquée par une diminution du taux de croissance de la coquille.

Tout comme pour l'Horizon de Mont Saint Martin, il semble que la salinité devait être inférieure à celles de conditions marines franches dans les sables d'Auvers (Pomerol, 1965 ; Mégien, 1980 ; Gély et Lorenz, 1991). En utilisant l'équation d'Anderson et Arthur (1983), nous pouvons reconstituer que les températures moyennes annuelles devaient être de 31,5°C, avec une gamme de température comprises de 24°C en hiver à 38°C en été.

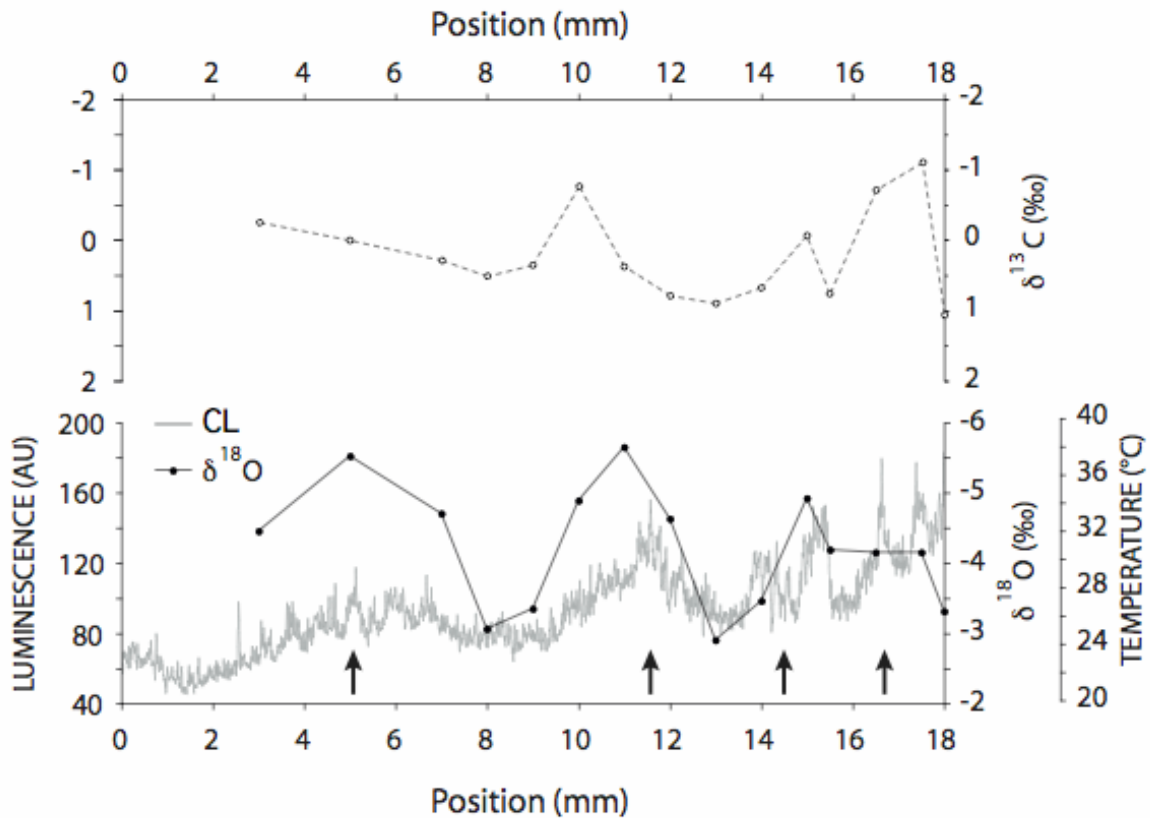


Figure 4-27 : Evolution du profil de luminescence, du rapport isotopique de l'oxygène et du carbone le long du crochet de l'huître CAV17 (*Crassostrea raincourtii*) de la formation bartonienne des Sables d'Auvers. Les flèches noires soulignent les intervalles de forte luminescence du crochet, c'est-à-dire les périodes estivales.

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ s'échelonnent entre $-1,1\text{‰}$ et $+1\text{‰}$ avec une valeur moyenne de $+0,2\text{‰}$. Dans le cas de spécimens d'huîtres actuelles vivant en climat tropical (*C. virginica*), Kirby et al. (1998) et Surge et al. (2001) ont montré que ces spécimens enregistraient des variations du $\delta^{13}\text{C}$ entre $-5,9$ et $2,2\text{‰}$ et -8 et -2‰ respectivement, à cause de l'arrivée d'eau douce par les rivières dans le milieu. Les valeurs observées ici sont plus proches de celles des huîtres vivant actuellement sur les côtes de la Manche et sur la côté Atlantique française actuelle ($-1,7$ à $0,2\text{‰}$, Lartaud, 2007) ce qui correspond à une signature isotopique de milieu marin ouvert avec peu de variations de salinité (Tivollier et Létolle, 1968 ; Gillikin et al., 2006).

c. Implication sur le climat à l'Eocène moyen

L'analyse des variations saisonnières de températures et des températures moyennes annuelles tout au long de l'Eocène moyen montre une augmentation des températures, alors que le gradient saisonnier ne semble pas avoir augmenté de manière significative au cours de cet intervalle. Comme nous l'avons vu dans le paragraphe 4.3.1, il semble que cette augmentation de température corresponde au réchauffement de l'optimum climatique de l'Eocène moyen.

Replacé dans un contexte global, nous avons vu que l'Eocène moyen correspond à une période de refroidissement avec une diminution des températures depuis l'optimum de l'Eocène inférieur (Figure 2-2). Cependant, les résultats obtenus à partir de l'analyse de faunes des gisements de Grignon et de Fleury-La-Rivière montrent que ce refroidissement reste relatif, avec des températures moyennes annuelles comprises entre 20 et 25°C et un gradient saisonnier de 14°C au Lutétien. Ces résultats montrent qu'à cette période, le bassin de Paris avait un climat proche de celui de la partie Sud de la Méditerranée actuelle. De même, au Bartonien inférieur, les températures étaient élevées durant l'épisode de l'optimum climatique de l'Eocène moyen avec un gradient saisonnier compris entre 8 et 14°C et des températures moyennes annuelles autour de 30°C. Les températures actuelles varient en moyenne entre 3 et 19°C à Paris et entre 6 et 16°C à Brest (Rudlof, 1981). Le gradient saisonnier de température actuel est donc similaire à celui qui existait dans le bassin de Paris à l'Eocène moyen, comme l'avaient déjà montré Andreasson et Schmitz (1996).

Deux causes principales sont proposées pour expliquer les fortes températures du début du Cénozoïque. Tout d'abord, l'influence d'un transport de chaleur important via les océans, dû à la répartition paléogéographique particulière qui conditionne une courantologie équatoriale à cette période (Figure 2-11 ; Covey et Thompson, 1989 ; Barron et al., 1993). D'autre part, l'influence d'une forte concentration en gaz à effet de serre a aussi été avancée (Pearson et Palmer, 2000 ; Pagani et al., 2005). Enfin, une combinaison de ces deux facteurs forçant sur le climat a également été proposée (Sloan et Rea, 1995 ; Bice et al., 2000) pour expliquer ce contexte climatique. Toutefois, une forte influence de la courantologie suppose un gradient saisonnier réduit. Or, comme nous l'avons dit, les estimations du gradient à l'Eocène moyen montrent que celui-ci était aussi élevé qu'actuellement, ce qui suppose que le transport de chaleur via les masses d'eau océaniques ne devaient pas être beaucoup plus efficaces qu'actuellement, aussi bien au Lutétien qu'au Bartonien. Celui-ci ne peut donc pas être invoqué comme étant la seule cause des fortes températures de l'Eocène moyen, ni comme étant responsable de réchauffements ponctuels comme le MECO.

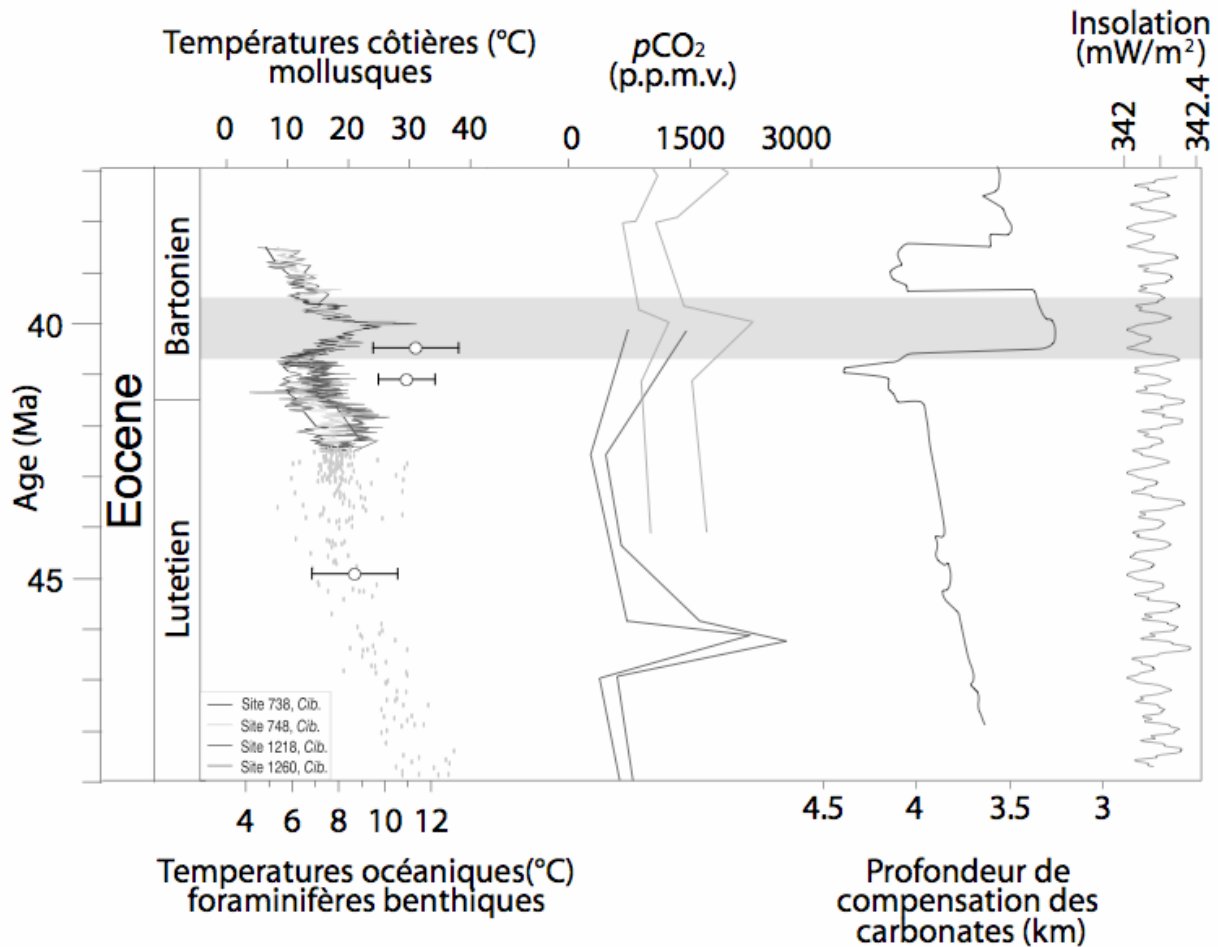


Figure 4-28 : Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (Zachos et al., 2001 ; Bohaty et al., 2009), du $\delta^{18}\text{O}$ des mollusques du bassin de Paris (températures moyennes annuelles et gradient saisonnier, cette étude), de la $p\text{CO}_2$ (Pearson et Palmer, 2000 ; Pagani et al., 2005), de la profondeur de compensation des carbonates (Tripathi et al., 2005) et de l'insolation (Laskar et al., 2004) à l'Eocène moyen.

Ainsi, l'origine de cet événement climatique demeure encore mal comprise. Le rapport isotopique du carbone des foraminifères décrit une augmentation à cette période, ce qui exclut donc l'influence d'un relargage d'hydrates de méthane comme dans le cas de la limite Paléocène – Eocène (Bohaty et al., 2009). Toutefois, l'événement climatique du MECO est désormais décrit dans tous les environnements (côtier et océanique) et dans les deux hémisphères, ce qui prouve que son origine devait très certainement être globale. Le MECO ne semble pas résulter d'un forçage orbital, car l'insolation décrivait un minimum au moment du paroxysme du réchauffement (Figure 4-29 ; Laskar et al., 2004).

Malgré de très fortes incertitudes, les reconstitutions de la $p\text{CO}_2$ s'accordent sur le fait que celle-ci devait être beaucoup plus élevée qu'actuellement, avec une augmentation ponctuelle notamment vers 40 Ma, plus ou moins synchrone de l'événement MECO. Une telle augmentation des températures, à la fois des eaux de surface et des eaux de fond, est en accord avec une augmentation de la teneur en gaz à effet de serre atmosphérique. L'hypothèse d'une augmentation de la $p\text{CO}_2$ semble être en accord avec l'évolution de la profondeur de compensation des carbonates (CCD) qui décrit un approfondissement significatif aux alentours de 40 Ma, laissant supposer une acidification des océans en réponse à cette augmentation de la concentration en gaz à effet de serre.

Il semble donc que l'évolution climatique à l'Eocène moyen ait avant tout été contrôlée par l'évolution de la concentration en gaz à effet de serre. Cependant, la ou les causes des fluctuations à court terme de la $p\text{CO}_2$ reste toutefois une question non résolue et peu débattue.

4.4. Reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales dans le bassin sud pyrénéen au Paléogène

Une étude isotopique à des fins de reconstitutions paléoenvironnementale a également été effectuée dans le bassin sud-pyrénéen, mais les fossiles provenant de ce bassin présentent une bien moindre qualité de préservation que ceux du bassin de Paris. Les gastéropodes sont systématiquement recristallisés en calcite, ce qui les rend inutilisables pour des reconstitutions paléoenvironnementales, comme dans les dépôts deltaïques d'âge Cuisien de Roda de Isábena et de Tresp (Aragon). Les seuls organismes bien préservés sur la majeure partie du Paléogène sont les huîtres. En revanche, la sédimentation étant strictement continentale à partir de l'Eocène supérieur (Véra, 2004), aucune huître n'est disponible après le Bartonien.

4.4.1 Evolution long terme du signal isotopique

Au total, 26 fossiles d'huîtres ont été analysés de l'Eocène inférieur (Ilerdien) à l'Eocène moyen (Bartonien), provenant de localités variées du bassin sud Pyrénéen (Figure 4-29).

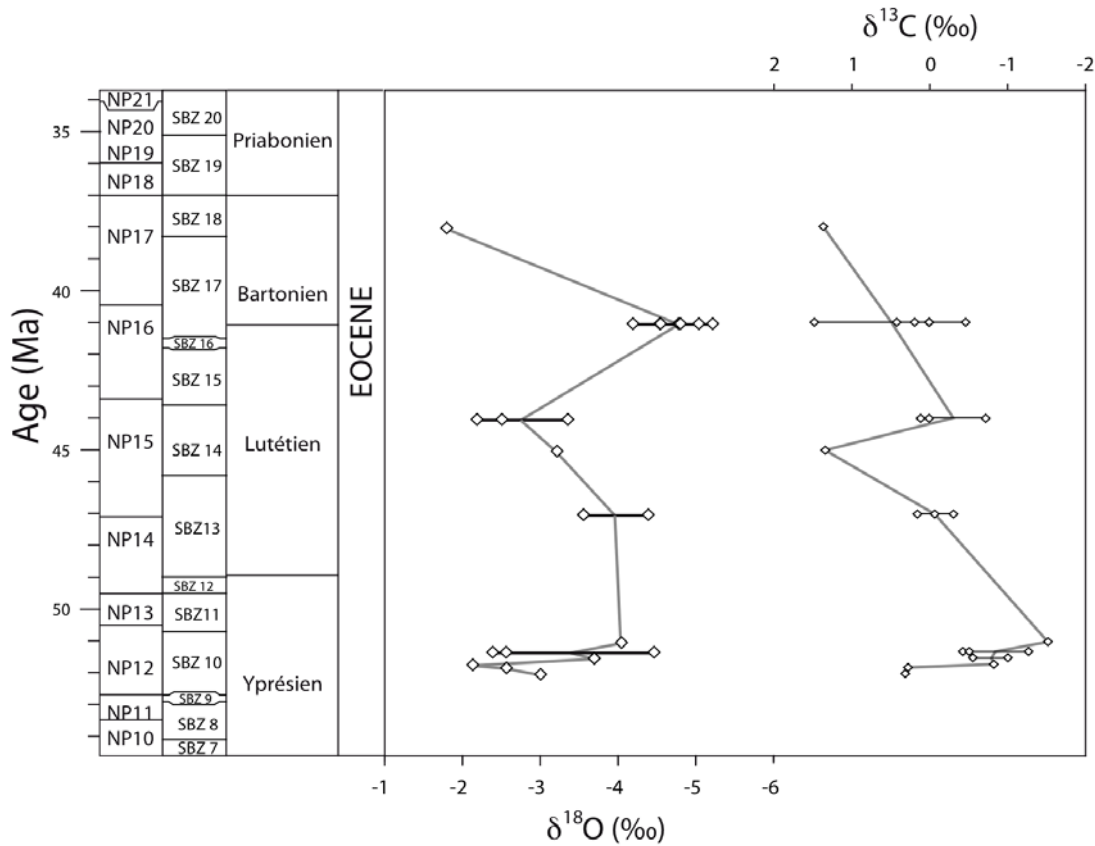


Figure 4-29: Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des huîtres analysées dans le bassin sud pyrénéen.

Les huîtres datées de l'Yprésien montrent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ qui varient entre -2 et -4,6‰. Puis, les valeurs augmentent progressivement au cours du Lutétien, avant une forte diminution des valeurs au début du Bartonien, avec des huîtres présentant une variabilité comprise entre -4 et -5‰. Le $\delta^{18}\text{O}$ augmente à nouveau très fortement à la fin du Bartonien avec des valeurs pour une huître proche de -1,8‰.

Comme nous l'avons vu au début de ce chapitre, le $\delta^{18}\text{O}$ des fossiles reflète à la fois les conditions de température et la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau à partir de laquelle ils ont précipité leur coquille. Or, les conditions paléoenvironnementales étaient très fluctuantes au cours de l'Eocène dans le bassin sud pyrénéen et de nombreuses huîtres utilisées dans le cadre de ce travail ont été échantillonnées dans des environnements deltaïques. Étant donné que les huîtres sont des organismes pouvant supporter des variations de salinité entre 10 et 45‰ (Hoese, 1960, Stenzel, 1971, Struski, 2005, Lartaud, 2007), il faut pouvoir estimer une valeur fiable de la paléosalinité et donc du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau pour reconstituer des paléotempératures fiables.

Il est malheureusement difficile d'estimer des valeurs de salinité précises et donc de $\delta^{18}\text{O}_w$ dans ces milieux, du fait de l'arrivée permanente d'eau douce. La salinité peut en effet

varier considérablement sur des distances très faibles (Gilikin et al., 2006). De plus, les associations de faunes, qui sont de bons indicateurs de la salinité, présentent souvent des fossiles remaniés, ce qui biaise l'information.

C'est pourquoi, nous ne proposeront pas de valeurs absolues de températures pour toutes les huîtres analysées, mais seulement pour celles dont les environnements de vie correspondaient à un milieu marin franc à salinité normale. Ces conditions sont réalisées pour les huîtres du Lutétien et du début du Bartonien.

Ainsi, il est possible d'expliquer les fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ à l'Yprésien par l'instabilité des conditions paléoenvironnementales à cette période dans les sites d'échantillonnage. En effet, les huîtres de cette période proviennent de milieux deltaïques (zone de Tresp et delta de Roda), où des dessalures élevées peuvent être enregistrées. La salinité ne devait toutefois pas être trop basses, car pour une salinité de 20‰, les températures estimées s'échelonnent entre 7 et 16°C, ce qui est une valeur probablement sous-estimée étant donné que l'Yprésien correspond à la période la plus chaude du Cénozoïque.

Au Lutétien, en revanche, les conditions environnementales étaient plus marines, dans les zones d'où proviennent les huîtres (anticlinaux de Médianno, de Boltaña et du Pico del Aguila) et on peut dès lors considérer une salinité moyenne d'environ 35‰, aux variations saisonnières près. On peut dès lors reconstituer des valeurs de température comprises entre 33°C et 23°C.

De même les huîtres du début du Bartonien proviennent d'un gisement dont les assemblages fauniques (nombreuses nummulites) laissent penser que les conditions devaient être franchement marines, ces organismes ne tolérant pas de baisses de la salinité (Beavington-Penney et Racey, 2004). Quant à l'huître datée de la fin du Bartonien, celle-ci a été échantillonnée dans la formation de Belsué-Atarès qui est une formation deltaïque, avec probablement un milieu salinité mal contrainte.

Cependant, malgré cette influence des conditions environnementales, les intervalles climatiques globaux du Paléogène se retrouvent dans la signature géochimique des huîtres du bassin sud pyrénéen, comme dans le cas du bassin de Paris. Tout d'abord, si l'on corrige de l'influence de la salinité, les valeurs relativement élevées du $\delta^{18}\text{O}$ de l'Yprésien s'accordent avec les fortes températures de l'Eocène inférieur. La diminution du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du Lutétien reflète le refroidissement connu de manière globale (Zachos et al., 2001). La forte diminution des valeurs isotopiques au début du Bartonien pourrait traduire le réchauffement brutal associé à l'optimum climatique de l'Eocène moyen (Bohaty et Zachos, 2003). Enfin,

l'augmentation de la fin du Bartonien, souligne l'initiation de la diminution des températures qui se poursuit jusqu'à la limite Eocène – Oligocène. La comparaison avec les valeurs obtenues pour le bassin de Paris et aux données océaniques montre que la salinité ne devait pas être très éloignée de celle d'une eau mer normale, car avec une salinité de 30‰, la température estimée est de 15°C, alors qu'avec une salinité de 20‰, la température ne devait être que de 6°C, ce qui est probablement une sous-estimation.

Le $\delta^{13}\text{C}$ varie, comme pour le Bassin de Paris, entre -2 et 2‰. Les valeurs les plus négatives sont celles des huîtres de l'Eocène inférieur. Les huîtres de cette période proviennent de milieux deltaïques. Or, nous avons vu que la dégradation de la matière organique causait une baisse du $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau, et donc des carbonates. Etant donné que les deltas sont des milieux propices au dépôt de matière organique, il est tout à fait envisageable que le $\delta^{13}\text{C}$ des huîtres soit avant tout influencée par la dégradation de la matière organique.

4.4.2. Variations à haute résolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$

Plusieurs huîtres datées de l'Eocène moyen ont été analysées à haute résolution, afin de déterminer quel était le gradient saisonnier de température (Figure 4-30). Un des problèmes rencontré avec les huîtres du bassin sud-pyrénéen est qu'elles disposent d'un crochet de très petite taille, inférieure à 0,5 cm. Contrairement aux gastéropodes analysés dans le bassin de Paris, peu de points ont pu être prélevés. De plus, la taille de la zone de prélèvement est assez réduite par rapport à la taille des points de prélèvement. Les valeurs isotopiques mesurées ne reflèteront donc pas forcément des valeurs ponctuelles de températures, mais plutôt des moyennes de plusieurs mois de la vie de l'organisme. Les écarts de température ainsi reconstitués ne correspondront donc pas forcément aux amplitudes réelles.

Nous avons pu analyser une huître datée du Lutétien provenant de la formation des calcaires de Guara dans la région d'Arguis, deux huîtres de la région de Centelles (Nord de Barcelone) datée du Bartonien inférieur et une dernière provenant de la formation de Belsué-Atarès à Arguis et datée du Bartonien supérieur. L'écart maximum est de 1,33‰ au Lutétien, 1,59‰ au début du Bartonien et 0,35‰ à la fin du Bartonien. Mais étant donné le nombre de points dont nous disposons par huître, les écarts réels devaient être plus importants.

Etant donné que l'huître lutétienne et celles du début du Bartonien vivaient dans des environnements à salinité normale, il est possible d'estimer des valeurs de températures pour celles-ci, à partir de l'équation de transfert d'Anderson et Arthur (1983) pour la calcite.

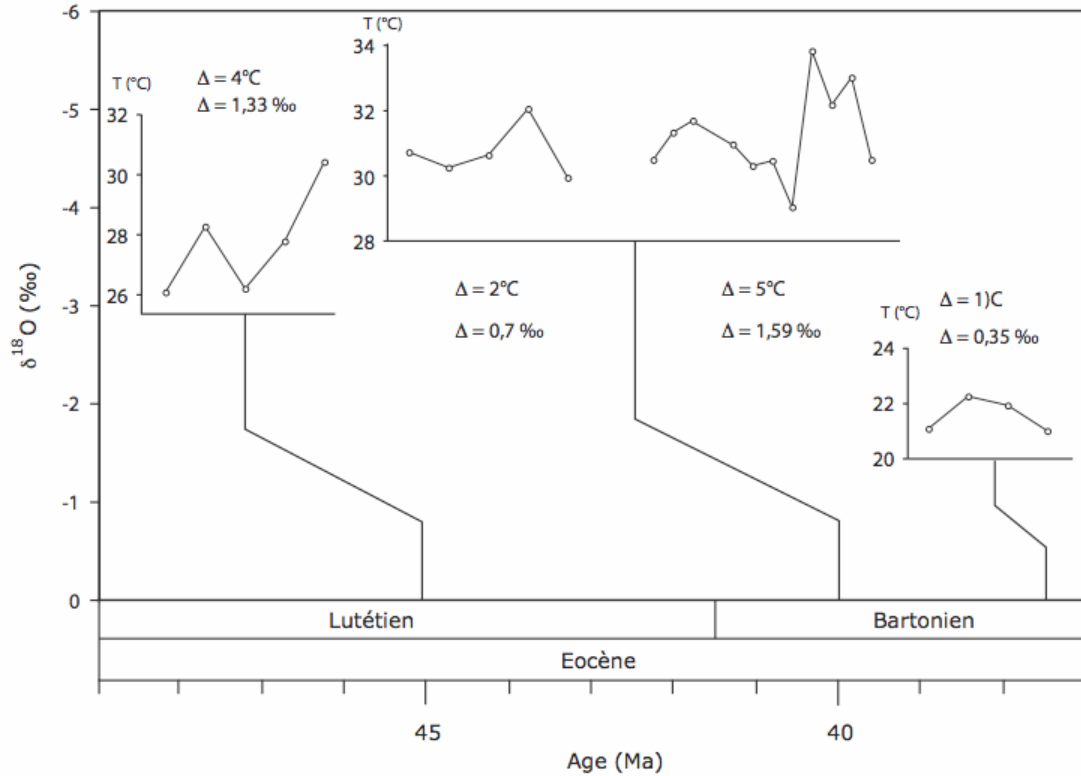


Figure 4-30: Evolution des variations saisonnières du $\delta^{18}\text{O}$ et des températures à l'Eocène moyen dans le bassin sud-pyrénéen.

Au Lutétien, les températures d'hiver devaient être proches de 26°C et devaient monter à 30°C en été. Au début du Bartonien, c'est-à-dire au moment de l'Optimum Climatique de l'Eocène Moyen, nous disposons de plus de points que pour les autres intervalles. Cette fois, le minimum de température enregistré était de 29°C et le maximum de 34°C. En revanche, l'huître datée de la fin du Bartonien avec une taille très petite et seulement quatre points ont pu être prélevés. C'est pourquoi le différentiel de 1°C observé ne devait certainement pas refléter le véritable gradient saisonnier de température.

4.5. Comparaison avec le bassin de Paris : influence de la topographie pyrénéenne sur le $\delta^{18}\text{O}$ des mollusques ?

4.5.1. Origine de la variabilité entre le Bassin de Paris et les Pyrénées

Les valeurs isotopiques obtenues pour les huîtres provenant du bassin de Paris sont comparées avec celles du bassin sud-pyrénéen (Figure 4-31). Nous avons choisi de comparer les résultats obtenus en Espagne uniquement avec les huîtres du bassin de Paris, car cela permet de s'affranchir d'éventuels problèmes liés à un effet vital, difficilement quantifiable, ou de l'influence d'un biais induit par des périodes de biominéralisation différentes. De plus, les huîtres sont les fossiles pour lesquels nous avons pu analyser le plus de spécimens dans le bassin de Paris.

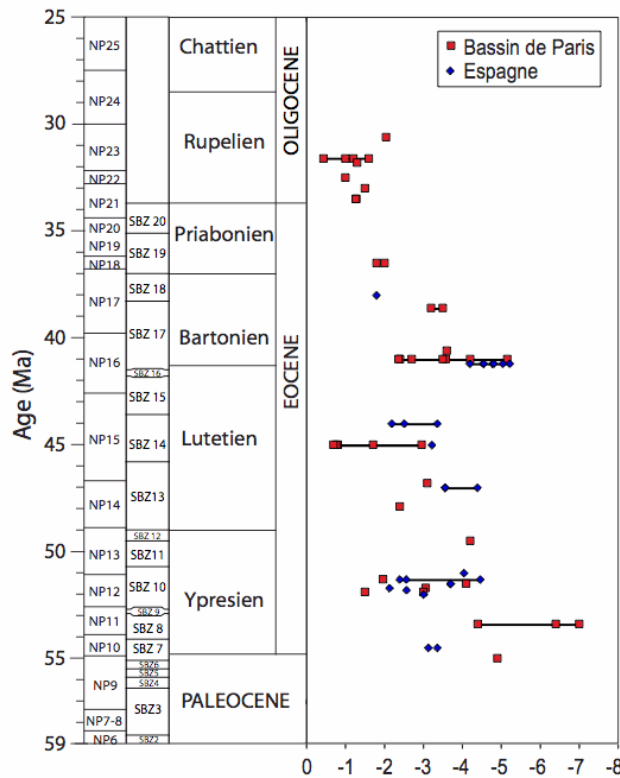


Figure 4-31 : Comparaison des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres dans le bassin de Paris et le bassin sud-pyrénéen au Paléogène.

On remarque que sur l'intervalle commun aux deux bassins (Yprésien à Bartonien), le $\delta^{18}\text{O}$ suit globalement la même évolution, avec une tendance à l'augmentation ponctuée par des fluctuations à plus court terme. Les mêmes événements connus globalement sont, en tout cas, également identifiés dans les deux bassins et cette similitude montre que l'évolution

temporelle du $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres reflète avant tout des fluctuations climatiques globales. Mais surtout, la comparaison des résultats pour les deux bassins semble supposer que la mise en place de la chaîne pyrénéenne ne semble pas avoir modifié de manière significative le climat dans le bassin sud-pyrénéen.

Si l'évolution temporelle est similaire, on remarque toutefois que les valeurs absolues du $\delta^{18}\text{O}$ sont différentes entre les deux bassins, les huîtres pyrénéennes étant quasiment toujours plus négatives que les huîtres du bassin de Paris, hormis à la fin du Bartonien.

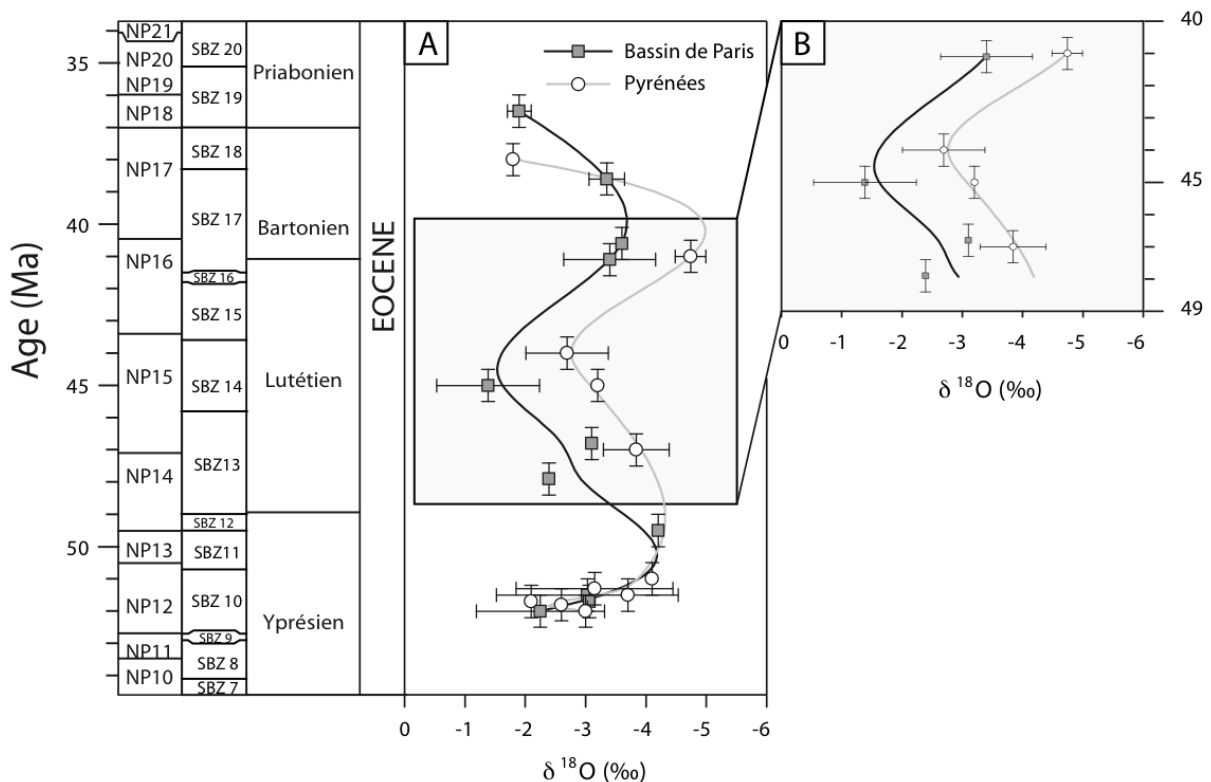


Figure 4-32 : Comparaison des valeurs isotopiques moyennes des huîtres du bassin de Paris et du bassin sud pyrénéen A sur l'ensemble de l'Eocène. Un point représente la moyenne de l'ensemble des fossiles d'un même âge (cf. Figure 4-8). Les courbes représentent une interpolation des valeurs point par point. Les barres horizontales représentent l'intervalle de confiance de 95% de ces valeurs et les barres verticales l'incertitude sur l'âge des échantillons (0,5 Ma). B Interpolation des valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres à l'Eocène moyen, c'est-à-dire sur l'intervalle où les valeurs de salinité peuvent être considérées comme comparables dans les deux bassins.

Dans le but de comparer l'évolution les valeurs isotopiques obtenues sur les huîtres des deux bassins, nous avons reporté les valeurs moyennes de l'ensemble des fossiles analysés – un point correspondant à la moyenne de l'ensemble des spécimens d'un même âge – avec un intervalle de confiance de 95% (Figure 4-32A). Cette comparaison illustre bien le

fait que le $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres du bassin de Paris est systématiquement plus positif que celui des huîtres pyrénéennes. Cette différence n'est néanmoins pas constante sur l'ensemble de l'Eocène et peut être imputée à différentes causes.

Tout d'abord, un effet de la salinité doit être pris en compte. Le seul intervalle où les conditions paléoenvironnementales semblent être comparables dans les deux bassins, avec un milieu marin franc à salinité normale, est le Lutétien (cf paragraphes précédents). Au Bartonien inférieur, la salinité devait être légèrement inférieure à 35‰ dans les deux bassins. Dès lors, si l'on considère uniquement cet intervalle de temps, l'écart moyen entre les valeurs isotopiques des deux bassins est constant et correspond à une différence statistique de 1,23‰ (t-test de Student) (Figure 4-32B). Cette différence ne peut pas être due aux facteurs internes que sont l'effet minéralogique et l'effet vital, car les organismes analysés sont tous des huîtres.

Dès lors, seule une différence de température ou un $\delta^{18}\text{O}_w$ différent peut expliquer cette différence. Greenwood et Wing (1996) ont montré que le gradient latitudinal de température était très faible à l'Eocène moyen. Plus particulièrement, les résultats d'Andreasson et Schmitz (2000) montrent que le différentiel de température entre la Grande-Bretagne et le nord de l'Afrique était inférieur à 1°C en été et d'environ 1°C entre le nord de la France et l'Espagne en hiver (Figure 4-33). Un différentiel de 1,23‰ ne peut donc pas être expliqué par le gradient latitudinal à cette période, une variation de 1°C équivalant à 0,25‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ (Anderson et Arthur, 1983). Au contraire, une correction maximale de 0.25‰, c'est-à-dire de 1°C doit être appliquée entre les deux bassins du fait de ce gradient latitudinal. La différence réelle entre les deux bassins est donc de :

$$1,23\text{‰} + 0,25\text{‰} = 1,48\text{‰}.$$

Le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer reste donc le seul paramètre à considérer. L'effet glaciaire ne peut pas être responsable de ce différentiel isotopique, car celui-ci a un effet global et agit de la même manière sur l'eau des deux bassins, et ce quelle que soit son intensité. L'influence de variations trop importantes de la salinité a été limitée en choisissant l'intervalle Lutétien – Bartonien inférieur. En effet, étant donné que la différence de $\delta^{18}\text{O}$ est constante durant l'ensemble de l'intervalle de temps que nous avons considéré, l'hypothèse de condition paléoenvironnementales comparables apparaît comme justifiée et ce shift peut être considérée comme étant la conséquence d'un facteur agissant sur un longue période.

Dès lors, la seule cause pouvant expliquer une différence de $\delta^{18}\text{O}_w$ est que les eaux météoriques apportées dans les bassins aient elles-mêmes un $\delta^{18}\text{O}_w$ différent, c'est-à-dire que la valeur isotopique de l'eau des rivières arrivant dans les deux bassins soit différente. Il est en effet acquis que l'altitude influence le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations, celui-ci diminuant lorsque l'altitude augmente (voir la synthèse de Rowley et Garzione, 2007, Figure 4-34). Or, la collision pyrénéenne était active à l'Eocène moyen (Muñoz, 1992) et il est envisageable qu'une topographie devait déjà exister à cette période, comme en témoigne le système fluvial très développé dans le bassin de Tresp - Graus (Beamud et al., 2003). La chaîne a donc pu jouer le rôle de barrière sur les circulations atmosphériques, ce qui devait avoir une influence sur la composition isotopique des eaux de pluie et donc des rivières qui alimentaient le bassin. En revanche, les données paléogéographiques montrent que les rivières qui se déversaient dans le bassin de Paris ne drainaient aucun relief significatif à cette période (cf Figure 3-19).

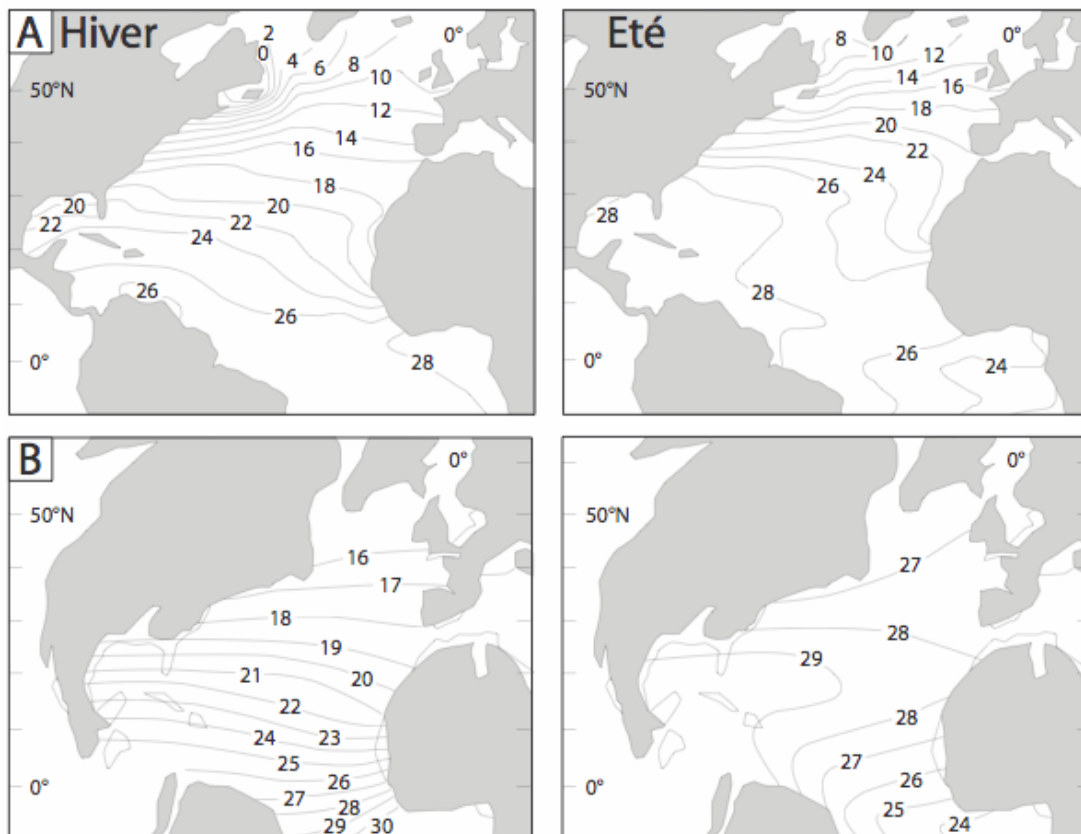


Figure 4-33 : Reconstitution du gradient latitudinal des températures dans l'hémisphère nord en hiver et en été à l'actuel (A) et à l'Eocène moyen (B). Modifié d'après Andreasson et Schmitz, 2000).

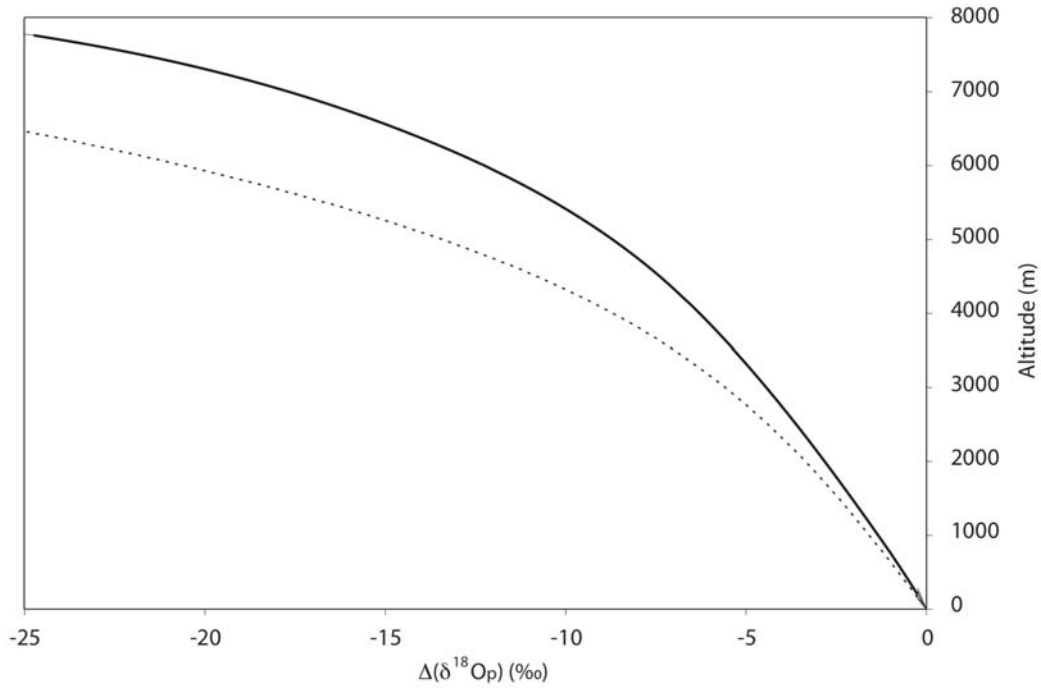


Figure 4-34 : Illustration de la corrélation entre l'altitude et le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations à l'actuel (mesures - courbes pointillées, Rowley, 2007) et à l'Eocène (modélisation - courbes noires, déduit des résultats de Huber et Caballero, 2003). Le décalage observé peut être imputé aux plus fortes températures et à la plus forte humidité au sol durant l'Eocène.

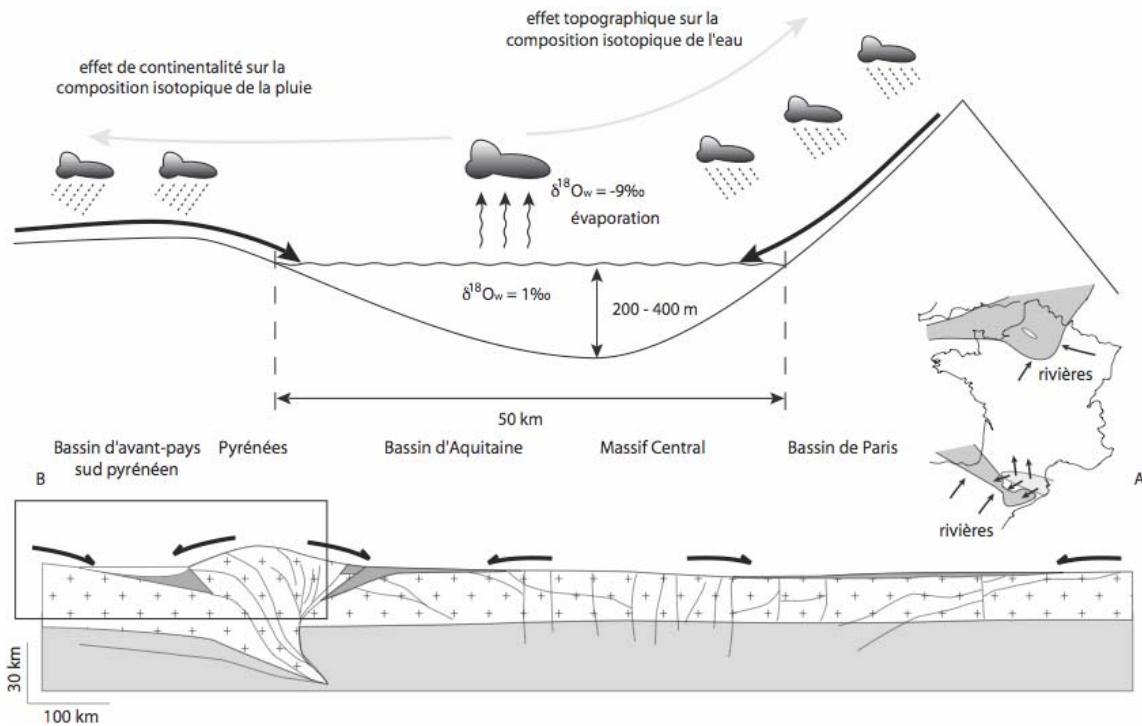


Figure 4-35 : Illustration de l'effet topographique sur les eaux de pluie autour de la chaîne pyrénéenne par rapport au bassin de Paris. Coupe Pyrénées – Bassin de Paris modifiée d'après Lacombe et Obert (2000).

Ainsi, nous pouvons proposer qu'une part de la différence entre le $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres du bassin de Paris et celles du bassin sud-pyrénéen reflète un effet de la topographie sur le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluies (Figure 4-35). A l'échelle géographique à laquelle nous nous trouvons, l'effet de continentalité, qui agit de la même manière que l'effet topographique, avec un appauvrissement des eaux de pluie en ^{18}O plus l'éloignement de la côte est important est négligeable (Austin et al., 2006).

4.5.2. Reconstitution de la topographie pyrénéenne à l'Eocène moyen : apport de la modélisation

Nous proposons dans cette partie d'établir un modèle reconstituant le mélange entre des eaux de rivières drainant les Pyrénées et son bassin d'avant-pays Sud, dans le but d'essayer de reconstituer quelle pouvait être l'altitude de cette chaîne à l'Eocène moyen.

La première partie du modèle consiste en une reconstitution de l'évolution théorique du $\delta^{18}\text{O}$ des rivières en fonction de l'altitude. Cette partie est traitée en utilisant la relation établie par Rowley (2007) (voir Figure 4-34). La relation liant le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations et l'élévation est essentiellement fonction du climat et plus particulièrement de la température de départ, et de l'humidité (Rowley, 2007). D'après les résultats géochimiques obtenus dans ce chapitre et les données de modélisation d'Andreasson et Schmitz (2000), on peut considérer que la température moyenne annuelle à la surface de l'eau devait être approximativement de 22°C. En ce qui concerne la pluviométrie, il semble que les conditions devaient être plus humides qu'actuellement à l'Eocène moyen. Cela a notamment été attesté par l'étude des pollens dans le bassin de l'Ebre (Cavagnetto et Anadon, 1996). Pomerol (1988) avait comparé les conditions qui régnaient dans le bassin de Paris au Lutétien avec celles existant actuellement en Floride, soit une pluviométrie de plusieurs mètres par an. Concernant l'évaporation, n'ayant que peu de contraintes sur ce paramètre, on peut considérer que celle-ci est équivalente à l'évaporation moyenne actuelle dans la Méditerranée, soit environ entre 0,4 et 0,2 m/an.

La seconde partie du modèle définit des paramètres d'incision d'une rivière, appliqué à un bloc en soulèvement. Nous avons choisi un mode d'érosion de type érosion limitée, ce qui est le cas dans les zones en cours de soulèvement (Whipple et Tucker, 1999). La forme et la dimension du réseau hydrographique a été établie selon la loi de Hack (1957), qui relie la longueur du réseau avec la surface de l'aire drainée. Concernant la dimension de la chaîne,

celle-ci devait être moins longue qu'actuellement, soit environ 300 km d'après les reconstitutions paléogéographiques. La largeur de celle-ci est sujette à plus d'incertitude car les quantités de raccourcissement varient selon les auteurs (cf Chapitre 3). Celle-ci devait être d'environ 100 à 170 km. De plus, il est difficile de replacer la limite de partage des eaux entre le versant Sud et le versant Nord, celle-ci ayant pu migrer au cours du temps. La surface et le volume du bassin ont également pu être estimés grâce aux reconstitutions paléogéographiques du bassin sud-pyrénéen (voir Chapitre 5). Les vitesses de soulèvement sont quant à elles estimées – grâce aux données de thermochronologie disponibles dans la bibliographie (cf Chapitre 3) – à $\sim 0,4.10^{-3}$ m/an.

Loi d'incision		
m	constante de la loi de puissance	0,5
n	constante de la loi de puissance	1
h	constante de la loi d'Hack	1,8
ka	coefficient de la loi d'Hack	0,8
K	érodabilité des roches	2.10^{-6}
x	longueur du réseau	200 km
Orogène / bassin		
U	taux d'exhumation	0,4 km/Ma
S	surface du bassin	8000 km ²
D	profondeur moyenne du bassin	150 m
L	largeur de l'orogène	300 km

Tableau 4-3 : Paramètres utilisés dans la modélisation de l'évolution du rapport isotopique des eaux du bassin sud-pyrénéen. Ceux-ci varient plus ou moins en fonction des modèles.

Ce modèle est basé sur une loi de mélange, similaire à celle établie par Doebbert et al. (2010) pour un lac actuel du Wyoming :

$$\delta_{SW} = (V * \delta_l + Q_{PL} * t + Q_{FW} * \delta_{FW} * t + Q_{IN+} * \delta_{IN+} * t + Q_{IN} * \delta_{IN} * t + 1000 * Q_E * t * (1 + 1/1,0092))) / (V + Q_{OUT} * t + (Q_E * t / 1,0092))$$

avec : . P : Précipitations, Q_{EC} : Quantité d'eau évaporée dans les rivières, Q_{PL} : Quantité de pluie sur le bassin, Q_{FW} : Quantité d'eau douce de rivière arrivant dans le bassin, Q_{OUT} : Quantité d'eau du bassin se déversant dans l'océan Atlantique, Q_{IN} : Quantité d'eau arrivant de l'Atlantique vers le bassin sud-pyrénéen, Q_{IN+} : Quantité d'eau douce ayant un $\delta^{18}O$ très négatif soumis à l'influence des chaînes Ibérique et Catalane.

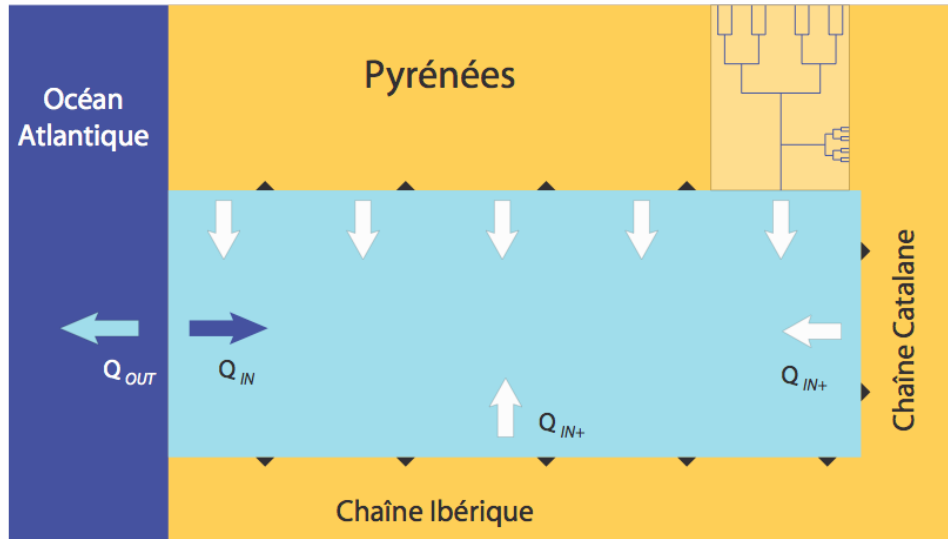


Figure 4-36 : Illustration en plan du modèle de la loi de mélange entre les eaux du bassin sud-pyrénéen et les eaux drainant les différents reliefs bordier.

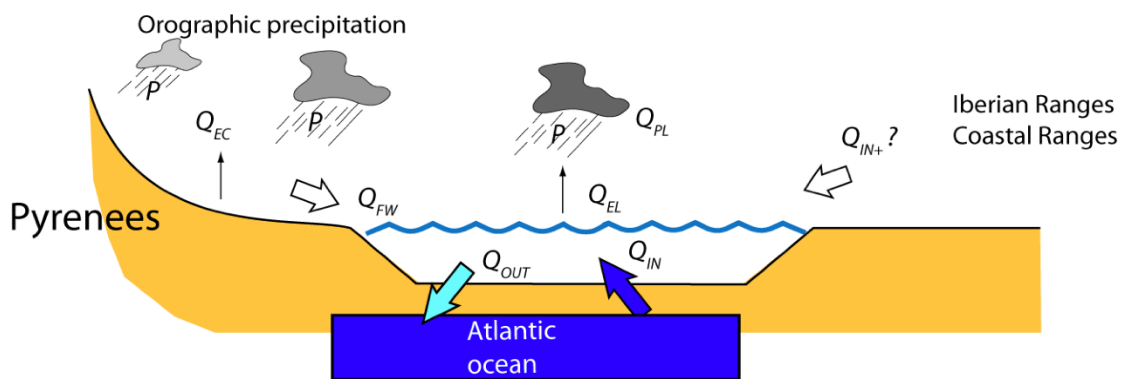


Figure 4-37 : Illustration des différents paramètres utilisés dans le modèle de mélange des eaux de rivière et de l'eau du bassin sud-pyrénéen. P : Précipitations, Q_{EC} : Quantité d'eau évaporée dans les rivières, Q_{PL} : Quantité de pluie sur le bassin, Q_{FW} : Quantité d'eau douce de rivière arrivant dans le bassin, Q_{OUT} : Quantité d'eau du bassin se déversant dans l'océan Atlantique, Q_{IN} : Quantité d'eau arrivant de l'Atlantique vers le bassin sud-pyrénéen, Q_{IN+} : Quantité d'eau douce ayant un $\delta^{18}O$ très négatif soumis à l'influence des chaînes Ibérique et Catalane.

Les différents paramètres utilisés dans cette équation ainsi que leurs valeurs sont présentés dans le Tableau 4-3 et sur la Figure 4-37. Les Figures 4-36 et 4-37 sont des illustrations de ce modèle, respectivement en plan et en coupe. Ces figures illustrent qu'une communication avec l'océan Atlantique et donc un échange d'eau qui correspond au flux sortant du modèle est considérée. De plus, il est nécessaire de considérer la contribution de l'eau arrivant dans le bassin en provenance des autres chaînes situées autour du bassin, la chaîne Catalane située à l'Est et la chaîne Ibérique située au Sud (Figure 3-1).

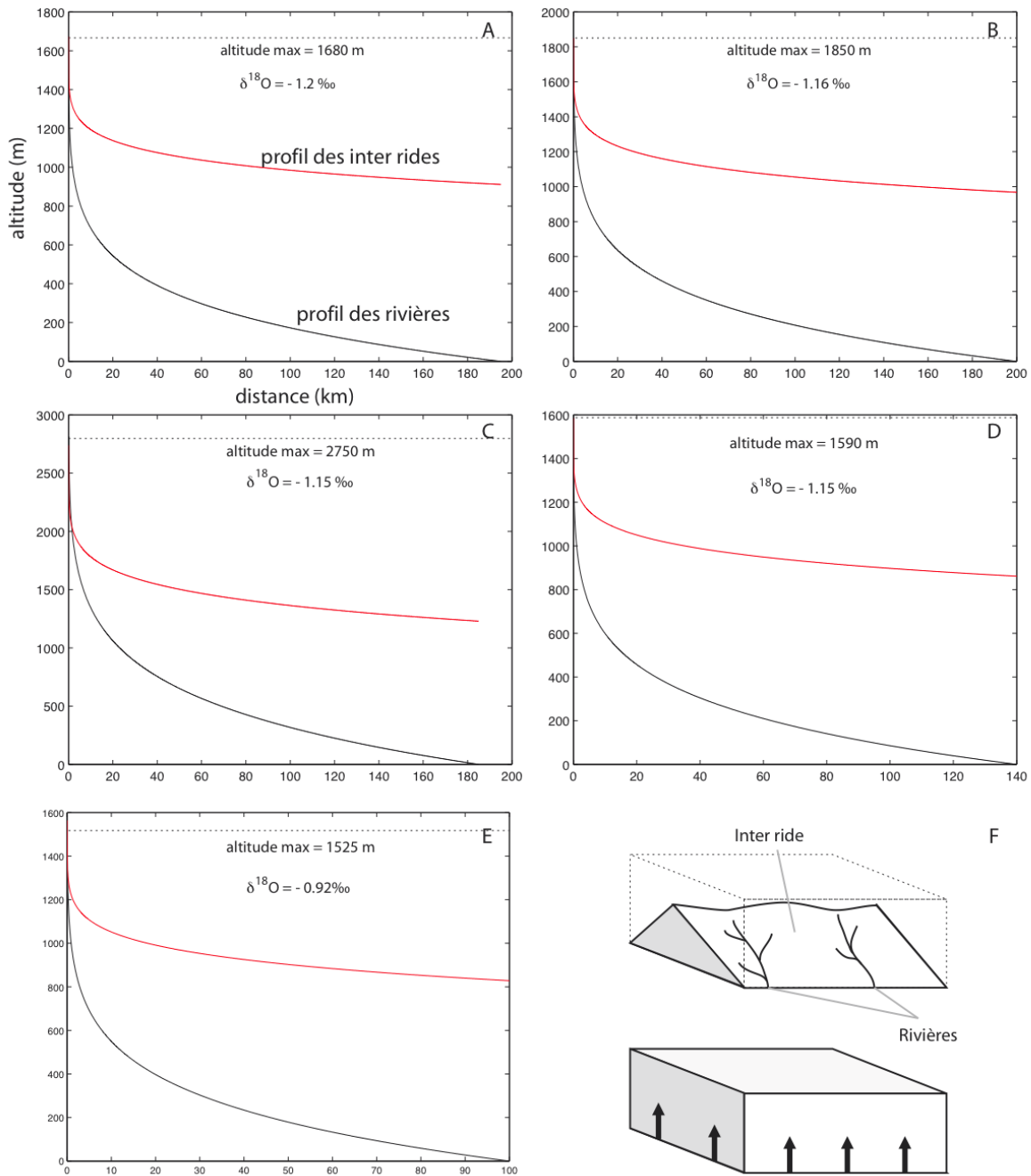


Figure 4-38 : Résultats du modèle illustrant (1) le profil des rivières (courbe noire) et (2) des rides entre chaque rivière (courbe rouge), sur le versant Sud des Pyrénées à l’Eocène moyen entre la ligne de partage des eaux et la limite continent – mer. Pour chaque modèle (A à E), la valeur des paramètres utilisés est indiquée dans le Tableau 4-4. Les paramètres liés à la loi d’incision sont quant à eux indiqués dans la Table 4-3. Le schéma F illustre l’évolution du modèle au cours du temps. Noter que les échelles, verticale et horizontale, varient en fonction du modèle.

n° modèle	uplift (mm/an)	pluviométrie (m/an)	largeur de la chaîne (km)	évaporation (m/an)	$\delta^{18}\text{O}$ des précipitations (‰)	Température de l'eau (°C)	Q _R / Q _C	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Altitude max. (m)
A	0.4	8	195	0.4	-9	22	1/2	-1.2	1680
B	0.4	6	200	0.4	-9	22	1	-1.16	1850
C	0.8	8	185	0.4	-9	22	1/2	-1.15	2750
D	0.4	8	140	0.3	-9	22	1/2	-1.15	1590
E	0.4	7	100	0.2	-9	22	1/2	0.92	1525
	0.4	11	135	0.4	-9	22	1/2	-1.06	1425
	0.4	8	190	0.4	-9	17	1/2	-1.22	1700
	0.8	8	195	0.4	-9	22	1/2	-1.77	2800
	0.4	1	195	0.4	-9	22	1/2	150	3750
	0.4	8	100	0.4	-9	22	1/2	10.22	1500
	0.4	8	190	0.3	-9	22	1/2	-4.96	1700
	0.4	8	190	0.4	-6	22	1/2	2.65	1700
	0.4	8	190	0.4	-9	22	1	-5.73	1700

Tableau 4-4 : Résultats des modèles en fonction des valeurs des paramètres utilisées. Les modèles A à E sont présentés sur la Figure 4-38.

Les modèles nous permettent d’obtenir deux résultats (Figure 4-38). Un premier profil correspondant au profil d’une rivière et un second reconstituant la morphologie d’une ride située entre deux rivières.

En fonction de la valeur de chaque paramètre considéré, des résultats assez variables sont obtenus (Figure 4-38). Nous avons réalisé plusieurs tests en faisant varier chacun des paramètres. De nombreux paramètres sont susceptibles de faire varier le résultat final : la pluviométrie, la largeur de la chaîne, la valeur de la vitesse de soulèvement ou encore le rapport isotopique de l’eau de pluie. Les paramètres de la loi de Hack et d’érodabilité semblent quant à eux bien fixés car les résultats deviennent incohérents si on les fait varier. La température de surface de l’eau a également un rôle minime sur le résultat final.

Le point important est que, lorsque le $\delta^{18}\text{O}$ de l’eau de mer obtenu est d’environ 1,5‰ et ce, quelles que soient les variations des paramètres utilisés, l’altitude de la limite de partage des eaux est toujours du même ordre de grandeur, entre 1425 m et 1850 m. Le seul cas où l’altitude finale est totalement différente est dû à une vitesse de soulèvement très importante (0,8 mm/an). Le modèle qui semble le mieux correspondre à la réalité – par rapport à la valeur des différents paramètres utilisés – est le modèle E, avec une largeur de prisme de 100 km et une pluviométrie de 6 m/an et une altitude maximale de 1525 m.

Malgré le fait que ce modèle demeure soumis à de très fortes incertitudes, plusieurs conclusions majeures peuvent être déduites. Tout d’abord, la contribution d’eaux négatives provenant des chaînes Ibérique et Catalane apparaît indispensable, impliquant une altitude significative pour ces deux massifs. Il est également important de noter que les profils

reconstitués ont une morphologie semblable aux rivières drainant actuellement le versant Sud des Pyrénées (Babault et al., 2005). Ceci peut être considéré vrai dans la mesure où le Lutétien est une période climatiquement stable (Zachos et al., 2001) et sans variations significatives de la vitesse de convergence (Vergès et al., 1995), ni des vitesses d'exhumation dans les Pyrénées (Sinclair et al., 2005). Les conditions sont donc réunies pour que les rivières atteignent leur profil d'équilibre (Whipple et Tucker, 1999).

Si les résultats que nous venons de présenter s'avèrent justes, ceci a des implications fortes sur l'histoire géodynamique des Pyrénées. En effet, aucune valeur paléoaltimétrique n'avait jusqu'alors été proposée pour cette chaîne à une période aussi importante. Les Pyrénées constituaient donc un relief majeur dès l'Eocène moyen. Cette conclusion est corroborée par l'apparition de dépôts conglomératiques tel que le massif de la Cis dès la fin du Lutétien dans la partie centrale du bassin et les deltas contemporains du Sobrarbe ou de Montserrat, lié au soulèvement de la chaîne Catalane.

CHAPITRE 5 :
FORÇAGE CLIMATIQUE SUR LA
SEDIMENTATION A L'ÉOCÈNE

Chapitre 5 : Forçage Climatique sur la Sédimentation à l'Eocène

Introduction

Dans ce chapitre, nous tentons de discriminer l'influence relative du climat et de la tectonique sur la sédimentation, dans le bassin d'avant-pays sud pyrénéen. Ceci nécessite dans un premier temps de caractériser précisément la nature des dépôts sédimentaires durant l'Eocène moyen (Lutétien et Bartonien, cf Chapitre 2 - Figure 2-1). Ces dépôts sont très bien exposés dans la partie sud du bassin de Jaca, où l'ensemble des sédiments tertiaires affleure, depuis le Paléocène jusqu'au Miocène (Figures 5-1 et 5-2). En effet, cette zone correspond au front sud de l'orogène pyrénéen au sens de Lacombe et Mouthereau (1999) et les sédiments sont décollés sur le chevauchement frontal sud-pyrénéen. Cette zone est le résultat d'une séquence de déformation en 3 stades, avec tout d'abord la mise en place de nombreux anticlinaux de direction N-S, comme le Pico del Aguila et l'anticlinal de Gabardiella au cours du Bartonien principalement (Puigdefabregas, 1975 ; Millán, 1996 ; Castelltort et al., 2003 ; Figure 5-1, Figure 5-3). Cette phase a été suivie d'une translation passive du front de chevauchement vers le Sud au Priabonien et finalement par le basculement de ces plis au cours de l'Oligo-Miocène suite à la mise en place du chevauchement de Guarga (Huyghe et al., 2009).

Au Lutétien, la sédimentation est caractérisée, dans cette zone, par des dépôts carbonatés de plate-forme correspondant à la formation de Guara (Canudo et al., 1988 ; Molina et al., 1988 ; Véra, 2004). A l'Est du bassin, la sédimentation était également carbonatée, avec la formation de Tavertet (Serra-Kiel et al., 2003 ; Véra, 2004). Ces formations carbonatées

étaient contemporaines de dépôts détritiques continentaux, deltaïques et turbiditiques (Mutti, 1977 ; Nijman, 1988 ; Beamud et al., 2003 ; Véra, 2004). Au Bartonien, au contraire, il semble qu'aucune plate-forme carbonatée ne se soit développée et que la sédimentation soit purement détritico-siliclastique (Puigdefabregas, 1975 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Millán et al., 1994 ; Castellort et al., 2003).

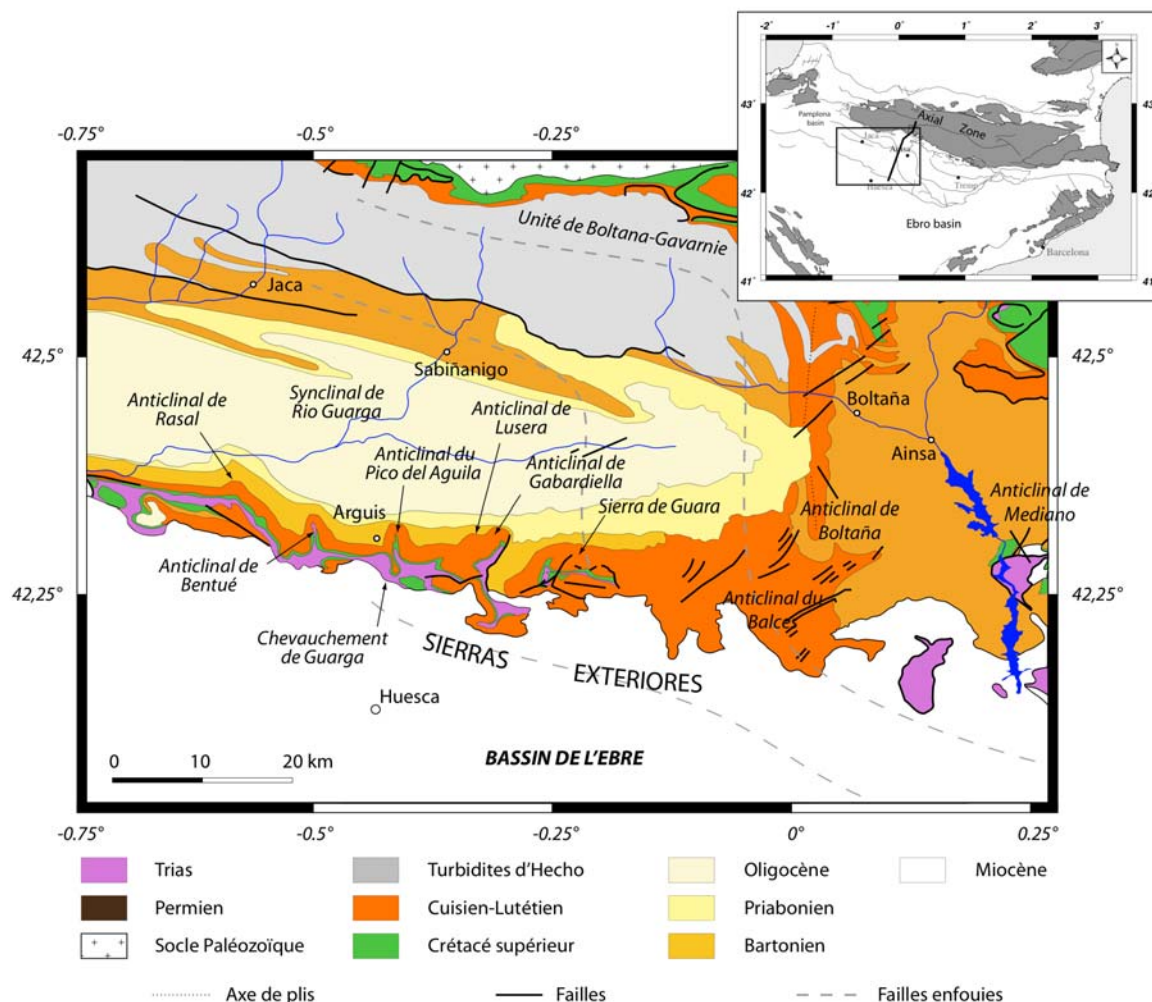


Figure 5-1 : Carte géologique de la partie Ouest (Jaca-Ainsa) du bassin sud pyrénéen.

Si les dépôts bartoniens sont bien caractérisés, notamment dans la partie sud du bassin de Jaca, et ont été étudiés dans de nombreux travaux, d'un point de vue sédimentologique (Puigdefabregas, 1975 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Lafont, 1994 ; Millán et al., 1994 ; Millán, 1996 ; Castellort, 2003 ; Castellort et al., 2003) chronostratigraphique (Hogan et Burbank, 1996 ; Sztrakos et Castellort, 2001) ou structural (Pueyo et al., 2002 ; Oliva-Urcia et Pueyo, 2007a, b, Huyghe et al., 2009), les dépôts lutétiens restent encore assez mal contraints et mal datés dans cette zone (Canudo et al., 1988 ; Molina et al., 1988).

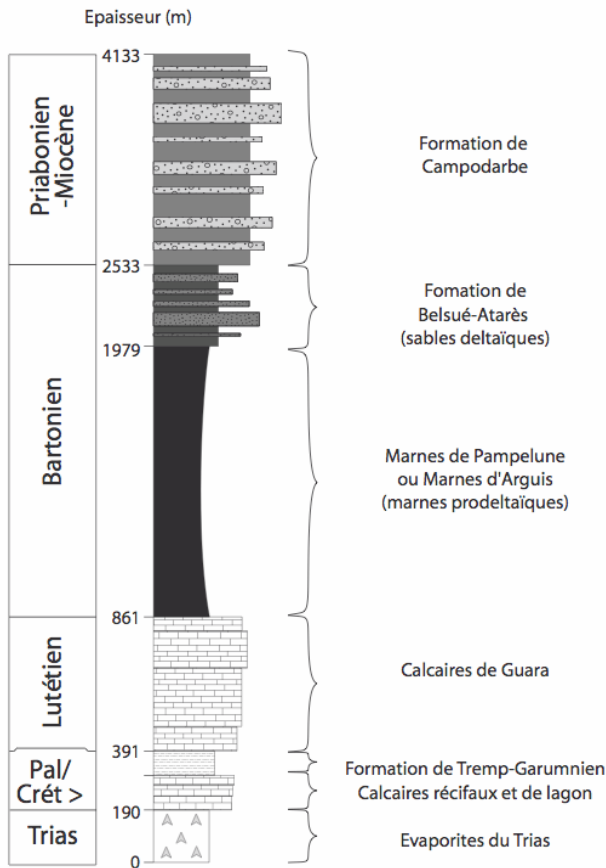


Figure 5-2 : Stratigraphie et sédimentologie synthétique dans les Sierras Exteriores dans le canyon d'Arguis. D'après Millán (1996) pour le Mésozoïque, cette étude pour le Lutétien et Castellort et al. (2003) pour le Bartonien.

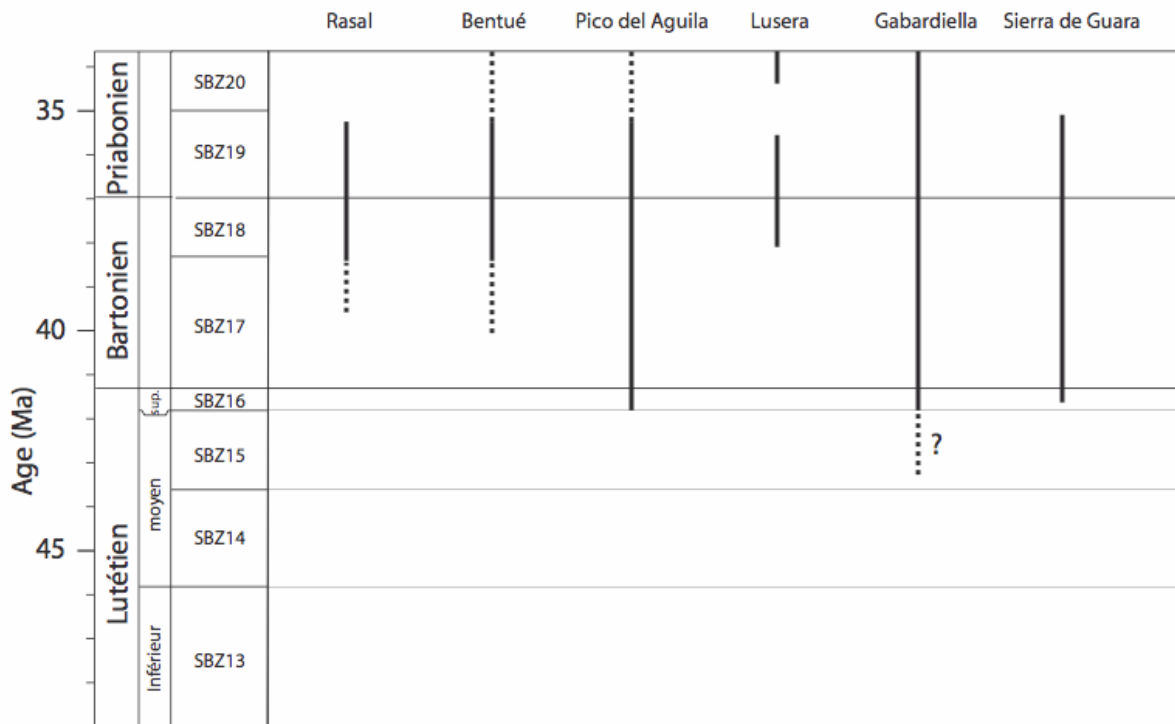


Figure 5-3 : Synthèse des périodes d'activité des anticlinaux des Sierras Exteriores (voir localisation sur la figure 5-1). D'après Millan, 1996.

5.1. Le Lutétien

La bordure Sud du bassin de Jaca est caractérisée par le dépôt de la formation de Guara. L'étude sédimentologique et stratigraphique de ces dépôts a été réalisée autour du village d'Arguis, dans les Sierras Exteriores (Figure 3-4). Cinq coupes ont été étudiées dans cette région, deux recouvrant la totalité de la formation de Guara et trois autres logs s'intéressant uniquement à la partie supérieure des calcaires, à la transition avec les dépôts deltaïques.

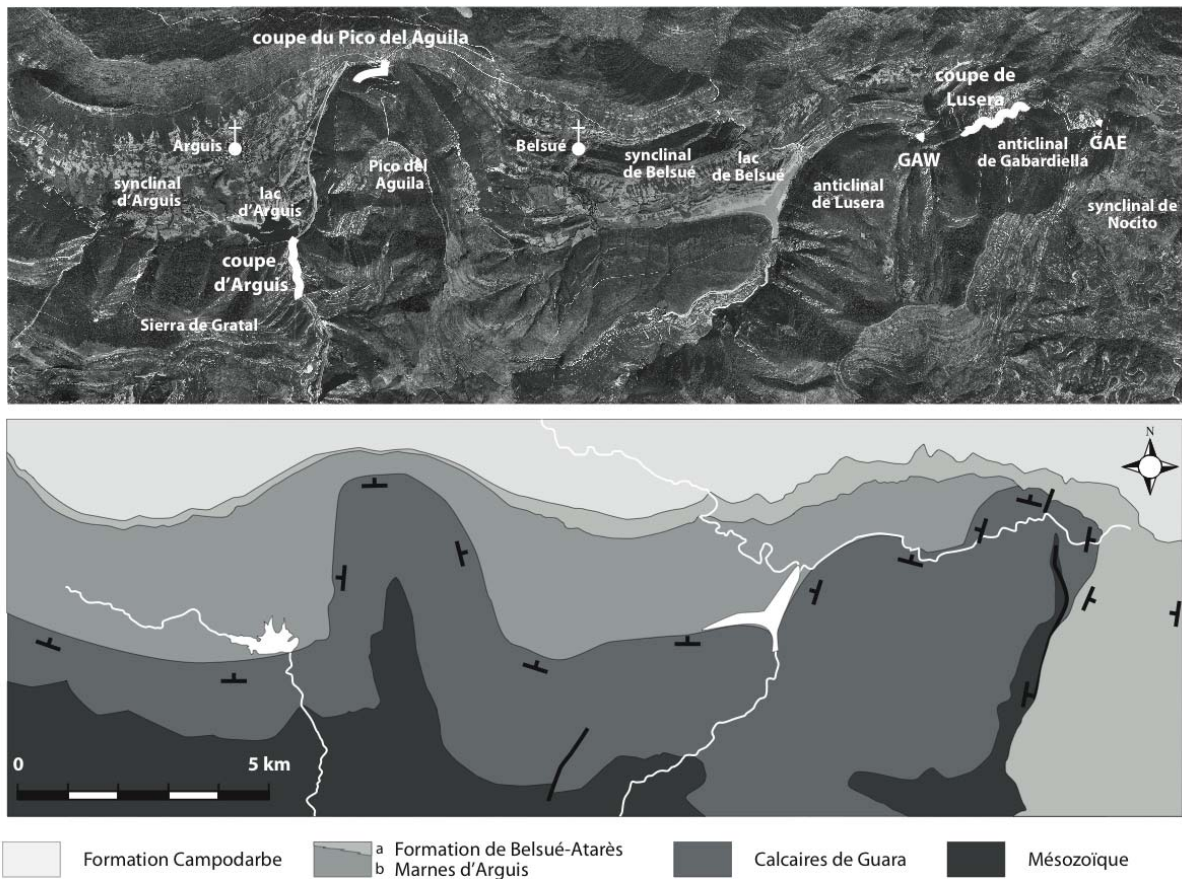


Figure 5-4 : Localisation des différentes coupes étudiées dans les calcaires de Guara (Arguis, Pico del Aguila, GAW, Gabardiella, GAE) dans la région d'Arguis et carte géologique de la zone d'étude.

5.1.1. Les coupes d'Arguis et de Lusera

Une partie des résultats et des interprétations découlant de cette étude est présentée dans un article soumis pour publication au **Journal of Marine and Petroleum Geology** et intitulé:

Sedimentology and stratigraphy of the middle Eocene Guara carbonate platform near Arguis, South Pyrenean foreland: Implications for basin physiography.

Ce travail rend compte de l'analyse sédimentologique détaillée de deux coupes, la première localisée sur le flanc ouest de l'anticlinal du Pico del Aguila (Figure 5-5), au sud du village d'Arguis, la seconde un peu plus à l'est, sur le flanc ouest de l'anticlinal de Gabardiella (Figure 5-6), à proximité du village de Lusera. Les données nécessaires à ce travail ont été acquises lors de plusieurs missions de terrain entre 2007 et 2009, dans les Sierras Exteriores.

Les observations montrent que la plate-forme de Guara est essentiellement constituée par des macro-foraminifères benthiques, majoritairement des nummulites, alvéolines et miliolles. Une partie de ces foraminifères est de type épiphytiques, c'est-à-dire qu'ils vivent sur des végétaux marins, de type posidonie.

A partir de ces observations, nous avons réalisé, dans un premier temps, un modèle 2D de la plate-forme de Guara (Figures 6 article). Le contenu paléontologique, la texture du sédiment et les figures sédimentaires ont permis de déterminer que ces calcaires se sont déposés en milieu peu profond (< 100 m), au dessus de la limite euphotique - aphotique. Les différents faciès identifiés indiquent que les calcaires de Guara forment une rampe carbonatée comme cela avait été proposé par certains auteurs (Luterbacher, 1998). Ces associations faune et de flore – foraminifères benthiques et végétaux aquatiques – révèlent que le milieu devait être oligotrophique (Travé et al., 1996).

Les macro-foraminifères benthiques de la formation de Guara ont été déterminés par Josep Serra-Kiel (Université de Barcelone) et calibrés par rapport à l'échelle biostratigraphique de Serra Kiel et al. (1998). Cela a permis d'établir pour la première fois un découpage stratigraphique au sein de la formation de Guara (Figure 8-article). Il a ainsi été déterminé que la base de la coupe d'Arguis appartenait à la SBZ13 (Shallow Benthic Zone, Lutétien inférieur). Les ZBZ 14, 15 et 16, correspondant au Lutétien moyen et au Lutétien supérieur ont également été identifiées dans les calcaires de Guara à Arguis.

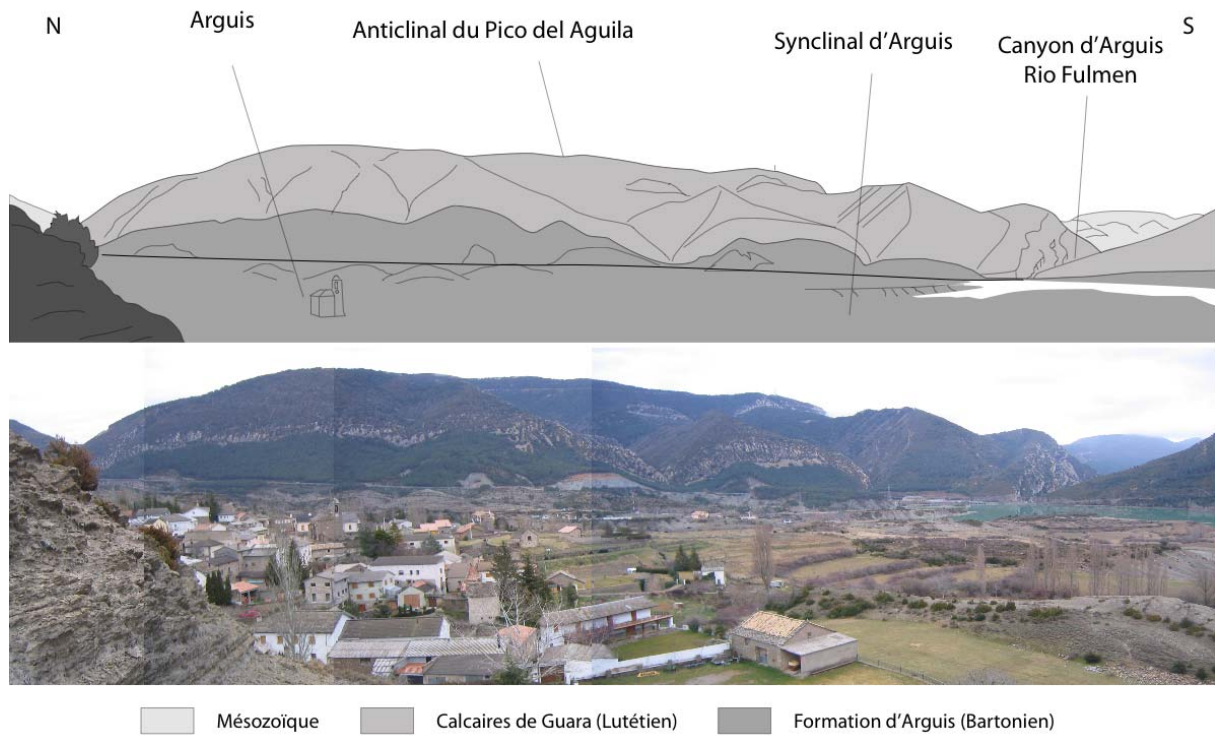


Figure 5-5 : Panorama de l'anticlinal du Pico del Aguila vu depuis le synclinal d'Arguis.

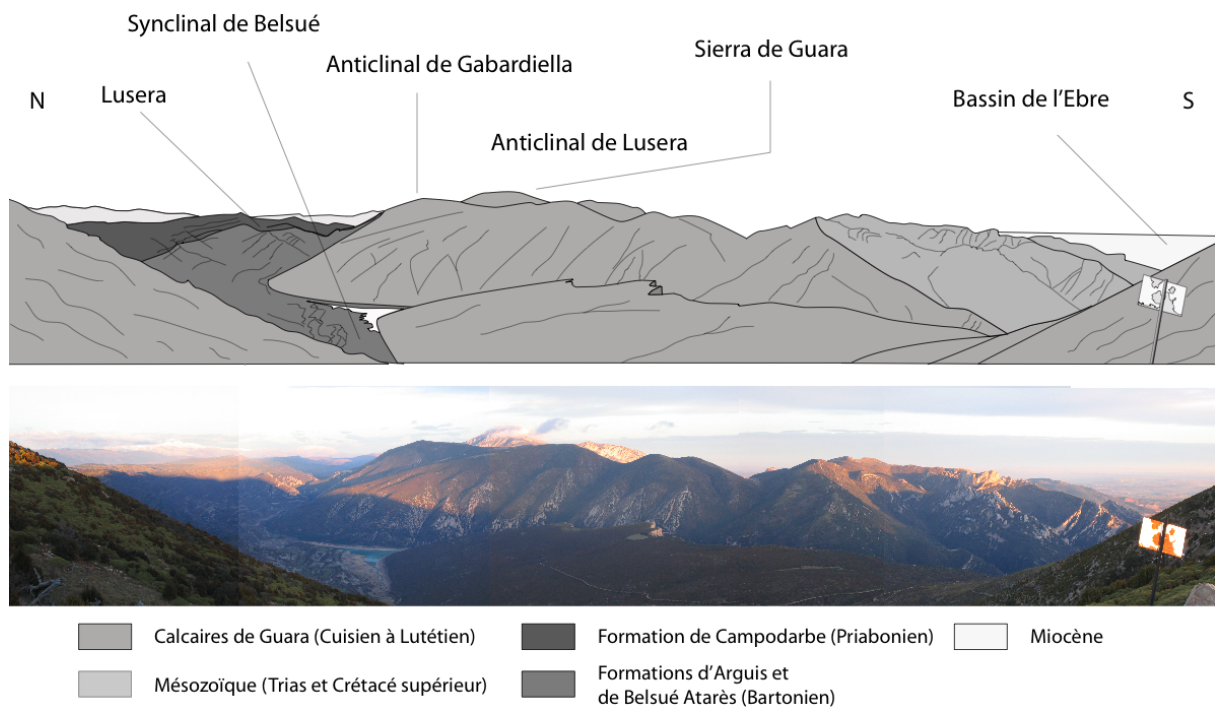


Figure 5-6 : Panorama des anticlinaux de Lusera et de Gabardiella vu de l'anticlinal du Pico del Aguila.

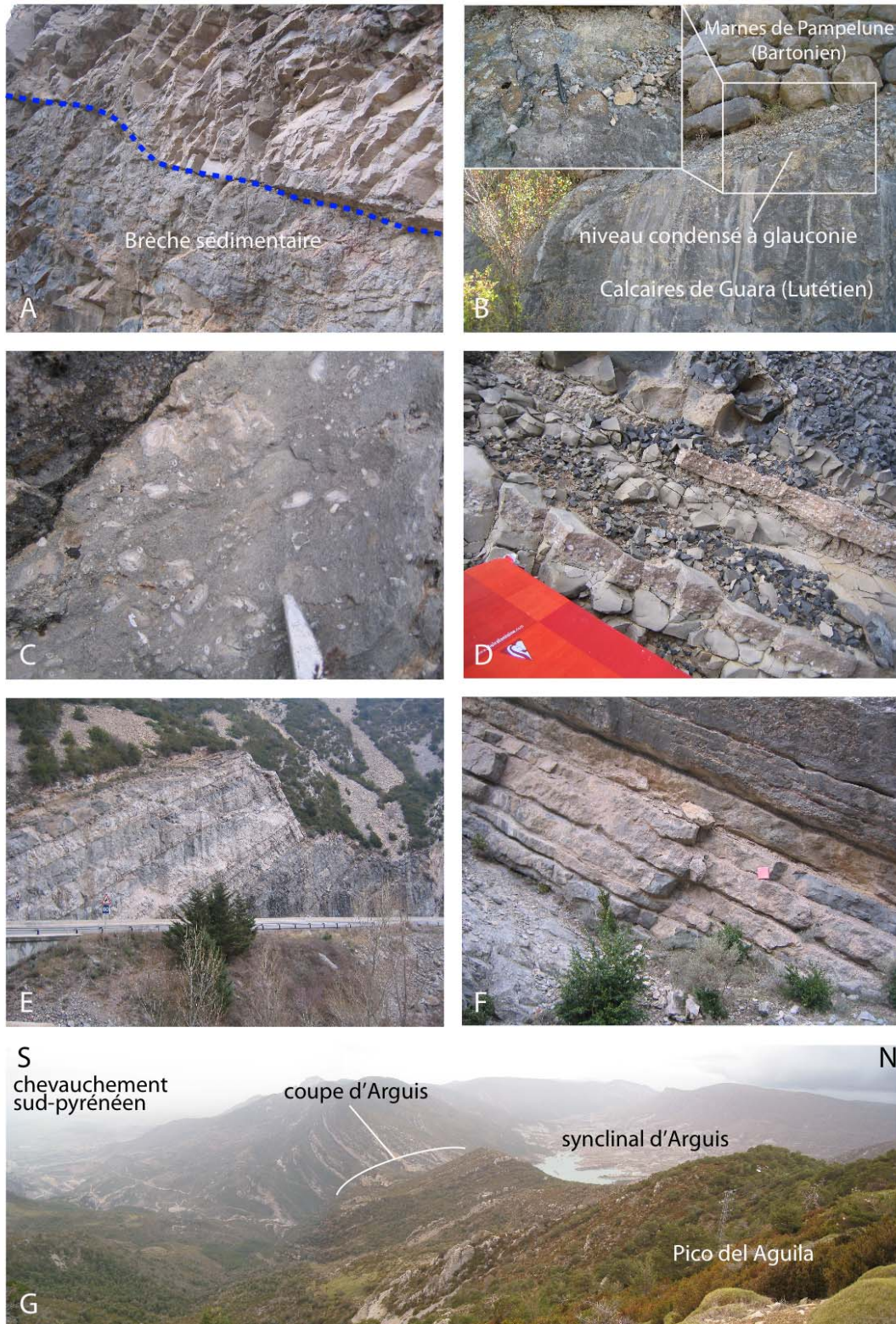


Figure 5-7 : Les calcaires de Guara dans le cañon d’Arguis. A : contact entre une brèche sédimentaire et des faciès à alvéolines et à miliolles marquant la transition Lutétien inférieur – Lutétien moyen, B : sommet des calcaires de Guara marqué par un niveau perforé à glauconie, C : faciès de démantèlement à nummulites non jointives au Lutétien supérieur, D : niveaux conglomératiques (storm washover) intercallés dans des marnes de lagon, E : vue de la partie inférieure du Lutétien moyen des calcaires de Guara, F : Structures de tempête, SBZ 15 (Lutétien moyen-2), G : vue d’ensemble des calcaires de Guara et localisation de la coupe d’Arguis dans le canyon d’Arguis depuis le Pico del Aguila.

Beaucoup de faciès observés correspondent à des associations de foraminifères vivant à des paléobathymétries différentes, comme les miliolites et les discocyclines au sommet de la coupe de Lusera, ce qui implique un processus d'exportation. Cela montre que la plate-forme était soumise à l'action des tempêtes. A partir du modèle de faciès établi pour cette formation, nous avons pu proposer un découpage séquentiel, qui montre que la bathymétrie a augmenté progressivement depuis la base de la formation jusqu'à son sommet pour les deux coupes.

Les données paléomagnétiques (Millán, 1996 ; Pueyo et al., 2002 ; Pueyo et al., 2003 ; Oliva-Urcia et Pueyo, 2007a, b) et les reconstitutions cinématiques (Huyghe et al., 2009) ont montré que les différents anticlinaux affleurant actuellement dans les Sierras Exteriores ont subi une rotation d'environ 15° dans le sens horaire depuis le Bartonien, avant d'être soulevé par la mise en place hors-séquence du chevauchement de Guarga entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène. De ce fait, la disposition actuelle des coupes étudiées n'est pas la même que lors du dépôt des calcaires de Guara, au Lutétien.

Dès lors, en estimant une orientation de la paléo-ligne de côte – comprise entre N090° et N 115° selon les reconstitutions de Remacha et Fernández (2003) et Payros et al. (2007), respectivement, on constate que la coupe de Lusera était localisée en position plus distale que celle d'Arguis. Ce résultat est utilisé dans le but de reconstituer une pente pour la rampe de Guara. Ainsi, la comparaison de la paléobathymétrie de surfaces isochrones corrélables - les surfaces d'inondation maximales (Maximum Flooding Surfaces, MFS) - des deux coupes montre que la paléo-pente devait être inférieure à 1°, ce qui est en accord avec la définition d'une rampe carbonatée. Grâce à l'estimation de cette pente, il est également possible de proposer un ordre de grandeur pour la profondeur de dépôt des turbidites d'Hecho, qui reste un sujet largement débattu. Nous obtenons une valeur comprise entre 200 et 400 m, ce qui là encore concorde avec les récentes valeurs proposées par Pickering et Corregidor (2005) qui se situent autour de 400 m.

Sedimentology and stratigraphy of the Middle Eocene Guara carbonate platform near Arguis, South Pyrenean foreland: Implications for basin physiography

Damien Huyghe^{1,2*}, Sébastien Castelltort², Josep Serra-Kiel³, Frédéric Mouthereau^{1,2}, Pierre-Yves Filleaudeau^{1,2}, Laurent Emmanuel^{1,2} and Maurice Renard^{1,2}

¹ UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTeP, F-75005, Paris, France

² CNRS, UMR 7193, ISTeP, F-75005, Paris, France

³ ETH-Zürich, Geological Institute, Sonneggstrasse 5, 8092 Zürich, Switzerland.

⁴ Departament de Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, E-08071, Barcelona, Spain.

*Corresponding author, Tel.: +33 144274995; fax: +33 144273831. *E-mail address:* damien.huyghe@upmc.fr (D. Huyghe).

Abstract

The present study reports a sedimentological analysis of the Middle Eocene (Lutetian) Guara Formation that outcrops on the southern border of the Jaca basin in the South Pyrenean foreland basin. The aim of this study is to provide a detailed facies analysis and physiographic reconstructions of the Guara carbonate platform by studying two near sections. The results show that the Guara Limestones were deposited in relative shallow-water environment (from 0 to 100 m). Analysis of the shallow-water benthic foraminifers gives depositional ages between SBZ 13 (Lower Lutetian) and SBZ 16 (Upper Lutetian). A paleoslope of less than 1° is estimated for the Guara formation by comparing the paleobathymetries in the studied

sections. The extrapolation of this slope to the centre of the basin shows that the contemporaneous lutetian turbidites of the Hecho group were deposited in depths of 200 – 400 m and thus provides important constraints on the bathymetric profile of an early foreland trough.

Keywords:

Foreland Basin; Carbonate ramp; Turbidites; Pyrenees; Lutetian.

1. Introduction

The carbonate formations deposited in the south-pyrenean foreland basin during the middle Eocene constitute an interesting setting to study the establishment of carbonate platforms in active foreland basins. The Guara formation represents the last occurrence of carbonate platform in the western part of this foreland basin. Several works have concerned this formation with a biostratigraphic (Canudo et al., 1988; Molina et al., 1988) or a magnetostratigraphic (Rodríguez-Pinto et al., 2006) approach. However, no one interested really to the paleoenvironmental reconstructions and sequential stratigraphic framework of this formation. Indeed, carbonate platforms in foreland basins may contain an excellent record of basin evolution and relative sea-level changes (Dorobek, 1995; Sinclair, 1997). The Arguis section, located in the Sierras Exteriores represents the most representative section in the Sierras Exteriores, with a continuous succession to the bartonian deposits.

The Guara limestones are a formation of Lower to Middle Eocene age deposited on the southern border of the South Pyrenean foreland basin (Jaca basin). They were deposited as a retrogradational carbonate platform dominated by large benthic foraminifers on the distal margin of the foreland basin as the Pyrenean orogen developed (Canudo et al., 1988; Molina et al., 1988).

The main objectives are to document and explain the facies evolution throughout the Guara Formation in the Sierras Exteriores. This paper is based on an analysis of the sedimentary facies and the paleontologic content of two sections covering the whole Guara formation. We aim to precise the biostratigraphic and sequence stratigraphic sequences and the paleoenvironmental evolution. Those results are used to reconstruct the paleolandscape of the Jaca basin during the middle Eocene. This is crucial to unravel the respective influences of tectonics and climate on the foreland-basin fill and develop new insights into foreland basin

evolution.

2. Geological setting

The Pyrenees represent the westernmost end of the long Alpine-Himalayan collisional system. They form a linear mountain range resulting from the collision between the Iberian plate and the European plate starting in the Late Cretaceous and lasting until the Miocene (Muñoz, 1992). The excellent preservation of foreland basin deposits particularly favours studies of syntectonic stratigraphy on mesoscale folds and thrusts. Such studies have provided a detailed picture of the tectonic development of the Pyrenean orogen (e.g. Muñoz et al., 1986; Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Vergés and Muñoz, 1990; Puigdefàbregas et al., 1992; Vergés et al., 2002).

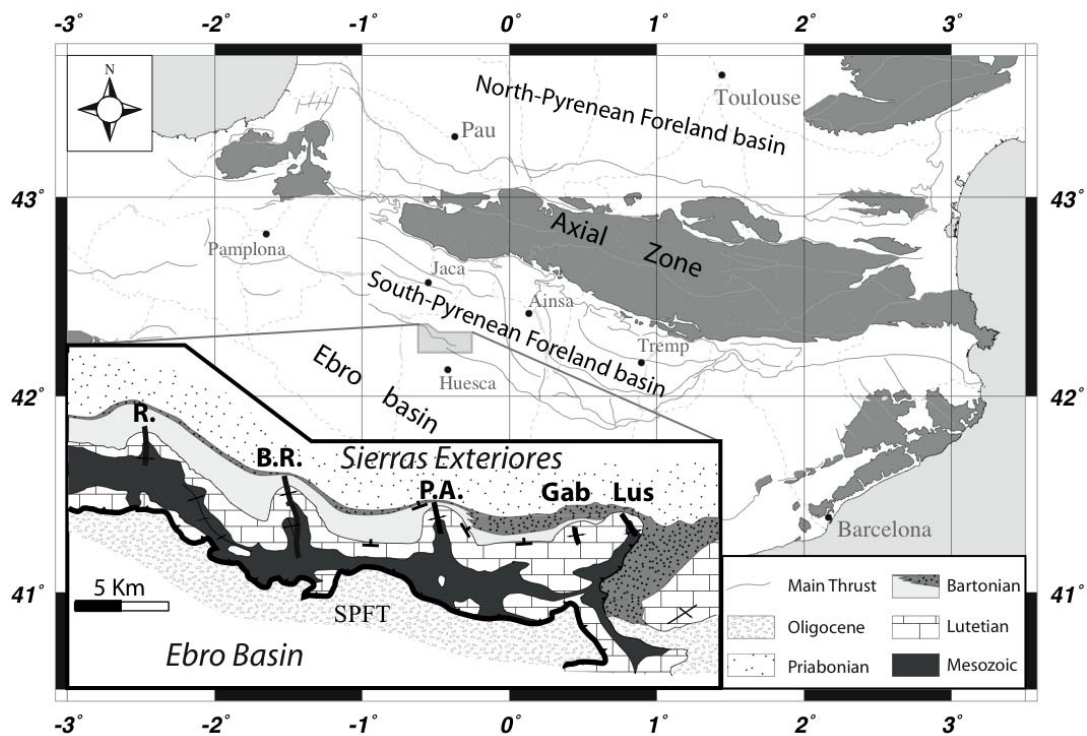


Figure 1: Location of the study area in the southern border of the Jaca basin in the Sierra Exteriores. The area is constituted of several N-S oriented folds (Rasal (R.), Bentué de Rasal (B.R.), Pico del Aguila (P.A.), Gabardiella (Gab.) and Lusera (Lus)). The study focuses on the lutetian pre-folding sediments (limestone pattern).

The South Pyrenean foreland basin is composed of several sub-basins separated by major structures perpendicular to the orogen. The Jaca basin is located in the western part of the South Pyrenean foreland basin (Fig. 1). Its southern border corresponds to the South

Pyrenean Frontal Thrust (SPFT), which separates the Mesozoic-cenozoic cover of the Gavarnie Unit from the nearly underformed detrital sediments of the Ebro basin (Millán et al., 1994; Castellort et al., 2003, Fig. 2). As a result, it forms a strong topographic front called “Sierras Exteriores” that marks the boundary between the un-deformed Ebro basin and the fold-and-thrust belt. The area of the Sierras Exteriores comprises several folds of plurikilometric wavelength which are oblique to the main orogen strike as a result of their progressive rotation due to far-field differential movements along the Mediano-Boltaña lateral ramp (Seguret, 1972; Millán et al., 1995; Pueyo et al., 2002; Huyghe et al., 2009). These folds plunge towards the North by about 30° as a result of their southward transport over the SPFT structural ramp. Thus, the transverse valleys that cut through the thrust-belt in this area provide good exposures of the foreland stratigraphy.

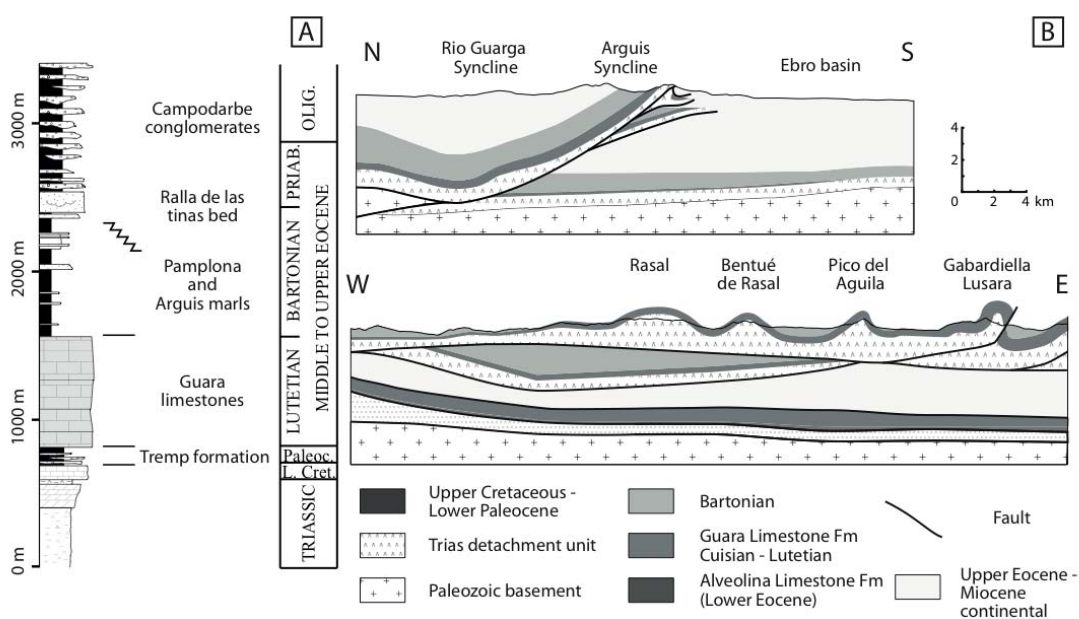


Figure 2: (A) simplified stratigraphic succession of the southern border of the Jaca basin (modified after Millán et al., 1994) and (B) cross sections across the studied area (modified after Puigdefabregas, 1975 and Huyghe et al., 2009). The Jaca basin is a Cenozoic piggy-back basin in which sedimentary units are detached above the basement in the triassic evaporitic unit. The anticlines of the western Sierras Exteriores are oriented N-S and tilted to the North.

The Pico del Aguila anticline is one of these structures situated near the village of Arguis where the succession studied here outcrops (Fig. 3). The complete sedimentary sequence in this area goes from the Triassic to the Miocene (Fig. 2., Millán et al., 1994). The

evaporitic and fluviatile Triassic series are overlain by Upper Cretaceous limestones and marls. The Jurassic seems to be absent or still unrecognized. A continental formation of Upper Cretaceous to Paleocene age (“Garumnian” or Tresp Formation, Muñoz et al., 1986; Pujalte et al., 2009) consists of soils, braided river and lacustrine sediments (Millán et al., 1994) marks a large scale event in the whole Pyrenean system of possible combined tectonic/climatic origin. Above, the Garumnian formation follows the “Guara limestones”, a calcareous unit resistant to erosion, which forms the backbone of the frontal Sierras in the Pyrenees. The Guara limestones are generally attributed to the Middle Eocene (Puigdefàbregas, 1975; Puigdefàbregas and Souquet, 1986) and more precisely to the middle and upper Lutetian in regard to their paleontologic content (Canudo et al., 1988; Molina et al., 1988). In a more recent, but preliminary study, Rodríguez-Pinto et al. (2006) showed that the magnetochron corresponding to the lower Lutetian are recognised at the Arguis section. Paleogeographic reconstructions (Puigdefàbregas, 1975; Plaziat, 1981; Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Payros et al., 1999) show that the Guara limestones were deposited at the southern margin of the incipient Pyrenean foreland basin, in a position corresponding to the flexural bulge of the South-Pyrenean basin.

Above the Guara limestones are the Arguis shelfal marls and Belsue-Atares Deltaic Series of Bartonian to Priabonian age, grading upwards into the Priabonian to Oligocene Campodarbe conglomeratic braided river succession. The transition from Guara limestones to Pamplona marls is interpreted as a sudden deepening, resulting from the southward migration of the foreland basin subsidence (Lafont, 1994). The succession ending with proximal alluvial series represents the progressive filling of the foreland basin after this initial deepening (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Bentham et al., 1992; Dreyer, 1993; Barnolas and Teixell, 1994; Lafont, 1994; Payros et al., 1999).

The frontal zone where the Guara limestones outcrop has undergone a clockwise rotation according to paleomagnetic studies (Pueyo-Morer et al., 1994; Pueyo et al., 2002; Pueyo et al., 2004) and kinematic modelling (Huyghe et al., 2009). Thus, the West to East trending distribution of the Guara paleoenvironments along the South-Pyrenean front actually reflects a succession of paleoenvironments that trended southwest - northeast, i.e. from the southern stable margin towards the centre of the basin in the north, when restored in their original position. By studying palaeo-environments along the South-Pyrenean Front at this location it thus allows us to study a deep section (approximately South-North) of the margin and to reconstruct the paleo-slope of the southern margin of the mid-Eocene Jaca basin.

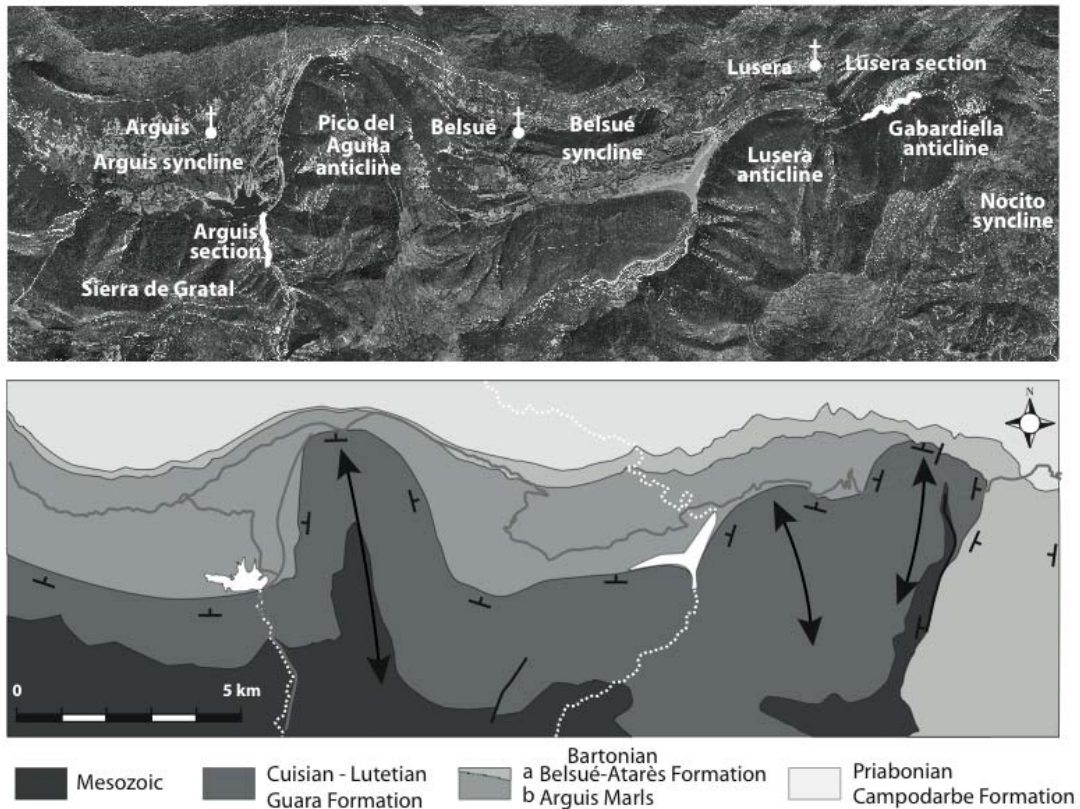


Figure 3: (A) Aerial photo (SPOT) of the Arguis area and localisation of the cross sections studied. (B) Line drawing of the main lithological-structural units of the studied area.

3. Sedimentary facies

3.1. Sedimentary facies

Two complete sections of the Guara limestones are described in the present study. These are the only complete sections accessible in the Sierras Exteriores. The first one is the Arguis section, which is located in the canyon along the road N-330 (Fig. 3) in the western syncline of the Pico del Aguila anticline. This section was previously studied by Canudo et al. (1988) and Molina et al. (1988). The marine paleogene sedimentation starts with inferred Lutetian carbonates directly overlying the continental facies of the Garumnian and finishes at the transition from Guara limestones to the Bartonian Arguis marls (Millán et al., 1994). The second section that we have studied is the Lusera section, situated along the Rio Flumen between the villages of Lusera and Nocito in the western flank of the Gabardiella anticline (Fig. 3). At this location the Guara Limestone Formation starts in the Lower Eocene (Cuisian,

Millán, 1996). We have thus restricted our study to the upper part of the succession starting at the top of the Cuisian / base Lutetian to be able to compare time equivalent records of the area in the Lutetian.

The two sections comprise rich foraminiferal limestones, with variable proportion of detrital material. Twenty five lithofacies were identified in the Arguis and Lusera sections, divided in 8 facies associations, representing the main paleoenvironments of deposition. Observations are summarised in Table 1 and environmental interpretation and facies description are given below. They have been differentiated on the basis of sedimentological and paleontological criteria in the field and in thin sections. Paleoenvironments have been deduced by comparison to the works of Molina et al. (1988), Caus and Serra-Kiel (1992), Walker and Plint (1992), Hottinger (1997), Geel (2000), Beavington-Penney and Racey (2004) and Butts (2005). All the facies indicate that the Guara limestones in the Arguis and Lusera sections were deposited in a generally shallow-water environment. Paleoenvironmental zonation is defined with a shoreface environment located above the Fair Weather Wave Base (FWWB), an upper Offshore between the Storm Weather Base (SWB) and the FWWB and a lower Offshore located under the SWB.

3.1.1. Continental to restricted shallow-water facies

The lithofacies consist of reddish sands and grey-blue silty mudstones alternating centimetre to decimetre beds. This facies is only observed in the middle of the Arguis section (at about 290 m), for a few meters. Rare small miliolids and bivalves shells are observed in the mudstone beds, with small symmetrical wave ripples. Sand beds contain woody debris and plant roots traces are observed.

3.1.2. Lagoonal facies

The lagoonal facies is composed by two lithofacies. They include dark blueish marls and thin layers of coarse conglomerates (Fig. 4A). This facies is observed in the lower part of the Arguis and Lusera sections and is more represented in the Arguis section than in the Lusera section (Fig. 7).

Conglomerates appear as thin levels (few centimetres) to metric levels, included in marls or in miliolid bioclastics grainstones (Fig. 4A). They are composed of coarse rounded quartz pebbles (one millimetre to five centimetres, Fig. 5C) and small (< 0.5 mm) angular quartz grain (Fig. 5B and 5C) with carbonate cement. Those conglomerates have a poor content in fossils, but few miliolids were observed in the field. Marls are finely stratified and

can present a nodular aspect due to alteration. They have a heterogeneous granulometry and no fossils are observed (Fig. 4A). Like conglomerates, they are deposited as thin decimetric layers. The deposit environment of those two sedimentary rocks is subject to question, in particular for the marls, which can be deposited in very shallow-water as in deep environment. However, their association with bioclastic grainstones (Fig. 4A) containing shallow-water benthic foraminifers like miliolids indicate a very shallow-water environment (<20 m; Beavington-Penney and Racey, 2003). The alternation between conglomerates and marls means rapid hydrodynamic changes. One possible explanation is that marls might have been deposited in a protected environment, such as a lagoon, isolated from the opened ocean by a physical barrier, constituted by the accumulation of quartz pebbles. Moreover, the absence of primary sedimentary structures and represented fossil content in the marls agrees with their deposition in a calm and relatively restricted environment. The thin conglomerate levels observed in association with the marls could then be interpreted as originating from littoral bars reworked and re-deposited in a lagoon under the action of storms. The heterogeneity of the granulometry of the conglomerates supports the idea of catastrophic events.

3.1.3. Shoreface to upper offshore facies

Shoreface facies are represented by grainstones with a very rich paleontologic content. Fossils are dominated by shallow-water benthic foraminifers, in particular miliolids, but alveolinids, *Orbitolites* and few nummulitids are observed. Some bivalves, mainly oysters, and gastropods, often broken can be found in those facies. Moreover, rare *Dasycladacae* and charophytes are observed in thin sections. The bioturbation is mainly represented by *Ophiomorpha*, *Skolithos* and *Teredolites* traces. Those grainstones contain variable amount of small angular quartz grains, with similar granulometry and morphology than those observed in the conglomerates (Fig. 5F). Rare muscovite and biotite crystals are observed in thin sections, meaning that the source of the detrital material might be constituted by magmatic rocks. Sedimentary structures are sparse but centimetric to decimetric herring-bone cross-stratifications can be observed in places (Fig. 4C).

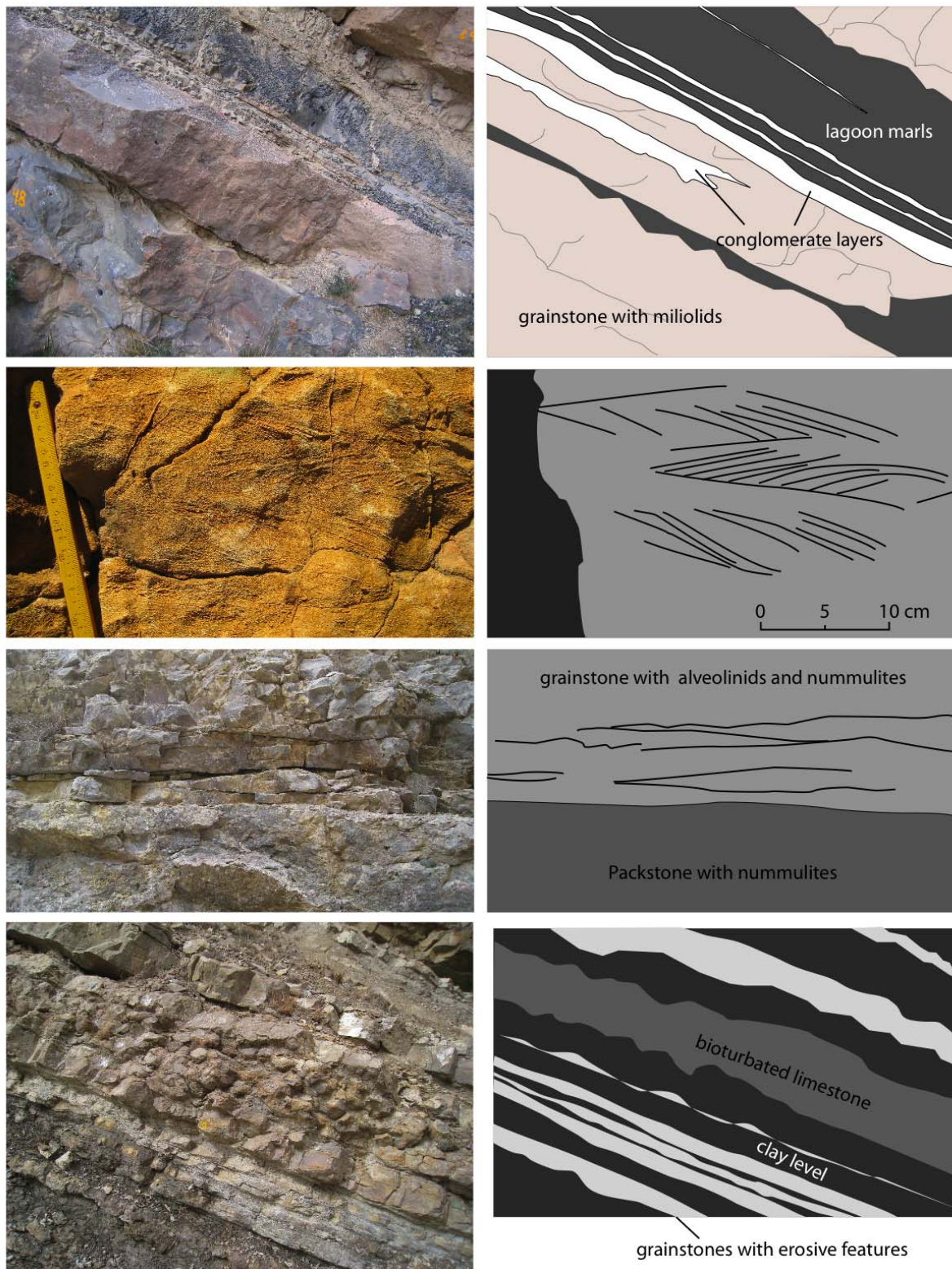


Figure 4: Field illustrations of selected lithofacies of the Guara limestone. A : Alternation of miliolid grainstones, conglomeratic and lagoon marls layers, B: herringbones cross stratifications in a grainstone with miliolids, C Illustration of erosive features in a nummulitic wackstone, D : alternation between grainstones and clay levels and bioturbated limestones.

Facies Lithology and code content	Paleontologic content	Bioturbation	Structure	Process	Interpretation	Depth
Facies association F1						
F1 dark brown silts and marls	none	none	rare wave and current ripple		continental and brackish	2 to +2 m
Facies association F2						
F2a dark fine marls	none	none	none	decantation	lagoon	0 to 10 m
F2b conglomerates with rounded pebble quartz	none	none	none	storm	storm washover	0 to 10 m
Facies association F3						
F3a grainstone	miliolids	rare Ophiomorpha	herring bone	tide	shoreface	0 to 20 m
F3b grainstone	miliolids	rare Ophiomorpha	symetric wave ripples	fair weather wave	shoreface	0 to 20 m
F3c grainstone	dominant miliolids and few alveolina	rare Ophiomorpha	none	insitu sedimentation	shoreface - upper offshore	0 to 20 m
F3d grainstone with quartz	miliolids; alveolina and molluscs	Ophiomorpha	erosive base	storm	transgressive sequence - upper offshore	0 to 20 m
Facies association F4						
F4a grainstone	dominant alveolina and few miliolids	rare vertical burrow	none	insitu sedimentation	upper offshore	10 to 25 m
F4b grainstone	dominant alveoline with miliolids and nummulites	rare vertical burrow	none	storm	upper offshore	20 to 40 m
Facies association F5						
F5a carbonate breccia	rare alveolina, nummulites and molluscs	none	resedimentation	gravitational collapse	upper offshore	20 to 60 m
F5b packstone	dominant nummulites and few alveolina and miliolids	thalassinoides reworking the stratification	HCS?	storm?		40 to 60 m
F5c packstone	dominant nummulites and few alveolina and miliolids	none	3D cross stratifications and erosive features	storm	upper offshore	40 to 60 m
F5d packstone	nummulites	none	none	insitu sedimentation	upper offshore	40 to 60 m
F5e packstone	large nummulites	none	none	insitu sedimentation	upper offshore	30 to 50 m

Facies code	Lithology and content	Paleontologic content	Bioturbation	Structure	Process	Interpretation	Depth
F5f	wackstone	large nummulites	none	none	storm	upper offshore	40 to 80 m
F5g	packstone	small nummulites	none	none	insitu sedimentation	upper offshore	30 to 50 m
F5h	packstone	level of large nummulites intercalled in wackstone formations	none	none	storm	upper offshore	40 to 60 m
Facies association F6							
F6a	wackstone - packstone	assilina and more or less nummulites and alveolina	none	none	storm	lower offshore	90 to 120 m
F6b	mudstone	none	none	none	decantation	lower offshore	more than 60 m
F6c	grainstone	wide flat nummulites	none	none	insitu sedimentation	lower offshore	90 to 120 m
Facies association F7							
F7a	grainstone	accumulation of miliolids, alveolina, few nummulites and molluscs	Ophiomorpha	erosive base	storm	transgressive sequence - upper offshore	5 to 20 m
F7b	grainstone	Miliolids, Nummulites, Discocycline	none	none	storm/slope destabilisation	lower offshore	60 to 100 m
F7c	wackstone	red algae fragments	none	none	storm/slope destabilisation	lower offshore	50 to 100 m
F7d	packstone with quartz	red algae, coral and nummulites	none	none	storm	upper offshore	30 to 60 m
Facies association F8							
F8a	perforate glauconitic level with pyrite	none	none	none	transgressive hardground	lower offshore	60 to 500 m

Table 1: Synthetic description and interpretation of the sedimentary facies of the seven facies associations identified in the Guara limestones.

The paleontologic content (miliolids, orbitolites and green algae), the burrows, the lithology and the sedimentary structure indicate a shallow-water environment probably located close to the continent, because of the presence of continental green algae. Foraminifers observed in those paleoenvironments are often associated with seagrasses, which are the preferred substrate of many of those organisms living between the mean sea level and about 30 m (Fig. 6; Brasier, 1975).

Moreover, the general absence of mud couplets in the herring-bones cross-stratifications can be attributed to possible deposition in intertidal environments. The hydrodynamism is interpreted to be very variable, with lithologies indicating alternations between restricted calm environments and very high-energy environments with bipolar current directions and association of very various fossils living at different depths. The environment of deposition of this facies association is thus attributed to the upper shoreface with influences of storms and tides.

3.1.4. Proximal upper offshore facies

The lithology consists of packstones, with shallow-water benthic foraminifers, but in this case, *Alveolinids* are the most represented ones, with reduced ratio of miliolids, *Orbitolites* and *Nummulites*. It is the most frequent facies in the Arguis section, from about 150 m to 320 m. No quartz is observed. The only sedimentary structures observed in the field are HCS implying the influence of storms. According to the zonation of Luterbacher (1998), this facies association records shoreface environments *in situ* when *Alveolina* dominates (F4a), and upper offshore environments when a few nummulites are mixed with *Alveolina* and miliolids, the mixing resulting from reworking by storms.

3.1.5. Upper offshore facies

The lithofacies of the facies association F5 are dominated by packstones with great proportion of *Nummulites* alternating with greyish clay (Fig. 4D). Erosive features and 3D cross stratifications are observed in those facies. Sometimes, intensive bioturbation reworks completely the stratification, making hard to interpret the sedimentary structures (F5b).

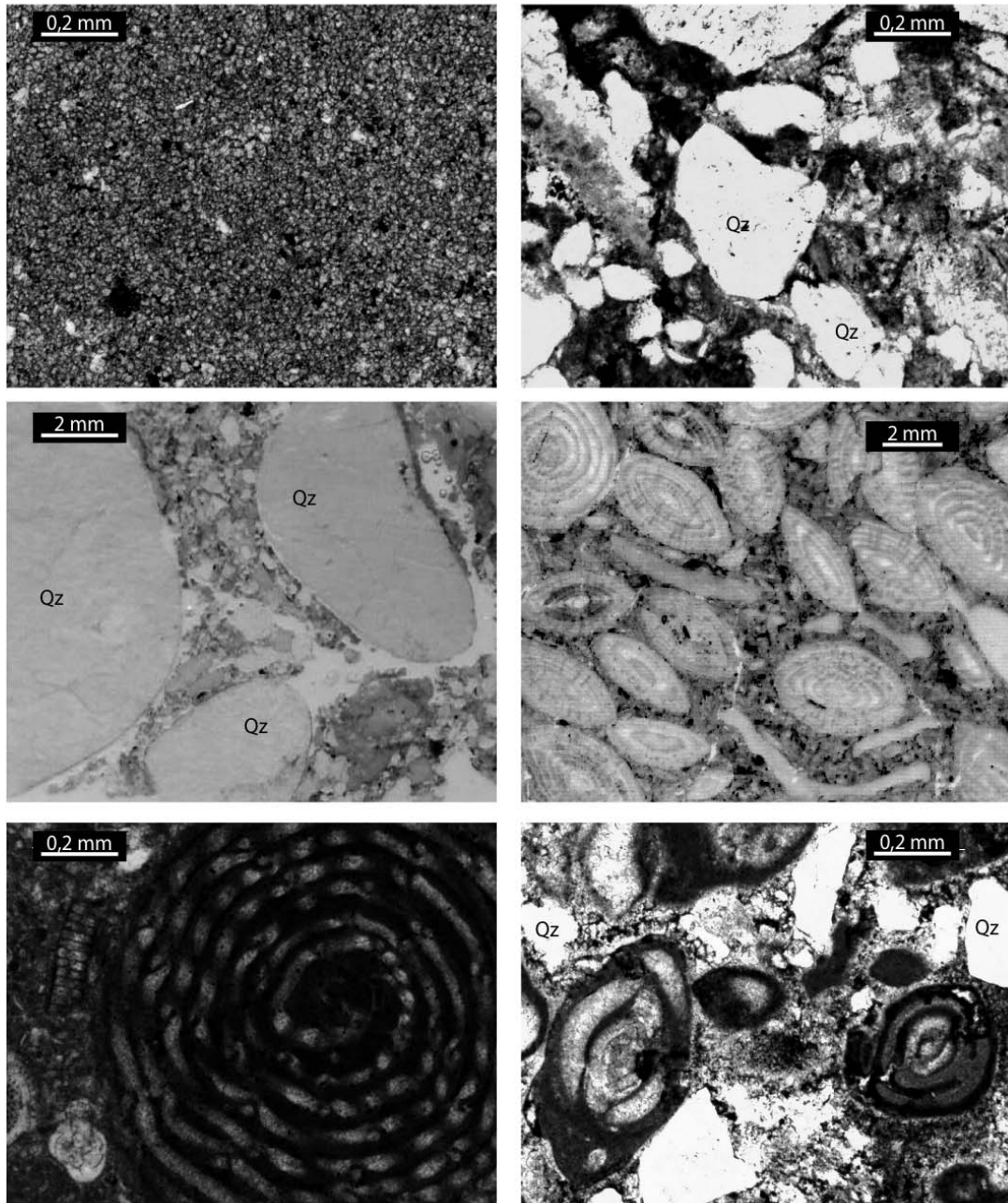


Figure 5: Photographs of Microfacies of the Guara limestones. A: marls deposited in lagoon environment (F2a); B: thin fraction of the conglomerate layers composed of angular quartz grains with carbonate cement (F2b); C: round pebbles of quartz and small quartz grains composing the conglomerate of the base of the Guara formation (F2b); D: grainstone with *Nummulites* (F4b); E: packstone with *Alveolina* (F4a); F: grainstone with miliolids, angular quartz grains and bioclasts (F3e).

The shape and the size of these foraminifers are partly dependent on the depth and the hydrodynamics of the environment of deposition. Following Hallock and Glenn (1986), flat and small *Nummulites* are associated with relatively quiet hydrodynamics, whereas large and wide *Nummulites* only occur within higher-energy environments. Here, the association of

high-energy nummulitic beds alternating with marls deposited by suspension settling suggests sedimentation in upper offshore environments, i.e. below the fair weather wave base where energy is only intermittently strong.

Several *in situ* nummulitic facies can be identified in the Guara Limestones (F5c, F5d, F5e, F5f) and differences of size and shape allow us to allocate them to variable paleo-water depths between 30 and 60 meters (Luterbacher, 1998; Beavington-Penney and Racey, 2004). These nummulitic accumulations are sometimes entirely reworked by bioturbation (thalassinoides, F5b).

3.1.6. Lower offshore facies

The lithofacies of the lower offshore environment are composed of wackstones. Those lithofacies are observed in the Lusera section. The fossiliferous content is dominated by foraminifers, alternating with unfossiliferous mudstones and marls. The species encountered are mainly *Assilina* and *N. millecaput* (i.e. wide flat *Nummulites*), those foraminifers being characterized by deep and relatively calm environments. The energy recorded in these facies is lower than that for facies association F5.

3.1.7. Storm process resedimentation

Many evidences of storm redeposit are observed in the Guara limestones. It corresponds to facies with associations of fossils living at different depths meaning an important exportation of fossils. For example, the upper part of the limestones in the Lusera section correspond to a grainstone with miliolids, alveolinids, nummulites and discocyclines. Miliolids live in the upper photic zone, i.e. in very shallow water environments (less than 20 m), whereas discocyclines are found in the lower photic zone, between 80 m and 120-140 m (Hottinger, 1997; Beavington-Penney and Racey, 2003). Wackstone to packstones with nummulites, assilina and more or less alveolina are observed too, implying a deposition at least in the lower part of the upper photic zone, corresponding to the lower part of the middle ramp (Luterbacher, 1997). Packstone association with broken red algae, coral and nummulites, observed at the top of the Arguis section is interpreted to be deposited in the upper middle ramp or outer ramp. Quartz grains are observed in the upper part of the section, were *Nummulites* are associated with red algae and corals crumb, meaning the influence of storm process.

3.1.8. Transgressive facies

The transition between the Guara Limestones and the Pamplona marls is marked by a dark level of pyrite-rich glauconitic sandstone. The presence of large amounts of glaucony and pyrite can be associated to low sedimentation rate in preferentially high water depth of 50 to 500 m (Odin and Matter, 1981). This facies has been attributed to a condensed level associated with the flooding of the platform that marks the end of the Guara limestones (Lafont, 1994; Millán et al., 1994; Castelltort et al., 2003).

3.2. Depositional profile reconstruction and physiography of the Guara formation

Figure 6 presents a reconstruction of the depositional profile according to the described and interpreted sedimentary facies and facies associations. This reconstruction is mainly based on the distribution of the large shallow-water benthic foraminifers, whose distribution is a function of light intensity, i.e. depth, because of their association of specific symbionts (Hottinger, 1997). During the deposition of the lower part of the Guara limestones, fine sedimentation corresponding to marls in association with conglomerates are observed. Those lithofacies are interpreted to be deposited in a lagoon, isolated from the opened oceanic domain by sedimentary bars constituted by accumulation of coarse quartz grains. This detrital material may have been introduced to the sea by a clastic source point such as a river. The heterogeneity of the granulometry of the quartz (coarse rounded pebbles and small angular grains) and the presence of muscovite and biotite minerals suggests that this detrital material could have been supplied by at least two different sources, or only one source corresponding to a sedimentary, such as fluvial deposits. The size and the morphology of coarse pebbles probably correspond to the reworking of older sedimentary rocks such as the underlying Cretaceous-Paleocene Garumnian Sandstones located under the Guara limestones and which were submitted to erosion in the South of the area due to the paleogeographic configuration (Dreyer et al., 1999). However, the observation of biotite and muscovite asks the question if a part of this material could directly come from the alteration of magmatic rocks. During the middle and upper part of the Guara formation, the barrier seems to have disappeared because quartz pebbles are not anymore found in the carbonates. The potential cause of the disappearance of the coarse detrital material is probably a consequence of the increase of the sea level observed all along the Guara formation. Because of this transgressive trend, the clastic source might have been pushed a long way back towards the hinterland and caused the

reduction of the clastic influx to the marine domain, or even covered by the limestones if we consider the Garumnian formation as the main source. It then thus became a simple proximal-distal profile open to the sea.

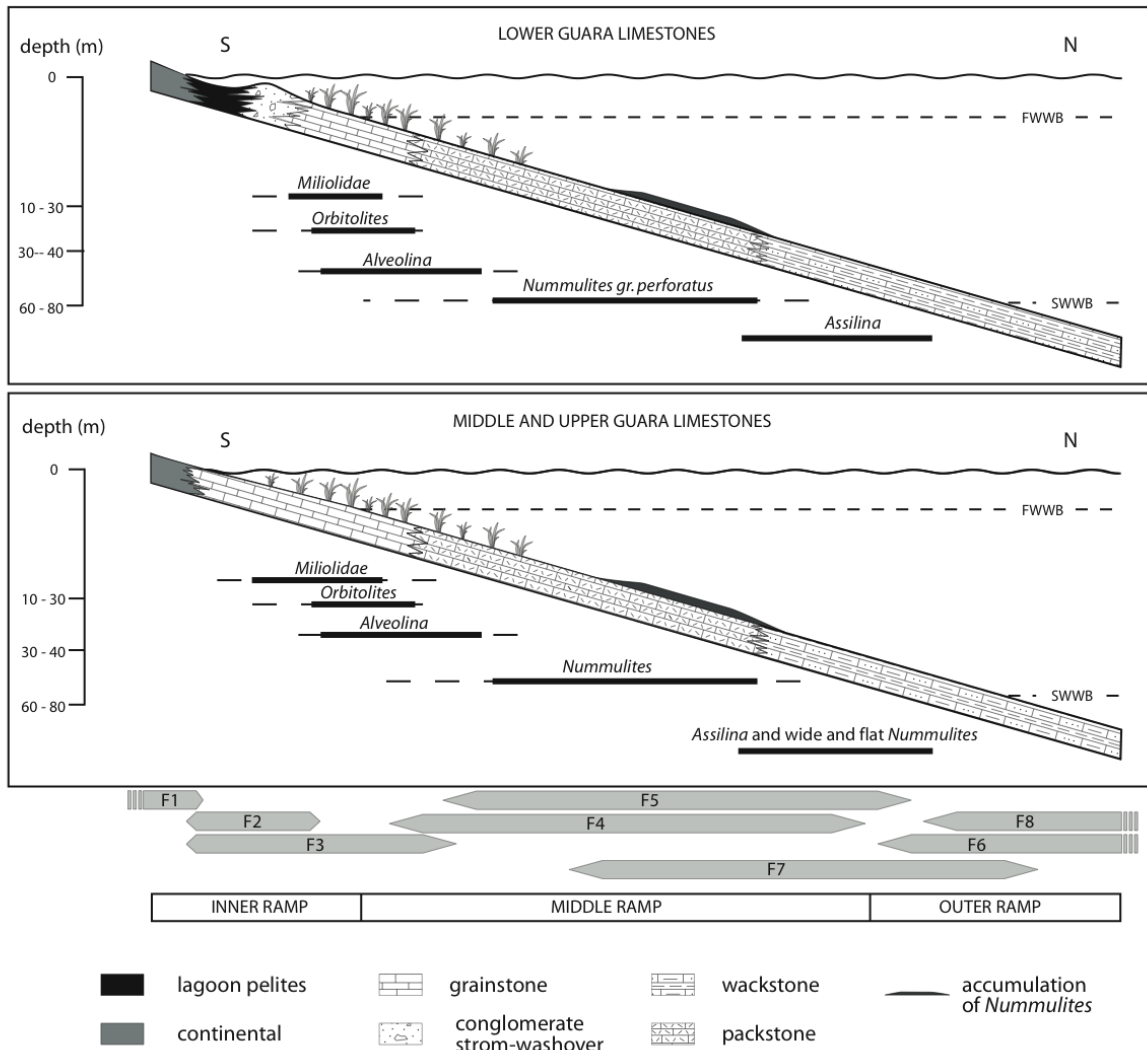


Figure 6: 2D depositional model for the studied series. Foraminifers paleo-depth are synthesized from the works of Molina et al. (1988), Walter and Plint (1990), Caus and Serra-Kiel (1992) Hottinger et al. (1997), Geel (1999) Beavington-Penney and Racey (2004) and Butt (2005). The fair weather wave base (FWWB) and storm weather wave base (SWWB) are localised by analogy to the modern Persian Gulf (Walker, 1992). Ramp zonations are from the classification of Burchette (1992), Ahr, 1998 and Bosence (2005).

Some authors (e.g. Burchette and Wright, 1992; Sinclair, 1997; Luterbacher, 1998; Bosence, 2005) proposed the classification of the Southern Pyrenees carbonate platforms as ramps, but without specifying precisely if it is the case for the Guara Formation. According to

field observations, the Guara limestones present several features that allow its classification as a “carbonate ramp” in the sense of Burchette and Wright (1992), Ahr, (1998) and Bosence (2005). The facies associations reveal that the submarine landscape during deposition of the Guara limestones was supposed to be arranged in a gradual succession of progressively deeper environments without clear breaks in slope such as those due to reef formation. As explained above, the barrier present in the lower part of the section was identified mainly on the base of the conglomeratic facies and we could not identify large-scale geometries due to its presence. It thus probably had low amplitude and only a subtle topographic signature. Following Ahr (1998), ramps are simple carbonate depositional systems with a low gradient slope ($<1^\circ$) along which facies transitions represent a gradual evolution from shore to basin. According to the facies described in the present paper, the Guara limestones correspond well to this definition. With respect to the carbonate ramp definition of Burchette and Wright (1992), facies associations F2 and F3 of the shoreface (between the high-tide sea-level and fair-weather wave base) belong to the “inner ramp” dominated by carbonate sands, facies association F4 and F5 of the upper offshore (between the fair-weather wave base and the storm wave base) belongs to the “middle ramp”, and facies associations F6 and F7 below the storm wave base belong to the lower offshore “outer ramp” environments.

Carbonate ramps are often the dominant physiography of carbonate environments in foreland basin settings (Bosence, 2005). Indeed the isolation of the distal margins of foreland basins from high rates of clastic supply in the initial stages of mountain building combined with the continuous flexural subsidence due to plate loading by the orogen tend to favour the development of carbonate ramps (Bosence, 2005). Their accumulation can result in considerable sediment thickness because of the high-rate of subsidence of these basins (Pigram et al., 1990; Dorobek, 1995; Sinclair, 1997). This characteristic is also a feature of the Guara carbonate ramp, which accumulated over 470 meters in total in the Arguis area. The modern platforms of the Arabian Gulf, located on the stable side of the foreland basin that faces the Zagros foreland folded belt of Iran are defined as a typical example of carbonate ramp and can be considered as analogues of the South Pyrenean platforms.

In the Bartonian series outcropping above the Guara limestones, Castelltort et al. (2003) proposed values of 5 ± 5 meters and 60 ± 30 meters respectively for the fair-weather and the storm wave bases. However, Walker and Plint (1992) proposed for the same limits 15 meters and 60 meters in the Arabian Gulf. Though there are no evidences that climatic conditions have softened from the Lutetian to the Bartonian, we take into account the values of Walker and Plint (1992) and attribute a water depth of 15 ± 10 metres for the fair-weather

wave base during deposition of the Guara limestones. We keep 60 ± 30 for the storm wave base. Note that these values remain purely speculative and it is difficult to use modern day analogues to try calibrating ancient carbonate ramps. In addition the validity of taking the Arabian gulf carbonates as a type example of a ramp has been questioned by Walkden and Williams (1998) based on the observation that the Arabian margin is in disequilibrium and was emerged during the last 2.5 Ma. We remark however that carbonates ramps installed opposite to orogenic systems may face potentially frequent tectonically-induced disequilibrium, and thus, despite its potential current out-of-equilibrium state, it may not be irrelevant to compare the Arabian Gulf carbonate ramp to the Guara limestones system.

4. Stratigraphic framework

4. 1. Sequence stratigraphy

Two complete Progradation (P) - Retrogradation (R) cycles and two retrogradational half-cycles are identified in the two sections, on the basis of the facies model established (Fig. 7). MFS 1 and MFS 2 are represented respectively by a packstone and an in situ *Nummulites* accumulation (F5d) and grainstone dominated by *Alveolina* in Arguis and a packstone with *Assilina* in Lusera (F6a). FS 1 corresponds in both sections to a grainstone dominated by miliolids (F3a). FS 2 is located in a continental to brackish level (F1) in Arguis and grainstone dominated by miliolids in Lusera (F3a). MFS 3 is characterised by a packstone with hummocky cross stratifications and erosive base (F5c) in Arguis and a mudstone without fossils in Lusera (F6b). FS 3 is expressed in the Arguis section by a bioclastic grainstone with many shallow-water benthic foraminifers and molluscs, and a grainstone with miliolids and algae at the Lusera section. The upper part of the section corresponds to sandy/silty wackstone with round *Nummulites* overlain by fine wackstone with red algae fragments. Concerning the Lusera section, the upper part is a grainstone with an association of foraminifers living at different depth, i.e. miliolids, *Nummulites* and *Discocyclines*.

The tendency expressed in the Arguis section shows a deepening of the platform with time corresponding to the retrogradation of the depositional profile. The same trend is observed in the Lusera section, with an important deepening of the depositional profil at the top of the section expressed by the observation of wide flat *Nummulites millecaput* and discocyclines.

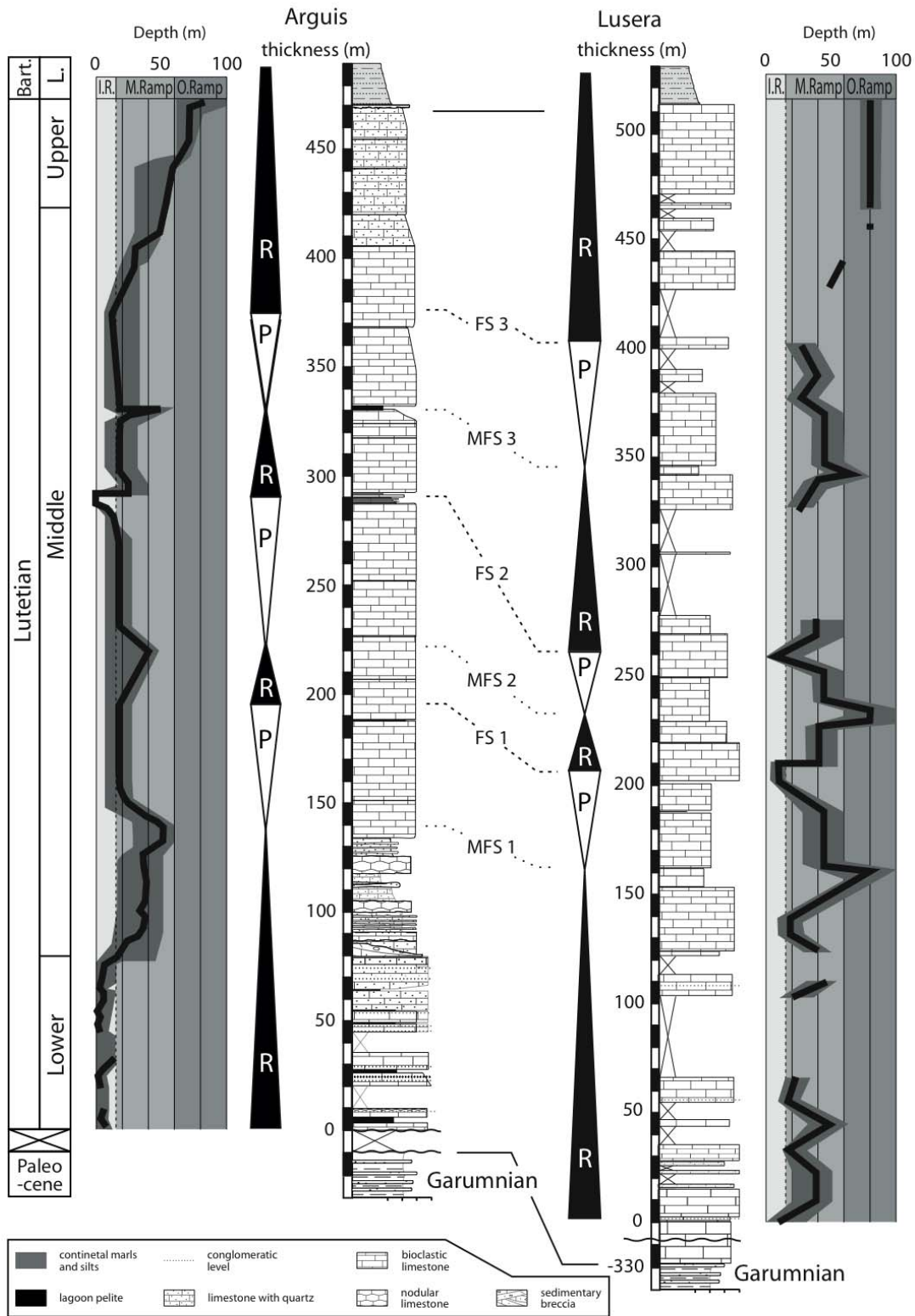


Figure 7: Sedimentological succession and sequence stratigraphic successions of the Arguis and Lusera sections. Paleodepth and depositional sequences are deduced from the facies model established from the paleontological content and the sedimentological structures (see Table. 1). I.R.: Inner Ramp, M. Ramp: Middle ramp and O. Ramp: Outer ramp: P: progradation, R: retrogradation.

Some authors have illustrated the influence of the growth of the Gabardiella and Pico del Aguila anticlines respectively since the middle and upper Lutetian on the sedimentation, with the observation of angular unconformities in the Guara limestones (Millan, 1996; Barnolas et al., 2004). Therefore, FS3 may be diachronous at each section, the growth of an anticline inducing an exerting an influence of the timing of the transition between progradational and retrogradational cycles (Castelltort et al., 2003). In any case, the long-term transgressive trend observed in the upper part of the limestones to the shelfal Pamplona marls (Bartonian, Castelltort et al., 2003) can be linked to the southward propagation of the flexural wave since the upper part of the Guara limestones.

4. 2. Correlation between the shallow-water benthic foraminifers content of the Guara limestones and the Shallow Benthic Foraminifera time scale

The Guara limestones are of primary interest because of their very important foraminiferal content, but works that concerns their biostratigraphy (Canudo et al., 1988; Molina et al., 1988) should be revised because they are in disaccord with recent paleomagnetic studies (Rodríguez-Pinto et al., 2006). We have sampled thirteen points located on Fig. 8 in the Arguis section to precise the age of this formation based on foraminiferal content in reference to the Shallow Benthic Zones (Serra-Kiel et al., 1998).

The samples 1 and 2 contain *Alveolina callosa* Hottinger 1960 and *Alveolina tenuis* Hottinger 1960. These species according to Hottinger (1960) and Hottinger and Drobne (1988) indicate Early Lutetian or SBZ 13. The samples 3-6 contain *Alveolina munieri* Hottinger 1960, *Nummulites aspermontis* Schaub 1981, *Nummulites beneharnensis* De La Harpe in Rozlozsnik 1926, *Nummulites discorbinus* Schlotheim 1820, *Nummulites migiurtinus* Azzaroli 1950 and *Assilina spira spira* De Roissy 1805. This larger foraminifers association indicates Middle Lutetian 1 according to Hottinger and Drobne (1988), Schaub (1981) or SBZ 14. The interval from sample 7 to 10 contains *Nummulites crassus* Boubée 1831 and *Nummulites* aff. *deshayesi* D'Archiac and Haime 1853 that indicates Middle Lutetian 2 according to Schaub (1981) or SBZ 15. Finally, the samples 11-13 contain *Nummulites deshayesi* D'Archiac and Haime 1853, which indicates the Late Lutetian or SBZ 16 according to Schaub (1981) and Serra-Kiel et al. (1998).

Those results combined with the existing data already constraining the age of the Pamplona marls (Millán et al., 1994; Hogan and Burbank, 1996; Sztrákos and Castelltort, 2001; Castelltort et al., 2003; Rodríguez-Pinto et al., 2006) allow a precise estimation of the

age of the upper part of the Guara limestones. Concerning the bottom of the section, existing studies are in disaccord. Previous biostratigraphic studies have dated the bottom of this formation at the beginning of the middle Lutetian, whereas magnetostratigraphic studies have recognised the lower Lutetian (Rodriguez-Pinto et al., 2006). In the present study, we have also observed foraminifers characterising SBZ 13, i.e. the lower Lutetian. We can thus propose that the age the bottom of the Guara limestones corresponds to the beginning of SBZ13.

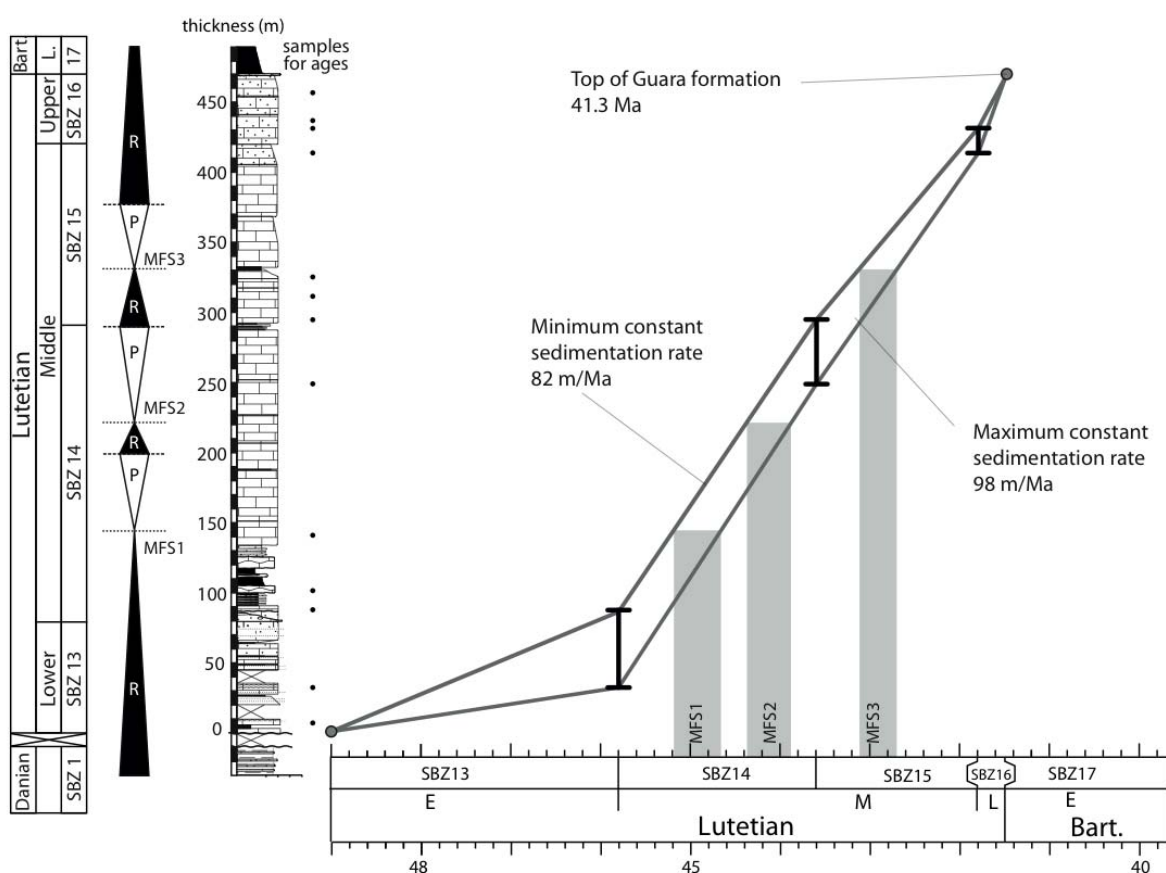


Figure 8: Age model for the Guara formation. Ages are determined from the foraminiferal content and are relative to the Shallow Benthic Zones (SBZ) time scale (Serra-Kiel et al., 1998). The Guara formation covers the whole Lutetian, going from SBZ 13 to SBZ 16. Two mean sedimentation rates are extrapolated all along the sections, going from 90m/Ma to 110m/Ma. Three ages are also possible for the base: 49 Ma if the basal SBZ 13 is complete, ~47 Ma if we extrapolate a minimal constant sedimentation rate for all the Lutetian and ~46.1 if we extrapolate a maximal constant sedimentation rate.

If the inferred Paleocene age of the top of the Garumnian formation is considered (Muñoz et al., 1986; Hervouët et al., 2005; Pujalte et al., 2009), a very important hiatus of at least the whole lower Eocene duration is recorded here at the base of the Guara limestones. In

the Lusera area, the Guara limestones are much thicker and comprise at their base at least a part of the Lower Eocene (Cuisian, cf. Millán, 1996). The stratigraphic hiatus between the Garumnian formation and the Guara limestones is thus of smaller importance in the vicinity of Lusera.

The biostratigraphy derived in the present work allows us to attribute an age range to MFS1 (45.2 – 44.7 Ma), MFS2 (44.3 – 44 Ma) and MFS3 (43.1 – 42.8 Ma; Fig. 8). This shows that the cycles recorded in the Guara formation have durations of the order of 1 Ma. A comparison with the Middle Eocene portion of the sea-level curve derived by Kominz et al. (2008) shows that MFS1 and MFS3 potentially correspond well with global eustatic highs while MFS2 has no equivalent. FS1 and FS3 also correspond to low global sea-level but FS2 has no equivalent. The bathymetric changes during these cycles are of the order of 40 metres at most. Thus, considering that these are greater than the associated eustatic changes given the positive subsidence of the area, the amplitude of the cycles recorded at Arguis and Lusera also correspond well to eustatic variations during the Middle Eocene. However, these observations only amount to remarking the commonalities between the sedimentary record of the Guara limestones and the chart derived from other data. It thus allows one to favour, at most, a eustatic origin for these cycles but it remains impossible to eliminate the other possible known or unknown origins such as regional tectonics or climate for instance.

5. Back-rotation and physiographic implications

5.1. Back-rotation and slope reconstitution

The present spatial distribution of the Guara limestones outcropping in the Sierras Exteriores is different from that at the time of their deposition. It has been shown using paleomagnetic rotation data (e.g., Pueyo-Morer et al., 1994; Pueyo et al., 2002; Pueyo et al., 2004) and confirmed through kinematic modeling (Huyghe et al., 2009) that the Pico del Aguila anticline had undergone a progressive clockwise rotation during the Bartonian.

The reconstitution of the relative position of the Arguis and Lusera sections in Middle Eocene Lutetian times allows the reconstruction of the bathymetric gradient on the margin at that time. Due to numerous uncertainties our approach is intended to remain first-order. To restore the absolute location of the Arguis and Lusera sections during the Bartonian, we use

the model finite displacement field of Huyghe et al. (2009) in the Jaca basin and the Sierras Exteriores since the Middle Eocene.

We obtain a restored position of the Lusera section to the North-East of the Arguis section from a present azimuth of N 80° at 9.45 km to an azimuth of N 68° at 10.4 km during the Middle Eocene (Fig. 9). We observe that the facies recorded on the Lusera section are always deeper than on the Arguis section. When confronted with the restored position of the Lusera section, this thus confirms that the Middle Eocene foreland basin was deepening from South to North, as already shown on paleogeographic reconstructions in this part of the South-Pyrenean foreland during Eocene times (Plaziat, 1981; Mutti, 1984; Dreyer et al., 1999; Payros et al., 1999; Remacha and Fernández, 2003; Payros et al., 2007).

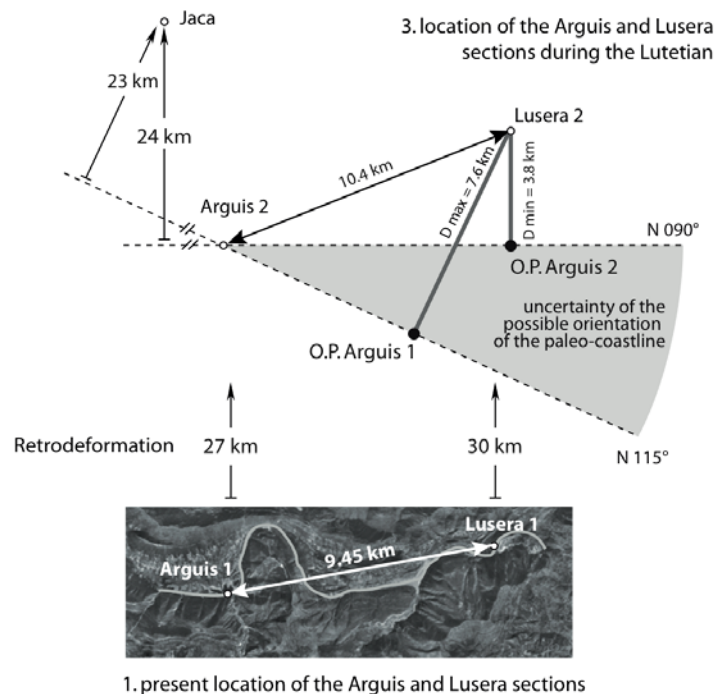


Figure 9: Illustration of the back rotation used to reconstruct the physiography of the basin. The precise location of the Lusera and Arguis sections is reconstructed using Huyghe et al. (2009). The Arguis and Lusera sections are displaced of 27 km and 30 km to the North-East respectively (Arguis 1 and Lusera 1 to Arguis 2 and Lusera 2). Two extreme azimuth are considered for the paleo-coastline: N 90° and N 115° based on various reconstructions (respectively Remacha and Fernández, 2003 and Payros et al., 2007). To calculate the value of the slope, an orthogonal projection is made between the restored location of the Lusera section and the direction of a parallel to the paleocoast-line, passing by Arguis. Considering the uncertainties of the direction of the paleocoast-line, two projections of Arguis are obtained (O.P. Arguis 1 and O.P. Arguis 2). The same is made to calculate the depth at the present location of Jaca and corresponding depth in the lutetian turbiditic basin. Grey line on the aerial photo represents the present boundary between the Lutetian and Bartonian facies.

Here we try to go further by attempting a reconstruction of the paleoslope of the Guara carbonate ramp. This can be best done for MFS1, MFS2 and MFS3 because we do not constrain well the paleo-elevations during the emersions or near emersions recorded at FS1 and FS2. To do this, we use the difference of paleo-water depth recorded between Arguis and Lusera for each surface (in the uncertainty range). We consider two possible end members for the azimuth of the basin axis and its coast line (assuming a cylindrical basin) during the deposition of the Guara limestones given existing paleogeographic reconstructions: (1) a E-W coast, as for example in Remacha and Fernández (2003) (their Fig. 4, in the region of interest), and (2) a more oblique coastline of strike N115 as for example in Payros et al. (2007) among others. Because Arguis and Lusera were not aligned in the direction of the maximum slope during the Lutetian, it is necessary to make some geometric projections to calculate to paleoslope (Fig. 9). We calculate the bathymetric gradient for each MFS between Lusera and make an orthogonal projection of the bathymetry estimated in Arguis in a direction parallel to the paleocoast-line (see Fig. 9).

Stratigraphic surface	Coast Azimuth →	Paleowater depth difference	maximum distance	minimum distance	minimum slope	maximum slope	Possible depth in the basin centre near Jaca.	
		(m)	(m)	(m)	(degrees)	(degrees)	N 115° (*24 km)	N 090° (*23 km)
MFS1 (SBZ 14)	mean	50	7590	3830	0.38	0.75	165	300
	maximum	70	7590	3830	0.53	1.05	231	420
	minimum	30	7590	3830	0.23	0.45	99	180
MFS2 (SBZ 14)	mean	60	7590	3830	0.45	0.90	198	360
	maximum	80	7590	3830	0.60	1.20	264	480
	minimum	40	7590	3830	0.30	0.60	132	240
MFS3 (SBZ 15)	mean	20	7590	3830	0.15	0.30	66	120
	maximum	50	7590	3830	0.38	0.75	165	300
	minimum	0	7590	3830	0.00	0.00	0	0

*: distance from Arguis to Jaca used to calculate the bathymetry at these locations

Table 2: Results for the calculation of the slope of the Guara limestones, considering two possible extreme orientations of paleocoastlines (N 90° and N 115°). Paleoslope and paleodepth for the Jaca turbiditic basin are estimated using the paleobathymetries of the Arguis and Lusera sections (see Fig. 7) after a restoration of the location of the two sections using Huyghe et al. (2009).

The computed slopes shown in Table 2 all present values lower than 1°. This gives a first-order estimate important for basin reconstructions. It is compatible with the slope of less than 1° for carbonate ramps (Ahr, 1998) supporting the classification of the Guara formation. One can remark that the slope estimated for MFS3 is very low in comparison to the two

others. This might probably be a consequence of the beginning of the growth of the Garbardiella anticline at this period on which the Lusera section is located (Fig. 3) as outlined by the facies evolution (Fig. 7).

5.2. Implications for basin physiography

A long-standing problem in foreland basins is the water depth under which foreland turbiditic (“flysch”) systems were deposited. This is important to understand the submarine landscape of foreland basins and also has relevance for assessing the degree of analogy between turbiditic systems observed in ancient forelands and those of the current or past continental margins. Here, a simple extrapolation of the slope of the Guara ramp can be used as a first order constraint to infer the depth of the depositional environments in the vicinity of the centre of the paleo-foreland basin, keeping in mind however that the paleoslope was not necessarily homoclinal all the way to the centre of the basin, and that sedimentary filling of the basin also has to be taken into account.

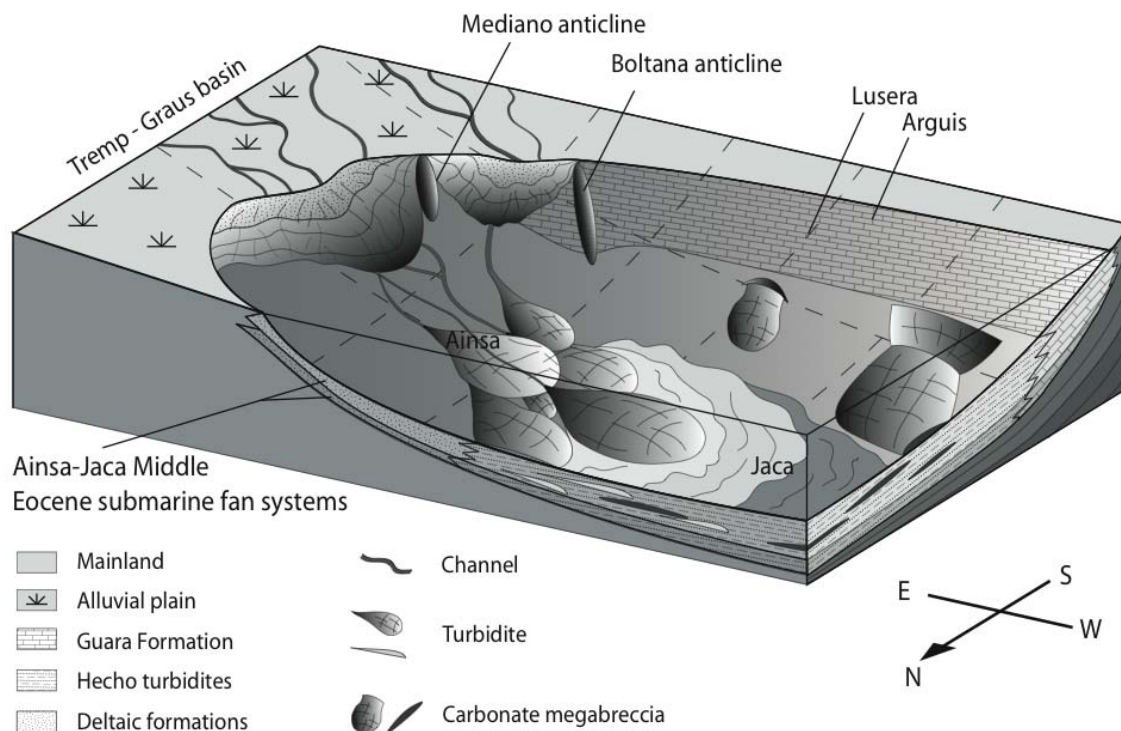


Figure 10: Simplified 3D reconstruction of the paleogeography of the Jaca basin during the Middle Lutetian (adapted from Plaziat, 1981; Dreyer, 1999; Payros et al., 2007 and our results). At this period, the landscape was characterised by the cohabitation of carbonate platforms on the southern border of the basin and deltas at the East, fed by rivers eroding the rising Pyrenees.

Those siliciclastic deltas were the source of the turbidites of the Hecho Group deposited in the Jaca basin.

Turbiditic systems in the western part of the South Pyrenean foreland basin have received a lot of attention (e.g. Mutti, 1977; Mutti, 1984; Mutti et al., 2000; Remacha and Fernández, 2003; Heard and Pickering, 2008, among many). At the time of deposition of the Guara carbonate ramp *sensu lato*, i.e. during the Lower to Middle Eocene, several submarine-fan systems were funnelled from the Tremp-Graus basin in the East (the main deltaic system) toward the Jaca basin to the North-West, through the Ainsa basin. While the depositional bathymetry of these fans in the Jaca basin (Hecho Group, Cuisian to Lutetian) was initially speculated to be in a wide range of values between 2000 and 200 meters by Mutti et al., (1985), recent accurate work by Pickering and Corregidor (2005) evaluated the depositional bathymetries of the early Lutetian Ainsa submarine fan systems to 400 to 600 metres (upper to mid bathyal depths) based on foraminiferal assemblages. This estimation is also consistent with the numerous and diverse deep-marine trace fossil assemblages found in this system (Heard and Pickering, 2008).

In order to contribute to these estimations we compute the bathymetries resulting from the extrapolation of the slope of the Guara carbonate ramp to the region of Jaca – Sabiñanigo. To put limits to this approach we consider (1) the uncertainty on the paleo-water depth attributed to the facies described in the Guara ramp (this study), (2) two end-member orientations of the foreland basin axis and coastline during the Lutetian, i.e. N115 and N090, and (3) the rates of shortening estimated by Huyghe et al. (2009).

The obtained bathymetries fall in a large range of values between a minimum of 165 metres and a maximum of 466 metres if we only consider MFS 1 and 2 (because of the probable influence of the growth of the Gabardiella anticline for MFS 3 in the Lusera section). The uncertainties inherent to our approach are large and our assumption of a constant submarine slope from the shallow-water ramp down to the deep marine system is difficult to assess. In particular, large growth anticlines (Boltaña, and Mediano) have been developing during that time in the South of the Ainsa basin but it is not well known what has been their influence of the depositional profile at that time (Pickering and Corregidor, 2005). However, we note that, in the case of the Arabian Gulf, a possible analogue to the Pyrenean basin, an extrapolation of the slope of the carbonate ramp (0.05°) gives a relatively good idea of the bathymetry at the centre of the basin (<100 metres). Thus, given the paleontological data of Heard and Pickering (2008), Pickering and Corregidor (2005) and the large

uncertainties inherent to our approach, a value of ~400 metres seems to be one of the most plausible for the depositional bathymetry of the Middle Eocene submarine fan systems of the South Pyrenees. This estimate is in general agreement with the previous estimations of Mutti, Heard and Pickering, and Pickering and Corregidor. We however can not exclude, based on our analysis, that the submarine landscape may have in fact been much shallower than generally thought, i.e. around or less than 200 metres, more in agreement with the original upper bound of Mutti's et al. (1985) evaluation.

We have attempted to represent on Fig. 10 a schematic reconstruction of the landscape in the Jaca basin during Middle Eocene from a compilation of Plaziat (1981), Dreyer (1999), Payros et al. (2007) and our results. During this period, there was co-existence between a clastic system sourced by the growing Pyrenees upstream of the Tresp-Graus basin in the East and connected to the carbonate ramp system of Guara. Collapses of parts of the Guara carbonate ramp may have fed the carbonate megabreccias observed in the Jaca basin intercalated within parts of the Hecho turbidites (Barnolas and Teixell, 1994; Payros, 1999).

Finally, the back-rotation of the Lusera section to its more northern position relative to the Arguis series also provides an explanation to the observed longer stratigraphic hiatus at Arguis than at Lusera. Due to its more basinward position, the Lusera section started subsiding during the Cuisian while the area of Arguis was still emerged. In this view, the stratigraphic hiatus between the pre-tectonic Garumnian series and the base of the Guara limestones could thus represent the foreland flexural forebulge unconformity as recognised in Allen et al. (1991) and Crampton and Allen (1995) for instance.

7. Conclusions

We have first demonstrated that the Guara carbonates were deposited in shallow-water environments characteristic of a carbonate ramp with a slope of less than 1°. Height facies associations were identified and described from continent to lower offshore attributed to bathymetries ranging from 0 to ~100 metres. The local presence of storm-related structures, tidal structures and sedimentary breccias shows that a relatively wide variety of processes were active in an otherwise relatively stable and protected environment favouring the development of this carbonate ramp. The type of carbonates along with the faunal content evidences relatively warm water (Persian Gulf equivalent) environments.

Paleontological analysis has allowed us to identify Shallow Benthic Zones 13 to 16 in the section at Arguis, in agreement with previous magnetostratigraphic works. This confirms that the Guara carbonate ramp at Arguis developed from the Lower to the Upper Lutetian. It allows an estimation of the sedimentation rate between 0,001 mm/year during the lower Lutetian and 0,09 mm/year, during the middle and upper Lutetian.

Second, the succession of bathymetric changes and new chronostratigraphic data shows that the Guara formation is composed of several progradation-retrogradation cycles of durations of the order of 1 Ma and corresponding to bathymetric variations of a maximum of 40 metres. At first order, these values thus correspond to the cycles described in the sea-level changes reconstructions of Kominz et al. (2008) and could indicate a eustatic origin for the sequences recorded in the Guara carbonate system. However, concluding with certainty on the origin of these cycles remains difficult.

Third, by restoring the relative position of the Lusera and Arguis section we provide a reconstruction of the submarine topographic gradient during the Middle Eocene. This restoration brings constraints on the depositional water depth of the Middle Eocene submarine fan systems of Jaca. Within the limits of our approach we propose that these clastic fan systems have been deposited under water depths of about 400 to 200 metres. This is in agreement with the upper bound of other estimations based on foraminiferal assemblages and trace fossils, and thus favours a relatively “shallow” view of the Middle Eocene Ainsa-Jaca deep marine basin.

Acknowledgements

This study was funded by a PhD grant from the French Ministry of Research and Education to Damien Huyghe and by funds from UPMC and CNRS to UMR 7072 (now UMR 7193) and JE-2477. We warmly thank the friendly crews at Roda de Isabena, Nocito and Arguis.

References

- Ahr, W.M., 1998. Carbonates ramps, 1973-1996: a historical review. In: Wright V.P. and Burchette, T.P. (eds) Carbonates Ramps. Geological Society, London, Special Publications 149, 7-14.
- Allen, P.A., Crampton, S.L., Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Research* 3, 143-163.
- Barnolas, A., Teixell, A., 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology* 22, 1107-1110.

- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.N., Casas, A., Bourquin S., 2002. Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modelling. *Sedimentary Geology* 146, 91-104.
- Beavington-Penney, S., Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Sciences Reviews* 67, 219-265.
- Bentham, P.A., Burbank, D.W., Puigdefàbregas, C., 1992. Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla Formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain. *Basin Research* 4, 335-352.
- Bosence, D., 2005. A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sedimentary Geology* 175, 49-72.
- Brasier, M.D., 1975. An outline history of seagrass communities. *Palaeontology* 18, 681-702.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79, 3-57.
- Butts, S.H., 2005. Latest Chesterian (Carboniferous) initiation of Gondwanan glaciation recorded in facies stacking patterns and brachiopod paleocommunities of the Antler foreland basin, Idaho. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 223, 275-289.
- Canudo, J.-I., Molina, E., Rivelino, J., Serra-Kiel, J., Sucunza, M., 1988. Les évènements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène Moyen à l'Oligocène Inférieur. *Revue de Micropaléontologie* 31, 15-29.
- Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F., Eschard, R., 2003. Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain). *Basin Research* 15, 527-551.
- Caus, E., Serra-Kiel, J., 1992. Macroforaminifères: Estructura, Paleoecologia I Bioestratigrafia. Publicació del Servei Geològic de Catalunya. Monografia 2, Barcelona, Spain.
- Crampton, S.L., Allen, P.A., 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development; example from the North Alpine foreland basin. *AAPG Bulletin* 79, 1495-1514.
- Cross, T.A., Baker, M.R., Chapin, M.A., Clark, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.-J., Sonnenfeld, M.D., Valasek, D.W., Willimas, M.R., Witter D.N., 1993. Application of High-Resolution Sequence Stratigraphy to Reservoir Analysis. In: R. Eschard and B. Doligez (Editors), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*. Editions Technip, Paris, pp. 11-33.
- Dorobek, S., 1995. Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins: controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology. In: S. Dorobek and G.M. Ross (Editors), *Stratigraphic evolution of foreland basins*. SEPM Special Publication 583-594.
- Dreyer, T., 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Paleocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain. *Special Publication International Association Sedimentology* 17, 337-362.
- Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., Puigdefàbregas, C., 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa basin, northern Spain. *Sedimentary Geology* 127, 127-169.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155, 211-238.
- Hallock, P., Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies. *Palaios* 1, 55-64.
- Heard, T.G., Pickering, K.T., 2008. Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentology* 55, 809-844.
- Hervouët, Y., Espurt, N., Dhont, D., 2005. Failles normales Paléocène à Lutétien en zone sud-pyrénéenne (Aragon, Espagne) et flexuration de la plaque ibérique., *Comptes rendus de Géoscience*, 337, 385-392.

- Hogan, P.J., Burbank, D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. In: P.F. Friend and C.J. Dabrio (Editors), Tertiary Basins of Spain. Cambridge Univ. Press, pp. 153-160.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 16, 357-381.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. Bulletin de la Société Géologique de France 168, 491 – 505.
- Hottinger, L., Drobne, K., 1988. Alvéolines tertiaires: Quelques problèmes liés à la conception de l'espèce. Revue de Paléobiologie 2, 665-685.
- Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P-Y., Emmanuel, L. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: implications for mountain building. Earth and Planetary Sciences Letters 288, 421-433.
- Kominz, M. A., Browning, J. V., Miller, K. G., Sugarman, P. J., Mizintsevat, S., Scotese, C. R. 2008. Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal coreholes: an error analysis, Basin Research 20, 211-226.
- Lafont, F., 1994. Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca (Pyrenees espagnoles). PhD Thesis, University of Rennes, France.
- Lopez-Blanco, M., 1993. Stratigraphy and sedimentary development of the Sant-Llorenç del Munt fan-delta complex (Eocene, southern Pyrenean foreland basin, northeast Spain). In: L.E. Frostick and R.J. Steel (Editors), Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions. International Association of Sedimentologists Special Publications. Blackwell, 67-88.
- Lopez-Blanco, M., Marzo, M., Piña, J., 2000. Transgressive-regressive sequence hierarchy of foreland, fan-delta clastic wedges (Montserrat and Sant Llorenç del Munt, Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). Sedimentary Geology 138, 41-69.
- Luterbacher, H., 1998. Sequence stratigraphy and the limitations of biostratigraphy in the marine Paleogene strata of the Tremp Basin (central part of the southern Pyrenean foreland basin, Spain). In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Society for Sedimentary Geology Special Publication 60, 303-309.
- Marzo, M., Nijman, W., Puigdefabregas, C., 1988. Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. Sedimentology 35, 719-738.
- Millán, H., 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico, Sierras Exteriores aragonesas, PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Spain, 330 pp.
- Millán, H., Aurell, M., Meléndez, A., 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. Sedimentology 41, 1001-1024.
- Millán, H., Den Bezemer, T., Vergès, J., Marzo, M., Muñoz, J.A., Roca, E., Cirès, J., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., Puigdefabregas, C., 1995. Paleo-elevation and EET evolution at mountain ranges: Inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin. Marine and Petroleum Geology 12, 917-928.
- Molina, E., Ortiz, N., Serra-Kiel, J., 1988. Implicaciones paleoecológicas de los foraminíferos en el Eoceno del Prepirineo oscense (sector de Arguis). Revista Española de Paleontología 3, 45-57.
- Muñoz, J.A.E., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in: K. McClay, (Ed), Thrust Tectonics, Chapman & Hall, pp. 235–246.
- Muñoz, J.A., Martínez, A., Verges, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. Journal of Structural Geology 8, 399-405.
- Mutti, E., 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). Sedimentology 24, 107-131.
- Mutti, E., 1984. The Hecho Eocene submarine fan system, south-central Pyrenees, Spain. Geo-Marine Letters 3, 199-202.
- Mutti E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J. Valloni, R., Zamorano, M., 1985. Stratigraphy and

- facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, South Central Pyrenees, in Mila, M.D., and J. Rosell, eds., Excursion Guidebook of the 6th European Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists, Lerida: IAS, p. 521-576.
- Mutti, E., Tinterri, R., Di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S., Calabrese, L. 2000. Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad Geologica de España* 13, 165 – 190.
- Nio, S.D., Yang, C.S., 1984. Facies pattern and sequential development of the Lower Eocene Roda Sandstone, Isabena Valley, southern Pyrenees, Spain. *Int. Assoc. Sedimentol., 5th Europ. Meet., Abstr.*
- Odin, G.S., Matter, A., 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology* 28, 611-641.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sedimentary Geology* 125, 165-194.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 2007. A point-sourced calciclastic submarine fan complex (Eocene Anotz Formation, western Pyrenees): facies architecture, evolution and controlling factors. *Sedimentology* 54, 137-168.
- Pickering, K.T., Corregidor, J., 2005. Mass-Transport Complexes (MTCs) and Tectonic Control on Basin-Floor Submarine Fans, Middle Eocene, South Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research* 75, 761-783.
- Pigram, C.J., Davies, P.J., Feary, D.A., Symonds, P.A., Chapman, G.C.H., 1990. Controls on Tertiary carbonate platform evolution in the Papuan Basin: new play concepts. In: G.J. Carmen (Editor), *Petroleum exploration in Papua New Guinea, Proceedings of the First PNG Petroleum Convention, Port Moresby*, pp. 185–195.
- Plaziat, J.-C., 1981. Late cretaceous to late eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 36, 263-320.
- Pueyo-Morer, E.L., Parés i Casanova, J.M., Millán-Garrido, H., Pocoví Juan, A., 1994. Evidencia magnetotectonica de la rotacion de las Sierras Exteriores Altoaragonesas. In: C.d.I.C.d.G.E.d. Terciario (Editor), *Jaca*, pp. 185-188.
- Pueyo, E.L., Millán, H., Pocoví, A., 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology* 146, 191-208.
- Pueyo, E. L., Pocoví, A., Millán, H., Sussman, A. J. 2004. Map-view models for correcting and calculating shortening estimates in rotated thrust fronts using paleomagnetic data. *Geological Society of America Special Paper* 383, 57-71.
- Pujalte, V., Baceta, J. I., Schmitz, B., Orue-Etxebarria X., Payros, A., Bernola, G., Apellaniz, E., Caballero, F., Robador, A., Serra-Kiel, J., Tosquella, J., 2009. Redefinition of the Ilerdian stage (early Eocene). *Geologica Acta* 7, 177-194.
- Puigdefàbregas, C., 1973. Miocene point-bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. *Sedimentology* 20, 133-144.
- Puigdefàbregas, C., 1975a. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos* 104, 1-188.
- Puigdefàbregas, C., 1975b. La sedimentacion molasica en la Cuenca de Jaca. *Monografias del Instituto de Estudios Pirenaicos, Pirineos* 104, pp 204.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Vergés, J., 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. In: K. McClay (Editor), *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, pp. 247-254.
- Puigdefàbregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics* 129, 173-203.
- Read, J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics* 81, 195-212.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin* 69, 1-21.
- Remacha, E., Fernández, L.P., 2003. High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology* 20, 711-726.
- Schaub, H., 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys Paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mémoires suisses de Paléontologie* 104, 105, 106, 236 p.

- Seguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Série Géol. Struct., 2. Publ. Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, France, 155 pp.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Les, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., Zabrevskaya, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 281-299.
- Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins; an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109, 324-346.
- Sztrákos, K., Castellort, S., 2001. La sédimentologie et les foraminifères bartoniens et priaboniens des coupes d'Arguis (Prépyrénées aragonaises, Espagne). Incidence sur la corrélation des biozones à la limite Bartonien/Priabonien. *Revue de Micropaléontologie* 44, 233-247.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395-406.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D. (Editors), 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies, 7, Tulsa, 55 pp.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-level change: an integrated approach*. SEPM Special Publication, Boulder, 42, 39-45.
- Vergés, J., Marzo, M., Muñoz, J.A., 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology* 146, 1-9.
- Vergés, J., Muñoz, J.A., 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, 265-271.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: R.G. Walker and N.P. James (Editors), *Facies models-response to sea-level changes*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, Canada, pp. 219-238.
- Walkden, G., Williams, A., 1998. Carbonate ramps and the Pleistocene-Recent depositional systems of the Arabian Gulf. *Geological Society, London, Special Publications* 149, 43-53.
- Yang, C.-S., Nio, S.-D., 1985. The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology* 32, 41-57.
- Yang, C.-S., Nio, S.-D., 1989. An ebb-tide delta depositional model--a comparison between the modern Eastern Scheldt tidal basin (southwest Netherlands) and the Lower Eocene Roda Sandstone in the southern Pyrenees (Spain). *Sedimentary Geology* 64, 175-196.

5.1.2. La coupe de Gabardiella Est (GAE)

Cette coupe se situe sur le flanc Est de l'anticlinal de Gabardiella, en bordure du synclinal de Nocito (Figure 5-4). La série a été échantillonnée sur une dizaine de mètres pour la partie calcaire (Figure 5-8). Les sédiments sont constitués de grainstones avec un contenu en fossiles variable, alternant entre des faciès à nummulites et des faciès à algues rouges principalement (Figure 5-9). Des spicules d'oursins, des bioclastes et des pectens sont également observés dans certains niveaux. Dans la partie supérieure, la sédimentation devient mixte, avec l'apparition de grains de quartz dans les grainstones, mais sans glauconie. Un hiatus d'observation marque la transition entre les calcaires de Guara et la formation de Belsué-Atarès. La sédimentation bartonienne est ici caractérisée par des alternances de dépôts gréseux riches en argiles et des niveaux plus marneux. Ces niveaux contiennent principalement des bioclastes, des débris d'échinodermes et des morceaux de bois fossile.

Le callage biostratigraphique par rapport à l'échelle SBZ (Serra-Kiel et al., 1998) a été établi par Josep Serra-Kiel (Université de Barcelone) grâce à la détermination des foraminifères benthiques. Les résultats montrent une incohérence stratigraphique, avec la présence de foraminifères caractérisant la SBZ16 (Lutétien supérieur), recouverts par des niveaux contenant des foraminifères de la SBZ15 (Lutétien moyen supérieur), c'est-à-dire plus anciens. Cette observation signifie que les niveaux sommitaux de la formation de Guara à cet endroit contiennent des fossiles remaniés. Selon Millan (1996), des variations d'épaisseur observées au sein de la formation de Guara entre les anticlinaux et les synclinaux indiquent que l'anticlinal de Gabardiella semble avoir débuté sa croissance dès le Lutétien supérieur, voire dès la fin du Lutétien moyen (Figure 5-3). Il est donc envisageable que les remaniements observés soient la conséquence d'une destabilisation des dépôts sédimentaires en réponse à la croissance du pli. Les dépôts plus anciens, datés du Lutétien supérieur, se sont donc retrouvés à la surface et su fait de l'action de la houle, se sont à leur tour fait éroder. Il est en tout cas probable que le sommet de l'anticlinal se trouvait à une profondeur très faible.

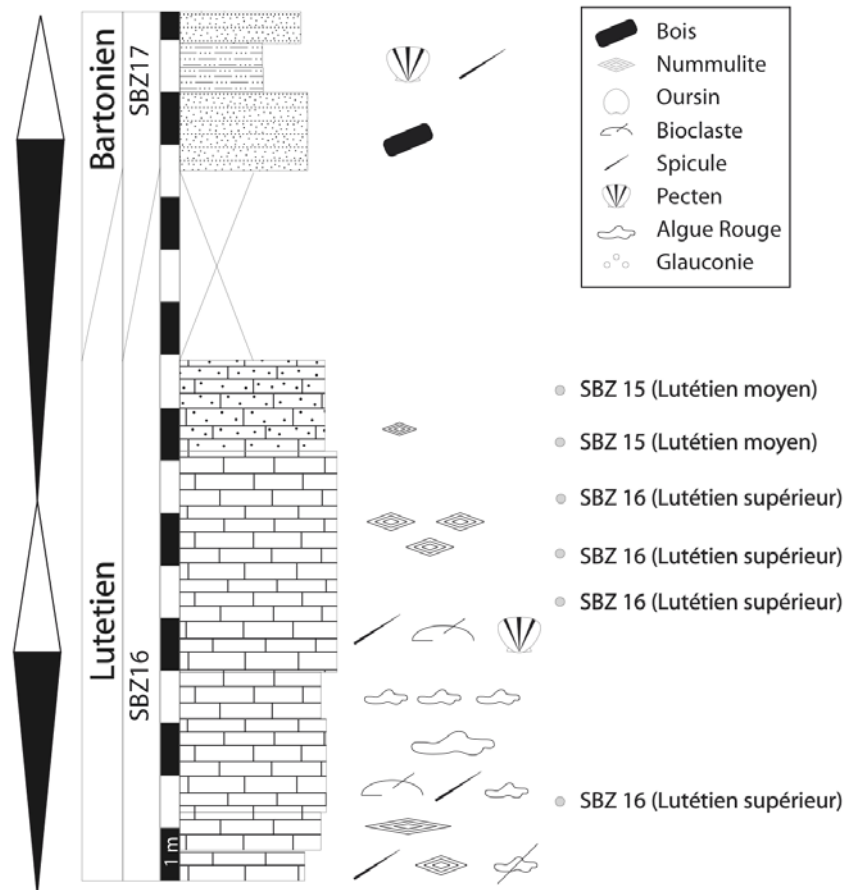


Figure 5-8 : Evolution sédimentaire de la coupe GAE (flanc Est de l'anticlinal de Gabardiella- Figure 5-4) à travers le sommet des calcaires de Guara et la base de la formation de Belsué Atarès.

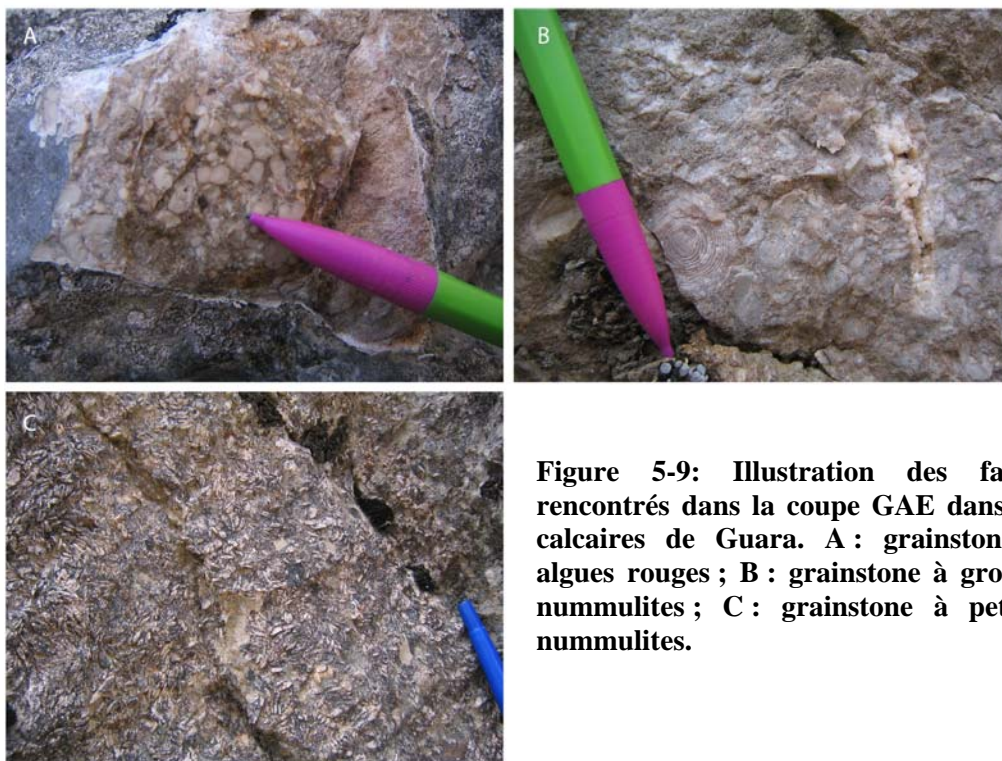


Figure 5-9: Illustration des faciès rencontrés dans la coupe GAE dans les calcaires de Guara. A : grainstone à algues rouges ; B : grainstone à grosses nummulites ; C : grainstone à petites nummulites.

5.1.3. La coupe de Gabardiella ouest (GAW)

La seconde coupe que nous avons étudiée se trouve sur le flanc Ouest de l'anticlinal de Gabardiella. Les calcaires de Guara ont pu être suivis sur une quinzaine de mètres (Figure 5-10). Des fossiles biostratigraphiques fiables, *Nummulites deshaysi*, caractérisant la SBZ16, ce qui correspond au Lutétien supérieur ont été observés dans cet intervalle. Les faciès rencontrés correspondent à des grainstones, contenant à la base une proportion importante d'algues rouges, de glauconie, de nummulites et de discocyclines. Des bryozoaires ainsi que des bioclastes sont également observés. Au sommet des calcaires, un niveau contient une association entre des nummulites, des alvéolines des miliolites et des discocyclines notamment. Or, ces différents foraminifères sont typiques de milieux de vie très différents, avec des faibles profondeurs (entre 5 et 40 m) pour les miliolites et les alvéolines et une profondeur beaucoup plus élevée (40 à 80 m) pour les discocyclines (Beavington-Penney et Racey, 2004 ; Luterbacher, 1998). Ce calcaire correspond donc à un faciès de collapse, et peut être probablement relié à l'activité de l'anticlinal de Gabardiella, comme dans le cas de la coupe GAE. Les structures sédimentaires correspondent à des mégarides de courant 2D, ce qui indique un environnement de dépôt situé au dessus de la limite d'action des vagues de tempête.

La transition avec les sédiments deltaïques bartoniens se fait de manière assez franche, avec un niveau détritique grossier, sans organisation interne et correspondant probablement à un dépôt gravitaire. Au dessus, la sédimentation alterne entre des faciès fins (argilites) et des faciès plus grossiers conglomératiques. La teneur en glauconie est assez importante et la faune observée dans les calcaires est remplacée par des échinodermes, des pectens, des bioclastes indéterminés et des brachiopodes. Le second niveau situé au dessus des calcaires présente un contenu en fossiles très riche, avec une association de nummulites, de miliolites, d'alvéolines, d'orbitolites et de dasycladales, dans une matrice gréseuse. Là encore, cette association de fossiles indique qu'il s'agit d'un faciès de démantèlement.

L'évolution de la nature des fossiles indique là encore le passage d'un milieu calme et avec une forte luminosité de l'eau, probablement oligotrophique du fait de la présence de nombreux foraminifères, avec des végétaux aquatiques attestés par la présence des miliolites et des orbitolites, vers un milieu eutrophique, avec une eau plus turbide.

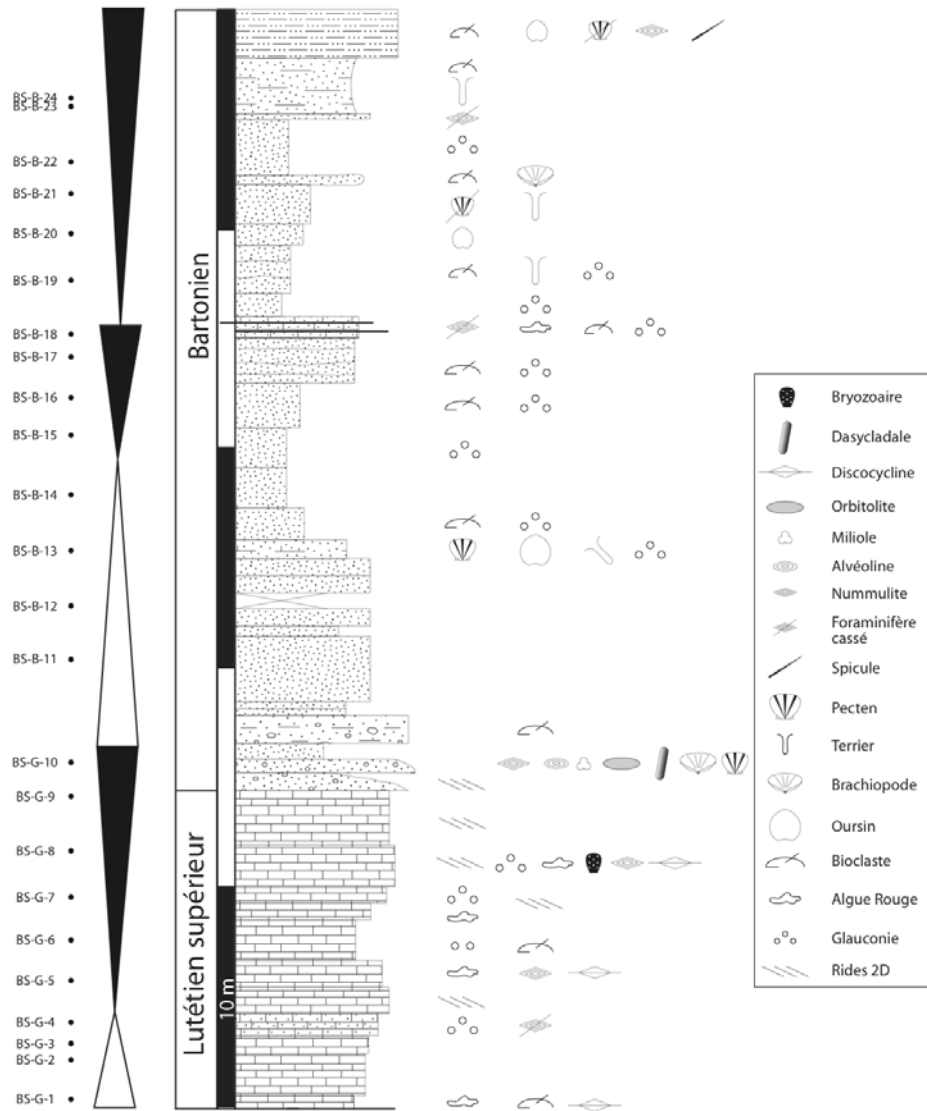


Figure 5-10 : Evolution sédimentaire de la coupe GAW (flanc Ouest de l'anticlinal de Gabardiella-Figure 5-4) à travers le sommet des calcaires de Guara et la base de la formation de Belsué Atarès.



Figure 5-11: Photos des calcaires de Guara dans la coupe GAW. A : mégarides 2D et B : transition entre les calcaires et les dépôts deltaïques.

5.1.4. La coupe du Pico del Aguila

La partie sommitale des calcaires de Guara a également pu être observée au niveau du sommet du Pico del Aguila (Figure 5-4). Là encore, seuls les derniers mètres des calcaires ont été étudiés (Figure 5-12). La base débute par des grainstones à miliolites, alvéolines et nummulites. Puis un niveau contenant des discocyclines indique que le milieu de dépôt s'approfondit. Au sommet, deux ensembles se distinguent. Il s'agit tout d'abord d'un grainstone à nummulites, de petite et grande taille, correspondant à *Nummulites deshayesi*, caractérisant SBZ16, c'est-à-dire le Lutétien supérieur. Enfin, les derniers niveaux correspondent à un grainstone à algues rouges.

Il est intéressant de noter que les nummulites du sommet des calcaires – *Nummulites deshayesi* – sont les mêmes que celles observées au sommet de la coupe d'Arguis, dans le synclinal. Cependant, ces nummulites forment un grainstone au sommet de l'anticlinal et un wackstone dans le synclinal. La Figure 5-13 propose une illustration de cette répartition de faciès différents. Encore une fois, nous pouvons avancer qu'un facteur tectonique est la cause de cette variabilité de faciès en une si courte distance. En effet, l'anticlinal du Pico del Aguila est supposé avoir débuté sa formation au Lutétien supérieur. De ce fait, la paléobathymétrie ne devait pas être la même sur la crête de l'anticlinal et dans les synclinaux avoisinants. On peut donc imaginer que les faciès grainstone de la crête de l'anticlinal correspondent aux dépôts in situ des nummulites et que les wackstones soient des faciès de démantèlement.

5.1.5. Synthèse sur les calcaires de Guara

Nous venons de voir que les faciès observés au sommet des calcaires de Guara, durant le Lutétien supérieur (SBZ16), sont extrêmement diversifiés sur une zone géographique réduite. La Figure 5-14 résume la paléogéographie des calcaires de Guara entre le synclinal d'Arguis et l'anticlinal de Gabardiella. On observe que le facteur principal contrôlant la répartition des faciès à cette période est le début de la croissance des anticlinaux du Pico del Aguila et de Gabardiella. Les flancs de ces anticlinaux sont caractérisés par des faciès de démantèlement, avec des mélanges de fossiles vivant dans des environnements variés. Nous n'avons pas pu observer les faciès au niveau de l'axe de l'anticlinal de Gabardiella, non accessibles, mais le sommet du Pico del Aguila est caractérisé par des faciès en place de nummulites et d'algues rouges.

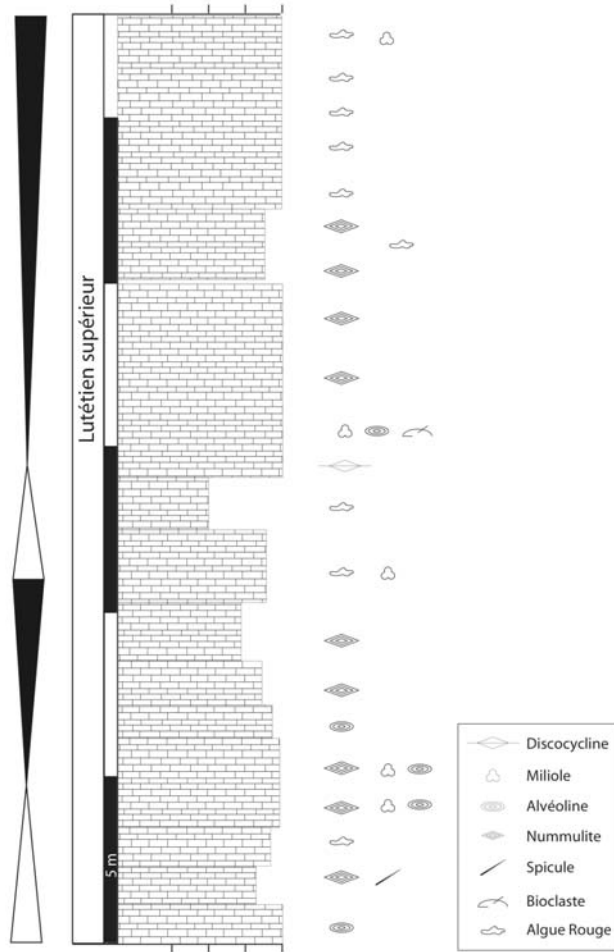


Figure 5-12 : Evolution sédimentaire de la coupe du Pico del Aguila à travers le sommet des calcaires de Guara.

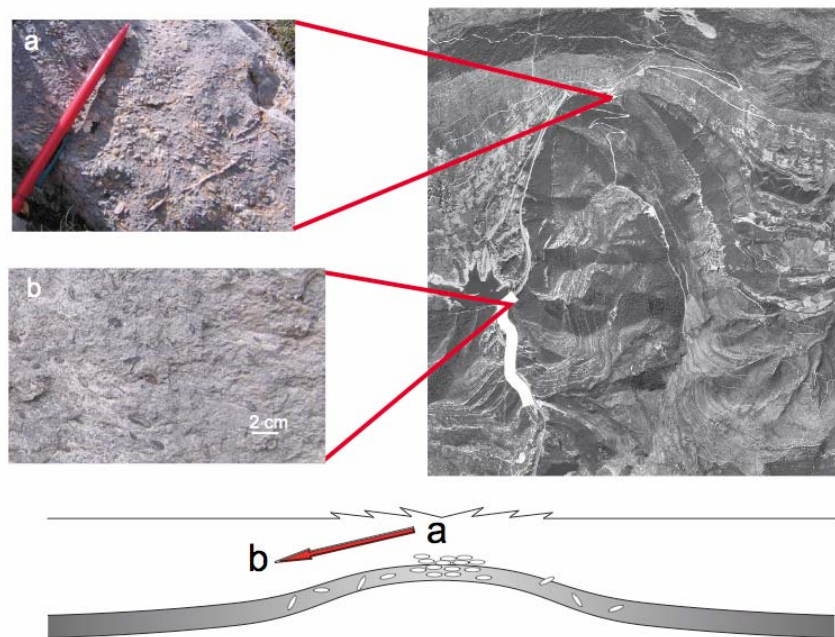


Figure 5-13 : Illustration des faciès rencontrés au sommet des calcaires de Guara au sommet de l'anticlinal (a) et dans le synclinal d'Arguis (b) et interprétation de leur mode de mise en place, à relier avec le début de la croissance du pli.

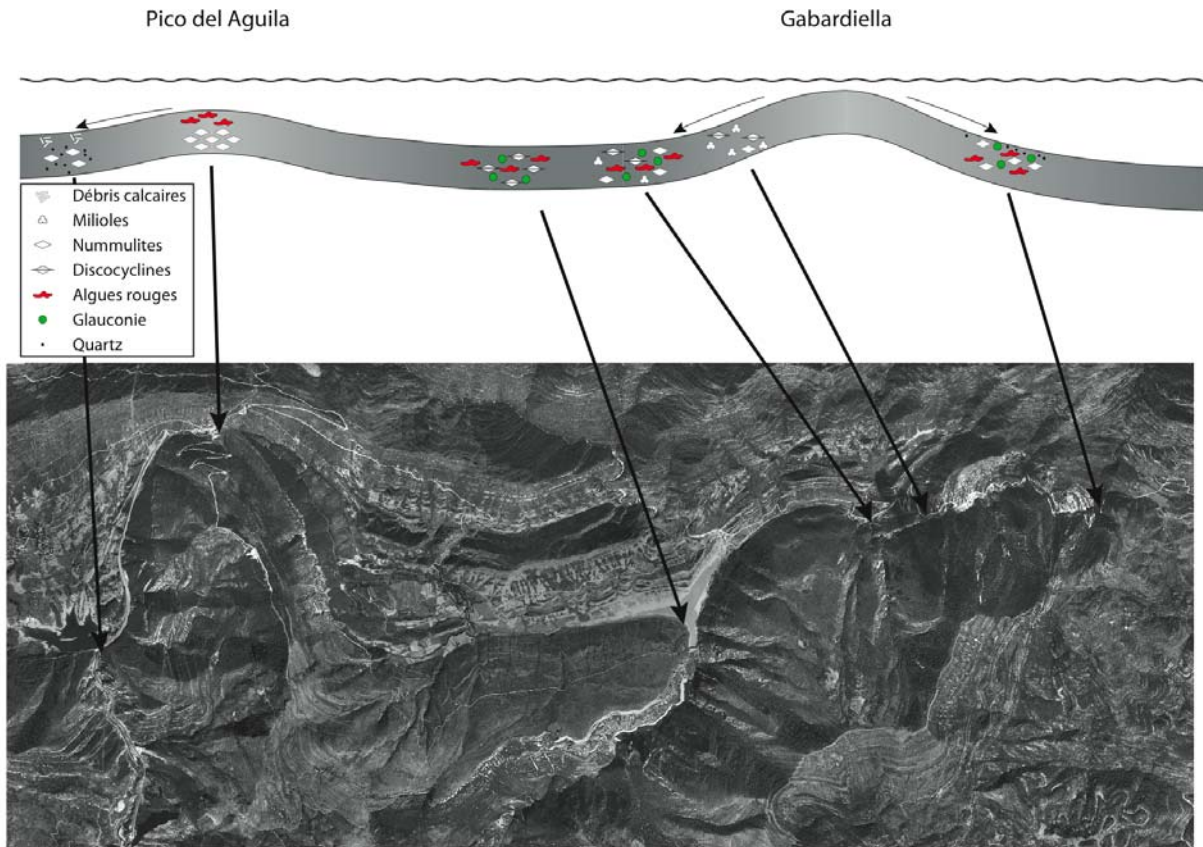


Figure 5-14 : Reconstitution paléogéographique et répartition des faciès du sommet des calcaires de Guara entre le synclinal d’Arguis et l’anticlinal de Gabardiella. La répartition des faciès est avant tout contrôlée par le calendrier tectonique et le début de la formation des anticlinaux.

5.2. Le Bartonien

Comme nous l’avons dit dans l’introduction, les séries sédimentaires bartoniennes déposées dans les Sierras Exteriores ont déjà fait l’objet de nombreux travaux. Nous nous sommes appuyés sur les études les plus récentes, menées par Sztrakos et Castellort (2001), Castellort (2003) et Castellort et al. (2003).

A partir du Bartonien, la sédimentation devient, dans cette zone, totalement détritifique suite à la mise en place d’un delta et les plates-formes carbonatées disparaissent complètement de cette partie du bassin. Les dépôts deltaïques sont synchrones de la croissance des anticlinaux de Gabardiella, du Pico del Aguila, de Bentué et de Rasal (Figures 5-1, 5-3). La structure syn-pli des sédiments bartoniens est bien visible dans le synclinal d’Arguis, où l’on peut observer les bancs de grès venir se déposer en discordance progressive sur l’anticlinal du Pico del Aguila (Figure 5-15).

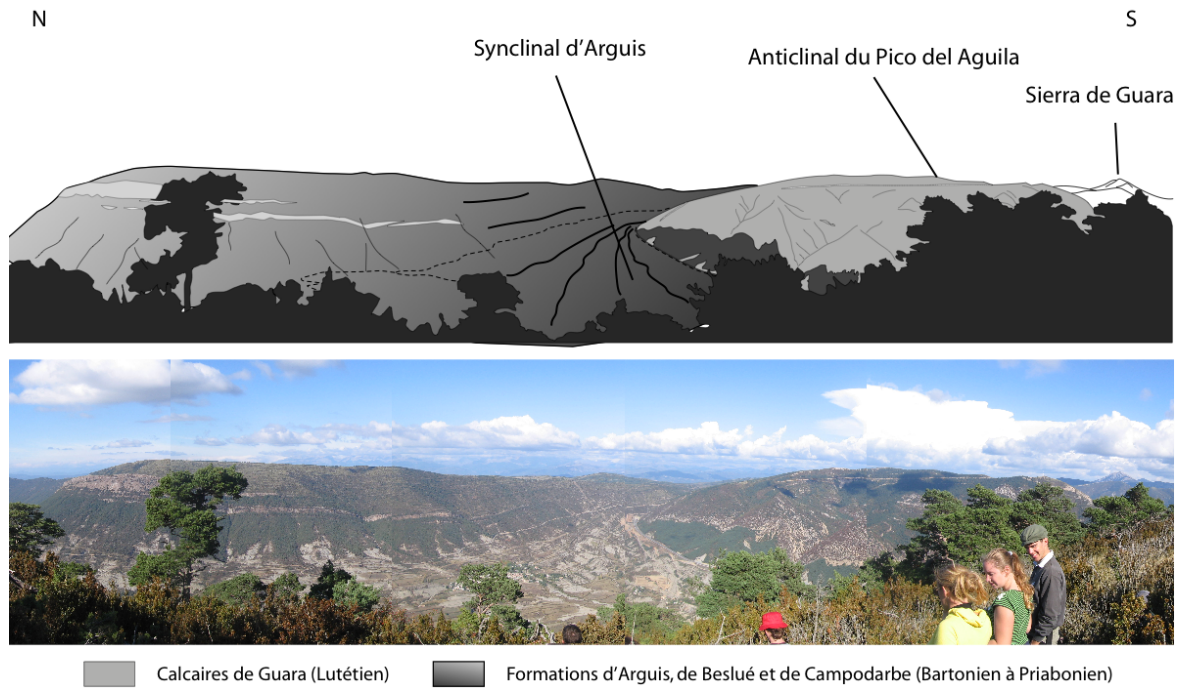


Figure 5-15 : Illustration de la géométrie syn-pli des dépôts deltaïques bartoniens dans le synclinal d'Arguis.



Figure 5-16 : Dépôts prodeltaïques de la formation des marnes de Pampelune dans le synclinal d'Arguis.



Figure 5-17 : Dépôts deltaïques de la formation de Belsué-Atarès dans le synclinal d'Arguis.

Les sédiments bartoniens peuvent être divisés en deux formations dans cette partie du bassin (Figure 5-2). Tout d'abord, on distingue à la base la formation des marnes de Pamplune ou d'Arguis (Bartonien inférieur, Figure 5-16), recouvertes par les grès deltaïques de la formation Belsué-Atarès (Bartonien supérieur à Priabonien inférieur, Figure 5-17). Les marnes d'Arguis sont des marnes pro-deltaïques liées à la progradation d'un delta du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Lafont, 1994 ; Castelltort et al., 2003). La sédimentation était dominée, à cette période, par des apports siliciclastiques provenant de l'Est, même si des niveaux carbonatés sous formes d'accumulations de nummulites et des édifices récifaux à éponges et à bryozoaires sont observés comme dans le synclinal de Bentué, à l'Est du synclinal d'Arguis (Millan et al., 1994). La sédimentation était principalement contrôlée par les apports fluviaux provenant de l'Est via les bassins d'Ainsa et de Tremp - Graus, avec toutefois une influence des tempêtes et des marées (Castelltort et al., 2003).

Six associations de faciès ont été décrites par Castelltort et al. (2003) (FA1 à FA6, Figure 5-18) classant le delta d'Arguis en rampe deltaïque influencée par les tempêtes. Les calcaires lutétiens et de delta bartonien ont donc une morphologie similaire, de type rampe. Selon ce modèle de faciès, les marnes d'Arguis et les grès de la formation de Belsué-Atarès se sont mis en place dans des environnements allant du shoreface et l'offshore inférieur, à des profondeurs comprises entre 150±50m et 5±5m (Figure 5-18).

Six cycles séquentiels mineurs ont été identifiés par Castelltort et al. (2003) dans ces sédiments bartoniens, que ces auteurs ont expliqué comme étant le résultat de variations d'accommodation induite par des changements eustatiques. Millán et al. (1994) avaient en revanche identifié 4 cycles sur la même coupe. L'origine de la cyclicité observée dans la sédimentation a souvent été décrite comme étant le reflet de l'influence de « pulses » tectoniques (Puigdefabregas, 1975 ; Millán et al., 1994 ; Millán, 1996). La sédimentation est en effet synchrone d'une phase tectonique majeure dans le bassin de Jaca, et se fait pendant la croissance des anticlinaux affleurant actuellement sur la bordure sud du bassin, comme le Pico del Aguila. Cependant, Lopez-Blanco (2002) a, comme Castelltort et al. (2003), reconnu six cycles dans les sédiments deltaïques datés du Bartonien de la région de Montserrat (vers Barcelone). Etant donnée la position géographique relative de ces deux zones, nous pouvons penser que cette cyclicité reflète une autre influence que celle de la tectonique locale.

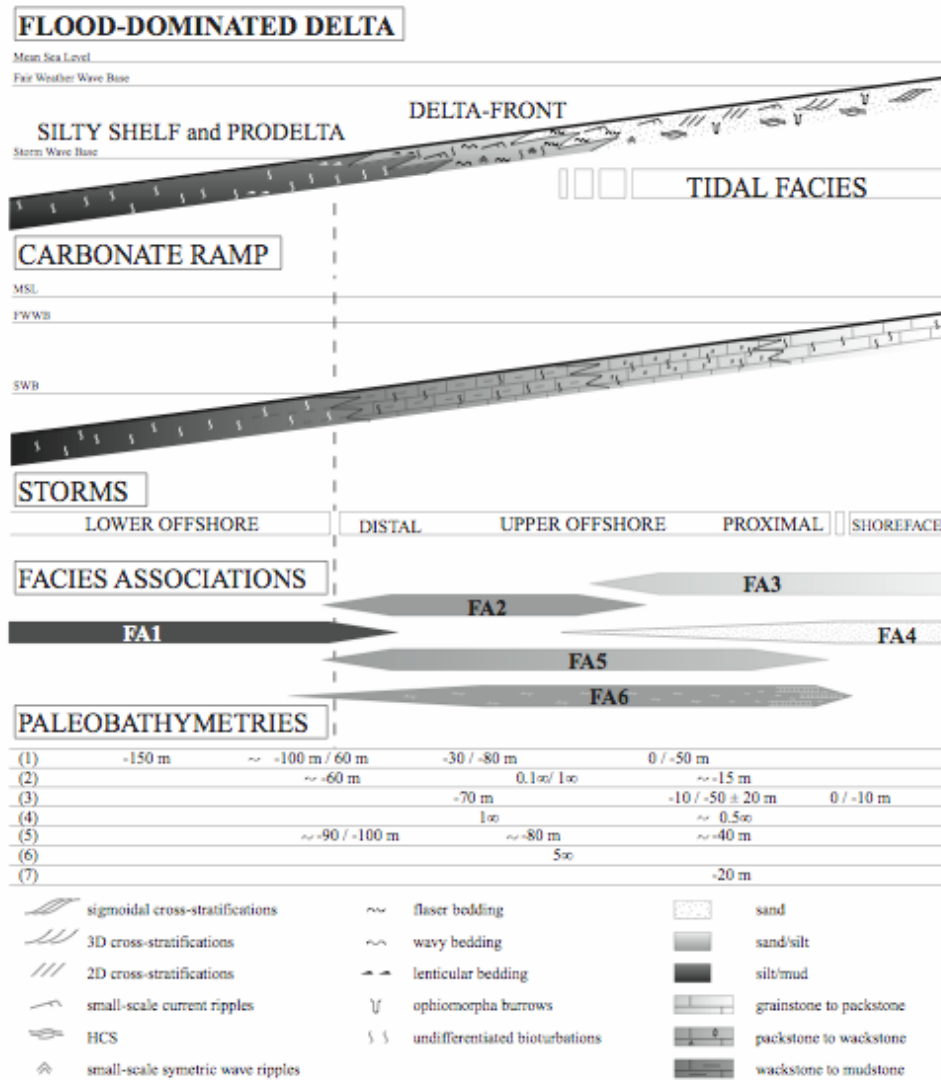


Figure 5-18 : Modèle de faciès établi pour les séries bartoniennes des Sierras Exteriores (Castelltort et al., 2003).

De nombreux travaux ont permis de dater les dépôts bartoniens dans les Sierras Exteriores. Le contenu en micro-fossiles avait été inventorié par Canudo et al. (1988) et Molina et al. (1988), puis plus récemment par Sztrakos et Castelltort (2001) pour la partie supérieure (localisation de la limite Bartonien – Priabonien). Des datations par des méthodes magnétostratigraphiques ont également été menées dans cette région (Hogan et Burbank, 1992). L'ensemble de ces résultats a été synthétisé par Castelltort et al. (2003) et la limite entre les calcaires de Guara et les marnes de Pampelune a été datée à proximité de la limite Lutétien – Bartonien (41,3 Ma) et le sommet des grès de Belsué est daté du début du Priabonien.

5.3. Forçage climatique sur la sédimentation à l'Eocène moyen dans les Pyrénées

La transition sédimentaire entre la plate-forme lutétienne de Guara et les dépôts deltaïques bartoniens a souvent été expliquée par une augmentation de subsidence dans le bassin de Jaca en réponse à une intensification de l'activité tectonique liée à la croissance de la chaîne (Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Barnolas et Teixell, 1994 ; Payros 1997). Cependant, au cours des dix dernières années, de nombreux travaux portant sur le climat à l'Eocène moyen ont permis de documenter une forte instabilité climatique à cette période, avec l'apparition possible de calottes glaciaires en Antarctique et potentiellement au pôle Nord (cf. Chapitre 2 ; Zachos et al., 2001 ; Lear et al., 2000 ; Bohaty et Zachos, 2003 ; Tripathi et al., 2005 ; Sexton et al., 2006 ; Villa et al., 2008 ; Bohaty et al., 2009).

Nous tentons de déterminer dans ce paragraphe la cause de la disparition des plates-formes carbonatées dans le bassin sud pyrénéen. Nous montrons qu'il ne s'agit pas uniquement d'un forçage tectonique, mais que les fortes fluctuations climatiques connues à cette époque peuvent être un facteur forçant la sédimentation. Cette partie est abordée au travers d'un article soumis à **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, intitulé :

The demise of middle-Eocene Pyrenean carbonates: prelude to Cenozoic ice-ages.

Ce travail, qui est le résultat d'une double approche, combine (1) une étude de terrain portant sur une étude sédimentologique fine dans la zone d'Arguis, afin de déduire comment l'amplitude des variations eustatiques à haute fréquence a évolué au Lutétien et au Bartonien, et (2) un inventaire bibliographique permettant de synthétiser la nature de la sédimentation au Lutétien et au Bartonien dans le bassin sud-pyrénéen.

La première partie consiste en une synthèse bibliographique de la sédimentation au Lutétien et au Bartonien, dans le bassin sud pyrénéen dans le but de vérifier si le changement de sédimentation observé dans le bassin de Jaca est un événement local ou de plus grande dimension géographique. Les cartes paléogéographiques reconstituées montrent que de nombreuses plates-formes carbonatées existaient sur la bordure sud des bassins de Jaca et de Pampelune, ainsi que dans la partie est du bassin de l'Ebre. Ces plates-formes coexistaient avec une sédimentation détritique continentale et marine, autour des Sierras Catalanes et dans le bassin de Tremp-Graus et d'Ainsa. Au Bartonien, en revanche, la sédimentation devient entièrement siliciclastique dans l'ensemble du bassin, ce qui prouve que ce changement de sédimentation a une valeur régionale.

A une échelle plus locale, dans les Sierra Exteriores, un découpage chronostratigraphique précis peut être établi. Nous nous sommes basés sur les données chronostratigraphiques et faciologiques obtenues à partir de l'étude de la plate-forme de Guara entre le synclinal d'Arguis et l'anticlinal de Gabardiella dans le paragraphe précédent. Ces résultats sont synthétisés sur la Figure 5-19. Cette figure intègre également les périodes d'activité des anticlinaux de Gabardiella et du Pico del Aguila. On constate que la durée du hiatus entre le sommet des faciès Garumnien et la base des calcaires de Guara est de plus en plus importante en allant vers l'Ouest. En revanche, l'âge de la transition entre les calcaires de Guara et les sédiments deltaïques d'âge bartonien semble bien se faire de manière synchrone, à la limite entre le Lutétien et le Bartonien, c'est-à-dire entre SBZ 16 et SBZ 17. Le passage de faciès n'est cependant pas le même partout, puisque les calcaires sont recouverts par les marnes prodeltaïques d'Arguis à Arguis et par les faciès gréseux de front de delta à Gabardiella, ce qui prouve bien que le delta prograde vers l'Ouest.

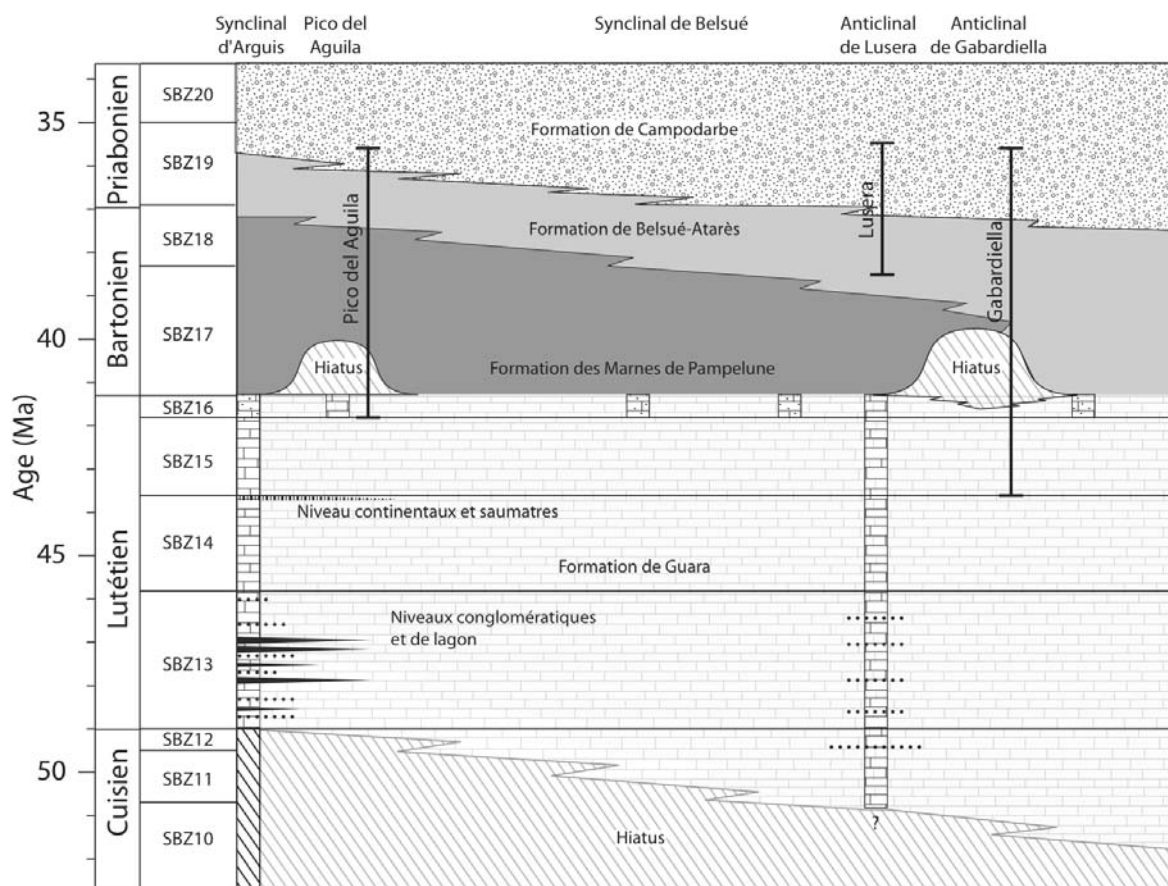


Figure 5-19 : Synthèse chronostratigraphique des dépôts dans les Sierras Exteriores à l'Eocène et période d'activité des différents anticlinaux de la zone d'étude (d'après Millan, 1996 et Castellort et al., 2003 pour le Bartonien et le Priabonien et la période d'activité des plis). Les zones encadrées dans les calcaires correspondent aux zones directement observées sur le terrain.

Nous nous sommes intéressés dans un premier temps aux facteurs ayant pu induire la disparition des producteurs de carbonates constituant la rampe de Guara, les macro foraminifères benthiques. De très nombreux paramètres peuvent influencer la présence ou la disparition de ces organismes, comme la luminosité de l'eau, la nature du substrat, ou encore la salinité de l'eau (Racey, 1992, Figure 5-20). Mais surtout, les macro-foraminifères benthiques sont caractérisés par la présence de symbiontes, propres à chaque espèce (Leutenegger, 1984). Par exemple les nummulites et les alvéolines ont des symbiontes qui sont toujours des diatomées (Lee et Anderson, 1991). Or, ces symbiontes sont eux-mêmes très sensibles aux changements environnementaux et une modification courantologique, ou de la chimie de l'eau pourra induire leur disparition, comme cela a été proposé dans le cas des Alpes (Sinclair et al., 1998). De plus, comme nous l'avons dit dans le §5.1, certains des foraminifères observés dans la formation de Guara sont épiphytiques, et sont donc dépendants de la présence de ces végétaux marins (Travé et al., 1996). Enfin, ces foraminifères ont un développement favorisé dans des conditions oligotrophiques (Hallock et Schlager, 1986 ; Brasier, 1995 ; Beavongton-Penney et Racey, 2004).

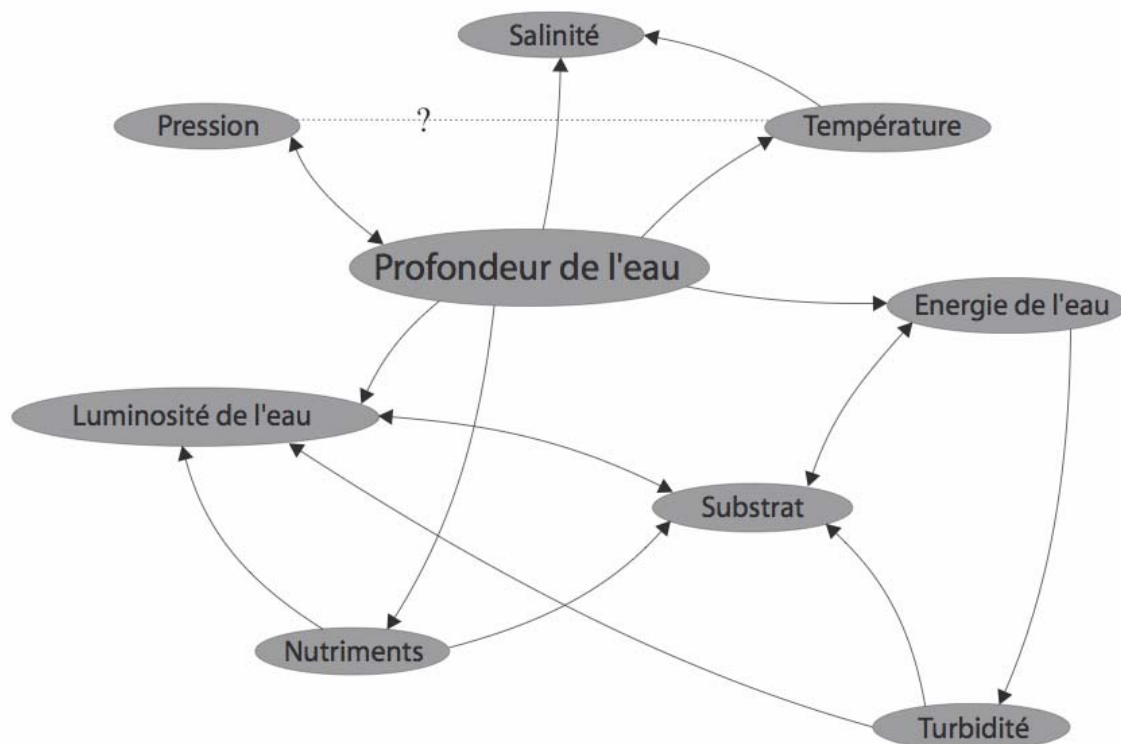


Figure 5-20: Illustration des facteurs contrôlant la morphologie et la distribution des macro-foraminifères benthiques (d'après Racey, 1992).

Un changement des conditions du milieu, avec le passage de conditions oligotrophiques à des conditions eutrophiques aura donc à la fois un effet sur les symbiotes des foraminifères et sur leur écosystème en provoquant un remplacement des espèces de végétaux par des algues, plus favorisées en milieu eutrophique. Dans une synthèse de l'évolution de la paléobiodiversité et de la taille de deux groupes de foraminifères à l'Eocène, les alvéolines et les nummulites, Brasier (1995) a mis en évidence que la période de biodiversité maximale se localisait durant le Lutétien moyen et qu'une grande coupure se produisait à la limite entre le Lutétien et le Bartonien. A partir de cet étage, les formes sont devenues plus petites et moins diversifiées, ce qui suggère le passage de conditions oligotrophiques à eutrophiques à l'échelle de la Téthys.

Or, l'intensification des apports continentaux via l'action des rivières et l'apparition de deltas est un phénomène tout à fait susceptible d'induire le passage de conditions eutrophiques à oligotrophiques (Sinclair et al., 1998 ; Beavington-Penney et Racey, 2004). De plus, l'augmentation du flux particulaire induit une baisse de la luminosité de l'eau, ce qui a un effet néfaste sur le développement des foraminifères, qui se trouvent nécessairement dans la zone photique du fait de la présence de leurs symbiotes. Le remplacement des foraminifères par des organismes tels que les oursins et les mollusques supporte cette idée de changement des conditions du milieu.

Le remplacement des rampes carbonatées par des rampes détritiques peut donc être à priori expliqué par l'intensification de l'apport de particules détritiques. Mais cette augmentation du flux détritique peut refléter aussi bien un forçage tectonique qu'un forçage climatique.

Afin de tester la cause potentielle de la disparition des plates-formes, nous avons reconstitué l'évolution de la subsidence dans la partie sud du bassin de Jaca, dans la région d'Arguis. La subsidence totale, la subsidence tectonique et l'accommodation ou espace disponible pour la sédimentation ont été calculées à partir du programme réalisé par F. Mouthereau suivant la procédure décrite par exemple par Allen et Allen (2005) (Basin Analysis, Chapitre 9.3).

Pour cela, nous avons établi une synthèse de la série sédimentaire des Sierras Exteriores, passant par le canyon d'Arguis (Figure 5-2), afin d'obtenir les épaisseurs sédimentaires, les âges et les différents paramètres nécessaires à ces calculs. A partir des résultats obtenus, nous mettons en évidence que la subsidence était constante au cours de l'Eocène, depuis le début du dépôt des calcaires de Guara, ce qui infirme l'hypothèse d'un forçage purement tectonique sur la sédimentation. De plus, Vergès et al., (1998) ont montré

que le moment de l'accélération de la subsidence dans la partie Est du bassin sud-pyrénéen était diachrone d'Est en Ouest et du Nord au Sud. Cela va donc à l'encontre d'une disparition synchrone et définitive des plates-formes dans l'ensemble du bassin.

Or, la limite Lutétien – Bartonien est également une période de grands changements climatiques. Selon Tripathi et al. (2005, 2008), cette limite correspondait à l'apparition de la première glaciation bipolaire du Cénozoïque. De même, Villa et al. (2008) et Bohaty et al. (2009) ont mis en évidence une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques qu'ils ont interprété comme une diminution des températures des eaux de fond. Selon Villa et al. (2008), l'évolution des associations de foraminifères dans les sédiments pélagiques situés autour de l'Antarctique refléterait également une diminution des températures vers 41,3 Ma. Tous ces événements se seraient produits juste avant l'optimum climatique de l'Eocène Moyen, évoqué dans les Chapitres 2 et 4.

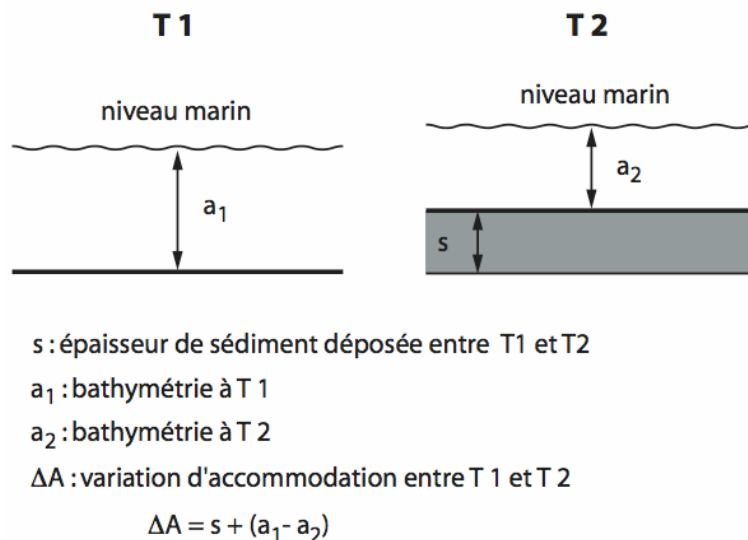


Figure 5-21 : Illustration du calcul de l'accommodation.

Afin de vérifier si la mise en place d'un éventuel glacioeustatisme significatif à partir de la limite Lutétien – Bartonien a pu influencer la sédimentation, nous avons tenté de reconstituer l'évolution à très haute résolution (cyclicités de type Milankovitch) à partir de l'étude de courtes séries dans les sédiments lutétiens et bartoniens de la zone d'Arguis (Figure 5-2). Les calculs de l'accommodation ont été effectués à partir du principe exposé sur la Figure 5-21. Les paléobathymétries nécessaires à ce calcul ont été déduites des modèles de faciès établis par Huyghe et al. (Soumis à Marine and Petroleum Geology) pour le Lutétien et par Castellort et al. (2003) pour le Bartonien.

Malgré de fortes incertitudes liées à l'estimation des paléobathymétries, nos résultats montrent que la transition Lutétien-Bartonien est caractérisée par des variations eustatiques estimées entre 5 et 20 mètres au Lutétien et des variations comprises entre 30 et 50 mètres au Bartonien. Étant donné que la croissance et la décroissance de calottes glaciaires est le seul processus permettant d'induire des variations eustatiques à aussi courtes périodes (Hays et al., 1976), nous proposons que la première glaciation majeure du Cénozoïque se soit mise en place à la limite Lutétien – Bartonien et que la chute eustatique contemporaine d'environ 50m (Kominz et al., 2008) soit donc probablement d'origine glaciaire.

Cependant, il ne semble pas envisageable que la disparition des producteurs carbonatés soit uniquement due à un forçage climatique, car des plates-formes ont subsisté dans d'autres bassins d'avant-pays après cette limite, comme dans les Alpes (Sinclair, 1997 ; Sinclair et al., 1998 ; Mancin et al., 2009). La différence majeure entre les Alpes et les Pyrénées est que cette seconde chaîne s'est mise en place plus tôt que la première. Il semble donc que le forçage climatique sur la sédimentation ne soit pas uniquement la cause d'un changement climatique brusque, comme dans le cas de la glaciation apparue à la limite Eocène – Oligocène, ou une chute rapide du niveau marin. Il semble plutôt que le forçage climatique sur l'érosion soit la conséquence du passage entre une période où les conditions climatiques étaient très stables – au début du Paléogène – vers une période de changements rapides des conditions de température, d'humidité et d'abondance de la végétation.

The demise of middle-Eocene Pyrenean carbonates: prelude to Cenozoic ice-ages

Damien Huyghe^{a,*}, Sébastien Castelltort^b, Frédéric Mouthereau^a, Josep Serra-Kiel^c, Laurent Emmanuel^a, Maurice Renard^a

^a Institut des Sciences de la Terre de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

^b ETH-Zürich, Geological Institute, Sonneggstrasse 5, 8092 Zürich, Switzerland

^c Departament de Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, E-08071, Barcelona, Spain

Abstract

Understanding the causes that bring to shifts from carbonates to detrital sedimentation in active foreland basins has often been explained as a result of major tectonics changes. In the present study, we demonstrate that a major transition from a mixed marine sedimentation with carbonate ramps and deltas to entirely siliciclastic sedimentation happened in the South Pyrenean foreland basin at the Lutetian – Bartonian boundary (41.3 Ma). The demise of the carbonates producers seems to be the result of a major environmental shift recorded in this basin, with the transition from low nutrient oligotrophic conditions – favourable to shallow water benthic foraminifera – to eutrophic conditions due to the increase of erosion and terrigenous nutrient input. Such evolution could be a response to both tectonic and climatic forcing. We test those two cases and show that no acceleration of the tectonic subsidence occurred at this period, as a difference to previous hypothesis. However, an increase of the amplitude of the high frequency sea-level variations from 15 to 50 m during the Lutetian to 20 to 60 m during the Bartonian is documented from field observations. This increase is contemporaneous with several climatic evidences, which suggest the appearance of the first significant ice-sheets of the Cenozoic near the Lutetian – Bartonian boundary. This peculiar sedimentary evolution in a tectonically active basin was mainly forced by climate rather than tectonics during the middle Eocene.

Keywords: Middle Eocene; Pyrenees; glacioeustasy; carbonates; foraminifera.

*Corresponding author. *E-mail address:* damien.huyghe@upmc.fr (D. Huyghe)

1. Introduction

Global climate has been changing dramatically since the end of the Mesozoic. At first order the general trend has been that of a global cooling from “greenhouse” to today’s “icehouse” (Zachos et al., 2008). A central observation is that other geodynamic changes have been taking place during the same period, contemporaneously with the progressive climatic shift towards cooler temperatures. In particular, the Alpine mountain ranges have risen following the gradual closing of the Tethys ocean (Dercourt et al., 1986). The simultaneity of the evolution of climate and tectonics have prompted the question of the nature and functioning of the feedbacks between the two (e.g., Molnar and England, 1990; Raymo and Ruddiman, 1992), and thus triggered a renewal of interest for the couplings between internal and external factors and their influence on processes taking place at the surface of our planet.

A central question raised by Molnar and England (1990) at the heart of the debate is whether the global cooling is responsible for, or results from, the increase in relief of Cenozoic mountain ranges throughout the world and the associated increase of erosion. However this question concerns only the very last stage of the Cenozoic. The global climate cooling which lasts since the early Eocene is most reasonably, in part, the result of the gradual rise of Cenozoic mountain ranges and the associated reorganization of ocean and atmospheric circulations, rather than its cause. As a consequence of the many orogenesis recorded during this interval, the $p\text{CO}_2$ lowered dramatically, being often proposed as the main factor controlling the decrease of temperatures of the Cenozoic (Pearson and Palmer, 2000; Pagani et al., 2005; Pearson et al., 2009). One fundamental outcome of this debate has been to recognize that different forcing factors can produce similar changes due to particular feedbacks between them, i.e. the change in sedimentation and sedimentation rates observed for the last 2-4 Ma can be attributed either to a climate change or to a tectonic change, in both cases through an increase in erosion efficiency (Hay et al., 1988; Peizhen et al., 2001).

The period preluding to the first clear step into a “icehouse” world at the Eocene/Oligocene transition is much less well known. In many Alpine orogeny related basins, the sedimentary changes of this period are often interpreted in terms of regional tectonics due to their proximity with the active orogen (e.g. Sinclair, 1997). However, the last decades have seen the emergence of an increasing amount of evidences for a rich climatic history of global scale during the early Cenozoic, allowing a better understanding of the tectonics/climate relationships (Miller et al., 1987; Lear et al., 2000; Zachos et al., 2001; Tripathi et al., 2005; Bohaty et al., 2009). It is thus fundamental to investigate whether these early Cenozoic

climatic events may have also dominated the sedimentary record of even tectonically active foreland basins.

In this work we document and address through this perspective the demise of carbonate deposition that occurred at the Lutetian (49 – 41.3 Ma, Berggren et al., 1995) to Bartonian (41.3 – 37 Ma) boundary, prior to the major Eocene-Oligocene icehouse shift, in the south-western Pyrenean foreland basin. Both climate and tectonics could have driven this sedimentary transition. We propose to investigate (1) the evolution of the sedimentation in the whole south Pyrenean foreland basin during the Lutetian and the Bartonian by establishing paleogeographic maps, (2) the history of the subsidence across this boundary in the Jaca basin where the series outcrop continuously, and (3) the climate evolution and in particular the record of glacioeustasy as indicative of a pre-Oligocene establishment of small ice-sheets on Earth.

2. Middle-Eocene geological context and the demise of carbonate ramps in the Pyrenean domain

The Pyrenean mountain range results from the collision between the Iberian plate and the European plate between the Cretaceous and the Miocene (Muñoz, 1992). Our study focuses on the southern border of the Jaca basin, in the Sierras Marginales, where Lutetian and Bartonian series outcrop (Séguret, 1972; Puigdefabregas, 1975; Canudo et al., 1988; Molina et al., 1988; Millán et al., 1994; Castelltort et al., 2003; Castelltort et al., 2004). This area displays several North-South oriented folds that grew during the Bartonian, detached over the south Pyrenean frontal thrust since the Miocene (Millán et al., 1994, Poblet and Hardy, 1995; Poblet et al., 1998; Huyghe et al., 2009). In a recent work, Huyghe et al. (2009) have demonstrated that the shortening rates began in the Jaca basin from the early Bartonian to the middle Oligocene.

Many studies have dealt with the stratigraphy and the sedimentology of the Sierras Marginales. The Lutetian is represented by the Guara carbonate formation (Canudo et al., 1988; Molina et al., 1988; Huyghe et al., SUBMITTED) which constitutes the lower part of the underfilled foreland basin sedimentation as defined by Sinclair (1997) in the European Alps. In contrast, the Bartonian sedimentation is dominantly detrital and formed by the pro-deltaic Arguis marls and deltaic Belsué-Atarès sandstones (Puigdefabregas, 1975; Canudo et al., 1988; Millán et al., 1994; Millán et al., 2000; Castelltort et al., 2003). The timing of the

carbonate to clastic transition at 41.3 Ma is well constrained by magnetostratigraphic (magnetostratigraphic C19n; Hogan and Burbank, 1996) and biostratigraphic data, with the location of SBZ16 (*Nummulites deshayesi*) corresponding to the upper Lutetian at the top of the Guara formation (Canudo et al., 1988; Huyghe et al., SUBMITTED) and the Planktic zone P2 (*Morozovella lehneri*) and the Shallow Benthic Zone SBZ17 for the bottom of the Arguis Marls (*Nummulites perforatus*; Schaub, 1981; Canudo et al., 1988; Sztrákos and Castellort, 2001).

In order to check upon the regional or local character of the carbonate to clastic transition, we have established paleogeographical maps for the Lutetian and the Bartonian in the whole south Pyrenean foreland basin (Fig. 1). Those maps synthesize informations from the works of Séguret (1972), Puigdefabregas (1975) and Mutti (1977) for the Jaca basin, Plaziat (1981) for the whole South Pyrenean basin, Lanaja (1987) for the buried sediments of the Jaca and Ebro basin, Millàn (1996) and Huyghe et al. (SUBMITTED) for the southern border of the Jaca basin, Payros (1997) and Payros et al. (1999) for the south-western foreland region of Pamplona, Bentham et al. (1992), Nijman (1998) and Dreyer et al. (1999) for the Ainsa basin, and Lopez-Blanco (2002), Serra-Kiel et al. (2003) and Vera (2004) for the eastern foreland. In addition we have also used the geological maps of the Arguis area (José et al., 1951), Catalunya (Losantos et al., 1989) and our own field data. We have reported, when it was possible, the facies of the upper Lutetian and the lower Bartonian on the modern map of the Pyrenees. If those informations were not able, we have extrapolated the facies encountered during the middle Lutetian and the upper Bartonian.

The obtained paleogeographic map for the Lutetian (Fig. 1A) clearly highlights the presence of several carbonates deposits on the southern border of the basin (Guara formation) and in its eastern part (Tavertet formation), far from detrital supply. Those carbonate platforms coexisted with clastic sedimentation essentially sourced in the growing Pyrenees and filling the underfilled Jaca basin (Hecho group, Mutti, 1977) and the already filled Tremp–Graus basin (Escanilla and Cajigar Formations; Beamud et al., 2003) and Ainsa basin (Sobrarbe and Escanilla formations; Beamud et al., 2003). Clastic sedimentation at this time also took place on the western border of the Sierras Catalanes (La Salut sandstones and Les Bruisces conglomerates, Lopez-Blanco, 2002).

In contrast, the paleogeographic map during the Bartonian (fig. 1B) shows a complete reorganization of the sedimentary landscape, with only detrital sedimentation and a total absence of significant marine carbonate deposition. A major uncertainty in those paleogeographic maps concerns the connexion between the marine eastern part of the foreland

basin and the Jaca basin. But this does not effect the disappearance of the carbonate platforms. In the north Pyrenean foreland basin, the sedimentation was continental since the Early Eocene (Plaziat, 1981).

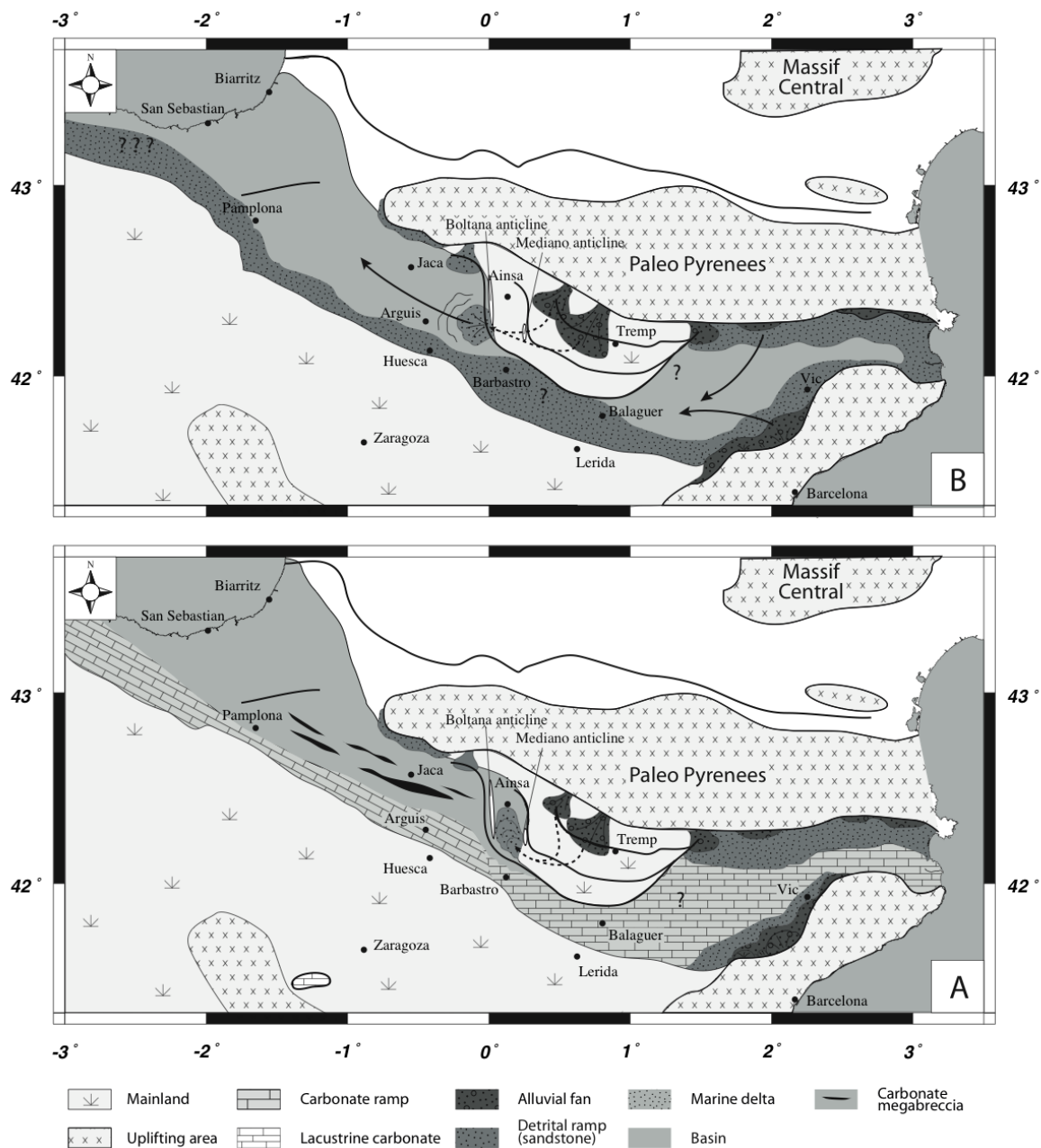


Fig. 1: Paleogeographic reconstruction of the southern Pyrenean foreland basin during the Lutetian and the Bartonian. After Puigdefabregas (1975), Plaziat (1981), Lanaja (1987), Bentham et al. (1992), Millàn (1996), Payros (1997), Nijman (1998), Payros et al. (1999), Dreyer et al. (1999), Lopez-Blanco (2002), Serra-Kiel et al. (2003), Vera (2004), Huyghe et al. (SUBMITTED), geologic maps of Catalunya at 1:250000 and field data.

3. Potential causes for the disappearance of the carbonate producers

The limestones of the Guara formation are mainly constituted by the accumulation of shallow water benthic foraminifera (Canudo et al., 1988; Molina et al., 1988; Huyghe et al., Submitted). Larger benthic foraminifera are sensitive to several parameters, as light transparency and nutrients availability - which are influenced by clastic input - and have very strict environmental preferences (Hallock and Schlager, 1986; Hottinger, 1987; Racey, 1992). Biomineralisation of calcium carbonate by benthic foraminifera can often happen in oligotrophic and warm water and in illuminated environments (Hottinger, 1987; Racey, 1992), condition that are realised during the Lutetian in the Pyrenees. Indeed, those fossils live with symbiotic algae, that controls their environmental and bathymetric repartitions (Leutenegger, 1984). Moreover, because of their symbionts, many shallow-water benthic foraminifera can only live under nutrients deficient oligotrophic conditions (Hallock and Schlager, 1986; Brasier, 1995). Increasing nutrient input induce the decrease of carbonate production by reducing water transparency, because (1) of the increase of particular flux and (2) because it favours the development of plankton at the top of the water column (Hallock and Schlager, 1986). This idea is supported by the presence of some foraminifera like orbitolites or miliolids, that are associated with seagrasses, which can develop under oligotrophic conditions and are replaced by algae when the conditions become eutrophic.

On the other hand, during the Bartonian, i.e. during the deposition of the deltaic sediments, few benthic foraminifera are observed and the fauna is mainly constituted by molluscs as oysters and pectens, which are filters organisms. Echinoderms are abundantly represented too (Canudo et al., 1988; Millan et al., 1994; Castelltort et al., 2003). Those fossils have specific ecologic preferences, and need great amount of nutrients, contrary to shallow-water benthic foraminifera (Travé et al., 1996; Beavington-Penney and Racey, 2004). The increase of the detrital flux at the beginning of the Bartonian could then be invoked as the main factor forcing the disappearance of the foraminifera by changing the environmental conditions in the basin. Such conclusions were proposed to explain the demise of the carbonate ramps in the French Alps by Sinclair et al. (1998). But what is important is that both increase tectonic activity and climate change could have driven this tendency.

4. A tectonic change?

The transition from the Lutetian Guara carbonate ramp to the Bartonian deltaics (Pamplona marls) in the Jaca basin has been traditionally accounted for by an increase of tectonic activity and the correlative sudden deepening of the Jaca basin with a southward migration of the depocenter in response to the migration of the topographic load (Puigdefabregas and Souquet, 1986; Barnolas and Teixell, 1994; Lafont, 1994; Millán et al., 1994; Payros et al., 1999).

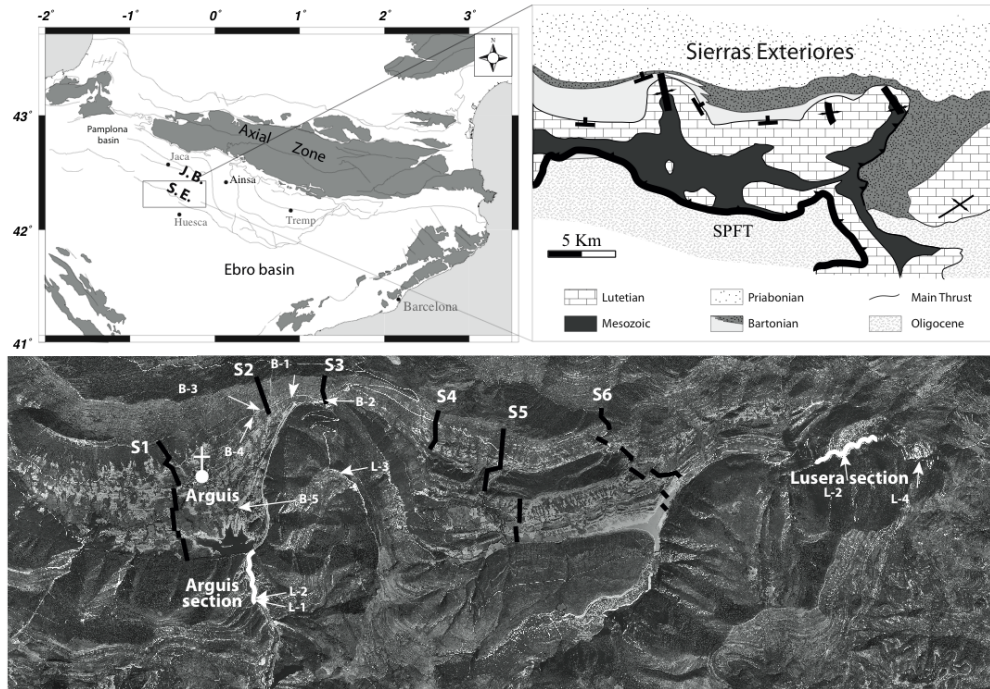


Fig. 2: Geographical and geological settings of the studied area. A: Location of the studied area, B: geologic map of the Arguis area (Sierras Marginales), and C: aerial photo with location of the sedimentologic sections studied by Castellort et al. (2003) (S1 to S6), Huyghe et al. (SUBMITTED), (Arguis and Lusera) and in this study (L1 to L5 and B1 to B5 of Fig. 6).

To test this hypothesis, we propose to backstrip the subsidence history of the southern border of the Jaca basin in the area of Arguis (Fig. 2) from the Trias to the Miocene. The evolution of the sedimentation in terms of ages, thickness and depositional environments (paleobathymetries), used to calculate the evolution of the tectonic subsidence are presented of Figure 3 and Table 1 and are compiled from Millán (1996), Castellort et al. (2003) and Huyghe et al. (SUBMITTED). In particular, the timing of the Guara carbonates has been recently evaluated by Huyghe et al. (SUBMITTED) based on new paleontologic data (Fig. 4). The long-term (third order, tens of millions years) eustatic variations were corrected using the recent sea-level curve of Kominz et al. (2008). The backstripping procedure follows chapter 9.3 of Allen and Allen (2005). All data are reported in Table 1.

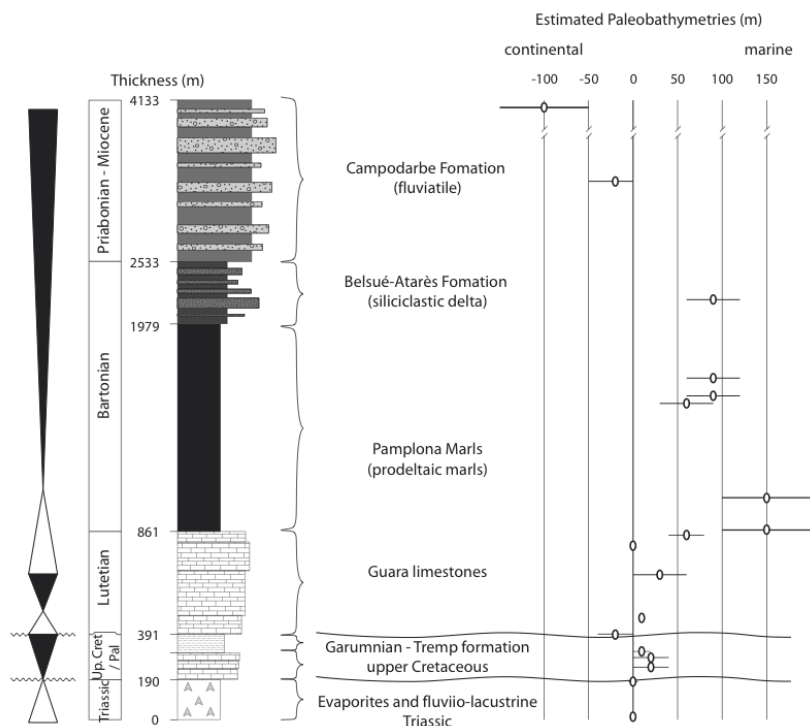


Fig. 3: Synthetic sedimentologic evolution in the Sierras Exteriores near Arguis. The sedimentation ranges from the Triassic to the Miocene. Thickness, ages and paleobathymetries are estimated from Millán (1996), Castellort et al. (2003), Huyghe et al. (SUBMITTED) and our results. For the Guara carbonates, ages are determined from the foraminiferal content, relative to the Shallow Benthic Zones (SBZ) time scale (Serra-Kiel et al., 1998).

layer	age	depth	thickness	surface porosity	porosity depth coefficient	sediment grain density	sea level	paleo bathymetry	paleo bathymetry uncertainty	accommodation	tectonic subsidence
	(Ma)	(m)	(m)		(km ⁻¹)	kg/m ³	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
1	227.4	4133	0	0.63	0.51	2720	33	0	0	0	0
2	205.7	3943	190	0.63	0.51	2720	5	0	-5	5	19.51 28
3	85.8	3943	0	0.63	0.51	2720	54	0	0	0	26.76 65
4	83.5	3890	53	0.5	0.3	2710	74	20	-20	20	45.13 18
5	71.3	3852	38	0.5	0.3	2710	57	20	-20	20	0.5903
6	65	3822	30	0.5	0.3	2710	57	10	-20	20	-2.2026
7	60.9	3742	80	0.533	0.345	2677	72	-20	-20	20	0.028
8	47	3742	0	0.533	0.345	2677	73	0	0	0	20.54 63
9	45.8	3662	80	0.512	0.318	2705	68	10	-10	10	28.303
10	43.6	3452	210	0.506	0.309	2707.5	79	30	-30	30	80.84 91
11	41.8	3322	130	0.506	0.309	2707.5	68	0	0	0	-2.0771
12	41.46	3272	50	0.525	0.33 9	2706	65	60	-20	20	71.35 61
13	41.15	3245	27	0.548	0.372	2690	46	150	-50	50	86.80 12
14	40.03	3094	151	0.548	0.372	2690	50	150	-50	50	42.76 21
15	39.34	2647	447	0.547	0.369	2684	29	60	-30	30	19.83 83
16	39.22	2612	35	0.506	0.3	2669	22	90	-30	30	36.10 95
17	38.9	2522	90	0.602	0.462	2706	9	90	-30	30	16.06 57
18	37.24	2154	368	0.55	0.378	2702	55	90	-30	30	122.2 242
19	33.8	1600	554	0.49	0.27	2650	-11	-20	-20	50	12.94 13
20	15	0	1600	0.49	0.27	2650	-17	-100	-200	0	-25.64 74

Table 1: Data used to estimate the tectonic subsidence and the accommodation during the Mesozoic and the Cenozoic in the areas of Arguis. Age, thickness and paleobathymetries are from Millán (1996), Castellort et al. (2003), Huyghe et al. (SUBMITTED) and refer to Fig.3.

Surface Porosities, Porosity-depth coefficients and sediment grain densities are from Allen and Allen (2005). Sea level are from Kominz et al. (2008).

The obtained curve (Fig. 5) shows a strong increase from ~0.3 m/Ma in the Mesozoic to 33.65 m/Ma during the Lutetian, i.e. at the beginning of the Guara carbonates, after the stratigraphic hiatus following the Garumnian deposits (Fig. 3). There was thus no particular increase of subsidence at the transition between the Guara carbonates and the Pamplona marls (Fig. 5). The subsidence then recedes slowly from the late Eocene to the Miocene.

The important change of sedimentation from carbonates to clastics thus does not seem to be correlated with a particular tectonic event in this part of the Pyrenees. Instead, the next major tectonic event in the Pyrenees is revealed by Zircon and Apatite fission-track ages obtained in granites of the Axial Zone and showing increased exhumation at the Eocene – Oligocene boundary (Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Jolivet et al., 2007).

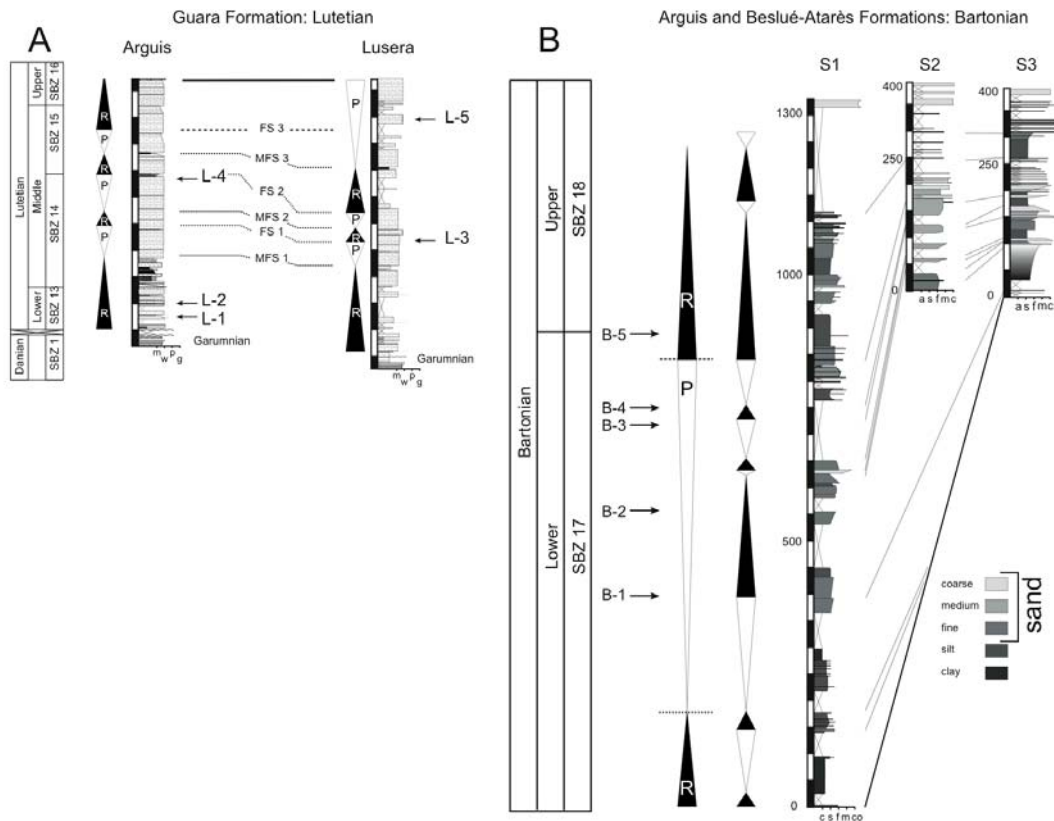


Fig. 4: Sedimentological sections of the Lutetian (A) and Bartonian series (B) in the Arguis area in the Sierras Marginales (after Huyghe et al., SUBMITTED and Castellort et al., 2003 respectively). The Lutetian series are represented by limestones (m: mudstone, w: wackstone, p: packstone, g: grainstone) constituted by shallow benthic foraminifera, with a thickness of 470m for the Arguis section and deposited during about 5 Ma (~ 100m/ Ma). The bartonian sedimentation is detrital with prodeltaic marls at the base and deltaic sandstones on the upper part. The 1300 m of S1 section were deposited during about 5 Ma (~300 m/Ma). The determination of progradation-retrogradation cycles in each section was used to correlate the different sections with each other.

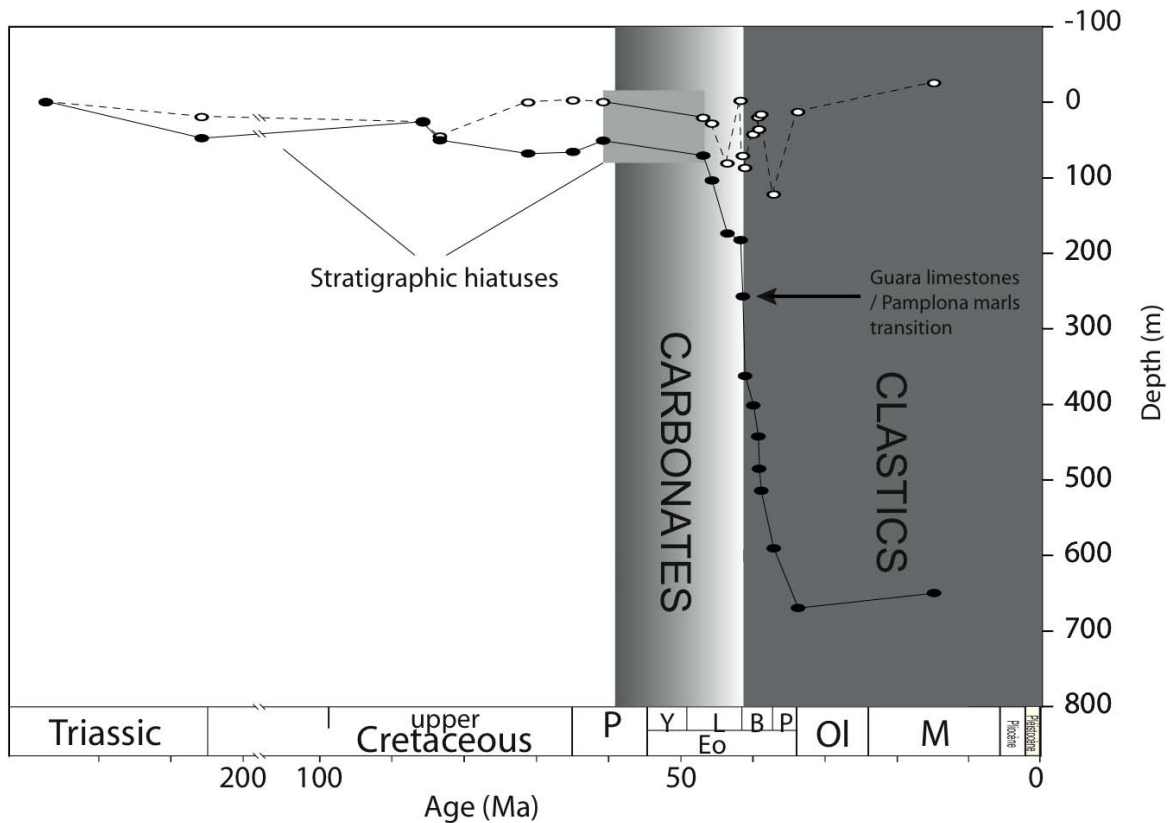


Fig. 5: Evolution of the tectonic subsidence and the accommodation for the Arguis area between the Triassic and the Miocene. Surface porosity, coefficient of porosity and density of the sediments are taken from Allen and Allen (2005) after Sclater and Christie (1980) and the curve of eustatic sea-level used for correction of global long-term signal is from Kominz et al. (2008). The tectonic subsidence and the accommodation are calculated according to the procedure outlined in the chapter 9.3 of Allen and Allen (2005). Data are presented in Table 1.

Moreover, Vergès et al. (1998) have shown that there was a diachronism in the timing of the acceleration of the tectonic subsidence between the North (Paleocene) and the South (late Eocene) of the eastern part of the southern foreland basin. Despite that, the successive carbonate platforms (Cadi, Orpi, Penya and Tavertet) migrated from the North to the South with the migration of the subsidence (Serra-Kiel et al., 1998), like the Boltana and the Guara formations in the Jaca basin (Puigdefabregas and Souquet, 1986; Huyghe et al., SUBMITTED). What is interesting is that despite a diachronism in the tectonic subsidence history between those two areas of the basins, the carbonates platforms disappeared contemporaneously.

5. Global climatic events at 41 Ma.

The Tertiary shows a remarkable shift from a greenhouse climate during the early Eocene to permanent icehouse since the beginning of the Oligocene (Zachos et al., 1994). During this interval, the precise age of the first ice-sheets of the Cenozoic remains controversial (e.g. Zachos et al., 1994; Lear et al., 2000; Pekar et al., 2005; Tripathi et al., 2005; Edgar et al., 2007; Burgess et al., 2008; Payros et al., 2009). Recent studies have shown that the cooling trend that started after the early Eocene climatic optimum (53 – 51 My) was not continuous but rather punctuated by several global events among which some occurred around the Lutetian - Bartonian boundary (~41.3 Ma, Bohaty and Zachos, 2003; Tripathi et al., 2005; Villa et al., 2008; Bohaty et al., 2009; Stickley et al., 2009). Specifically, high-resolution climate analysis from $\delta^{18}\text{O}$ in benthic foraminifera revealed that a global cooling interval ($\delta^{18}\text{O}$ increase) happened between ~41.5 Ma and 40.5 Ma, immediately preceding a short global warming ($\delta^{18}\text{O}$ decrease) known as the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO, Tripathi et al., 2005; Villa et al., 2008; Bohaty et al., 2009). According to Tripathi et al. (2005), the increase of the $\delta^{18}\text{O}$ centred on 41 Ma could reflect the first major bipolar glaciation of the Cenozoic, even though this is still debated (Edgar et al., 2007, Burgess et al., 2008). This hypothesis is supported by the evolution of the carbonate compensation depth (CCD estimated from calcium carbonate contents in deep-sea sediments; Tripathi et al., 2005; Bohaty et al., 2009) which exhibits a similar trend, with a transient deepening between ~41.5 and 40.5 Ma corresponding to the pre-MECO cooling and a shoaling centred on 40 Ma synchronous with the MECO.

6. Bartonian shift to high-frequency higher-amplitude sea level changes

In a study of the Eocene-Oligocene shift from carbonates to siliciclastics on the west African margin, Séranne (1999) proposed that a climate shift to cooler conditions and higher-amplitude, glacio-eustatically driven, sea-level changes were responsible for the demise of carbonates. In the Pyrenees, a simple field outlook at the Lutetian Guara carbonates and the Bartonian Belsué-Atarès deltaics also suggests a contrast between a quiet and relatively

monotonous carbonate deposition during the Lutetian versus marked high-frequency detrital cycles during the Bartonian. The identifiable cyclicities characteristic of each formation range in thickness from 1 to 8 metres in the Lutetian carbonates to about 9 to 27 metres in the Bartonian clastics. According to the sedimentation rates of ~90 m/Ma in the Lutetian (Huyghe et al., SUBMITTED) and ~300 m/Ma in the Bartonian (Castelltort et al., 2003) these thicknesses thus represent cyclicities of less than 100ka. We present here five detailed sections illustrating these high-frequency cycles in each of the Lutetian and Bartonian formations (Fig. 2, Fig. 4) for which we quantify the possible amplitude of sea level variations. The estimated duration of each section, derived from the mean sedimentation rates, is reported on Figure 6. We use the facies models established in Huyghe et al. (SUBMITTED) and Castelltort et al. (2003) respectively for the carbonates and the deltaics.

During the deposition of the Guara carbonates, the landscape was that of a ramp and the facies in combination with the benthic foraminifera associations indicate a slope of less than 1° (Huyghe et al., SUBMITTED). The deepest facies encountered during this period are the assilina limestones (facies F6a of Huyghe et al., SUBMITTED) with a paleobathymetry of 90 to 120m in the lower part of the photic zone (Luterbacher, 1998). Facies and paleobathymetries are more variable during deposition of the Bartonian deltaics, with environments ranging from shoreface/intertidal deposition for the shallowest (5±5m), to organic-rich marls with pro-delta turbidites for the deepest (100±50m). For each detailed section we have decompacted the succession and corrected for the paleobathymetry change in order to obtain the relative sea-level variation (or accommodation, Jervy, 1988), i.e. the change in space available for sedimentation.

The results confirm the nature of the contrast between the two formations: even considering the uncertainties of the estimated paleobathymetries, there is a marked shift of relative sea-level changes of 15 to 30 m of amplitude during the Lutetian (with a maximum of 50 m probably due to great uncertainties for paleobathymetries estimations), to cycles with 25 to 60 m of amplitude during the Bartonian (Table 2, Table 3, Fig. 6).

Relative sea level is the combination of vertical tectonic movements of the basement and eustatic changes of sea-level. Tectonics is certainly responsible for the long-term background subsidence of the Jaca basin. However, to our knowledge there is no physical mechanism that can explain cycles of tectonic uplift and subsidence with ~20 metres of amplitude at the studied frequencies (<100ka) (Miller et al., 2005).

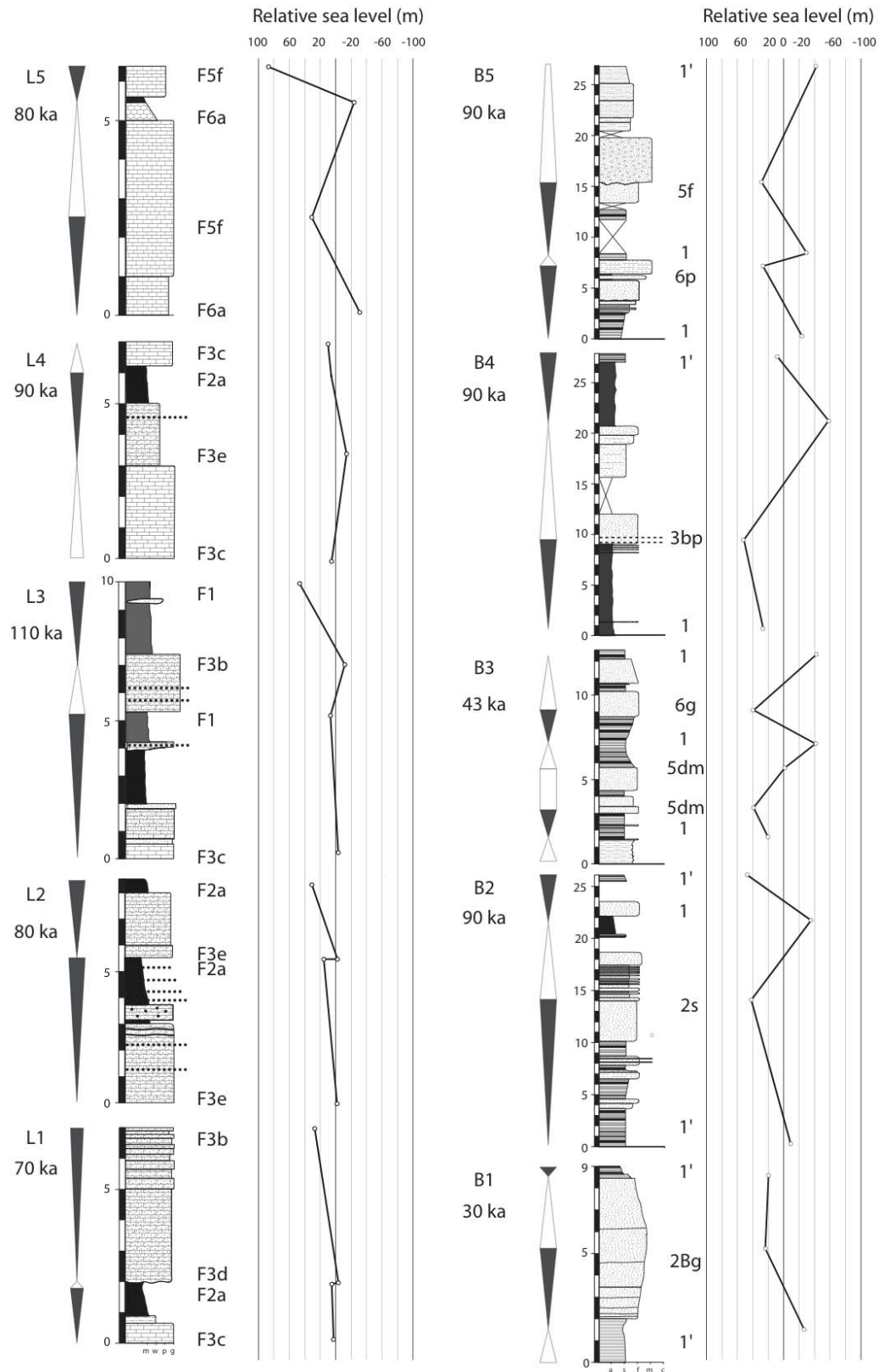


Fig. 6: Sedimentologic sections studied in the Lutetian (L1 to L5) and Bartonian (B1 to B5) sections. Geographic and stratigraphic locations of the sections are reported respectively on Fig. 2 and Fig. 5. The evolution of accommodation has been calculated estimating paleobathymetries from facies models of Huyghe et al., (SUBMITTED) and Castellort et al., (2003) respectively for Lutetian and Bartonian sediments (see attached tables 1 and 2 for the correspondence between facies code and bathymetry).

surface	faces code	environment	age	depth	surface porosity	porosity depth coefficient	sediment grain density	sea level	paleo bathymetry	paleo bathymetry uncertainty	accommodation
			(Ma)	(m)		(km ⁻¹)	(kg/m ³)	(m)	(m)	(m)	(m)
L1	MFS1	F3 c									
	FS1	F2a									
	MFS2	F3 d									
L2	FS2	F3 b									
	MFS1	F3 e									
	FS1	F2a									
L3	MFS2	F3 e									
	FS2	F2a									
	MFS1	F3 c									
L4	FS1	F1									
	MFS2	F3 b									
	FS2	F1									
L5	FS1	F3 c									
	MFS1	F3 e									
	FS2	F2a									
	MFS2	F3 c									
L6	MFS1	F6a									
	FS1	F5 f									
	MFS2	F6a									
	FS2	F5 f									

Table 2: Data used to calculate the accommodation for the Lutetian detail sections. Facies codes and environments are from Huyghe et al. (SUBMITTED). Age, thickness and paleobathymetries Huyghe et al. (SUBMITTED) and refers to Fig.6. Surface Porosities, Porosity-depth coefficients and sediment grain densities are from Allen and Allen (2005). Sea-level is from Kominz et al. (2008).

During greenhouse periods, there seems to be no process able to remove important quantities of water from the ocean and thus high-frequency sea level variations remain of limited amplitude of about 0.1 to 10 m (e.g., Rowley and Markwick, 1992; Schulz and Schäfer-Neth, 1997). In icehouse times, high-frequency cycles of storage of water at the poles during glacials and its release during interglacials provoke high-amplitude sea-level cycles often with Milankovitch periods or combinations (Hays et al., 1976). Within the limits of estimating the bathymetries of the facies observed in the Lutetian carbonates and the Bartonian clastics, the studied series exhibit a significant shift to higher amplitude relative sea-level cycles during the Bartonian. Thus the relative sea-level cycles documented here potentially record the early establishment of glacioeustasy. It remains difficult to localise precisely when the shift happens because we were not able to determine cycles in the uniform lithologies of the end of the Guara limestones (Upper Lutetian) and of the Pamplona marls (Lower Bartonian).

surface	faces code	environment	age	depth	surface porosity	porosity depth coefficient	sediment grain density	sea level	paleo bathymetry	paleo bathymetry uncertainty	accommodation	
			(Ma)	(m)		(km ⁻¹)	(kg/m ³)	(m)	(m)	(m)	(m)	
	MFS1	1' lower to distal upper offshore silty shelf		2890	0.56	0.39	2685	50	75	25	25	-19.76 85
B1	FS1	2Bg Upper offshore prodelta/distal delta front	39.8 5	2886.5	0.532	0.342	2671	50	50	20	20	-23.99 18
	MFS2	1' lower to distal upper offshore silty shelf		2883.2	0.518	0.318	2664	50	75	25	25	25.98 93
	MFS1	1 Lower offshore silty shelf		2700	0.56	0.39	2685	29	60	30	30	46.39 93
	FS1	2s Upper offshore prodelta		2685.5	0.504	0.294	2657	29	20	10	10	-35.62 64
B2	MFS2	1 Lower offshore silty shelf	39.4	2678	0.616	0.486	2713	29	60	30	30	41.61 59
	FS2	1' lower to distal upper offshore silty shelf		2674	0.602	0.462	2706	29	50	30	30	-9.0088
	MFS1	1 Lower offshore silty shelf		2580	0.532	0.342	2671	22	60	30	30	-21.264
	FS2	5dm Proximal upper offshore		2578.3	0.56	0.39	2685	22	20	10	10	-39.541
	FS2'	5dm Proximal upper offshore		2575.8	0.518	0.318	2664	22	20	10	10	0.679
B3	MFS2	1 Lower offshore silty shelf	39.1	2574.3	0.518	0.318	2664	22	60	30	30	40.444
	FS3	6g Upper offshore proximal ramp		2572.2	0.546	0.366	2678	22	20	10	10	-39.40 65
	MFS3	1 Lower offshore silty shelf		2569	0.518	0.318	2664	22	60	30	30	40.89 24
	MFS1	1 Lower offshore silty shelf		2510	0.616	0.486	2713	9	60	30	30	-26.93 18
	FS1	3bp Upper offshore to lower shoreface/bypass in delta front environment	38.8	2500.5	0.504	0.294	2657	9	5	5	5	-51.92 21
B4	MFS2	1 Lower offshore silty shelf		2489.5	0.518	0.318	2664	9	60	30	30	58.06 56
	FS2	1' lower to distal upper offshore silty shelf		2483	0.602	0.462	2706	9	50	30	30	-8.5311
	MFS1	1 Lower offshore silty shelf		2420	0.574	0.414	2692	8	60	30	30	42.32 37
	FS1	6p Upper offshore median ramp		2415.7	0.518	0.318	2664	8	30	10	10	-28.70 03
B5	MFS2	1 Lower offshore silty shelf	38.5	2415.1	0.546	0.366	2678	8	60	30	90	30.19 66
	FS2	5f Distal upper offshore		2404.3	0.518	0.318	2664	8	30	30	30	-26.88 17
	MFS3	1' lower to distal upper offshore silty shelf		2393	0.532	0.342	2671	8	50	30	30	23.07 35

Table 3: Data used to calculate the accommodation for the Bartonian detail sections. Facies codes, paleo-environments, and paleo-water depths are from Castellort et al. (2003) and refer to Fig.6. Surface Porosities, Porosity-depth coefficients and sediment grain densities are from Allen and Allen (2005). Sea-level is from Kominz et al. (2008).

7. Discussion: early signature of Cenozoic glaciations?

The sedimentary shift at the Lutetian-Bartonian from a carbonate to a deltaic sedimentary system is correlative (Fig. 7) with (1) a shift to higher amplitude relative sea-level changes recorded in the same series, (2) a 25 m sea-level drop identified in the New Jersey and Delaware passive margins (Kominz et al., 2008), (3) a ~ 500 m lowering of the Pacific CCD (Tripathi et al., 2005), and (4) an increase of $\delta^{18}\text{O}$ (Villa et al., 2008; Bohaty et al., 2009). All those events agree with a shift from greenhouse to partially icehouse conditions at the Lutetian–Bartonian boundary.

As we said (see § 3), both climatic and tectonic changes can drive to environmental stress for carbonate producers as foraminifera with an excess of nutrient and lowering light intensity due to increasing sediment supply and erosion (Hallock and Schlager, 1986). However, we have shown that the timing of tectonic shift was diachronous in the whole basin and not strictly contemporaneous with the sedimentary shift.

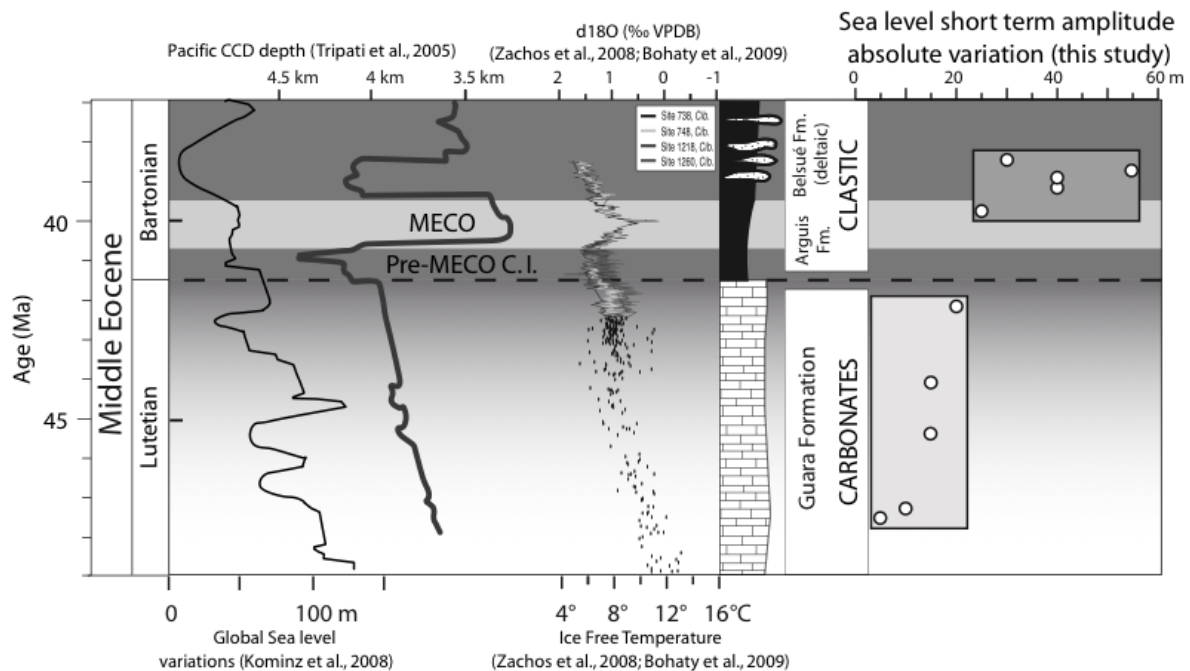


Fig. 7: Simplified evolution of the sedimentation during the middle Eocene correlated with the evolution of high frequency sea-level variations, the long-term sea level variations (Kominz et al., 2008), the evolution of the depth of the CCD in the Pacific (Tripathi et al., 2005) and the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ and temperatures (points correspond to Zachos et al., 2008; lines correspond to Bohaty et al., 2009). MECO means Middle Eocene Climatic Optimum and Pre-MECO C.I. means Pre Middle Eocene Climatic Optimum Cooling Interval.

During greenhouse periods, climatic conditions are stable and erosion in orogenic domain is primarily controlled by the elevation of mountain ranges. On the contrary, during icehouse intervals, sea-level is influenced by the waning and waxing of continental ice-sheets, in response to orbital parameters forcing (Hays et al., 1976). As a consequence, the magnitude of sea level variations is likely to be greater than during greenhouse periods, which potentially induce greater erosion on the continents (Fisk, 1944; Knox, 1972; Posamentier and Vail, 1988; Miller et al., 1991; Séranne, 1999). Rivers can never reach their equilibrium profile and the detrital material supply is more important than during greenhouse periods. In the absence of a marked tectonic event at the Lutetian – Bartonian boundary, we propose that it is such a climatic shift which could be responsible for the increase of sediment supply in the south-pyrenean basin and thus the demise of Eocene carbonates in the Pyrenees.

What is important, is that the sedimentary transition is not directly a consequence of the potential glaciation and the transient cooling of the Lutetian – Bartonian boundary. This evolution requires the combination of two factors: a climatic instability and the existence of a significant topography to supply detrital material. Indeed, carbonate ramps subsisted in other foreland basins, like in the French Alps after the Lutetian – Bartonian limit even though they were mostly made of the same carbonate producers than the Pyrenean lutetian carbonate formations, i.e. shallow-water benthic foraminifera (Sinclair, 1997; Sinclair et al., 1998). As a difference with the French Alps, the clastic sedimentary record of collision in the Pyrenees starts in the upper Cretaceous (Muñoz, 1992) and it can be thus postulated that the drainage system was well developed by the time of the Lutetian-Bartonian transition and responded strongly.

8. Conclusion

The present study demonstrates that a major sedimentation change happened at the scale of the south Pyrenean foreland basin at the Lutetian – Bartonian boundary (~ 41.3 Ma) with the definitive disappearance of marine carbonate platforms. We have measured the tectonic subsidence across this boundary and showed that there is no particular tectonic event at the transition between the Lutetian Guara carbonates and the Bartonian Pamplona marls that could account for this change. The high-frequency relative sea-level variations derived from small scale field sections however show a pronounced shift to higher amplitude sea-level changes in the Bartonian. With these observations and considering the known global

cooling recorded in the Pacific CCD, global sea-level and $\delta^{18}\text{O}$ we are lead to propose that the Pyrenean carbonates producers were early victims of the progressive shift to icehouse conditions that increased erosion. The precise localisation of this phenomenon in the Pyrenees however suggests that it is the destabilization of established rivers and the ensuing increased erosion and sediment flux to the basin that determined the extinction of Pyrenean carbonates producers rather than a direct global climatic impact on the carbonates such as temperature or episodic exposure due to sea-level changes.

Acknowledgements

This study was funded by a PhD grant from the French Ministry of Research and Education to Damien Huyghe and by funds from UMR 7072 (now UMR 7193) and JE-2477. We warmly thank the friendly crews at Nocito Villacampa and Hospederia de Arguis.

References

- Allen, P. A., Allen, J. R., 2005. Basin Analysis: Principles and Applications, second edition, Blackwell Publishing, 560 p.
- Barnolas, A., Teixell, A., 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology* 22, 1107-1110.
- Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, L., Muñoz, J.A. Almar, Y., 2003. A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. *Earth and Planetary Sciences Letters* 216, 501-514.
- Beavington-Penney, S., Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Sciences Reviews* 67, 219-265.
- Bentham, P.A., Burbank, D.W., Puigdefabregas, C., 1992. Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla Formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain. *Basin Research* 4, 335-352.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revisited Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations* (Ed. by W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry & J. Hardenbol). SEPM Special Publication 54, 129-212.
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C., 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geological Society of America* 31 (11), 1017–1020.
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Florindo, F., Delaney, M.L., 2009. Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography* 24, doi:10.1029/2008PA001676
- Brasier, M.D., 1995. Fossils indicators of nutrient levels. 2 : Evolution and extinction in relation to oligotrophy. In *Bosence, D.W.J. & Allison, P.A. (eds), 1995, Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils, Geological Society Special Publication 83, 133-150.*
- Burgess, C.E., Pearson, P.N., Lear, C.H., Morgans, H.E.G., Handley, L., Pancost, R.D., Schouten S., 2008. Middle Eocene climate cyclicity in the southern Pacific: Implications for global ice volume. *Geology* 36, 651-654.

- Canudo, J.I., Molina, E., Riveline, J., Serra-Kiel, J., Sucunza, M., 1988. Les évènements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène Moyen à l'Oligocène Inférieur. *Revue de Micropaléontologie* 31 (1), 15-29.
- Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F., Eschard, R., 2003. Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain). *Basin Research* 15 (4), 527-551.
- Castelltort, S., Pochat, S., Van den Driessche, J., 2004. How reliable are growth strata in interpreting short-term (10 s to 100 s ka) growth structures kinematics? *Comptes Rendus Geoscience* 336 (2), 151-158.
- Caus, E., Serra-Kiel, J., 1992. Macroforaminifères: Estructura, Paleoecologia I Bioestratigrafia. Publicació del Servei Geològic de Catalunya. Monografia 2, Barcelona, Spain.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet C., Sborshchikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. In : Aubouin, J., Le Pichon, X., Monin, A.S. (Eds.), *Evolution of the Tethys*. *Tectonophysics* 123, 241-315.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G., editors. *Alpine tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 45, 265-283.
- Dorobek, S., 1995. Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins: controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology. In: S. Dorobek and G.M. Ross (Editors), *Stratigraphic evolution of foreland basins*. SEPM Special Publication 52, 127-147.
- Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., Puigdefabregas, C., 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa basin, northern Spain. *Sedimentary Geology* 127, 127-169.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, F.P., Saganuma, Y., 2007. No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. *Nature* 448, 908-911.
- Fisk, H.N., 1944. Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River. Mississippi River Commission, Vicksburg.
- 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 Research* 19, 323-334.
- Hallock, P., Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios* 1, 389-398.
- Hay, W.W., Sloan, J.L., Wold, C.N., 1988. Mass/Age Distribution and Composition of Sediments on the Ocean Floor and the Global Rate of Sediment Subduction. *Journal of Geophysical Research* 93 (B12), 14933-14940.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121-1132.
- Hogan, P.J., Burbank, D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. In: P.F. Friend and C.J. Dabrio (Editors), *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge Univ. Press, pp. 153-160.
- Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.-Y., Emmanuel, L. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: implications for mountain building. *Earth and Planetary Sciences Letters* 288, 421-433.
- Huyghe, D., Castelltort, S., Serra-Kiel, J., Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Emmanuel, L., Renard, M. Sedimentology and stratigraphy of the middle Eocene Guara carbonate platform near Arguis, South-West Pyrenean foreland: Implications for basin physiography. Submitted to *Marine and Petroleum Geology*.
- Leutenegger, S., 1984. Symbiosis in benthic foraminifera: specificity and host adaptations. *Journal of Foraminiferal Research* 14, 16-35.
- Losantos, M., Aragonès, E., Berastegui, X., Palau, J., Puigdefabregas, C., 1989. Institut cartografic de Catalunya, 1989. Mapa geològic de Catalunya, 1/250 000. Servei geològic de Catalunya, Barcelona.

- Jervey, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions. In : C.K. Wilgus et al. (Eds), *Sea-level changes : an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Public., 42, 47-69.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monie, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain), *Tectonics* 26, doi:10.1029/2006TC002080.
- José, D., Rios, M., Almela, D.A., 1951. Mapa geológico de Apiès, 1/50 000, Instituto Geológico y Minero de España.
- Kendall, G.St.C., Sclager, W., 1981. Carbonate and relative changes in sea level. In : M.B. Cita and W.B.F. Ryan (Editors), *Carbonate Platforms of the Passive-Type Continental Margins, Present and Past*. *Marine Geology* 44, 181-212.
- Knox, J.C., 1983. Responses of river systems to Holocene climates. In: *Late Quaternary Environments of the United States, 2, the Holocene* (Edited by H. E. Wright and S. C. Porter), 26-41. University of Minnesota Press.
- Kominz, M. A., Browning, J. V., Miller, K. G., Sugarman, P. J., Mizintsevat, S., Scotese, C. R., 2008. Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal coreholes: an error analysis. *Basin Research* 20, 211-226.
- Lafont, F., 1994. Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocene du bassin de Jaca (Pyrenees espagnoles). PhD Thesis, University of Rennes, France.
- Lanaja, J.M., 1987. Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la geología de España, Publ. IGME, Madrid, 465p.
- Lear, C.H., Elderfield, H., Wilson, P.A., 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science* 287, 269-272.
- Lopez-Blanco, M., 2002. Sedimentary response to thrusting and fold growing on the SE margin of the Ebro basin (Paleogene, NE Spain). *Sedimentary Geology* 146, 133-154.
- Luterbacher, H., 1998. Sequence stratigraphy and the limitations of biostratigraphy in the marine Paleogene strata of the Tremp Basin (central part of the southern Pyrenean foreland basin, Spain). In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society for Sedimentary Geology Special Publication 60, 303-309.
- Millán, H., 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico, Sierras Exteriores aragonesas, thesis, Universidad de Zaragoza, 330 pp.
- Millán, H., Aurell, M., Melendez, A., 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain). *Sedimentology* 41, 1001- 1024.
- Millán, H., Pueyo, E.L., Aurell, M., Luzon, A., Oliva, B., Martínez, M.B., Pocovi, A., 2000. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13, 279-300.
- Miller, K. G., Fairbanks, R. A., Mountain, G. S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea-level history and continental margin erosion. *Paleoceanography* 2, 1-19.
- Miller, K. G., Wright, J. D., Fairbanks, R. G., 1991. Unlocking the Ice House: Oligocene- Miocene Oxygen Isotopes, and Margin Erosion. *Journal of Geophysical Research* 96, (B4), 6829-6848.
- Molina, E., Ortiz, N., Serra-Kiel, J., 1988. Implicaciones paleoecológicas de los foraminíferos en el Eocene del Prepirineo oscense (sector de Arguis). *Revista Española de Paleontología* 3, 45-57.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : Chicken or egg ? *Nature* 346, 29-34.
- Muñoz, J. A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In : K.R. McClay (Eds). *Thrust tectonics*, 235-246.
- Mutti, E., 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology* 24 (1), 107-131.
- Nijman, W., 1998. Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. In: Mascle, A., Puigdefabregas, C., Luterbacher, H.P. and Fernandez, M (editors) *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society Special Publications 134, 135-162.

- Payros, A., 1997. El Eoceno de la Cuenca de Pamplona : estratigrafía, facies y evolución paleogeográfica, thesis, University Basque Country, Bilbao, Spain, 403 p.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sedimentary Geology* 125 (3-4), 165-194.
- Payros, A., Tosquella, J., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., 2009. Filling the North European Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, In Press.
- Peihzen, Z., Molnar, P., Downs, W. R., 2001. Increase sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410, 891-897.
- Pekar, S.F., Hucks, A., Fuller, M., Li, S., 2005. Glacioeustatic changes in the early and middle Eocene (51–42 Ma): Shallow-water stratigraphy from ODP Leg 189 Site 1171 (South Tasman Rise) and deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ records. *Geological Society of America Bulletin* 117, 1081-1093.
- Plaziat, J.C., 1981. Late Cretaceous to late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 36 (3-4), 263-320.
- Pigram, C.J., Davies, P.J., Feary, D.A., Symonds, P.A., 1989. Tectonic controls on carbonate platform evolution in southern Papua New Guinea: Passive margin to foreland basin. *Geology* 17, 199-202.
- Poblet, J., Hardy, S., 1995. Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology* 17 (12), 1707-1724.
- Poblet, J., J.A., M., Travé, A., Serra-Kiel, J., 1998. Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: Application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *Geological Society of America Bulletin* 110 (1), 111-125.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and systems tract models. In : Wilgus C., Hastings B., Ross C., Posamentier H., Van Wagoner J. and Kendall C., editors, *Sea-Level Changes : An Integrated Approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, Tulsa, pp. 47–69.
- Puigdefabregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca, *Monografías del instituto de estudios pirenaicos Pirineos*, 104, 204p.
- Puigdefabregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. In : E. Banda et S.M. Wickham (Eds), *The geological evolution of the Pyrenees*. *Tectonophysics* 129, 173-203.
- Racey, A., 1992. The relative taxonomic value of morphological characters in the genus *Nummulites* (Foraminifera). *Journal of Micropalaeontology* 11, 197-209.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117-122.
- Rowley, D.B., Markwick, P.J., 1992. Haq et al. Eustatic sealevel water volumes. *The Journal of Geology* 100, 703-715.
- Schulz, M., Schäfer-Neth, C., 1997. Translating Milankovitch climate forcing into eustatic fluctuations via thermal deep water expansion: a conceptual link. *Terra Nova* 9, 228-231.
- Sclater, J.G., Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching: an explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research* 85, 3711-3739.
- Séguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Série Géol. Struct.*, 2. Publ. Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, France, 155 pp.
- Séranne, M., 1999. Early Oligocene stratigraphic turnover on west Africa continental margin: a signature of the Tertiary greenhouse to icehouse transition ? *Terra Nova* 11, 135-140.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Les, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., Zabrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 169, 281-299.
- Serra-Kiel, J., Mato, E., Saula, E., Travé, A., Ferrández-Cañadell, C., Busquets, P., Samsó, J.M., Tosquella, J., Barnolas, A., Alvarez-Pérez, G., Franquès, J., Romero, J., 2003. An inventory of

- the marine and transitional Middle/Upper Eocene deposits of the Southeastern Pyrenean Foreland basin (NE Spain). *Geologica Acta* 1, 201-229.
- Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins; an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109, 324-346.
- Sinclair, H., Sayer, Z.R., Tucker, M.E., 1998. Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the Franch Alps. *In* Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds) *Carbonate Ramps*. Geological Society of London, Special Publication 149, 205-227.
- Sinclair, H. D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science* 305, 369-406.
- Stickley, C.E., St John, K., Koc, N., Jordan, R.W., Passchier, S., Pearce, R.B., Kearns L.E., 2009. Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris. *Nature* 460, 376-380.
- Sztrákos, K., Castelltort, S., 2001. La sédimentologie et les foraminifères bartoniens et priaboniens des coupes d'Arguis (Prépyrénées aragonaises, Espagne). Incidence sur la corrélation des biozones à la limite Bartonien/Priabonien. *Revue de Micropaléontologie* 44 (3), 233-247.
- Travé, A., Serra-Kiel, J., Zamarreno, I., 1996. Paleoecological interpretation of transitional environments in Eocene carbonates (NE Spain). *Palaios* 11, 141-160.
- Tripathi, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature* 436, 341-346.
- Vera, J., 2004. *Geología de España*, Sociedad Geologica de España. Instituto Geologico y Minero de España, 890 p.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S., Persico, D., 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology* 69, 173-192.
- Zachos, J., Stott, L., Lohmann, K., 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography* 9, 353-387.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rythm, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279-283.

5.4. Relations entre l'évolution sédimentologique dans le bassin sud-pyrénéen et le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates

Nous avons donc montré qu'une glaciation, même éphémère, s'est très certainement produite à la limite Lutétien – Bartonien, il y a environ 41,3 Ma. Dans ce paragraphe, nous comparons l'évolution de différents signaux à l'Eocène moyen avec celui du $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres du bassin de Paris et du bassin sud pyrénéen (Figure 5-22).

On observe que le $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres augmente au Lutétien, de la même manière que celui des foraminifères benthiques. Cette augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ est sujette à controverse, car comme nous l'avons vu, de nombreux auteurs tels que Zachos et al. (2001, 2008) et Bohaty et al. (2009) ont interprété ces changements isotopiques comme étant la conséquence d'une diminution des températures, écartant l'hypothèse de l'influence d'un effet glaciaire sur ce signal. Au contraire, Lear et al. (2000) avaient proposé que des glaces aient pu apparaître dès le Lutétien, induisant un effet glaciaire de plus en plus prononcé au cours de cet étage.

La Figure 5-22 présente l'évolution à l'Eocène moyen de différents paramètres ayant une relation avec le climat : l'évolution long terme (Kominz et al., 2008) et haute fréquence (nos résultats) du niveau marin, de la profondeur de la CCD (Tripathi et al., 2005), de la $p\text{CO}_2$ (Pearson et Palmer, 2000 et Pagani et al., 2005), du $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres dans le bassin de Paris et dans le bassin sud pyrénéen (nos résultats) et du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (Zachos et al., 2008 et Bohaty et al., 2009).

Cette comparaison permet d'ouvrir une réflexion sur l'évolution climatique au Lutétien puisque l'ensemble des signaux présentés ici s'accorde sur le fait que le volume de glace a pu augmenter très progressivement tout au long de cet étage (Figure 5-22). En effet, nos résultats sur l'étude de l'amplitude des variations à haute fréquence du niveau marin montrent une augmentation progressive tout au long du Lutétien, suggérant une intensification progressive d'un glacioeustatisme. Il faut toutefois rappeler qu'il existe une incertitude non négligeable sur nos résultats, liés à l'estimation des paléobathymétries. Cependant, les résultats de Kominz et al. (2008) montrent que, en plus de variations à moyennes fréquences (troisième ordre), le niveau marin, sur la marge est américaine, présente une diminution de plus de 50 m tout au long du Lutétien. Une diminution du niveau marin peut supposer là encore un stockage d'eau de mer sous forme de glace (Hays et al., 1976).

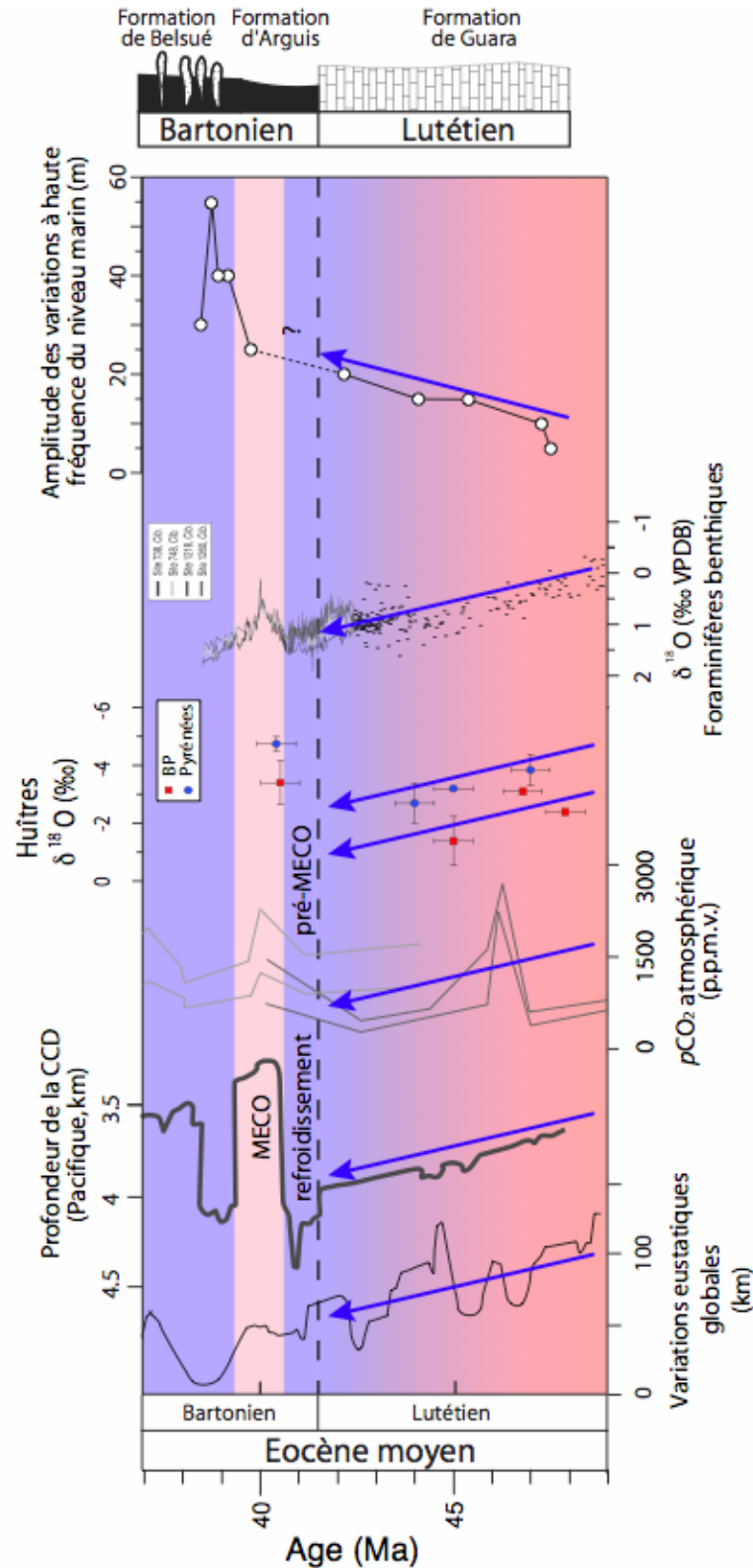


Figure 5-22 : Corrélation de l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres du bassin de Paris, du bassin sud pyrénéen, du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (Zachos et al., 2008, Bohaty et al., 2009), de la profondeur de compensation des carbonates (CCD, Tripati et al., 2005), de l'évolution long terme du niveau marin (Kominz et al., 2008), et de l'évolution à haute fréquence du niveau marin (nos résultats) à l'Eocène moyen.

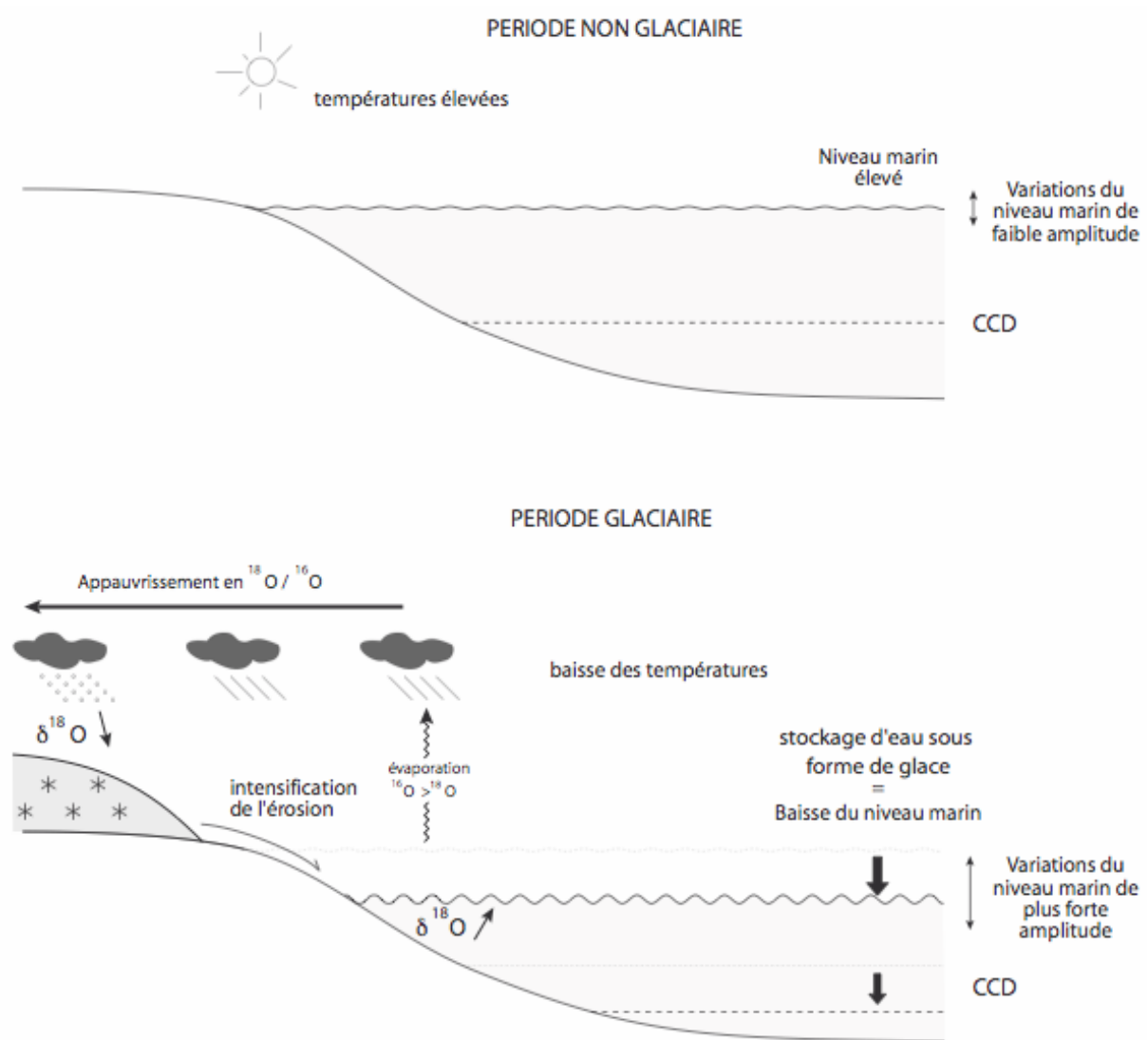


Figure 5-23 : Illustration de la réponse des signaux eustatique, isotopique et climatique (1) en période non glaciaire où le niveau marin est relativement élevé et avec des variations du niveau marin à haute fréquence de faible amplitude par rapport (2) aux périodes glaciaires où le niveau marin baisse en réponse au stockage d'eau sous forme de glace et où la profondeur de compensation des carbonates s'approfondit.

De plus, la profondeur de compensation des carbonates suit, dans l'océan Pacifique et dans l'océan Atlantique, la même tendance que le niveau marin (Tripathi et al., 2005 ; Bohaty et al., 2009). Or, un stockage de glace en position continentale a un impact significatif sur l'évolution de la profondeur de la CCD, en agissant selon plusieurs mécanismes. Tout d'abord, une glaciation entraîne une diminution du niveau marin, qui se répercute d'autant sur la profondeur de la CCD. Mais aussi, une baisse du niveau marin diminue l'aire disponible pour la production de carbonates en domaine de plate-forme. De plus, les carbonates de plate-forme précédemment déposés sont exposés aux processus d'érosion suite à la chute

eustatique. Ces deux derniers facteurs induisent un transfert de la production carbonatée et des carbonates érodés vers le domaine océanique. En augmentant ainsi la concentration en CaCO_3 dans les océans, la CCD s'approfondit d'autant plus (Figure 5-23).

Chacun de ces paramètres pris séparément n'est pas suffisamment discriminant pour conclure sur l'existence d'un réel effet glaciaire au Lutétien. Cependant, comparés les uns aux autres, ces signaux s'accordent sur l'apparition progressive de glace depuis le début du Lutétien, comme suggéré récemment par Payros et al. (2009). Il semble donc que le $\delta^{18}\text{O}$ des huîtres et des foraminifères benthiques reflète, du moins en partie, un effet glaciaire et non pas uniquement un effet de la diminution des températures, confirmant les conclusions de Lear et al. (2000).

Ainsi, de plus en plus d'observations conduisent à penser que des glaciations significatives ont pu se produire avant la limite Eocène – Oligocène, qui est supposée être la période d'apparition de glaces permanentes en Antarctique (cf. Chapitre 2).

Cette étude montre la nécessité du couplage de différents outils afin de mieux contraindre la présence ou non de calottes polaires sur Terre à une époque donnée, dans le but de notamment mieux contraindre l'influence des différents paramètres lors des phases d'érosion et dans les interactions entre la tectonique et le climat.

5.5. Synthèse des éléments ayant forcé la sédimentation à l'Eocène moyen dans les Pyrénées

Nous avons montré que la sédimentation avait pu être influencée par de nombreux facteurs au cours de l'Eocène moyen dans le bassin sud-pyrénéen. Nous avons donc pu à la fois établir un calendrier précis et quantifier tous les événements ayant pu agir sur la sédimentation à l'Eocène moyen dans les Pyrénées et de manière plus globale. La Figure 5-24 synthétise l'évolution de l'ensemble de ces paramètres. On peut ainsi voir que chacun de ces facteurs, tectonique, climat, variations du niveau marin, ont agité à des échelles de temps différentes, la tectonique jouant un rôle sur le long-terme, alors que le climat induit un forçage à une échelle de temps plus courte.

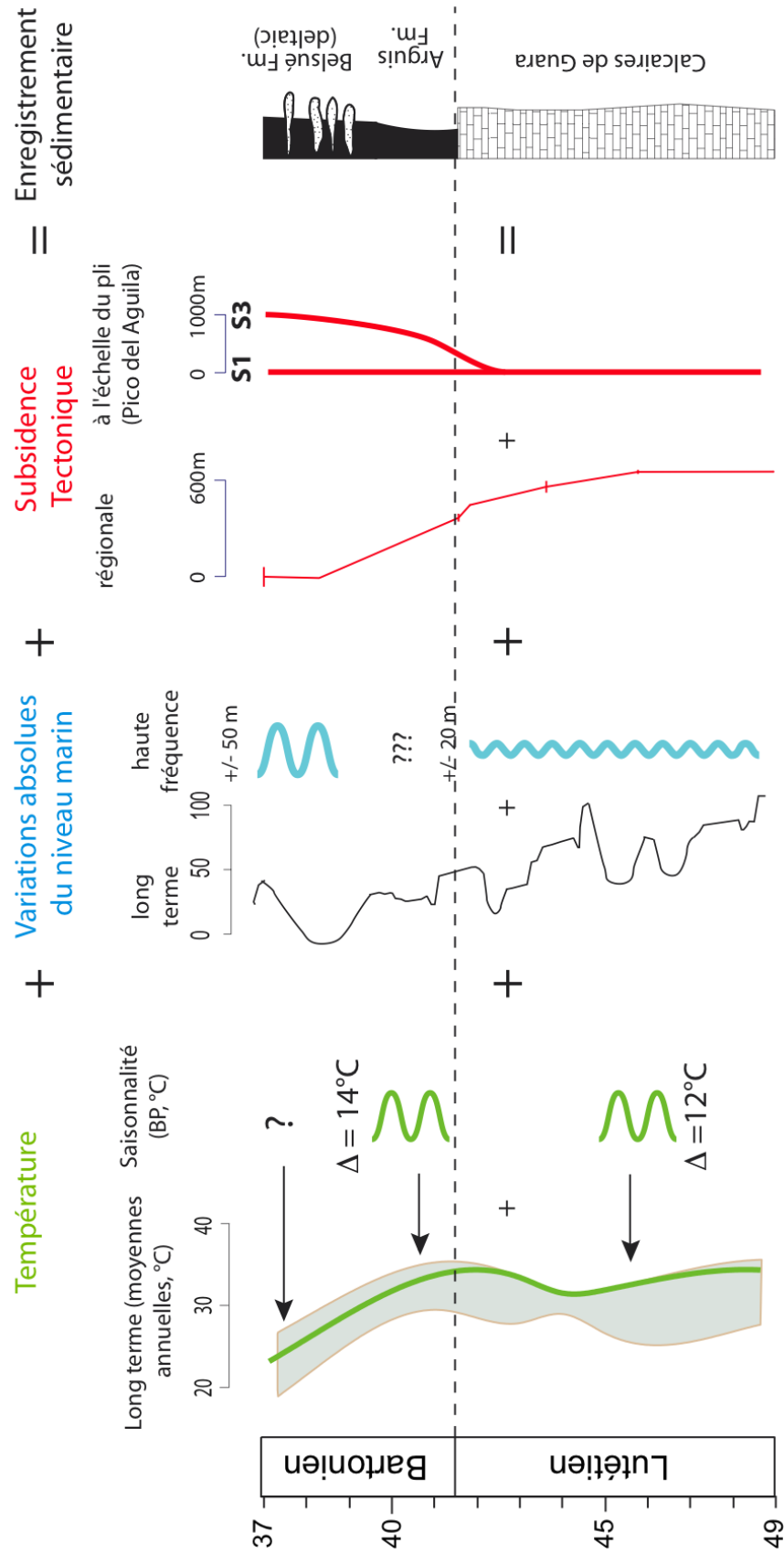


Figure 5-24 : Synthèse des événements ayant eu un impact sur la sédimentation à l'Eocène moyen dans le bassin sud-pyrénéen.

CHAPITRE 6 :

RELATIONS ENTRE LA TECTONIQUE ET LE CLIMAT

DANS LES PYRENEES AU PALEOGENE

CHAPITRE 6 : RELATION ENTRE LA TECTONIQUE ET LE CLIMAT DANS LES PYRENEES AU PALEOGENE

Introduction

Nous avons montré dans le Chapitre 4 que la croissance de la chaîne pyrénéenne ne semblait pas avoir eu un impact significatif sur l'évolution climatique dans le bassin sud-pyrénéen, mais sur la composition isotopique de l'eau du bassin. Le but de ce chapitre est de tenter de déterminer si, à l'inverse, les changements climatiques enregistrés au cours du Paléogène ont pu avoir un impact sur l'histoire tectonique des Pyrénées. Pour cela, nous apportons de nouvelles contraintes sur la séquence de déformation dans le bassin sud-pyrénéen et plus particulièrement dans le bassin de Jaca et dans les Sierras Extérieures.

6.1. Séquence de déformation au Cénozoïque dans les Pyrénées

La séquence de déformation dans la chaîne plissée de la partie Sud des Pyrénées est relativement bien connue, notamment grâce à la très bonne exposition et au bon calage temporel des dépôts syntectoniques (e.g. Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Muñoz, 1992 ; Teixell, 1998 ; Vergès et al., 2002, Figures 6-1 et 6-2). La partie Ouest du bassin sud-pyrénéen, qui correspond aux bassins d'Ainsa et de Jaca (Figure 3-12), présente de nombreuses structures tectoniques orientée Nord-Sud, c'est-à-dire parallèles à la contrainte compressive principale ayant donné naissance à cette chaîne (Figure 6-1). Certains de ces plis

forment des structures majeures, comme l'anticlinal de Boltaña ou l'anticlinal de Médiانو et dans une moindre mesure, les anticlinaux des Sierras Exteriores tels que la Sierra de Guara ou le Pico del Aguila. La mise en place de ces anticlinaux est à mettre en relation avec l'apparition de rampes latérales, connectant les chevauchements frontaux principaux du bassin d'avant-pays.

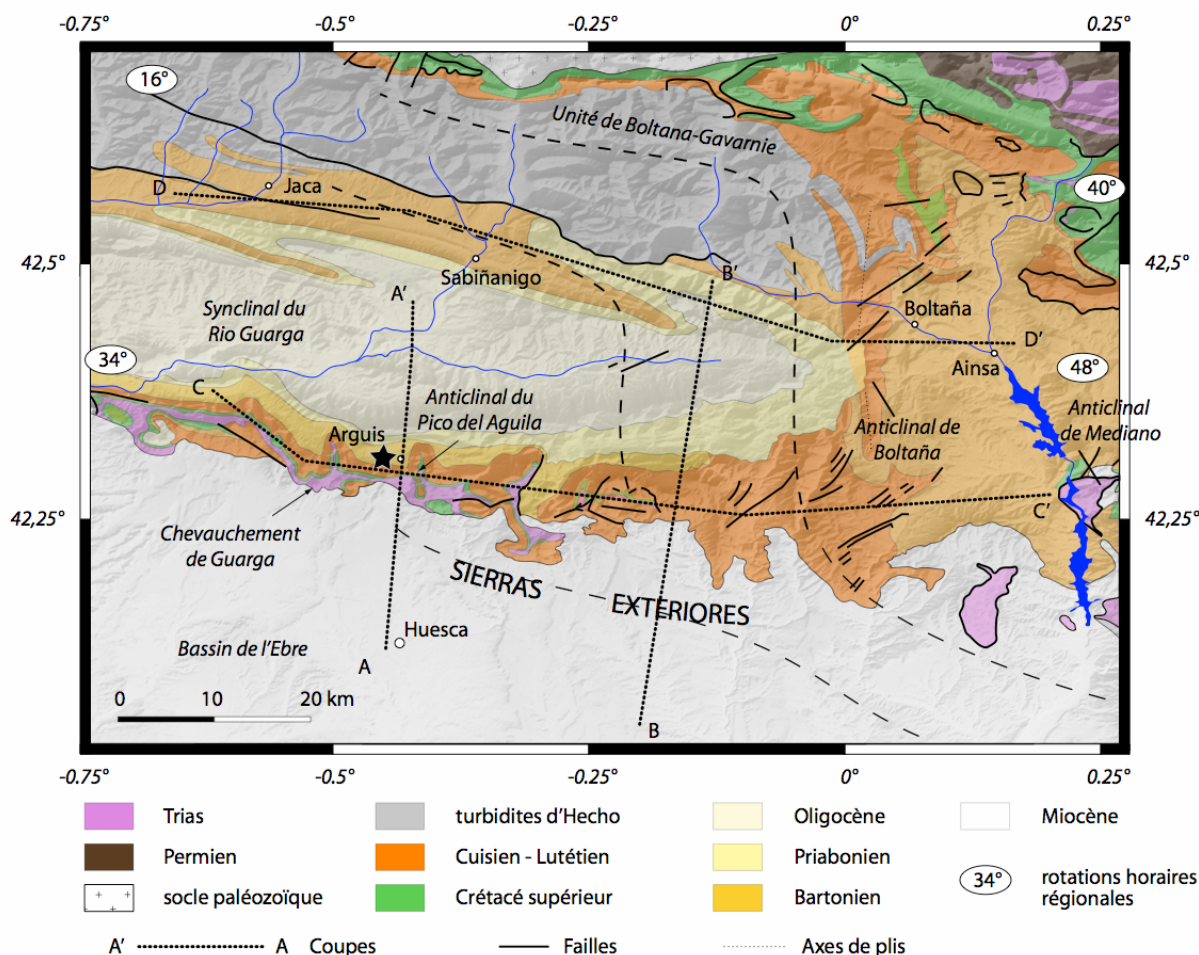


Figure 6-1 : Carte géologique et topographique de la partie ouest du bassin sud-pyrénéen et localisation des coupes présentées sur la Figure 6-6.

La bonne exposition et la bonne préservation des sédiments syn-plis a permis de dater l'âge de la formation de ces plis. La majorité d'entre eux s'est formée durant l'Eocène moyen, avec une migration de l'âge de la déformation d'Est en Ouest (Figure 6-2). Dans les Sierras Exteriores, les sédiments syn-plis sont majoritairement datés du Bartonien et certains plis, comme le Pico del Aguila ont même pu débuter leur croissance dès le Lutétien (Figure 5-2, Millan, 1996). Nous avons montré dans le Chapitre 5 que des évidences sédimentologiques et paléontologiques étayaient cette hypothèse.

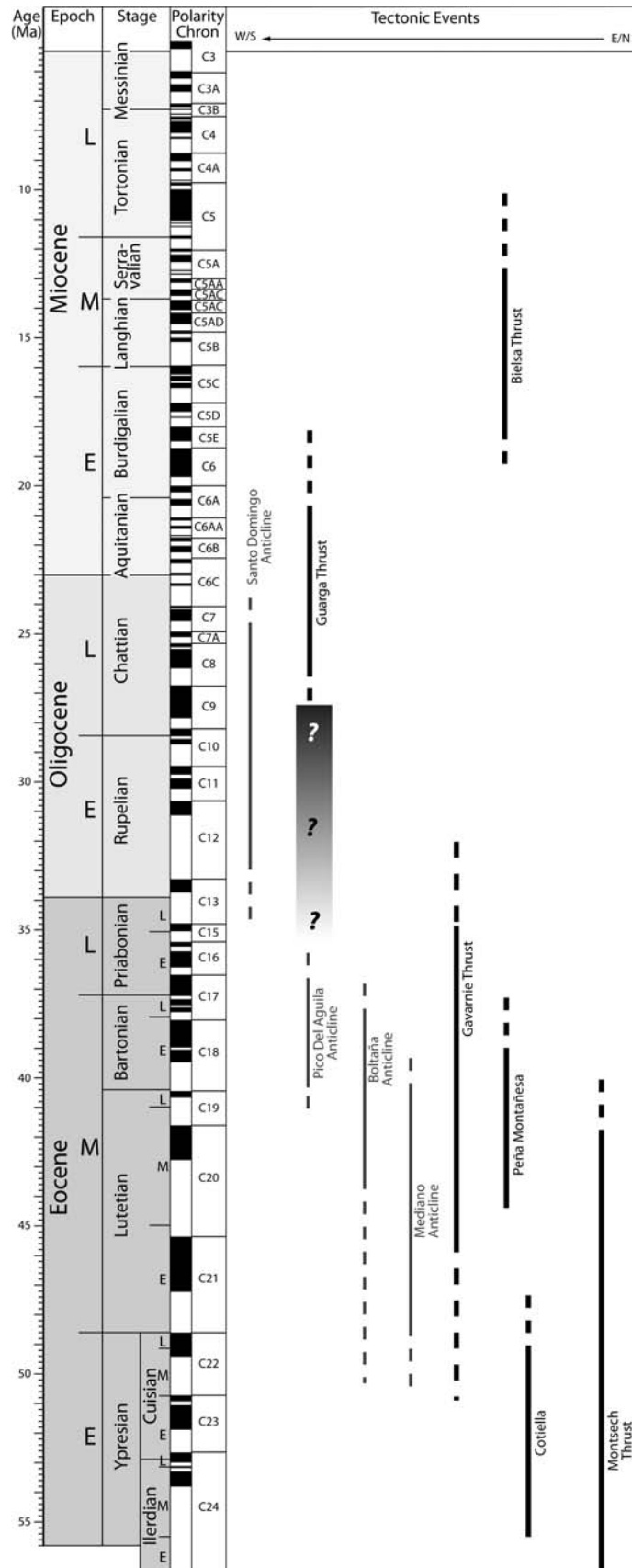


Figure 6-2 : Séquence de déformation dans le bassin sud pyrénéen. D'après Muñoz, 1992 ; Vergés et al., 1995 ; Meigs et al., 1996 ; Teixell, 1996 ; Meigs et Burbank, 1997 ; Morris et al., 1998 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Pueyo et al., 2002 ; Vergés et al., 2002 ; Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007.



Figure 6-3 : Photo des sédiments fluviatiles post-plis de la formation de Campodarbe dans les Sierras Exteriores.

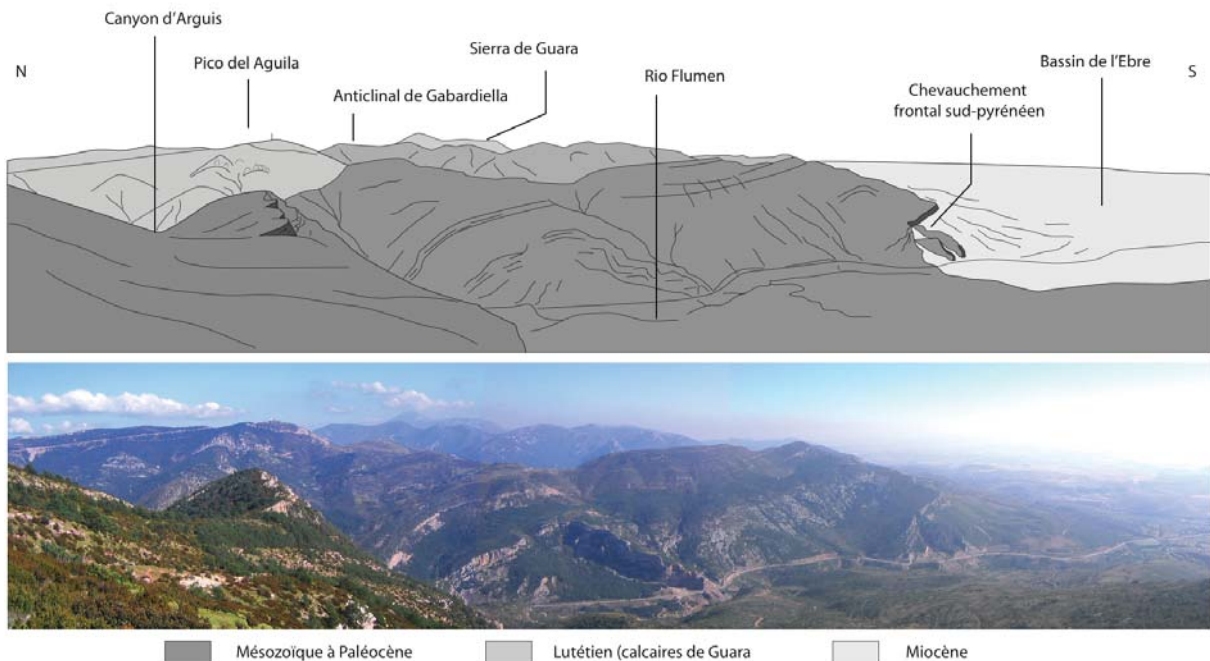


Figure 6-4 : Panorama du front Sud des Pyrénées vu de la Sierra de Gratal.

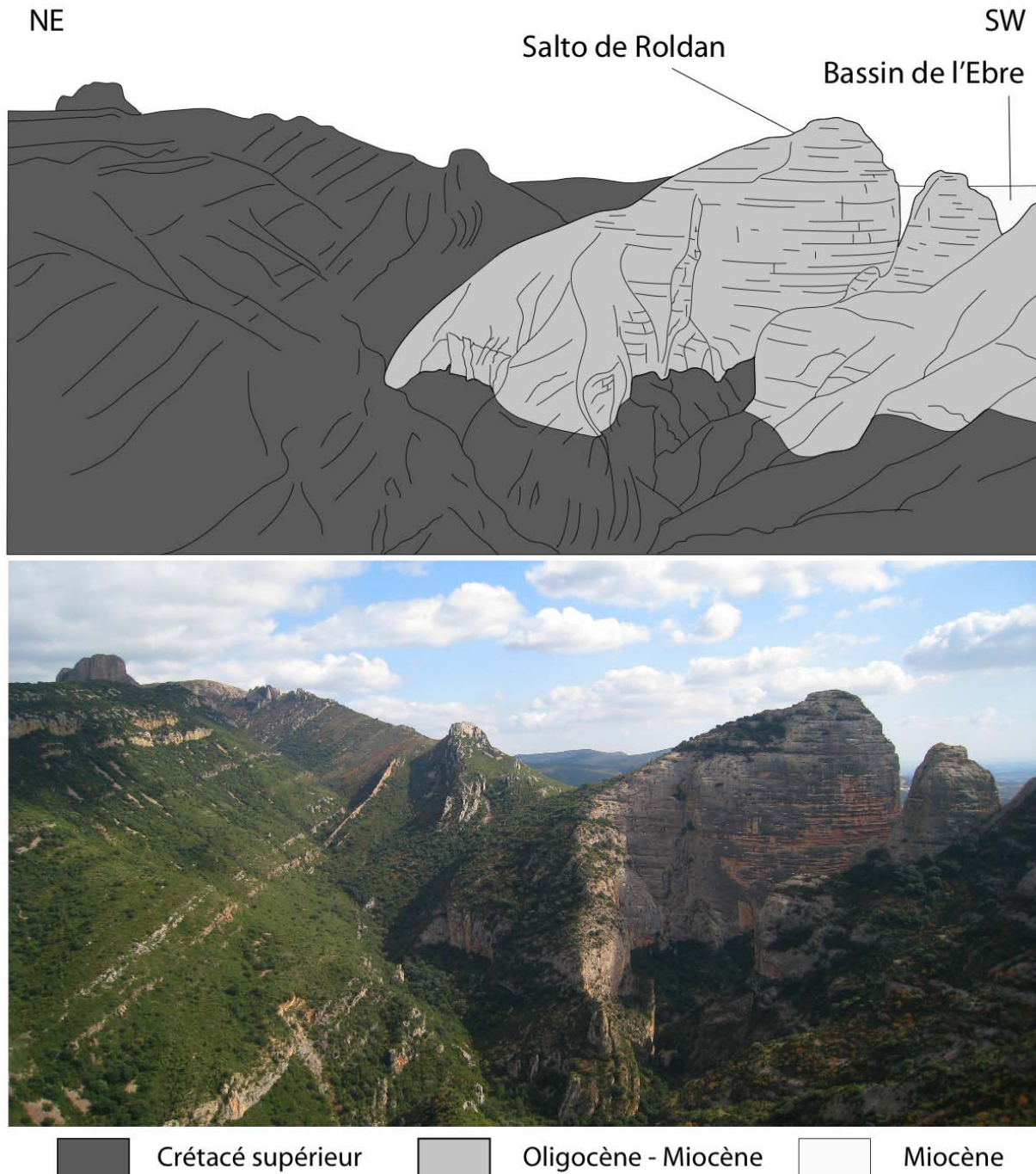


Figure 6-5 : Photo du Salto de Roldan formé par des conglomérats datés du Miocène recouvrant les calcaires mésozoïques au front Sud de la chaîne.

L'une des particularités des Sierras Exteriores est que cette zone a subi une rotation importante à partir du Bartonien, en relation avec la migration différentielle vers le sud de l'unité de Gavarnie (Figures 6-1 et 6-2). Ces rotations ont été mises en évidence grâce à des données de paléomagnétisme (Millan, 1996 ; Pueyo et al., 2002 ; Oliva-Urcia et Pueyo, 2007a,b). Dans leur synthèse des données de rotation concernant la région, Oliva-Urcia et

Pueyo (2007b) ont proposé une valeur moyenne de rotation de 20° dans le sens horaire dans les Sierras Exteriores, avec des valeurs pouvant atteindre localement 68°. Cependant, les rotations estimées par le paléomagnétisme ne sont pas sans certaines incertitudes pouvant être liées à des rotations très locales dues par exemple au fonctionnement de failles.

Après le dépôt des sédiments fluviaux de la formation de Campodarbe daté de l'Eocène supérieur (Figure 6-3), scellant la phase de mise en place des plis, la séquence de déformation est moins bien contrainte (Figure 6-2).

Entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène, qui correspond à la fin de l'activité tectonique dans les Pyrénées, les Sierras Exteriores ont acquis leur structure actuelle, avec l'apparition du chevauchement frontal actuel (Figure 6-4). La zone a été soulevée en réponse à la mise en place hors séquence du chevauchement de Guarga, exposant ainsi la totalité de la série sédimentaire, depuis les évaporites du Trias jusqu'aux sédiments fluviaux de l'Eocène supérieur. Les reliefs ainsi formés au niveau du front sont constitués par les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène (Formation de Guara), décollés sur les évaporites du Trias. L'âge de la formation de ce chevauchement a pu être contrainte grâce à la datation de massifs conglomératiques venant aggrader sur les reliefs formés au front de la chaîne, tels que le Salto de Roldan (Figure 6-5).

Dans le but de préciser la séquence de déformation dans le bassin de Jaca et dans les Sierras Exteriores, quatre coupes équilibrées d'échelle crustale ont été établies, deux orientées Est-Ouest et deux orientées Nord-Sud, enregistrant les différentes phases de déformation Nord-Sud et Est-Ouest ayant affectées la zone (Figure 6-6). Ces coupes ont été établies à partir de données bibliographiques pour les coupes orientées Nord – Sud (Millan, 1996). Les coupes orientées Est – Ouest proviennent d'une compilation de données bibliographiques (Millan, 1996, Fernandez et al., 2004) de cartes géologiques et de données de terrain. Ces coupes ont été rétrodéformées afin de restituer les géométries au Lutétien, c'est-à-dire avant la phase d'activité majeure enregistrée dans cette région. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue **Earth and Planetary Science Letters** en 2009 intitulé :

Huyghe, D., Mouthereau, F., Castellort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. Earth and Planetary Science Letters, 288, 421-433.

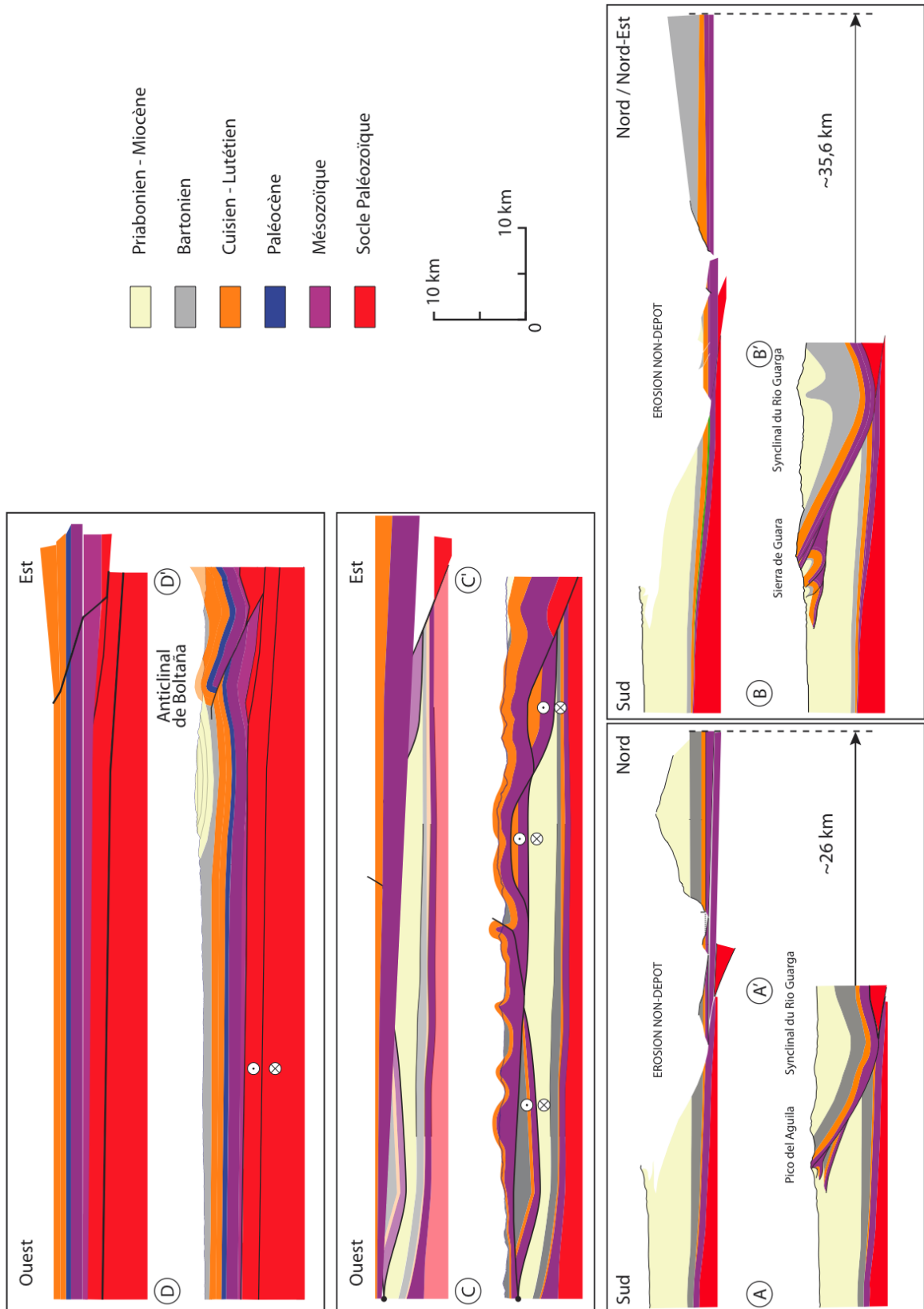


Figure 6-6 : Coupes équilibrées dans leur position actuelle et rétrodéformées dans le bassin de Jaca et dans les Sierras Exteriores. La position des coupes est reportée sur la Figure 6-1. Les coupes A-A' et B-B' ont été adaptées à partir des travaux de Millan (1996) et les coupes C-C' et D-D' ont été établies à partir des travaux de Millan (1996) et Fernandez et al. (2004), des cartes géologiques et de données de terrain.

Nous reconstituons, à partir de ces quatre coupes, les champs de déplacement finis et les valeurs de rotations finies dans la zone d'étude. La méthode consiste à digitaliser, en utilisant le logiciel Digitizelt, les différentes coupes dans leur état actuel et rétrodéformées. Nous considérons la fin du dépôt des calcaires de Guara « pré-tectonique », c'est-à-dire la fin du Lutétien, comme point de départ de notre reconstruction.

Trois phases de déformation sont identifiées entre le Bartonien et le Miocène. La première phase s'est déroulée au Bartonien entre 41 et 37 Ma, avec un raccourcissement moyen de $13 \pm 3,6$ km ($3,09 \pm 0,27$ km/Ma) et est accompagnée d'une rotation horaire de la zone d'étude de $16,5 \pm 1,5^\circ$ avec un maximum de $20,8^\circ$. Le second intervalle correspond au Priabonien (Eocène supérieur) et au Rupélien (Oligocène inférieur), entre 37 et 30 Ma. Cette fois, le raccourcissement est de 10 km ($3,3$ km/Ma).

Aucune rotation n'est observée, ce qui signifie que la zone a subi une translation en un seul bloc vers le sud. Le troisième intervalle s'étend de l'Oligocène supérieur (Chattien) au Miocène inférieur (Burdigalien), de 30 à 16 Ma, avec un déplacement de $9,5 \pm 2,6$ km vers le Sud ($0,39 \pm 0,27$ km/Ma). Nous mettons en évidence pour la première fois qu'il s'est produit durant cette période de déformation une rotation dans le sens anti-horaire de $10,1^\circ$ dans le bloc supérieur du chevauchement de Guarga. Cette phase de rotation n'avait jusqu'alors jamais été mise en évidence par les méthodes paléomagnétiques.

6.2. Rôle du climat sur la croissance des reliefs

Les taux de raccourcissement que nous avons estimés pour la partie Ouest des Pyrénées sont donc d'environ 3 km/Ma entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur. Cette valeur est du même ordre de grandeur que celles obtenues par Vergès et al. (2002) dans la partie Est des Pyrénées (entre 1,5 et 2,6 km/Ma) et Meigs et al. (1996) pour la partie centrale des Pyrénées ($2,36$ km/Ma entre 37 et 24,7 Ma). Ceci montre que pour le bassin d'avant-pays sud-pyrénéen, le matériel sédimentaire était accrété à la même vitesse aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest entre le Bartonien et l'Oligocène inférieur.

Afin de déterminer si les changements climatiques s'étant produit entre l'Eocène moyen et le Miocène inférieur ont pu avoir une influence sur la croissance de la chaîne pyrénéenne, nous comparons l'évolution au cours du temps du flux de matériel entrant avec le flux de matériel sortant du prisme, c'est-à-dire le flux d'érosion. Pour cela, nous utilisons les nombreuses données thermochronométriques qui existent dans la zone axiale des Pyrénées

pour en déduire des taux de dénudation (Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007 ; Jolivet et al., 2007 ; Figure 3-12).

Dans cette discussion, nous faisons l'hypothèse que l'accrétion se fait uniquement dans la partie Sud de la chaîne, car les raccourcissements horizontaux dans la partie Nord des Pyrénées étaient limités au Cénozoïque et ont cessé au Bartonien (Sinclair et al., 2005). Etant donné les incertitudes existant sur les valeurs d'exhumation et sur les taux de raccourcissement, nous proposons une évolution qualitative des flux.

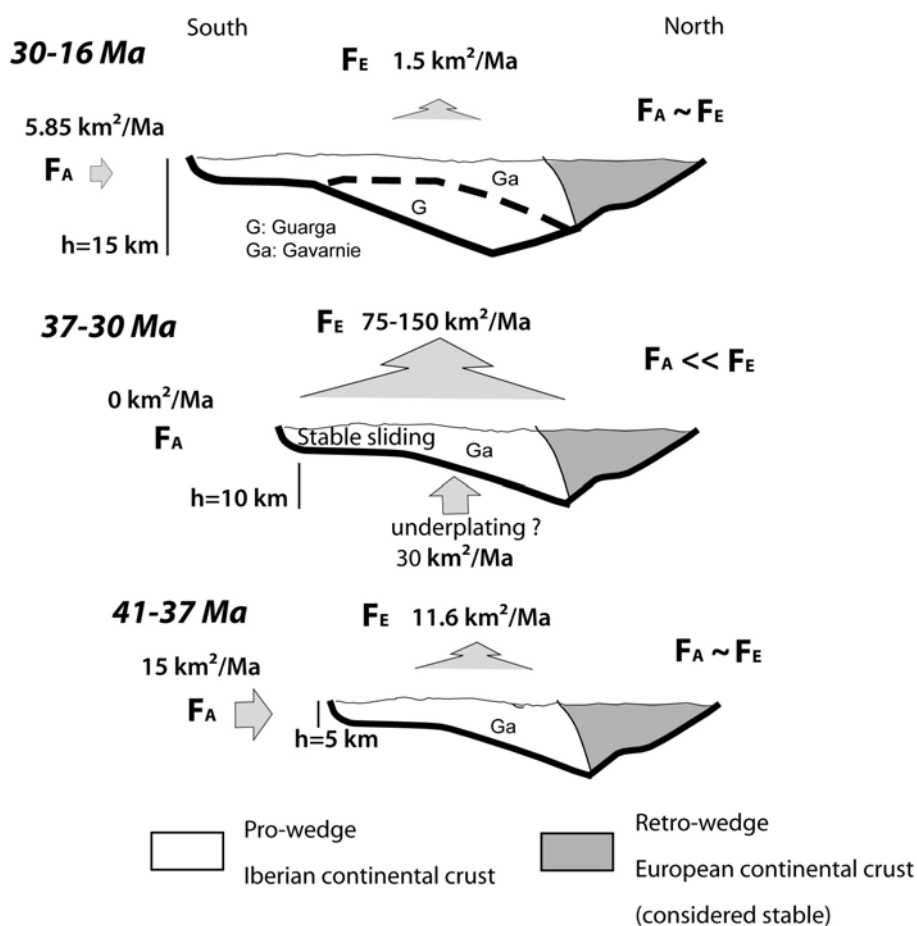


Figure 6-7 : Evolution des flux d'érosion (F_E) et d'accrétion (F_A) dans le prisme sud-pyrénéen depuis 41 Ma.

Nous montrons que durant la première phase de déformation, au Bartonien, le prisme s'est élargi grâce à l'apparition du chevauchement inférieur de Guarga, et par glissement sur le chevauchement de Gavarnie-Boltaña. Le taux de raccourcissement est estimé à $3,09 \pm 0,27 \text{ km}/\text{Ma}$ et l'épaisseur de la nouvelle unité formée peut être estimée à 5 km (Figure 6-7). Nous obtenons donc un flux d'accrétion de $\sim 15 \text{ km}^2/\text{Ma}$. Les données thermochronométriques indiquent des taux de dénudation réduits, de l'ordre de $0,173 \text{ km}/\text{Ma}$ entre 50 et 35 Ma

(Fitzgerald et al., 1999 ; Gibson et al., 2007). En considérant une zone axiale d'une largeur de 50 km, on peut reconstituer un flux sortant de $11,6 \pm 6,2 \text{ km}^2/\text{Ma}$ au Bartonien. Ces résultats montrent qu'il existait un équilibre entre le flux de matériel sortant de la zone en soulèvement et le matériel entrant dans le prisme à cette période (Figure 6-7).

En revanche, la dynamique semble différente entre 37 et 30 Ma. Durant ce deuxième intervalle, le taux de raccourcissement est toujours estimé à $\sim 3,3 \text{ km}/\text{Ma}$, mais aucune nouvelle unité n'est accrétée et le déplacement se fait par glissement simple le long du chevauchement inférieur de Guarga et plus au Nord, sur le chevauchement de Gavarnie-Boltaña (Teixell, 1996). Il n'y a donc pas d'accrétion frontale durant cet intervalle. En revanche, les reconstructions indiquent de très forts taux de dénudation à cette période, avec des taux de 1 à $1,5 \text{ km}/\text{Ma}$ (Gibson et al., 2007). On peut ainsi reconstituer des flux de matériel érodé de l'ordre de 75 à $150 \text{ km}^2/\text{Ma}$.

Ce fort découplage peut être expliqué soit par du sous-placage, soit par un forçage climatique sur l'érosion. Or, les vitesses de convergence entre la plaque ibérique et la plaque eurasiatique n'ont cessé de décroître au cours du temps, ce qui va à l'encontre de l'origine de l'augmentation des flux de dénudation par sous-placage. C'est pourquoi, même ce mécanisme a eu une part non négligeable dans l'origine du soulèvement des Pyrénées à cette période, il ne suffit pas à expliquer à lui seul des valeurs de dénudation de 75-150 km^2/Ma . Il est donc envisageable que le climat soit le responsable de ce découplage. En effet, la plus forte rupture climatique du Cénozoïque s'est produite à cette période, à la limite Eocène – Oligocène (e.g. Zachos et al., 2001, c.f. Chapitre 2). L'impact de la glaciation de la limite Eocène – Oligocène sur l'enregistrement sédimentaire a déjà été mis en évidence par ailleurs, comme sur la marge ouest africaine, où une disparition définitive des plates-formes carbonatées a été observée en réponse à l'établissement d'un glacioeustatisme significatif (Séranne, 1999). Dans le bassin sud-pyrénéen, un tel mécanisme ne peut pas être invoqué, car la sédimentation était continentale depuis l'Eocène supérieur (Véra, 2004). Mais des données palynologiques provenant de l'Est du bassin de l'Ebre montrent que la limite Eocène – Oligocène marque une arridification du climat et un refroidissement majeur (Cavagnetto et Anadon, 1996). Nous pouvons donc proposer que les forts taux d'exhumation et de dénudation dans la zone axiale des Pyrénées soit la conséquence d'un forçage climatique sur les mécanismes d'érosion à la limite Eocène – Oligocène.

Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: implications for mountain building

D. Huyghe^{a,*}, F. Mouthereau^{a,c}, S. Castelltort^b, P.Y. Filleaudeau^a, L. Emmanuel^a

^a Institut des Sciences de la Terre et de l'Environnement de Paris, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, Paris, France.

^b Geological Institute, Earth Surface Dynamics, ETH, Zürich, Switzerland

^cCentre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Vandœuvre-lès-Nancy, France.

*Corresponding author. Institut des Sciences de la Terre et de l'Environnement de Paris, Université Pierre et Marie Curie, T. 55-56, E5, Box 116, 75252 Paris Cedex 05, France, Phone +33(0)144274995, Fax +33(0)144273831, damien.huyghe@upmc.fr.

Abstract

To better evaluate the sequence of shortening and estimate shortening rates associated with the propagation of the southern Pyrenean front, we propose an original approach based on the reconstruction of finite displacement and finite vertical-axis rotations. This study is based on the quantitative analysis of published datasets including balanced cross-sections, paleomagnetic and thermochronologic data. We distinguish three main episodes of shortening between 41 and 37 Ma, 37 and 30 Ma and between 30 and 16 Ma. They are associated with a decrease of accretionary rates from ~ 3 km/Ma to 0.39 ± 0.27 km/Ma on the pro-wedge side of the Pyrenean orogenic wedge. Based on the comparison between frontal accretionary flux and outcoming fluxes in the Axial Zone of the Pyrenees, we show that the period ranging from 37 to 30 Ma recorded a remarkable increase in erosion that is not compensated by accretion in the wedge. In the context of the overall decrease in the Iberia/Eurasia plate convergence, we suggest that the main cause of the acceleration of erosion on top of the growing Pyrenean orogen is related to climate changes that occurred at the Eocene-Oligocene boundary.

Key words: Pyrenees, Strain, Kinematics, Paleogene, Mountain Building, Mass Balance

1. Introduction

Among ancient fold-and-thrust belts, the southern Pyrenean fold-and-thrust belt is one of the most studied because of the remarkable field exposures of syntectonic stratigraphic features allowing for accurate dating of individual thrust sheet activity (Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995; Meigs et al., 1996; Teixell, 1996; Meigs and Burbank, 1997; Vergés et al., 2002). These works established that the southern Pyrenean front propagated southwards starting with basin inversion in the Late Cretaceous followed by thin-skinned evolution of the fold-and-thrust belt throughout the Paleogene. The cessation of tectonic activity occurred in the Miocene due to the consumption of Iberia/Eurasia plate convergence. The southward propagation, reflecting the growth of the Pyrenean orogenic wedge, was associated with a contemporaneous lateral propagation of the deformation as outlined by the presence of oblique folds and thrust ramps. The western part of the southern Pyrenean fold-and-thrust offers a remarkable example of the interactions between both N-S and E-W transport of thrust sheets (Figs 1 and 2). On the eastern boundary of the Jaca piggy-back basin, the Boltaña anticline oriented N-S developed during the Mid-Eocene in relation with the westward propagation of the larger scale Gavarnie-Boltaña unit and acted as a major topographic barrier in the southern Pyrenean foreland basin (Fig. 2). The emplacement of the Gavarnie-Boltaña unit occurred during the Late Lutetian until the Bartonian. It is part of a larger E-W sequence of folding starting from the East, with the Mediano anticline development during the Early-to-Late Lutetian, and propagating to the West with the growth of the “Sierras Exteriores”, including the Pico del Aguila anticline, which developed through the Bartonian and until the Early Priabonian (Poblet and Hardy, 1995; Castelltort et al., 2003). These tectonic features, oblique to the regional southward transport direction of thrust sheets, are probably kinematically linked to the southward-propagating thrust ramps. A classical way to explain the coexistence of different fold orientations associated with a single tectonic event is to demonstrate that the oblique features experienced a vertical-axis rotation. Paleomagnetic measurements within the Bartonian succession of the Sierras Exteriores showed that the N-S trending Pico del Aguila anticline recorded a mean clockwise rotation of $21.1^{\circ} \pm 8.8^{\circ}$ given data presented in Pueyo et al. (2002). By combining all paleomagnetic constraints available within the Jaca basin, Sierras Exteriores and inner thrust sheets, Oliva-Urcia and Pueyo (2007) consistently proposed a weighted rotation value of the order of 20° . However, because paleomagnetic rotation axes are not mutually independent, the order of rotations makes no difference to the finite rotation measured by paleomagnetic data.

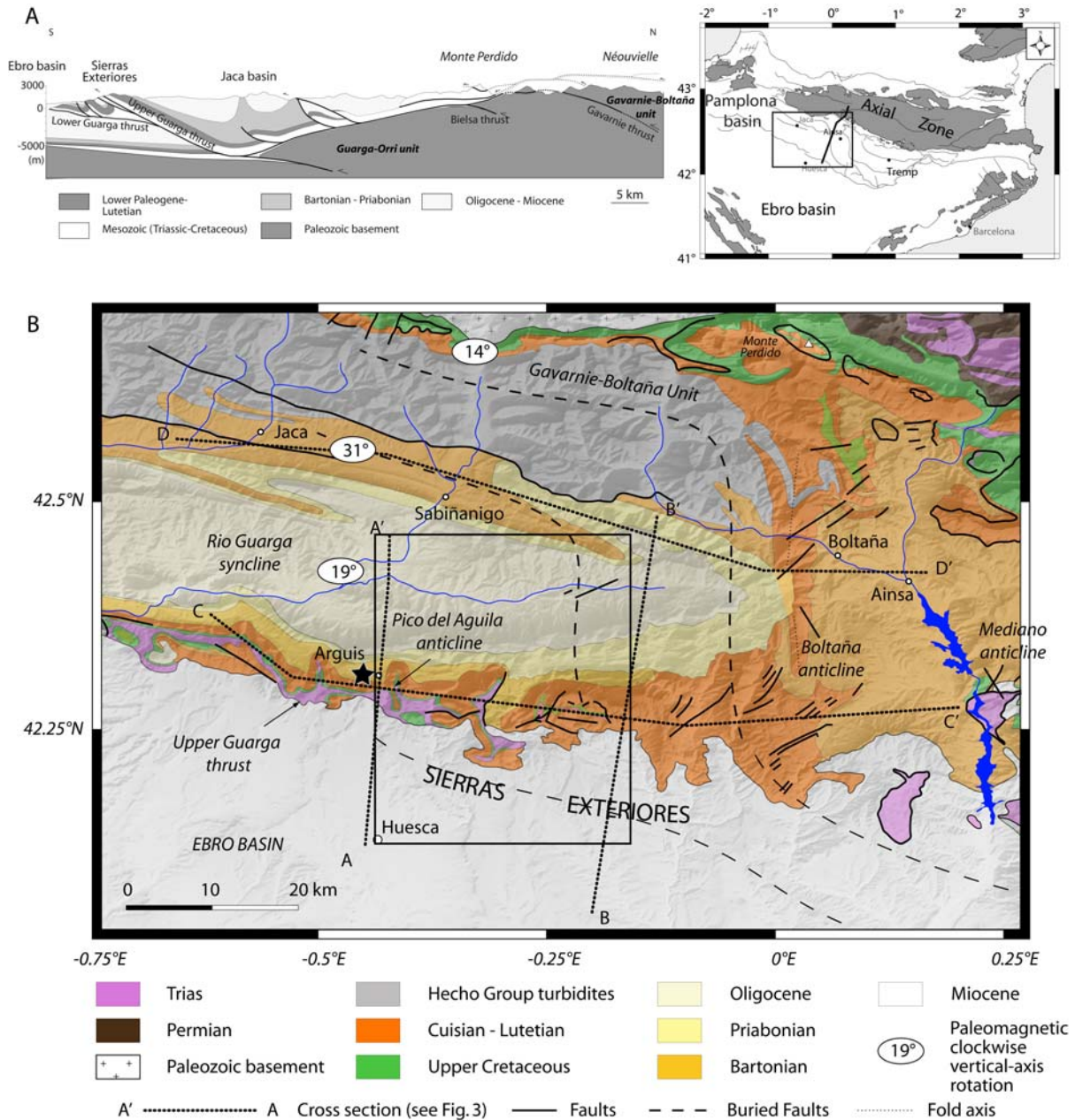


Figure 1: A) Regional cross-section of the studied area in the framework of the Pyrenean collision. B) Geological map of the western part of the South Pyrenean fold-thrust belt with location of the balanced cross-sections used to calculate the displacement field. The grey quadrangle defines the area where the distribution of shortening in the E-W and N-S direction is constrained by cross-sections AA', BB', CC' and DD' presented in Figure 3. Values in degrees are paleomagnetic vertical-axis rotations in the northern internal sierras (14°; 8 paleomagnetic data), central Jaca basin and eastern Boltaña anticline (31°; 17 paleomagnetic data) and Sierras Exteriores (19°; 14 paleomagnetic data) after compilation recently published (Oliva-Urcia and Pueyo, 2007). Taken together these data reveal a weighted average clockwise vertical-axis rotation of 22° for the whole studied area. Dashed lines represent buried thrusts and the black star points to the Arguis syncline in which a paleomagnetic study yielded a rotation of $21.1^{\circ} \pm 8.8^{\circ}$ within the Bartonian sediments (Pueyo et al., 2002). Note that units in the hangingwall of the Upper Guarga thrust (e.g. Cuisian-Lutetian limestones) are either blanketed by Miocene sedimentation of the Ebro basin to the East or are tectonically overthrusting the Miocene sediments to the West (Trias exposed at the surface).

The knowledge of the true sequence of rotation and shortening should therefore take into account other independent constraints. By the Late Oligocene-Early Miocene times, the current structural setting of the Sierras Exteriores was achieved in association with the southward displacement along the Guarga thrust ramp (hereinafter called Upper Guarga thrust). This led to the exposure of the Mesozoic limestones and the thick overlying syn-orogenic Cenozoic cover, including the well-known Lutetian limestones of the Guara Formation. The timing is constrained by the presence of cobbles of Guara limestones within the Late Oligocene-Early Miocene piedmont alluvial fans of the Upper Guarga thrust ramp (Hirst and Nichols, 1986). One can presume that the pre-Miocene component of N-S displacement might have been significant along the thrust ramp in order to raise the Guara limestones to the surface and erode a significant part of the Cenozoic strata. Unfortunately the sequence of deformation associated with the early kinematics of the Guarga thrust sheets is still unconstrained due to the lack of syn-thrusting sediments.

To summarize, the Bartonian deformation observed at the southern Pyrenean thrust front are still not clearly associated with quantitative estimates of E-W and N-S displacements. Furthermore, the kinematics of the main frontal thrust during the Paleogene is still largely unknown due to the absence of preserved syntectonic strata. These are major issues to address in order to better constrain the timing of mountain building in the Pyrenees and understand better the evolution of orogenic fluxes. In this paper, we adopt an original approach based on the reconstruction of the finite displacement field from which the finite strain field can be deduced. We focus particularly on the comparison between calculated rigid vertical-axis rotations related to E-W and N-S differential shortening and observed paleomagnetic rotations. By restoring, in successive steps, the displacements accumulated across the frontal thrusts and folds, we determine a possible scenario for the origin of the observed paleomagnetic rotations. The obtained shortening history at the belt front is then used as additional constraints on the growth of the Pyrenean wedge during the Paleogene. Finally, we put together these results with thermochronometric ages in order to examine the evolution of orogenic fluxes.

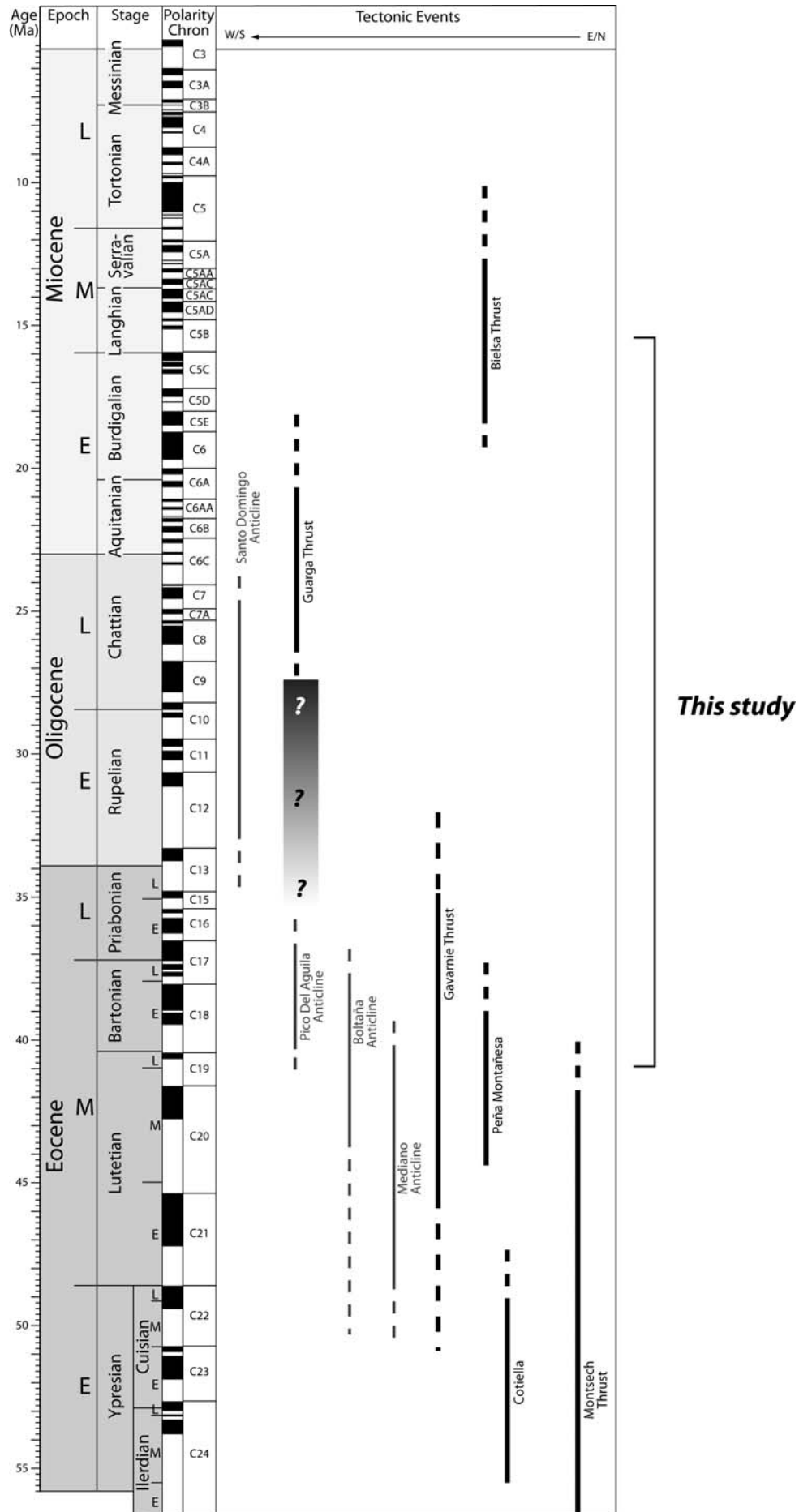


Figure 2: Combined E-W and N-S sequence of deformation in the western Pyrenean foreland fold-thrust belt based on informations compiled from tectonic-stratigraphic relationships associated with major cover folds and faults (Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995; Meigs et al., 1996; Teixell, 1996; Meigs and Burbank, 1997; Pueyo et al., 2002; Vergés et al., 2002) and thermochronometric ages in the hangingwall of major basement thrusts (Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007). The thick black dashed line outlines the westward and southward migration of the deformation. Question marks point to the lack of stratigraphic constraints on tectonic activity during the Late Eocene-Early Oligocene in our study area. As a consequence, the deformation associated with the Upper Guarga thrust and the Pico del Aguila anticline appears disconnected. Montsech thrust as well as the Cotiella and Peña-Montanesa nappes are mentioned for references to the eastern and central Pyrenees. Black and grey lines are thrusts and folds, respectively.

2. Geological background

2.1 Structural features

The western Pyrenean foreland fold-and-thrust belt (Fig. 1) to the West of the Boltaña anticline involves from North to South: 1) the Jaca basin, a transported and folded paleogene foredeep; 2) Mesozoic-to-Paleogene series forming a rough relief called the “Sierras Exteriores” in the hangingwall of the Upper Guarga thrust; 3) Paleogene-to-Neogene continental deposits at the northern edge of the Ebro basin, which is the current foreland basin of the southern Pyrenees.

The sedimentary cover in the hangingwall of the Upper Guarga thrust (Fig. 1) includes an evaporitic Trias overlain by a condensed succession of upper Cretaceous shelfal limestones (Millán et al., 1994). Above this Mesozoic succession, the syn-collisional deposits begin with Lutetian limestones of the Guara formation, which form the backbone of the Sierras Exteriores. They are covered by syn-orogenic siliciclastics shallowing upwards from marine deltaics in the Bartonian to fluvial sequences in the Priabonian. Northwards, into the Guarga syncline, this succession grades upwards into Late Oligocene-Early Miocene continental conglomerates.

Four cross-sections were established using published geological sections (Millán Garrido, 1996; Fernández et al., 2004) and a few additional mapping (Fig. 3). Two of them (sections AA' and BB') cut approximately N-S through the Guarga syncline and the Guarga thrust sheets in order to best provide constraints on the N-S transport. Two new sections are oblique, approximately orogen-parallel, in order to constrain the E-W transport (sections CC' and DD'). Taken together, these four sections form a composite array of which the complete finite displacement field can be derived. Basically, sections AA' and BB' reveal that the Guarga thrust sheet resulted from both thin-skinned deformation on top of the Triassic

evaporitic décollement and thick-skinned deformation as the upper décollement plunges, northwards, into a deep-seated basement ramp at the origin of the rio Guarga syncline in the sediment cover (Fig. 3).

2.2 Constraints on the E-W and N-S sequence of deformation

Figure 2 shows a synthesis of E-W and N-S sequence of deformation in the western Pyrenean foreland fold-thrust belt. For instance, map-scale unconformities as well as magnetic stratigraphy of syntectonic strata (e.g. Holl and Anastasio, 1993) established that the Mediano anticline was active during the Lutetian (Fig. 2). Westward, the Boltaña anticline, which is part of the larger Boltaña-Gavarnie unit likely developed during the Middle Lutetian until the Early Priabonian (Puigdefàbregas and Souquet, 1986). This is consistent with thermochronometric constraints indicating a Late Eocene age for the exhumation in the hangingwall of the Gavarnie basement thrust (e.g. Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007). The Sierras Exteriores are characterized by a series of anticlines with fold axes trending N-S on average. The analysis of syntectonic strata associated with these folds has clearly emphasized a Bartonian age for folding (Millán et al., 1994; Poblet and Hardy, 1995; Hogan and Burbank, 1996; Pueyo et al., 2002).

The emergent Upper Guarga thrust ramp is at the origin of the morphological thrust front outlined by the Sierras Exteriores (Fig. 1). Cross-sections reveal that it is an out-of-sequence unit overthrusting lower buried thrust sheets (Fig. 3). The more recent N-S displacement along the Guarga basement thrust interferes with older E-W displacements, which caused the tilting of Oligocene strata in the northern flank of the rio Guarga syncline. Evidence of syntectonic strata of Priabonian age, in the North of the rio Guarga syncline, found in association with E-W trending folds (Hogan and Burbank, 1996; Teixell, 1998) suggest that N-S displacements were significant along the Upper Guarga thrust ramp prior to the Miocene (Fig. 2).

3. Methodology: reconstruction of sequence of deformation using constraints on paleomagnetic rotations

3.1 Finite displacements and rotations

Cross-sections in Figure 3 show contrasting shortening distribution in the E-W and N-S directions. Assuming no significant deformation out of the studied geological sections such lateral gradients of deformation imply finite shear strains and rotations within the thrust sheets.

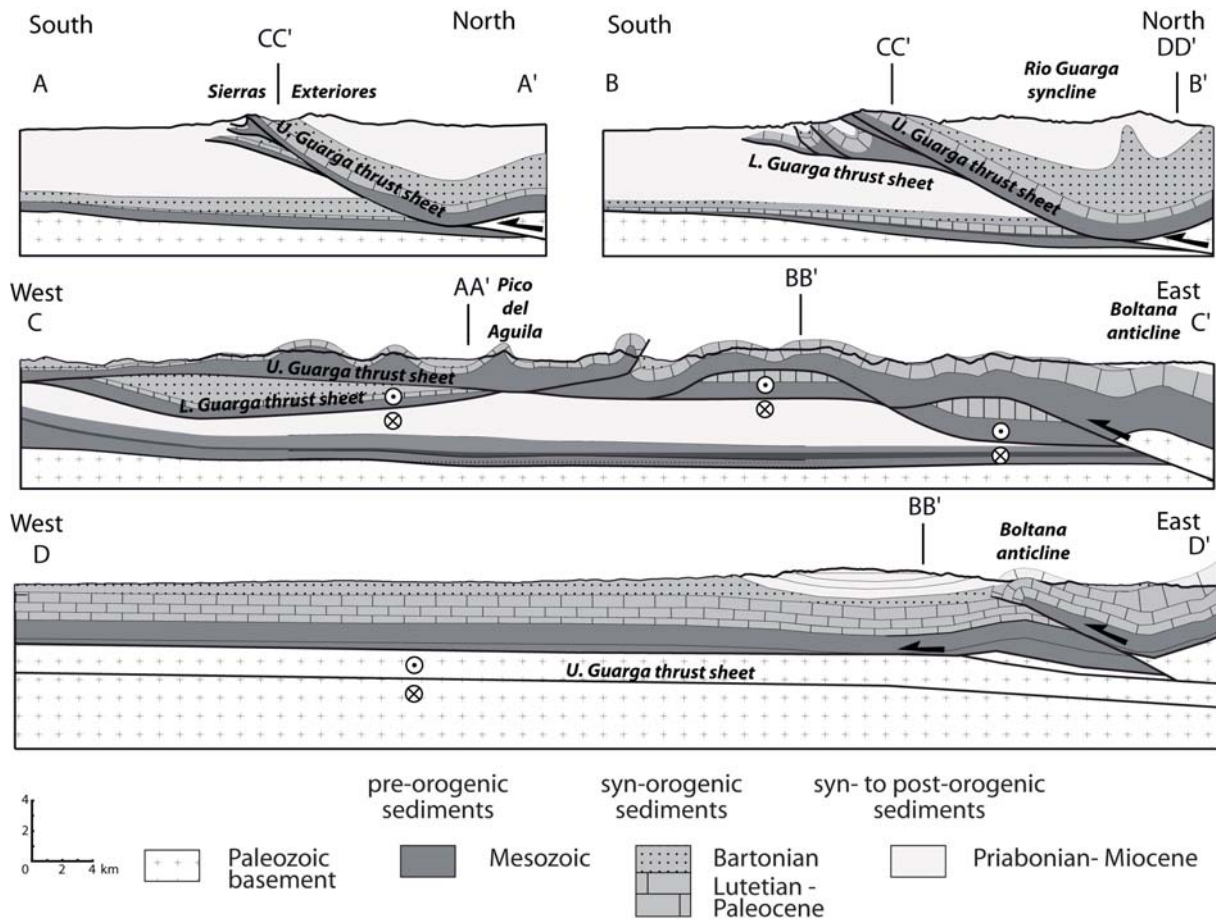


Figure 3: Cross-sections used in this study (see location in Figure 1). Sections AA' and BB' striking N-S are adapted from (Millán Garrido, 1996). Sections CC' and DD' have been constrained based on surface and subsurface data published in (Millán Garrido, 1996; Fernández et al., 2004) and map constraints. The superimposition of tectonic units in section DD' reveals the presence of south-transported thrust sheet imbricated below the main Upper Guarga ramp.

In the aim at providing constraints on the finite shortening and finite rotation in the studied area, we have first established the finite displacement field based on the set of four balanced cross-sections presented in Figure 3. Each section has been restored backwards in its original geometry with respect to the Guara limestones, which are the youngest pre-shortening level that can be considered initially horizontal. This approximation has little consequence on the results since we are interested mainly on the horizontal displacement field. The top of the Guara layer has been digitized every ~1 km for each pair of deformed/restored sections. Differentiating between the final/deformed and the original/restored geometry gives the 2D displacement field along the strike of the studied

sections from which the horizontal and vertical components can be obtained (Fig. 4). The same approach has been adopted for each of the four sections.

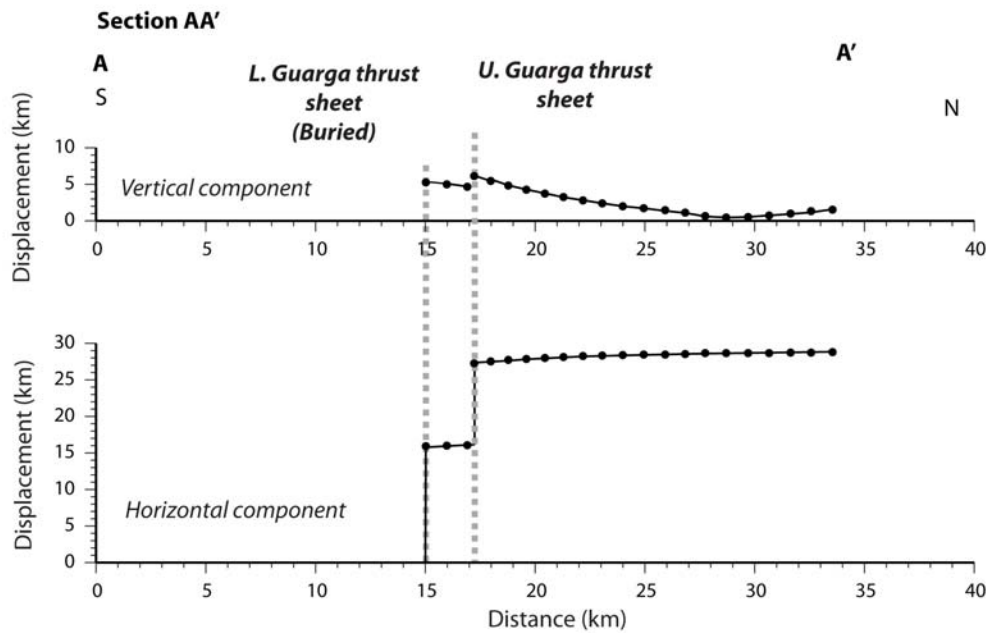


Figure 4: Example of the decomposition of both horizontal and vertical components of displacement obtained along section AA' (Figure 3). Black dots represent sampled points located in their present position in section AA' (not restored). Displacements are obtained by differentiating between current and restored geometry of an initially horizontal reference layer (Guara limestones) from which the different components are calculated. The hangingwall of the Upper Guarga thrust, located at 17.5 km, has been uplifted by ~6 km and shortened by ~27 km with respect to its undeformed foreland position. On the other hand, the Lower Guarga thrust sheet, whose southern tip is located at 15 km, was thrust by 15 km.

Assuming a continuous strain field between the studied sections, the horizontal components of the 2D displacement fields were linearly interpolated in a square grid of 1' x 1' whose limits are (-0.439°E, -0.15°E) and (42.15°N, 42.398°N) for the minimum and maximum longitudes and latitudes, respectively. We finally yield two continuous E-W and N-S velocity vector fields defined respectively by u_x (velocities along x-axis taken positive to the East) and u_y (velocities along y-axis taken positive to the North). The sum of the two fields gives the complete displacement field $\mathbf{u}=(\mathbf{u}_x, \mathbf{u}_y)$ shown in Figure 5. Taking spatial derivatives of the components of the displacement give the displacement gradient matrix $\nabla \mathbf{u}$ which is defined by

$$\nabla \mathbf{u} = \begin{pmatrix} \frac{du_x}{dx} & \frac{du_x}{dy} \\ \frac{du_y}{dx} & \frac{du_y}{dy} \end{pmatrix} \nabla \mathbf{u} = \begin{pmatrix} \frac{du_x}{dx} & \frac{du_x}{dy} \\ \frac{du_y}{dx} & \frac{du_y}{dy} \end{pmatrix}$$

(1)

which could be divided into its symmetric part, the strain tensor \mathbf{e} ($e_{ij}=e_{ji}$),

$$\mathbf{e} = \begin{pmatrix} \frac{du_x}{dx} & \frac{1}{2} \left(\frac{du_y}{dx} + \frac{du_x}{dy} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{du_x}{dy} + \frac{du_y}{dx} \right) & \frac{du_y}{dy} \end{pmatrix} \quad (2)$$

and its antisymmetric part, the rotation tensor $\mathbf{\Omega}$ ($\Omega_{ij}=-\Omega_{ji}$),

$$\mathbf{\Omega} = \begin{pmatrix} 0 & -\frac{1}{2} \left(\frac{du_y}{dx} - \frac{du_x}{dy} \right) \\ -\frac{1}{2} \left(\frac{du_x}{dy} - \frac{du_y}{dx} \right) & 0 \end{pmatrix} \quad (3)$$

$$\nabla \mathbf{u} = \begin{pmatrix} \frac{du_x}{dx} & \frac{du_x}{dy} \\ \frac{du_y}{dx} & \frac{du_y}{dy} \end{pmatrix}$$

Both strain and rotation tensors, at any points of the grid, have three unknowns. They are solved by taking the components of the finite displacement vectors at 3 adjacent vertices. The eigenvalues and eigenvectors of \mathbf{e} and $\mathbf{\Omega}$ matrixes provide magnitudes and orientations of the principal strain axes and rigid rotations (see files given as supplementary material).

3.2 Cautions and sources of errors on measured and predicted finite rotations and strains

A large collection of paleomagnetic data is currently available in our studied area of the southern Pyrenees (Dinarès et al., 1992; Pueyo et al., 2002; Oliva-Urcia and Pueyo, 2007). These data provide constraints on finite rotations about vertical axis in southern Pyrenean thrust sheets that can therefore be compared to the finite rotations predicted by our kinematic model.

However, we should be cautious with the interpretation of paleomagnetic rotations because they can be the sum of any number of finite rotations about different axes (e.g. McCaig and McClelland, 1992). For instance, in case of paleomagnetic studies carried out in folds originated at oblique ramps, i.e. oblique to the transport directions (Mouthereau et al., 1999), the restored orientation of a paleomagnetic vector may produce a spurious vertical-axis rotation related to the interaction of more than one horizontal axes of tilting, with different orientations and magnitudes (Pueyo et al., 2003). Spurious vertical-axis rotation can also occur in case the bedding plane has not been titled by a rotation axis oblique to the strike of

bedding. The absence of internal deformation (grain-scale tectonic movements) is also a major assumption behind any paleomagnetic reconstruction. As a consequence, in localities where important local deformation has been independently documented, more rotations can occur at local scale but are not necessarily related to the regional shortening gradient.

It is also worth noting that working with large finite deformation theoretically does not permit the use of equations (1-3), which are only valid for small strains where the product of the components of \mathbf{V}_u is $\ll 1$. However, we favor this solution which has the advantage of being simple and straightforward for calculating strains and rotations despite the loss in accuracy. This is acceptable if the finite deformation history is divided into a series of individual settings recording smaller deformation. Considering the above limitations it is important to remind that the rotations calculated in this study are used in combination with stratigraphic data to yield first order informations on the shortening and sequence of deformation, which are the main objectives of this study.

4. Patterns of bartonian-to-miocene rotations at the southern Pyrenean thrust front

4.1 E-W and N-S components of finite shortening and rigid rotations

Figure 5 shows the complete displacement field deduced from the restoration of cross-sections presented in Figure 3. According to the timing of deformation associated with the N-S-trending folds (Boltaña, Pico del Aguila) the E-W component of deformation was achieved no later than the Bartonian (Fig. 2). Following the same logic, the N-S component is related to the distribution of shortening that terminated during the pre-Priabonian to the early Miocene.

Figures 6A-C illustrate N-S, E-W and total displacement fields, respectively. Finite rotations caused by the differential shortening in the Lower and Upper Guarga thrust sheets are also plotted. All results are synthesized in Table 1. The N-S displacement field reveals clockwise rotations of $14.2^\circ \pm 2.3^\circ$ with a maximum of 22.3° in the basal thrust unit located in the footwall of the Upper Guarga thrust ramp (Model 1, Fig. 6A and Table 1). These rotations are the result of the shortening distribution observed in the Lower Guarga thrust sheet (Fig. 3). In contrast, the E-W displacement field (Model 2, Fig. 6B) predicts much smaller clockwise rotations of $3.1^\circ \pm 0.4^\circ$ in the hangingwall of the emergent Upper Guarga thrust ramp (Fig. 5B and Table 1). The combination of both N-S and E-W fields gives the total finite displacement field (Model 3, Fig. 6C), which predicts rotations in the footwall of the Upper Guarga thrust up to 22.3° and values of maximum 10.7° in its hangingwall. This latter result reflects the limited lateral gradient of N-S deformation in this unit.

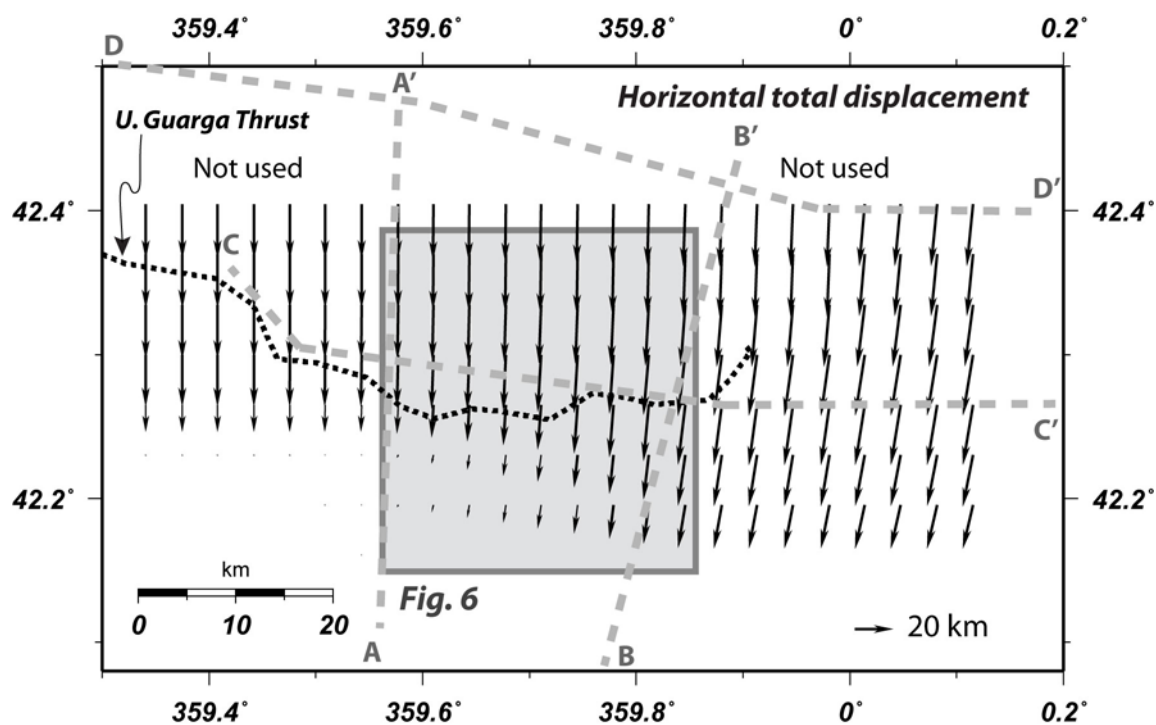


Figure 5: Finite displacement field (horizontal component) over the whole studied area deduced from linear interpolation of fully restored of N-S (AA' and BB' of Figure 3) and E-W (CC' and DD' of Figure 3) cross-sections represented as grey dashed lines (see also Figure 1 or 3). The black dashed line represents the trace of the Upper Guarga thrust. We have also depicted portions of the displacement field, which lack of sufficient kinematic information from both E-W and N-S field; they have not been used in this study.

4.2 On the origin of rigid rotations in the Guarga thrust sheets

Model 4 (Fig. 6D) illustrates the displacement field after the restoration of out-of-sequence movement along the Upper Guarga thrust ramp. This was obtained by removing the horizontal gradient of displacement between the lower and upper thrust sheets as briefly illustrated in Figure 7. The restoration leads to move the hangingwall by 9.5 ± 2.6 km northwards (Table 1). Errors on the mean total displacement are caused by the longitudinal gradient of restored displacements. The new picture of the finite displacement in the hangingwall reproduces a mean rotation of $16.6^\circ \pm 1.5^\circ$ with peak rotations of 20.8° in agreement with observed paleomagnetic rotations (Pueyo et al., 2002; Oliva-Urcia and Pueyo, 2007). This restoration (Model 4, Fig. 6D) has permitted the recovery of the primary clockwise rotation of $\sim 20^\circ$ which was masked by the secondary counterclockwise rotation associated with out-of-sequence displacement along the Upper Guarga thrust. As indicated in the introduction, the timing of activity along the Upper Guarga thrust ramp is constrained by the occurrence of Late Oligocene-Early Miocene coarse alluvial deposition in the Ebro basin.

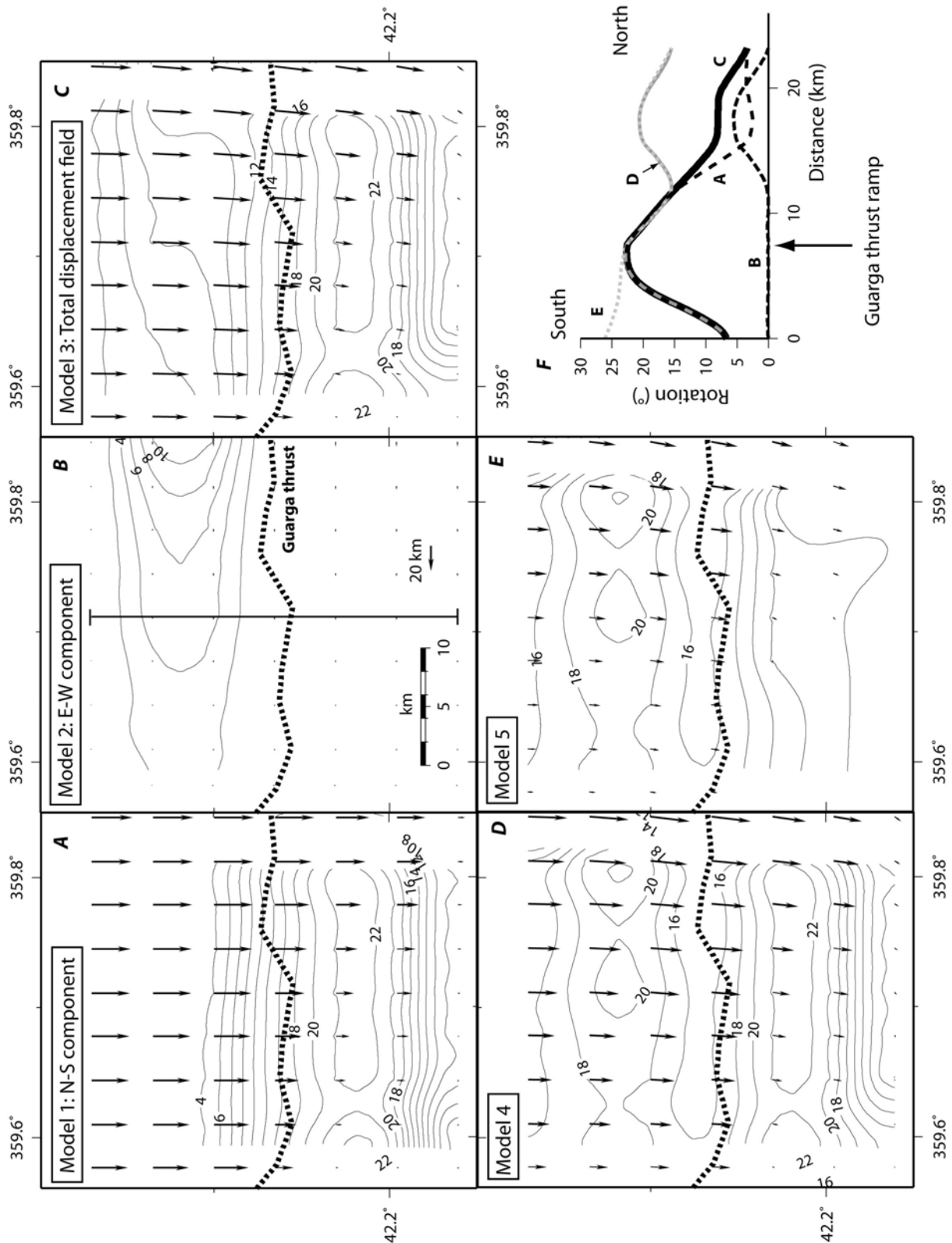


Figure 6: Finite vertical-axis rotations predicted in the hangingwall and footwall of the Upper Guarga thrust (black dashed line) as a function of the different components of N-S and E-W finite displacements. All rotations shown as labeled contour lines are positive meaning that they are all clockwise. A) Model 1; rotations (labeled contour lines) predicted by the distribution of the N-S component of displacement shown as black arrows. B) Model 2: Same as A, but for the E-W component. C) Model 3: finite rotations predicted by combined N-S and E-W components of total horizontal displacement field.

D) Model 4: rotations predicted after the partial restoration of the out-of-sequence Upper Guarga thrust sheet units (see text for explanations). E) Model 5: rotations predicted by the partial restoration of 10-km taken up by the N-S translation along the Lower Guarga thrust. F) Distance-rotation profiles obtained for models presented above. Location of the studied section is presented in B.

As a consequence, the rotation and displacement field of Figure 6D likely predated the Late Oligocene-Early Miocene. In the following we seek to determine the displacement field responsible for 20° clockwise rotation achieved during the Bartonian. Since translation does not affect rotations, we have first restored backwards, in the N-S direction, the Lower Guarga unit by the maximum amounts leaving unchanged the rotations reconstructed in the previous step. We obtain a mean displacement of 10 km in the hangingwall of the Lower Guarga thrust (Fig. 7). The remaining displacement field illustrated in Model 5 (Fig. 6E) corresponds to the initial displacement gradient responsible for the rotations of ~20° observed within the syntectonic strata of Bartonian and Early Priabonian age (Pueyo et al., 2002). We finally predict an average shortening of 13±3.6 km associated with a clockwise rotation of 16.6°±1.5° in agreement with these observations.

Model	Rotation	Time interval (Ma, mean)	Mean Shortening (km)	Shortening rates (km/Ma)	
	Footwall	Hangingwal 1			
1	14.2°±2.3° (22.3°)	3.1°±0.4° (4.7°)	-	-	-
2	0	4.8°±1.1° (10.1°)	-	-	-
3	14.6°±2.4° (22.3°)	6.5°±1° (10.7°)	[30-16] (23)	9.5±2.6	0.39±0.27
4	14.6°±2.4° (22.3°)	16.6°±1.5° (20.8°)	[37-30] (33.5)	10	3.3
5	17.4°±3.7° (33.2°)	16.5°±1.5° (20.8°)	[41.2-37] (39.1)	13±3.6	3.09±0.27

Table 1: Summary of the kinematic models shown in Figure 7. We also indicate the mean finite rotations with 95% confidence intervals for each model of restoration including in parentheses the maximum rotation calculated.

4.3 Discrepancies between predicted and observed rigid rotations

We were successful in reproducing the intermediate Bartonian rotations of about 20° reported regionally within the Jaca basin (Oliva-Urcia and Pueyo, 2007) and the rotations of $21.1^{\circ} \pm 8.8^{\circ}$ measured within the Bartonian deposits of the Arguis syncline (Fig. 1) (Pueyo et al., 2002). However, the predicted finite rotation of 10.7° in the hangingwall of the Upper Guarga thrust unit is explained by a secondary counterclockwise rotation. As a difference of 10° implies an error of the order of 9 km on the displacement gradient this result deserves more explanations.

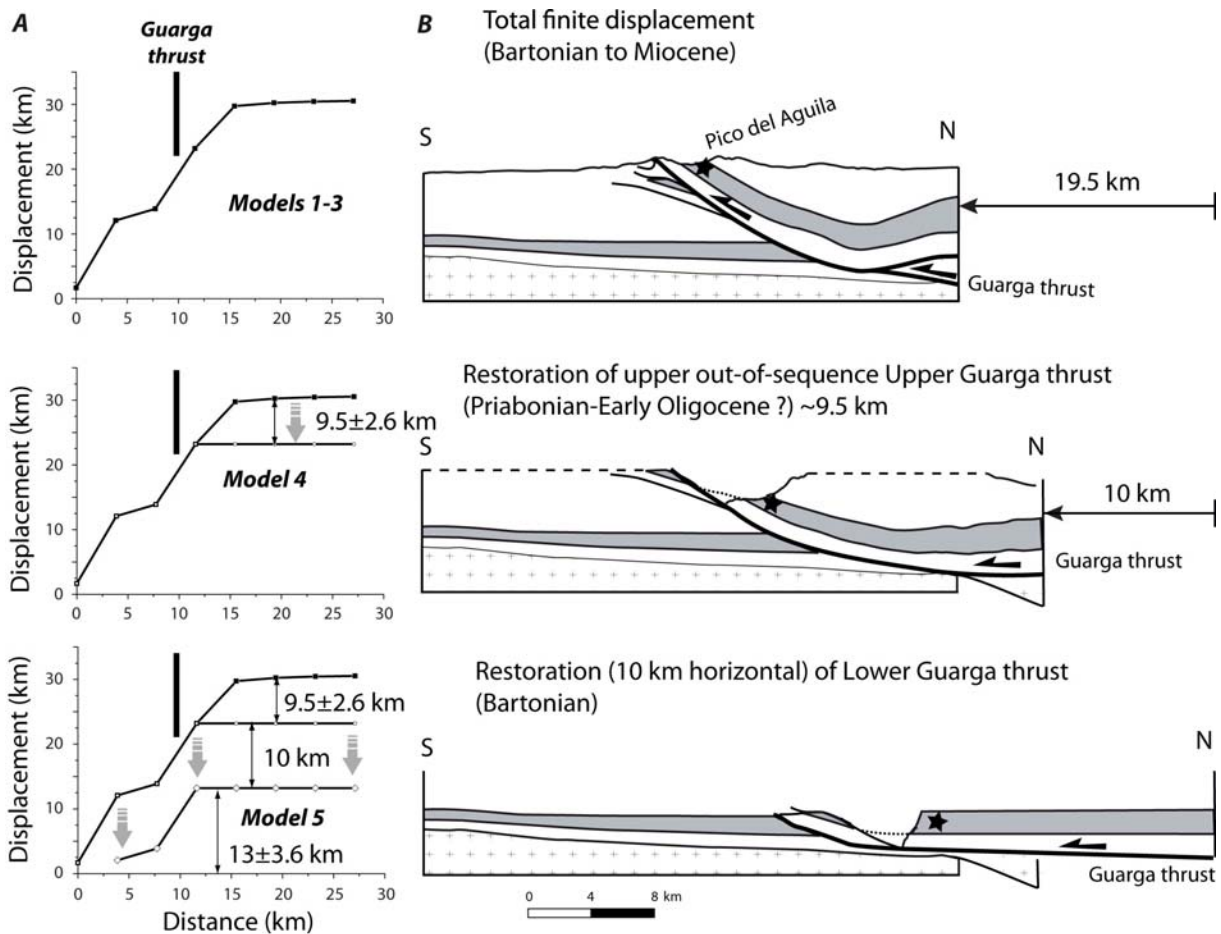


Figure 7: Longitudinal profiles of displacement (N-S component) as a function of the successive restoration of the Upper and Lower Guarga thrust sheets according to Models 1-5 in Figure 6. A) Longitudinal profiles of the position of grid nodes represented as black arrows in Figures 5 and 6 as a function of their displacements (N-S component). B) Sketch of the restored cross-section AA' (Figure 3) at the longitude of the Pico del Aguila anticline. The black star tracks the position of the Pico del Aguila anticline at each restoration step.

The error could first arise from the inaccuracy in the geological cross-sections, especially on the proposed geometry of the out-of-sequence Upper Guarga thrust ramp. This explanation is however untenable considering the scale of the studied area, which is only 25 x 25 km. One proposes that the second rotation, which is thought to be Late Oligocene-Early Miocene was not recorded by the sediment grains (mainly Bartonian in age) in which paleomagnetic rotations have been obtained. A first possible reason would be related to internal deformation recorded by those Eocene sediments during the out-of-sequence Upper Guarga thrusting. By cutting through the whole sedimentary cover, this thrust probably produced noticeable changes in the stress state and caused locally strong deformation and damage in the hangingwall. For instance, the development of oblique strike-slip faulting in the hangingwall would have been able to accommodate the differential shortening through distributed strike-slip displacements without any vertical-axis rotation as it was proposed in other similar structural settings (e.g., Mouthereau et al., 1999). Such local tectonic shear would be responsible for overestimating the finite regional rotations. A second source of error can be related to the spurious vertical-axis rotation caused by the superimposition of two non-coaxial horizontal direction of shortening at the intersection of oblique and frontal ramps. Given the above issues on the interpretation of paleomagnetic rotations, we hence conclude that our predictions are correct and can be used to investigate the sequence of shortening.

5. The propagation of the southern Pyrenean tectonic wedge in the Middle-Late Paleogene-Early Neogene

5.1 Sequence of deformation from 41 Ma to 16 Ma

We have established that the Jaca basin and the Sierras Exteriores underwent a mean clockwise rotation of $16.5^{\circ} \pm 1.5^{\circ}$ (Fig. 8 and Table 1) during the Bartonian, i.e., between 41 Ma and 37 Ma. This result is consistent with the paleomagnetic rotations estimated in the same area (Oliva-Urcia and Pueyo, 2007). Such a rotation was achieved in relation with the southward transport of the Lower Guarga thrust sheet and a mean shortening of 13 ± 3.6 km (Model 5 of Figs 6E and 7). The numerous sedimentological studies of the Eocene deposits show that the Jaca wedge-top basin and the associated feeding system established on top of the Lower Guarga thrust (Fig. 9). The catchments that delivered the synorogenic sediments

into the Jaca basin were principally located on top of the exhumed Boltaña-Gavarnie thrust unit in the central and eastern Pyrenees and in the North of the Jaca basin (Fig. 9).

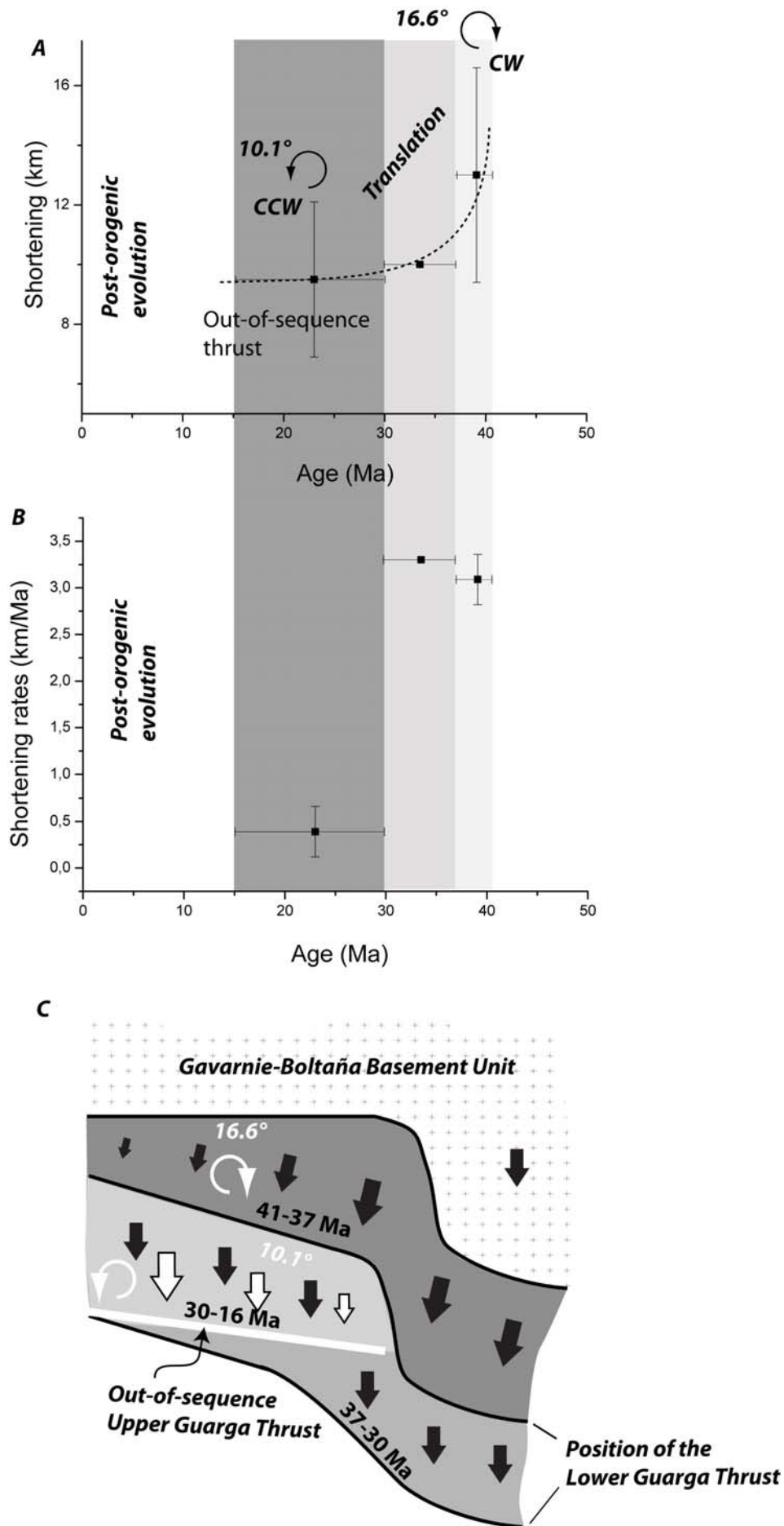


Figure 8: Plots of mean shortening A) and mean rates of shortening B) through time. Abbreviations: CW for clockwise rotation and CCW for counter-clockwise rotation. C) shows the schematic reconstruction of the deformation patterns (rotations, translation) including the position of the Lower and the Upper Guarga thrust sheet for each time step at ~39.1Ma, ~33.5 Ma and ~23 Ma which is also outlined by different grey-shaded colors (lighter means younger). Note that the last increment of shortening is related to out-of-sequence emplacement of the Upper Guarga thrust sheet.

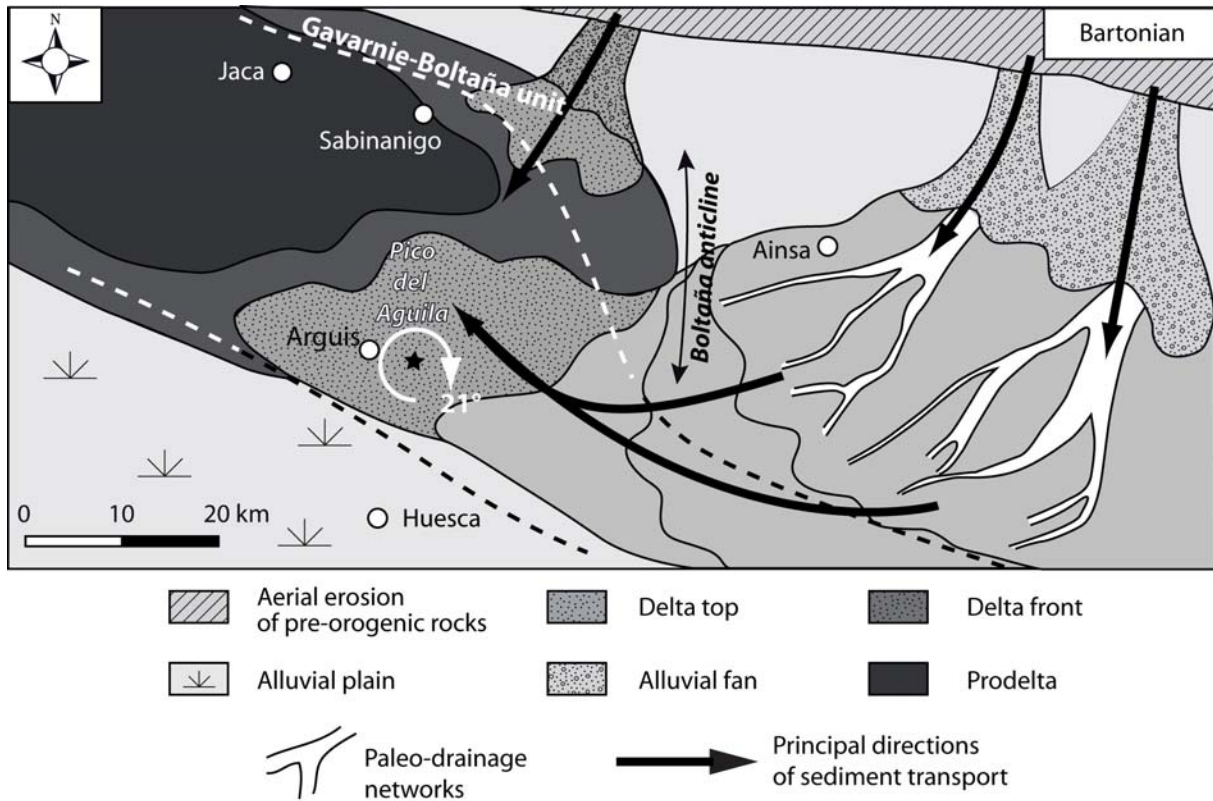


Figure 9: Paleogeographic and tectonic reconstruction during the Bartonian based on a compilation of available reconstructions (Plaziat, 1981; Nijman, 1998; Dreyer et al., 1999) and maps (Millán Garrido, 1996). Rotations coeval with the growth of the Pico del Aguila anticline are related to the particular distribution of shortening associated with the propagation of the southern thrust front produced by the foreland migration of the Gavarnie-Boltaña basement thrust unit. Dashed lines outline the possible position of the main thrust faults in relation with the Gavarnie-Boltaña unit and the southern thrust front.

The coeval tectonic activity of the Boltaña anticline (Fig. 2) suggests that the Gavarnie-Boltaña thick-skinned unit, to the rear, and the Lower Guarga thin-skinned unit, to the front, were both genetically connected. Zircon and apatite fission-track ages obtained in the Gavarnie thrust (Neouvielle Massif and Marimana Massif) confirm that its activity dates back to ~50 Ma and might have been continuous until ~32 Ma (Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007). The mean rate of shortening is consequently 3.09 ± 0.27 km/Ma (Table 1). The

second phase of deformation started between 37 and 30 Ma during the Priabonian-Oligocene. According to our kinematic reconstructions, this episode is characterized by a translation of 10 km taken up by thin-skinned deformation above the Trias basal décollement. This occurs with slightly higher rates of displacement of 3.3 km/Ma. However, the difference is probably not significant since error bars on stratigraphic ages are large. In the internal domain, fission-track ages suggest that the southward translation was associated with the exhumation of the Gavarnie unit until ~32 Ma (Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007). As it will be discussed in the next section, this phase of exhumation might also be the result of enhanced erosion. The third phase finally occurred in the Late Oligocene-Early Miocene, between 30 and 16 Ma, when the out-of-sequence Upper Guarga thrust ramp activated. This episode was characterized by a shortening of 9.5 ± 2.6 km. The large time interval considered and the age uncertainties lead to propose rates of shortening of 0.39 ± 0.27 km/Ma. During this period, the hangingwall of the Upper Guarga ramp recorded a counterclockwise rotation so as to finally preserve the 10.7° of clockwise rotation (Fig. 8 and Table 1). This episode of thrusting in the sediment cover is associated with the initiation of the Guarga basement thrust, which is responsible for the development of the rio Guarga syncline.

5.2 Pyrenean pro-wedge propagation rates and orogenic fluxes

In order to provide a valuable interpretation of our reconstructed shortening rates at the scale of the pro-wedge of the Pyrenees, we compare, in the following, the rates of shortening obtained in this study with those estimated at other localities of the southern thrust front of the Pyrenees. Based on our kinematic model, we have constrained rates of shortening of ~3 km/Ma for the period ranging between 41.2 and 30 Ma (Fig. 8B). This result is close to the rates of shortening reconstructed using geometric relationships between synorogenic strata and thrusting. For instance, Vergés et al. (2002) proposed rates of 1.5 to 2.6 km/Ma in the Eastern Pyrenees during approximately the same period and Meigs et al. (1996) estimated consistent rates of shortening of 2.36 km/Ma between 37 and 24.7 Ma across the Sierras Marginales in the Central Pyrenees. We hence infer that, on the pro-wedge side of the orogen, the material was accreted at nearly the same rate from East to West during the period comprised between the Bartonian and the Middle Oligocene.

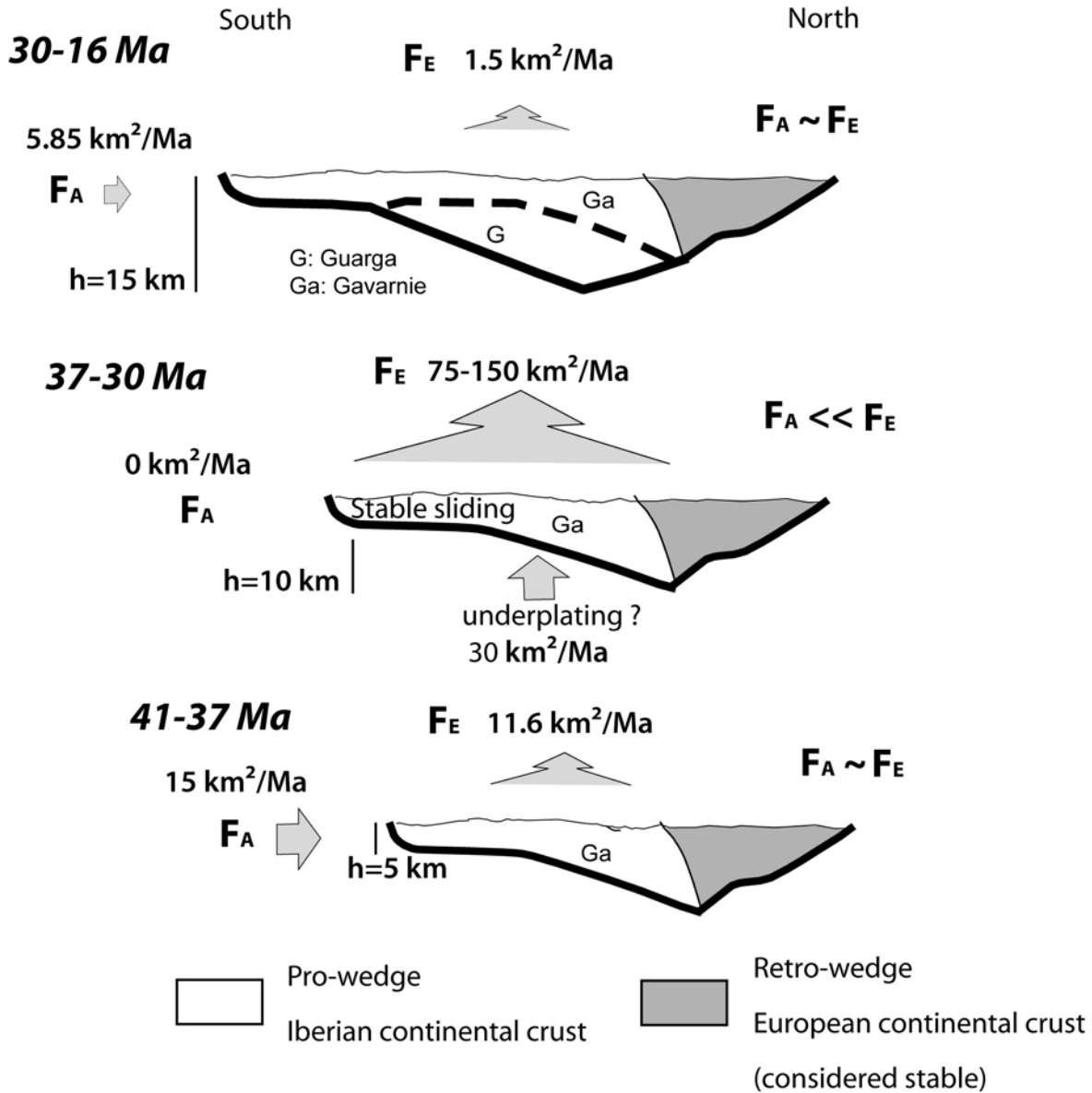


Figure 10: Evolution of accretionary (F_A) and erosion (F_E) fluxes in the southern Pyrenean thrust wedge since 41 Ma. The large exhumation flux at 37-30 Ma is interpreted as the consequence of enhanced erosion due to global cooling. At this time, the Pyrenean pro-wedge widens by stable sliding along the Lower Guarga thrust. To estimate the potential occurrence of underplating at this time, we have considered thickness h of material entering the wedge below the Trias décollement that is 10 km times the displacement rate of ~ 3 km/Ma reconstructed from this study (Fig. 8). The minimum outcoming flux of 75 km²/Ma has been estimated by taking into account lateral variations of denudation rates and the maximum flux of 150 km²/Ma is based on uniform denudation rates distribution (see text for explanation). After 30 Ma, the rate of wedge widening is significantly reduced. The accreted thicknesses h increase between steps 41- 37 Ma and 30-16 Ma due to the frontal imbrication of the Guarga basement unit.

Based on those estimates at the thrust front, we can try to examine further the possible changes in mass balance within the Pyrenean tectonic wedge from the Bartonian to the Middle Oligocene. Our approach here does not intend at providing accurate estimates of the fluxes, especially the erosion fluxes, which cannot currently be done given the data available in the literature and in this work. Instead, we seek to provide a first-order evaluation of the evolution of incoming and outgoing fluxes within the pro-Pyrenean wedge in association with the thickening of the Iberian crust. However, since we use constraints on thermochronometric ages, our results show significant improvements with respect to previous estimates on erosion fluxes that were obtained by equating erosion to rock uplift from restored crustal-scale cross sections in the eastern (Vergés et al., 1995) and west-central Pyrenees (Teixell, 1998).

We assume that the accreted material is entering the wedge at the pro-wedge side of the orogenic wedge. This approximation is justified by the fact that the horizontal shortening on the retro-wedge, i.e. in the Northern Pyrenees, was limited during the Tertiary and has ceased by the end of the Bartonian (Sinclair et al., 2005).

During the period ranging from 41 Ma to 37 Ma, we have established that the pro-wedge widened by accretion above a décollement located in the Trias evaporites. Shortening occurred by accretion of the Lower Guarga thrust at a rate of 3.09 ± 0.27 km/Ma, within the sediment cover (Table 1 and Fig. 8), and by sliding northwards along the Gavarnie-Boltaña basement thrust, which was initiated earlier in the Lutetian (Fig. 2). According to Figure 3 (e.g. see section AA') a thickness of 5 km for the newly accreted material is adopted. We thus obtain incoming accretionary fluxes of ~ 15 km²/Ma on the pro-wedge side of the orogen.

Outgoing fluxes are constrained by available apatite fission-track (AFT) ages-altitudes profiles (Fitzgerald et al., 1999) and by multiple AFT dating and (U-Th)He dating on apatite grains (Gibson et al., 2007) in the Central Pyrenees. Fitzgerald et al. (1999) indicated low rates of denudation of 0.173 km/Ma for the period 50-35 Ma in the Riberot Massif of the Gavarnie unit, and Gibson et al. (2007) estimated comparable denudation rates of 0.3 km/Ma in the Maladeta Massif of the Guarga-Orrri unit, but for a longer period comprised between 50 Ma and 31 Ma.

The eroded width of the orogen is a major unknown to the quantification of erosion fluxes during the Bartonian. The paleogeography of the Bartonian sediments suggests that the Axial Zone was a topographic ridge, large enough to enable the development of a large river network feeding the foreland basin (Fig. 9). Moreover, given the thrust front displacement of 27 km (Fig. 4) and a partially restored crustal-scale cross-section (Teixell, 1998) we finally

estimate that the exhumed domain could not be larger than 50 km during the Bartonian. Given a width for the wedge of 50 km and by extrapolating the denudation rates, we obtain outcoming fluxes of $11.6 \pm 6.2 \text{ km}^2/\text{Ma}$ (Fig. 10). Frontal accretionary fluxes and outcoming fluxes show comparable values, which suggests a dynamic equilibrium within the Pyrenean wedge during the Bartonian.

Between 37 Ma and 30 Ma, we estimate nearly equivalent displacement rates of 3.3 km/Ma. However, the lack of newly accreted thrust unit suggests that the pro-wedge widened by stable sliding along the Lower Guarga thrust at this time (Figs. 7 and 8). Northwards, the displacement is taken up by sliding along the Gavarnie-Boltaña basement unit in agreement with tectonic reconstruction (Teixell, 1996). We hence infer a lack of frontal accretionary flux at this time.

In contrast, thermochronometric constraints suggest a rapid increase of cooling rates in the hinterland of the Central Pyrenees of 2-4 km/Ma in the Maladeta massif of the Guarga-Orrí unit between 35 and 30 Ma (Fitzgerald et al., 1999) consistent with denudation rates of 1-1.5 km/Ma between 31 and 29 Ma proposed by Gibson et al. (2007) in the same unit. If we assume a conservative eroded width of 50 km and a mean denudation rate of $3 \pm 1.7 \text{ km}/\text{Ma}$, the flux of material eroded from the orogen is estimated to be up to $\sim 150 \text{ km}^2/\text{Ma}$ (Fig. 10). Such a value is however probably overestimated since we refer to a local denudation rate and because cooling rates are expected to decrease laterally N-S across the Pyrenean orogen. For comparison, a double-sided wedge of 50 km (such as presented in Fig. 10) with maximum denudation rates of $3 \pm 1.7 \text{ km}/\text{Ma}$ at the wedge center, and rates decreasing to zero at wedge toes, would give a minimum outcoming fluxes of $\sim 75 \text{ km}^2/\text{Ma}$.

To explain the excess of denudation flux with respect to frontal accretionary flux, one can hypothesize the acceleration of tectonics through underplating, enhanced erosion due to climate changes or a combination of both in order to maintain the mass balance within the pro-wedge.

Underplating below the Guarga-Orrí unit, for instance, by the Rialp unit in eastern Pyrenees (e.g. Muñoz, 1992), has been proposed as a possible mechanism for accretion in order to balance the observed acceleration of denudation in the Maladeta massif (Sinclair et al., 2005). However, after the collision started in the late Cretaceous, the Iberia/Eurasia plate convergence declined during the Paleogene as supported by the decrease of shortening rates. As a consequence, the acceleration of accretionary flux through underplating is not consistent with the expected decrease of plate convergence. Moreover, assuming that accretion was dominated by underplating, the flux accreted from below the wedge would be maximum 30

km²/Ma, during the interval 37-30 Ma (Fig. 10). This amount is still 2.5 to 5 times lower than the observed outcoming fluxes. Moreover, the Oligocene was characterized by the backfilling of the southern Pyrenean fold-thrust belt up to the Axial Zone with the accumulation of several kilometers of continental conglomerates (e.g. Coney et al., 1996; Babault et al., 2005), which seems hardly compatible with rapid tectonic uplift in the hinterland.

If tectonics, through underplating, is not the unique cause for increased denudation, one has to consider climate as a possible relevant forcing mechanism. The Eocene-Oligocene climatic transition, occurring at ~34 Ma, is one of the largest global cooling events of the Tertiary (Katz et al., 2008), characterized in particular by the establishment of large permanent Antarctic ice sheets (Coxall et al., 2005; Lear et al., 2008) attested by the fall of global sea-level (Miller et al., 2005). There are many evidences of a coupling between this climatic shift, the seasonal gradient of temperature and the increase of global erosion (e.g. Zachos et al., 1999; Ivany et al., 2000; Eldrett et al., 2009). We suggest that such a major cooling event at the Eocene-Oligocene transition (Zachos et al., 2001) can explain the rapid denudation, backfilling and the absence of comparable accretion.

Since 30 Ma, we have reported a decrease of the rates of shortening at the front to 0.39 ± 0.27 km/Ma in the Late Oligocene-Early Miocene (Table 1 and Fig. 8). Such a decrease is coeval, in our study area, with the imbrication of the Guarga-Orri basement unit in front of the Gavarnie-Boltaña basement unit leads to increase the thickness of material accreted to the Pyrenean orogen (Fig. 10). Considering a higher accreted thickness of 15 km, we deduce accretionary fluxes of 5.85 km²/Ma consistent with the reduction of plate convergence. The few constraints on the exhumation rates give 0.03 km/Ma from the Maladeta massif of the Guarga-Orri unit which reveal tectonic and thermal stability between 30-20 Ma (Fitzgerald et al., 1999). Taking into account an exhumation window of 50 km we deduce a maximum denudation flux of 1.5 km²/Ma in agreement with the overall evolution towards steady post-orogenic fluxes (Fig. 10).

The cumulated eroded area between 41 to 16 Ma can be roughly estimated to be maximum 1117 km² based on our study. This is about twice the eroded fluxes proposed from fully restored crustal-scale cross sections, e.g. 580 km² for Vergés et al. (1995) and 575 km² for Teixell (1998). Teixell (1998) also calculated that a cross-sectional area of ~900 km² was deposited in the Ebro foreland basin during the Tertiary. The excess foreland sedimentation was previously interpreted to be related to sediment sourced from the east, out of the studied cross section. Since the estimates presented in this study accounts for published denudation

rates they show eroded area that is also more consistent with the depositional area observed in the Ebro foreland.

6. Conclusions

The approach adopted in this study, based on the reconstruction of the finite strains and finite rotations, provides new constraints on the Cenozoic propagation of the southern Pyrenean front and on the evolution of the Pyrenean wedge.

We distinguish three main episodes of shortening between 41 and 37 Ma, 37 and 30 Ma and between 30 and 16 Ma. The first period coincides with the development of the Boltaña-Gavarnie basement unit coeval with the southward propagation of cover thrust sheets above the Trias décollement. A mean rotation of $16.6^{\circ} \pm 1.5^{\circ}$ is predicted by the distribution of both E-W and N-S components of shortening within the Guarga cover units. Such rotations are in agreement with measured paleomagnetic rotations of $21.1^{\circ} \pm 8.8^{\circ}$ (Pueyo et al., 2002). The second period is interpreted to be dominated by a southward translation of 10 km of the thrust front, the basal cover décollement rooted at depth into the Gavarnie basement thrust. Our study thus brings new constraints for this specific time interval which lacks field evidence of syntectonic sedimentary records. During the third episode, the frontal accretion of the Guarga basement thrust in front of the Gavarnie thrust is associated with the development of the rio Guarga syncline and the emergence of the Sierras Exteriores along the out-of-sequence Upper Guarga thrust ramp. The overall decrease of the accretionary rates from ~ 3 km/Ma to 0.39 ± 0.27 km/Ma is well in agreement with the consumption of Iberia plate convergence relative to Eurasia from the Middle Eocene to Oligo-Miocene times. The period between 37 and 30 Ma exhibits large outcoming fluxes estimated of maximum $150 \text{ km}^2/\text{Ma}$ that are not fully compensated by accretionary fluxes within the Pyrenean wedge. There are several lines of evidence suggesting that such a strong decoupling between incoming and outcoming fluxes can be related to climate-induced erosion during the abrupt cooling recorded at the Eocene-Oligocene boundary.

Acknowledgements :

The authors would like to thank N. Bellahsen for discussions about the tectonics of the Pico del Aguila anticline during several field surveys. A special thank goes to J. Serra-Kiel from the Barcelona University for his help in the field and discussions. The French CNRS has provided partial funding for this research. Thoughtful comments by two anonymous reviewers helped to improve the original version of the manuscript.

References :

- Babault, J., Van den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., Crave, A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24, doi:10.1029/2004TC001697.
- Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F., Eschard, R., 2003. Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain), *Basin Res.*, 15, 527–551, doi: 510.1046/j.1365-2117.2003.00218.x.
- Coney, P.J., Muñoz, J.A., McClay, K.R., Evenchick, C.A., 1996. Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt, *Journal of the Geological Society*, 153, 9-16.
- Coxall, H.K., Wilson, P.A., Palike, H., Lear, C.H., Backman, J., 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean, *Nature*, 433, 53-57.
- Dinarès, J., McClelland, E., Santanach, P., 1992. Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from paleomagnetic data: an example from the southern Pyrenees, in: K.R. McClay, (Ed), *Thrust tectonics*, Chapman & Hall, London, pp. 265-275.
- Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., Puigdefàbregas, C., 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain, *Sedimentary Geology*, 127, 127–169.
- Eldrett, J.S., Greenwood, D.R., Harding, I.C., Huber, M., 2009. Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes, *Nature*, 459, 969-974.
- Fernández, O., Muñoz, J.A., Arbues, P., Falivene, O., Marzo, M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain), *AAPG Bulletin*, 88, 1049-1068.
- 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.
- 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.
- Hirst, J.P.P., Nichols, G.J., 1986. Thrust tectonic controls on alluvial sedimentation patterns, southern Pyrenees, in: P.A. Allen, P. Homewood, (Eds), *Foreland Basins 8 Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, pp. 247-258.
- Hogan, P.J., Burbank, D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees, in: P. Friend, C. Dabrio, (Eds), *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics 6*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 153-160.
- Holl, J.E., Anastasio, D.J., 1993. Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain, *Geology*, 21, 271-274.
- Ivany, L.C., Patterson, W.P., Lohmann, K.C., 2000. Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary, *Nature*, 407, 887–890.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monie, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain), *Tectonics*, 26, doi:10.1029/2006TC002080.
- Katz, M.E., Miller, K.G., Wright, J.D., Wade, B.S., Browning, J.V., Cramer, B.S., Rosenthal, Y., 2008. Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse, *Nature Geosciences*, 1, 329-334.
- Lear, C.H., Bailey, T.R., Pearson, P.N., Coxall, H.K., Rosenthal, Y., 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition, *Geology*, 36, 251-254.
- McCaig, A.M., McClelland, E., 1992. Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts, in: K.R. McClay, (Ed), *Thrust tectonics* Chapman & Hall, London, p. 209–216.

- Meigs, A., Vergés, J., Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 1608–1625.
- Meigs, A.J., Burbank, D.W., 1997. Growth of the South Pyrenean orogenic wedge, *Tectonics*, 16, 239-258.
- Millán Garrido, H., *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*, Universidad de Zaragoza, 1996.
- Millán, H., Aurell, M., Melendez, A., 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts, *Sedimentology*, 41, 1001-1024.
- 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.
- Morris, R.G., Sinclair, H.D., Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge, *Basin Res.*, 10, 69-85.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Deffontaines, B., Angelier, J., Chu, H.-T., Lee, C.-T., 1999. Quaternary transfer faulting and belt front deformation at Pakuashan (western Taiwan), *Tectonics*, 18, 215-230.
- Muñoz, J.A.E., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in: K. McClay, (Ed), *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, pp. 235–246.
- Nijman, W., 1998. Cyclicity and basin axis shift in a piggy-back basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain, in: A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher, M. Fernández, (Eds), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* 134, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, pp. 135-162.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., 2007. Gradient of shortening and vertical-axis rotations in the southern Pyrenees (Spain), insights from a synthesis of paleomagnetic data *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20, 105-118.
- Plaziat, J.-C., 1981. Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 236-320.
- Poblet, J., Hardy, S., 1995. Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain), *J. Struct. Geol.*, 17, 1707-1724.
- Pueyo, E.L., Millán, H., Pocoví, A., 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees), *Sedimentary Geology*, 142, 191-208.
- Pueyo, E.L., Parés, J.M., Millán, H., Pocoví, A., 2003. Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (a case studied in the Southern Pyrenees), *Tectonophysics*, 362, 345–366.
- Puigdefàbregas, C., Souquet, P., 1986. Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes, *Am. J. Sci.*, 305, 369-406.
- Teixell, A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries, *Journal of the Geological Society*, 153, 301-310.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, *Tectonics*, 17, 395-406.
- Vergés, J., Millán, H., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirès, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections, *Mar. Petrol. Geol.*, 12, 893-915.
- Vergés, J., Fernández, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution, in: G. Rosenbaum, G. Lister, (Eds), *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen* 8, pp. 55-74.
- Zachos, J.C., Opdyke, B.N., Quinn, T.M., Jones, C.E., Halliday, A.N., 1999. Early Cenozoic glaciation, Antarctic weathering, and seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: is there a link ?, *Chemical Geology*, 161.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, *Science*, 292, 686-693.

CHAPITRE 7 :

CONCLUSION GÉNÉRALE

Chapitre 7 : Conclusion Générale

Ce travail a montré que le couplage de plusieurs approches indépendantes appliquées à un même objet - les Pyrénées - permettait d'apporter de nouveaux éléments dans la problématique générale des interactions entre le climat, la tectonique et la sédimentation. La compréhension de l'évolution d'une chaîne de montagne ne se cantonne en effet pas uniquement à la caractérisation de sa séquence de déformation ni à l'étude du remplissage de ses bassins d'avant-pays. Il apparaît véritablement nécessaire de documenter fiablement le contexte climatique dans lequel cette chaîne se forme afin de distinguer la part de la contribution de chacun de ces paramètres – tectonique – climat – sédimentation – dans l'évolution de la chaîne.

Ainsi, nous avons pu effectuer pour la première fois une analyse géochimique de biominéralisations calcaires provenant des séries paléogènes de deux bassins ayant un régime tectonique différent, le bassin de Paris et le bassin sud-pyrénéen. Toutefois, le manque de contrainte sur (1) les paramètres propres aux organismes fossiles, tel que l'effet vital, et surtout (2) l'influence de paramètres environnementaux locaux et notamment le $\delta^{18}\text{O}$ de la solution parente - c'est-à-dire principalement la salinité - constituent un biais à l'heure actuelle difficilement contrôlable dans l'interprétation du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates et notamment en ce qui concerne l'interprétation de ce dernier en terme de variations absolues de températures. Néanmoins, nous avons pu montrer que l'analyse couplée de fossiles appartenant à des groupes phylogénétiques très différents (mollusques, algues continentales et marines) et vivant dans des environnements variés, constituait un élément fort dans l'identification d'un signal climatique dans les archives géochimiques. Ainsi, nous avons pu

proposer que l'évolution long terme du $\delta^{18}\text{O}$ des fossiles des deux bassins reflétait avant tout l'évolution climatique globale.

Mais l'originalité la plus intéressante dans l'approche que nous avons suivie est que nous avons pu mettre en évidence, dans le cas des fossiles littoraux provenant des Pyrénées, que le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates semble être en partie influencé par l'apport dans le bassin d'eaux très appauvries en ^{18}O du fait de l'influence de la topographie sur les eaux de pluie qui alimentent le bassin. Cette observation s'avère être de premier intérêt puisque cette approche constitue une alternative forte pour reconstituer la paléotopographie d'une chaîne de montagne dont les dépôts continentaux, déposés au court du soulèvement du relief, n'ont pas été préservés. Ceci est en effet le cas pour toutes les chaînes anciennes hormis quelques rares exemples tel que le Zagros.

Mais surtout, ces résultats ont une importance majeure dans la compréhension de l'évolution géodynamique de la chaîne. Les données thermochronologiques, insitu ou détritiques, disponibles dans les Pyrénées montrent que l'exhumation était importante dès l'Eocène. Cependant, peu d'indices ne permettaient jusqu'alors de quantifier l'importance de la topographie des Pyrénées à cette période.

La contribution de la géochimie isotopique est également importante dans la documentation de la part climat dans l'histoire de l'érosion et ce, à différentes échelles de temps. A l'échelle saisonnière, l'analyse à haute résolution de coquilles de mollusques a révélé que l'écart entre les températures hivernales et estivales est resté important ($>10^\circ\text{C}$) durant l'ensemble de l'Eocène. A court terme, un fort gradient saisonnier exerce un contrôle sur l'érosion mécanique, qui semble donc ne pas avoir significativement variée au cours de la période d'étude.

En revanche, à une plus grande échelle temporelle, les températures se sont révélées être très fluctuantes durant l'Eocène et notamment au cours de l'Eocène moyen. La corrélation de cette évolution climatique avec l'évolution sédimentologique dans le bassin sud-pyrénéen a permis d'identifier un probable forçage climatique sur la nature des dépôts sédimentaires, mais semble-t-il, de manière indirecte. En effet, les principaux constituants des plates-formes carbonatées lutétiennes du bassin sud-pyrénéen sont des foraminifères benthiques, organismes soumis à des conditions écologiques strictes. Or, il apparaît que l'instabilité climatique rencontrée à partir du début du Bartonien a pu intensifier l'érosion de la chaîne en soulèvement, ce qui a induit une augmentation du flux de nutriments avec le passage de conditions oligotrophiques à eutrophiques, induisant un stress pour les foraminifères. Ce qui est important dans cet exemple, c'est que la tectonique et le climat ont

chacun exercés une influence sur la nature de la sédimentation, mais à des échelles de temps différentes : la tectonique sur le long terme et le climat à une beaucoup plus courte échelle de temps.

L'instabilité des conditions climatiques ne semble pas avoir uniquement eu un impact sur la sédimentation. Là encore, le couplage entre une bonne documentation du contexte climatiques et une bonne contrainte de la séquence de déformation dans le bassin d'avant-pays a amené une vision novatrice et originale dans l'évolution des Pyrénées. La part de l'influence du climat dans l'évolution structurale de cette chaîne et notamment sur les vitesses d'exhumation a pu être démontrée, durant un intervalle précis de l'histoire de la chaîne, à la limite Eocène - Oligocène. Il est en effet logique qu'une rupture climatique telle que celle qui s'est produite à la limite Eocène – Oligocène ait une influence sur l'érosion.

Les exemples que nous avons abordés dans les Pyrénées soulignent la prédominance du climat sur la dynamique de l'érosion à des moments clés de l'histoire de la chaîne, comme cela a été récemment proposé pour cette même zone orogénique au Néogène (Babault et al., 2005), et pour des périodes encore plus récentes, mais cette fois, à l'échelle globale (Molnar et England, 1990 ; Peizhen et al., 2001). La démarche que nous avons suivi dans les Pyrénées doit en tout pouvoir s'appliquer à n'importe quel bassin d'avant-pays, dont le calendrier tectonique et la chronologie des dépôts sédimentaires est bien contrainte et dans laquelle des fossiles bien préservés permettent une étude géochimique à suffisamment bonne résolution.

Perspectives

Introduction

La pluridisciplinarité de ce travail a permis d'ouvrir la réflexion sur plusieurs grandes problématiques, qui ont montrées qu'il était nécessaire de:

- mieux documenter la manière dont se produit la transition entre les calcaires de la Formation de Guara et les formations détritiques la recouvrant.
- mieux caractériser l'évolution paléoclimatique en domaine littoral au Paléogène.
- diversifier les méthodes d'analyse pour reconstituer l'évolution de l'altitude des Pyrénées.

Certaines de ces questions ont commencé à être abordées, notamment au travers de mémoire de Licence et de Master en cours.

P.1. Evolution sédimentologique dans le bassin sud-pyrénéen

L'étude des calcaires de Guara présentée dans le Chapitre 5 demeure un cas isolé et il serait intéressant de mieux documenter comment s'effectue la transition entre la formation carbonatée et les dépôts détritiques sus-jacents. En effet, l'âge du sommet des calcaires de Guara est présentée dans la bibliographie comme étant de plus en plus récente d'Est en Ouest, avec un âge lutétien inférieur au niveau de l'anticlinal de Médiano, Lutétien moyen au niveau de l'anticlinal de Boltaña et Lutétien supérieur au niveau des Sierras Exteriores (Véra, 2004 ; Filleaudeau, 2007).

Il serait donc nécessaire de compléter ces informations dans la zone de la Sierra de Guara, entre l'anticlinal de Gabardiella et l'anticlinal de Boltaña, afin d'établir une chronologie complète de cette transition sédimentaire, et une cartographie précise des faciès constituant le sommet des calcaires. Une étude pétrographique et une étude de provenance des éléments clastiques apportés dans le bassin par les deltas contemporains constituerait un moyen intéressant pour mieux appréhender les causes de la transition sédimentaire.

Il serait également intéressant de comparer l'évolution sédimentaire du bassin sud-pyrénéen avec celle de bassins d'avant-pays contemporains, tels que le bassin d'avant-pays alpin, où les plates-formes carbonatées subsistent après la limite Lutétien – Bartonien (e.g. Sinclair, 1996), mais où d'importantes formations siliciclastiques telles que les grès d'Annot font leur apparition au Bartonien.

P.2. Caractérisation paléoclimatique au Paléogène

Peu de sites extrêmement fossilifères datant du Paléogène permettant de réaliser une étude telle que nous l'avons réalisée tel qu'à Grignon sont encore accessibles à l'heure actuelle en Europe. Toutefois, des affleurements sont en cours de réhabilitation, comme le site du *Guépelle* dans le Nord du bassin de Paris, dont les sédiments sont datés de l'Auvervien (Bartonien inférieur). L'étude à haute résolution des fossiles – essentiellement des mollusques – de cet affleurement pourrait permettre de mieux documenter les caractéristiques climatiques à l'Eocène moyen, et notamment comment s'exprime, au sein d'une tendance de plusieurs millions d'années, un événement tel que l'optimum climatique de l'Eocène moyen, encore peu connu en milieu littoral et dont la cause demeure mal comprise.

La multiplication des reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques dans le bassin de Paris à l'Eocène pourrait être utile à une autre problématique, qui est l'évolution de la paléobiodiversité au Paléogène. Cette question a été abordée dans le cas des mollusques, mais peut s'appliquer à d'autres groupes tels-que les macro foraminifères benthiques, dont l'évolution a été ponctuée par de grandes ruptures durant cet intervalle (Brasier, 1995).

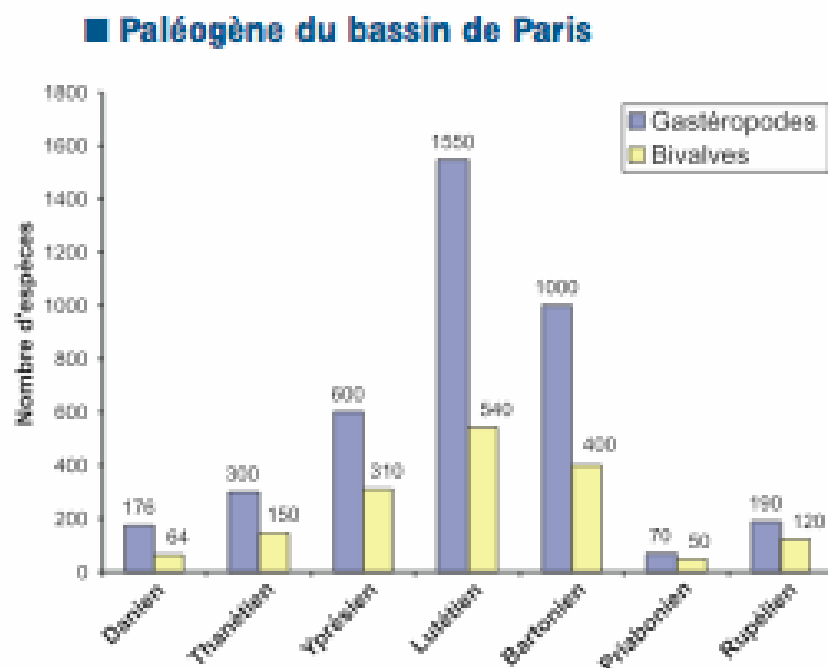


Figure P1 : Evolution de la paléobiodiversité des mollusques dans le bassin de Paris au Paléogène (Merle, 2008).

Dans le cas des mollusques, l'étage où la paléobiodiversité semble être maximale dans le bassin de Paris est le Lutétien (Merle, 2008, Figure 1). Cette même tendance est observée dans la Gulf Coast, aux Etats-Unis. Or nous avons vu que le l'Eocène correspondait à une période de refroidissement généralisé. Même si l'hypothèse de l'influence du caractère très morcelé de la façade ouest-européenne a été évoquée, la cause de cette tendance reste encore inexpiquée et semble être la résultante de nombreux phénomènes (Merle, 2008 ; Cheype, 2009). La même évolution est observée chez les foraminifères benthiques, avec une diversité maximale chez les alvéolines au Lutétien (Brasier, 1995).

P.3. Reconstitution de la paléotopographie pyrénéenne à l'Eocène moyen

La comparaison de l'évolution géochimique de coquilles d'huîtres provenant de deux bassins caractérisés par un contexte géodynamique différent s'est révélé être une méthode originale pour estimer l'existence d'une chaîne de montagnes. Néanmoins, il serait intéressant de multiplier les approches en comparant le $\delta^{18}\text{O}$ de carbonates continentaux contemporains déposés à des altitudes différentes au cours de la croissance de la chaîne, comme cela a été réalisé dans le cas de la chaîne himalayenne ou dans les Andes (Rowley et al., 2001 ;

Garzione et al., 2004, 2006 ; Kent-Corson et al., 2009). Le matériel utilisable pour une telle approche est plus étendu, avec des supports tels que des nodules de sols, de manchons racinaires ou encore carbonates biogènes comme des oogones de charophytes ou des dents de mammifères. Les massifs conglomératiques d'âge oligocène – qui correspondent à d'anciens cônes alluviaux – tels que le massif de la Cis dans la partie centrale du bassin sud-pyrénéen et qui se trouvent actuellement à une altitude de plus de 1000 mètres pourraient fournir de tels carbonates. Les dépôts contemporains du bassin de l'Ebre, situés actuellement à 200 mètre d'altitude pourraient permettre d'estimer à quelle altitude ces cônes alluviaux ont pu se mettre en place. Il n'est malheureusement pas possible d'obtenir des informations sur des périodes plus anciennes avec cette méthode, car plus aucun dépôt sédimentaire récent n'est préservé dans la partie axiale des Pyrénées.

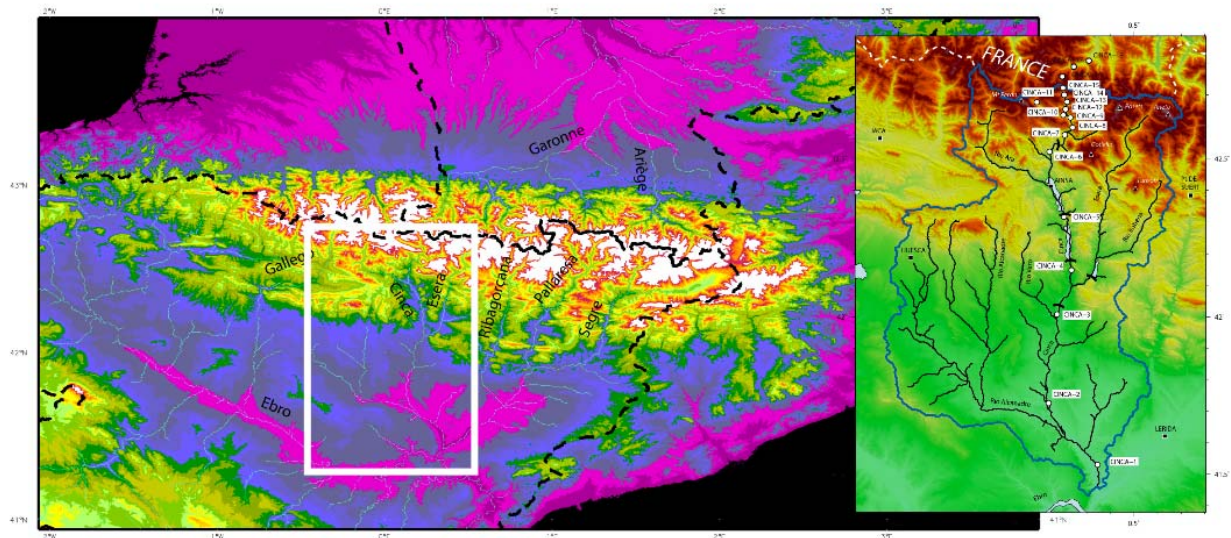


Figure P2 : Illustration du réseau en plan des principales rivières drainant actuellement les Pyrénées et des échantillons prélevés dans la Cinca.

Une étude est en cours dans le but de déterminer quel est actuellement le gradient $\delta^{18}\text{O}$ des rivières par rapport à l'altitude. Ces résultats pourront permettre d'améliorer le modèle présenté dans le Chapitre 4. Nous avons prélevé 15 échantillons d'eau dans la rivière Cinca (Figure P2) entre son exutoire au niveau de l'Ebre (~ 100 m d'altitude) et sa source, sur les flancs du Mont-Perdu en Aragon, à la frontière entre l'Espagne et la France (1650 m d'altitude) soit environ un échantillon tous les 100 m. Les résultats montrent que le $\delta^{18}\text{O}$ des rivières devient plus négatif lorsque l'altitude augmente, avec une variation d'environ 2‰ entre le sommet (~ 1700 m) et l'embouchure de la Cinca avec l'Ebre (~ 90 m).

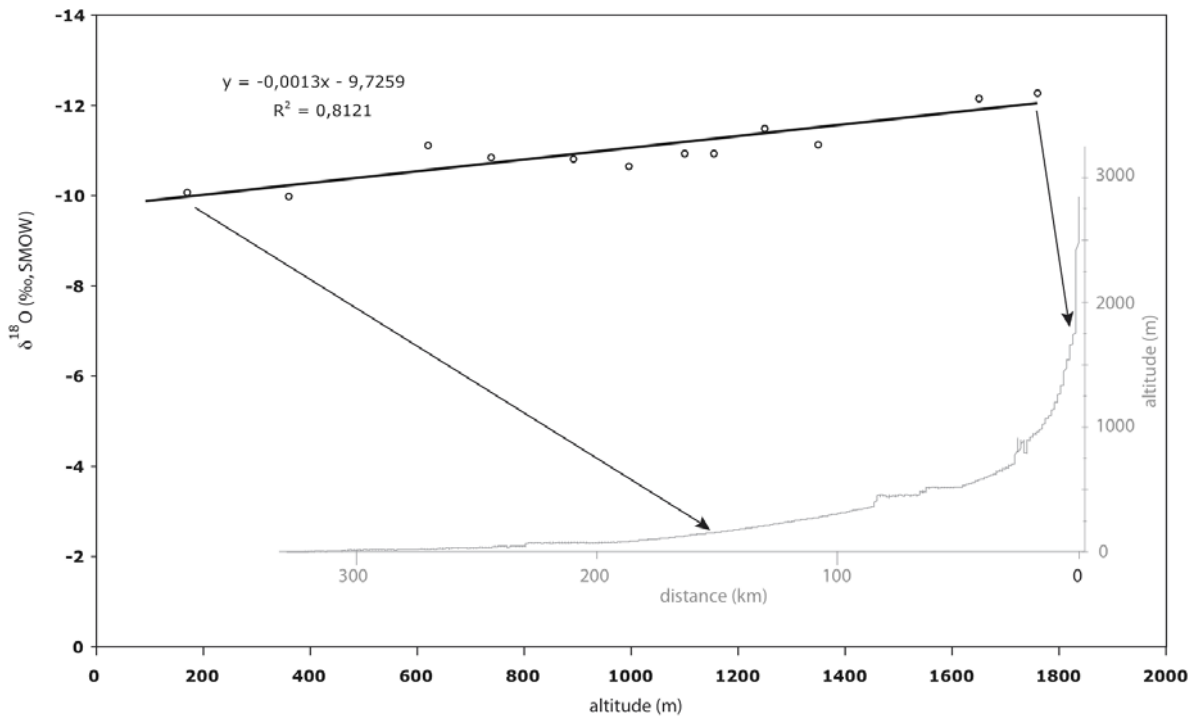


Figure P3 : Profil actuel de la rivière Cinca sur le versant Sud des Pyrénées et évolution du rapport isotopique de cette rivière en fonction de l'altitude.

Bibliographie

- Abrard, R., 1925. Le Lutétien du Bassin de Paris: Essai de monographie stratigraphique. Angers, France, Société Française d'imprimerie, 388 p.
- Allen, P.A., 2008. From landscapes into geological history. *Nature* 451, 274-276.
- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. Basin Analysis: Principles and Applications, second edition, Blackwell Publishing, 560 p.
- Allen, M.B., Armstrong, H.A., 2008. Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265, 52-58.
- Allmon, W.D., 1988. Ecology of recent turritelline gastropods (Prosobranchia, Turritellidae): Current knowledge and paleontological implications: *Palaios* 3, 259–284.
- Allmon, W.D., Jones, D.S., Vaughan, N., 1992. Observations on the biology of *Turritella gonostoma Valenciennes* (Prosobranchia: Turritellidae) from the Gulf of California: *The Veliger*, 35, 52–63.
- Allmon, W.D., Jones, D. S., Aiello, R.L., Gowlett-Holmes, K., Probert, P.K., 1994. Observations on the biology of *Mariocolpus roseus* (Quoy & Gaimard) (Prosobranchia: Turritellidae) from New Zealand and Tasmania: *The Veliger* 37, 267–279.
- Anadon, P., Utrilla, R., Vazquez, A., 2002. Mineralogy and Sr/Mg geochemistry of charophyte carbonates: a new tool for palaeolimnological research. *Earth and Planetary Science Letters* 197, 205-214.
- Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their applications to sedimentological and paleoenvironmental problems. Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. Soc. Econ. Paleontol. Miner. Short Course 10, 1-151.
- Andreasson, F.P., Schmitz, B., 1996, Winter and summer temperatures of the early middle Eocene of France from *Turritella* $\delta^{18}\text{O}$ profiles. *Geology*, 24, 1067-1070.
- Andreasson, F.P., Schmitz, B., 2000. Temperature seasonality in the early middle Eocene North Atlantic region: Evidence from stable isotope profiles of marine gastropod shells. *Geological Society of America Bulletin* 112, 628-640.
- Andrews J.E., Coletta P., Pentecost, A., Riding, R., Dennis, S., Dennis, P.F. Spiro, B., 2004. Equilibrium and disequilibrium stable isotope effects in modern charophyte calcites: implications for palaeoenvironmental studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 204, 101-114
- Apostolescu, V. 1964. Répartition stratigraphique générale des ostracodes du paléogène des Bassin de Paris et de Bruxelles. In colloque sur le Paléogène, Bordeaux, 1962. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 28, 1035-1040.
- Apostolescu, V., 1955. Description de quelques ostracodes du Lutétien du Bassin de Paris. *Cahiers Géologiques* 28-29, 241-279.
- Arthur, M.A., Williams, D.F., Jones, D.S., 1983. Seasonal temperature-salinity changes and

- thermocline in the mid-Atlantic Bight as recorded by the isotopic composition of bivalves. *Geology* 11, 655-659.
- Aubry, M-P., 1983. Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest, étude fondée sur les nannofossiles calcaires. Documents des laboratoires de géologie de Lyon, v. 89, 317p.
- Aubry, M-P., 1985. Northwestern European Paleogene magnetostratigraphy: calcareous nannofossil evidence. *Geology* 13, 198-202.
- Austin, W.E.N., Cage, A.G., Scourse, J.D., 2006. Mid-latitude shelf seas: a NW European perspective on the seasonal dynamics of temperature, salinity and oxygen isotopes. *The Holocene* 16, 937-947, DOI: 10.1177/0959683606h1985rp
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castellort, S., Crave, A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24, doi:10.1029/2004TC001697.
- Babault J., Bonnet S., Ruiz G., Van Den Driessche J., 2008. A comment on 'Late- to post- orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling' by M. Gibson, H.D. Sinclair, G.J. Lynn and F.M. Stuart, *Basin Research*, p. 3.
- Bandel, K., 1990. Shell structure of the Gastropoda Excluding Archaeogastropoda. In: Carter J. G., 1990, *Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends*, Vol. 1, Carter, New York, 832 p.
- Barbin, V., Ramseyer, K., Debenay, J. P., Schein, E., Roux, M., Decrouez, D., 1991. Cathodoluminescence of Recent biogenic carbonates; an environmental and ontogenetic fingerprint. *Decrouez Geological Magazine* 128, 19-26.
- Barker, P.F., Thomas, E., 2004. Origin, signature and paleoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth-Science Reviews* 66, 143-162.
- Barnolas, A., Teixell, A., 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology* 22, 1107-1110.
- Barron, E.J., Peterson, W.H., Thompson, S., Pollard, D., 1993. Past climate and the role of ocean heat transport: model simulations for the Cretaceous. *Paleoceanography* 8, 785-798.
- Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, L., Muñoz, J.A., Almar, Y., 2003. A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 281, 501-514.
- Beavington-Penney, S., Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Sciences Reviews* 67, 219-265.
- Beaumont, A., Casier, P., 1981. *Biologie animale. Des Protozoaires aux Metazoaires epithelioneuriens*. Tomes 1. Dunod Université, 3^e ed., Paris, 459 p.
- Beaumont, C., Muñoz, J. A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *Journal of Geophysical Research*, 105, 8121-8145.
- Bentaleb, I., Fontugne, M., 1996. Anthropogenic CO₂ invasion of the surface Ocean: its influence on the organic carbon isotope composition of phytoplankton. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 322, 743-748.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revisited Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations* (Ed. by W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry and J. Hardenbol), *SEPM Special Publication* 54, 129-212.
- Berner, R.A., 1991. A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 291, 339-376.
- Berner, R.A., 1994. GEOCARB II : A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 294, 56-91.
- Berner, R.A., Lasaga, A.C., Garrels, R.M., 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science* 283, 641-683.
- Berner, R.A., Kothavala, Z., 2001. GEOCARB III : A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 301, 182-204.
- Bice, K., Scotese, C. R., Seidov, D., Barron, E. J., 2000. Quantifying the role of geographic change in

- Cenozoic ocean heat transport using uncoupled atmosphere and ocean models. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 295-310.
- Bignot, C., Le Calvez, Y., 1969. Contribution à l'étude des foraminifères planctoniques de l'Eocène du Bassin de Paris. *Proc. First. Int. Conf. Planktonic Microfossils*, 1967, 161-166.
- Bignot, G., Barta, L., Cavelier, C., Labourguigne, J., Laurain, M., Leplat, J., Mégnién, C., Mégnién, F., Perreau, M., Pomerol, C., Rasplus, L., Ressel, D.E., Tourenq, J., 1980. Eocène inférieur. In *Synthèse géologique du Bassin de Paris.*, Vol. 2 (ed. C. Mégnién and F. Mégnién), BRGM, pp. 351-365.
- Bignot, G., 1999. A community with *ammobaculites praelonga ten dam* (foraminifera) salinities indicator of the sparnacian estuary (early Eocene of the Paris basin). *Revue de Micropaléontologie* 42 (1), 21-31.
- Biteau J.-J., Le Marrec A., Le Vot M., Masset J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience* 12, 247-273.
- Blondeau, A., 1972. *Les Nummulites*, Vuibert éditions, Paris, 1972.
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C., 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geological Society of America* 31, 1017-1020.
- Bohaty, S. M., Zachos, J. C., Florindo, F., Delaney, M. L., 2009. Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography* 24, doi:10.1029/2008PA001676.
- Bonhomme, M., Odin, G.S., Pomerol, C., 1968. Age des formations glauconieuses de l'Albien et de l'Eocène du Bassin de Paris. *Colloque sur l'Eocène. Bulletin du BRGM* 58, 339-346.
- Bosquet, J., 1852. Description des Entomostracés fossiles des terrains tertiaires de la France et de la Belgique. *Mémoire de l'Académie Royale des Sciences de Belgique* 24, 142 p.
- Bralower, T.J., Thomas, D., Zachos, J.C., Hirschmann, M.M., Rohl, U., Sigurdsson, H., Thomas, E., Whitney, D.L., 1997. High-Resolution Records of the Late Paleocene Thermal Maximum and Circum-Caribbean Volcanism: Is There a Causal Link. *Geology* 25, 963-967.
- Brasier, M.D., 1995. Fossils indicators of nutrient levels. 2 : Evolution and extinction in relation to oligotrophy. In Bosence, D.W.J. & Allison, P.A. (eds), 1995, *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*, Geological Society Special Publication 83, 133-150.
- Bréhant, E., 2000. DEA Geoscience Rennes, Université de Rennes 1.
- BRGM, 2003. Carte géologique de France, 1/1.000.000^{ème} 6^{ème} édition, BRGM, Orléan, France.
- Browning, J.V., Miller, K.G., Pak, D.K., 1996. Global implications of lower to middle Eocene sequence boundaries on the New Jersey coastal plain : The icehouse cometh. *Geology* 24, 639-642.
- Brunet, M., 1979. Les grands Mammifères, chefs de file de l'immigration oligocène et le problème de la limite Eocène-Oligocène en Europe. *Fondation Singer-Polignax édit.*, 281p.
- Brunet, M-F., LePichon, X., 1980. Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France* 22, 629-635.
- Brunet M-F., LePichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. *Journal of Geophysical Research* 87, B10, 8547-8560.
- Brunet, M-F., 1984. Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geological Magazine* 121, 421-428.
- Buchardt, B., 1978. Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature* 275, 121-123.
- Burkhardt, S., Riebesell, U., Zondervan, I., 1999. Effects of growth rate, CO₂ concentration, and cell size on the stable carbon isotope fractionation in marine phytoplankton. *Geochimica Cosmochimica Acta* 62, 3729-3741.
- Burgess, C.E., Pearson, P.N., Lear, C.H., Morgans, H.E.G., Handley, L., Pancost, R.D., Schouten S., 2008. Middle Eocene climate cyclicity in the southern Pacific: Implications for global ice volume. *Geology* 36, 651-654.
- Butterlin, J., Vrielynck, B., Bignot, G., Clermonte, J., Colchen, M., Dercourt, J., Guiraud, R., Poisson, A., Ricou, L.E., 1993. Gisements du Sparnacien du Bassin de Paris: Mémoires in Dercourt, J., et al., eds., *Atlas Tethys paleoenvironmental maps: Paris, Gauthier Villars*. 197-209.

- Canerot, J., 1989. Early Cretaceous rifting and salt tectonics on the Iberian margin of the western Pyrenees (France). Structural consequences. Bulletin technique exploration-production Elf Aquitaine 13, 87-99.
- Canudo, J.I., Molina, E., Riveline, J., Serra-Kiel, J., Sucunza, M., 1988. Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène Moyen à l'Oligocène Inférieur. Revue de Micropaléontologie 31 (1), 15-29.
- Carlson, W.D., 1984. The polymorphs of CaCO₃ and the Aragonite-Calcite transformation. Reviews in Mineralogy 11.
- Carter, J.G., 1980. Guide to bivalve shell microstructures. In: Rhoads, D.C. and Lutz, R.A. (Eds), Skeletal growth of aquatic organisms. Plenum Press, New York, 142p.
- Carriker, M.R., Palmer, R.E., 1979. A new mineralized layer in the hinge of the oyster. Science 206, 691-693.
- Castelltort, S., 2003. Origine et modification des cycles stratigraphiques à haute-fréquence (10's à 100's ka). Rôle des déformation courte longueur d'onde et modélisation du comportement des systèmes fluviaux, thèse, Université de Rennes, 199p.
- Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F., Eschard, R., 2003. Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain). Basin Research 15, 527-551.
- Cavagnetto, C., Anadon, P., 1996. Preliminary palynological data on floristic and climatic changes during the Middle Eocene-Early Oligocene of the eastern Ebro Basin, northeast Spain. Review of Paleobotany and Palynology 92, 281-305.
- Cavelier, C., 1964a. L'Oligocène marin des buttes de Cormeilles, Sannois, Argenteuil (Seine et Oise). Mémoires du BRGM 58, 75-123.
- Cavelier, C., 1964b. L'Oligocène inférieur du Bassin de Paris. Mémoires du Bureau de Recherche de la géologie minière 28, 65-73.
- Cavelier, C., 1979. La limite Eocène – Oligocène en Europe occidentale. Mémoires de Sciences géologiques, Université Louis Pasteur – Institut de géologie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 282p.
- Cavelier, C., 1986. Correlations and biostratigraphic events at the Eocene-oligocene boundary in France and in Europe. In Ch. Pomerol, I. Premoli-Silva (Eds) Terminal Eocene events, 91-96.
- Cavelier, C., Pomerol, C., 1979. Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 33-48.
- Cavelier, C., Labourguigne, J., Mégnien, C., Mégnien, F., Pomerol, C., Wyns, R., 1980. Eocène supérieur. In Synthèse géologique du Bassin de Paris, Vol. 2 (ed. C. Mégnien and F. Mégnien), BRGM, pp. 379-399.
- Cavelier, C., Ménillet F., Riveline J., Rasplus L., 1980. Oligocène et Miocène basal. In Synthèse géologique du Bassin de Paris, Vol. 2 (ed. C. Mégnien and F. Mégnien), BRGM, pp. 401-413.
- Cavelier, C., Pomerol, C., 1983. Echelle de corrélation stratigraphique du Paléogène. Stratotypes, étages standards, biozones, chimiozones et anomalies magnétiques. Géologie de la France 3, 261-262.
- Cavelier, C., Châteauneuf, J.J., Pomerol, C., Rabussier, D., Renard, M., Vergnaud-Grassini, C., 1981. The geological events at the Eocene/Oligocene boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 36, 223-248.
- Cavelier, C., Pomerol, C., 1986. Stratigraphy of the Paleogene. Bulletin de la Société Géologique de France 8, 255-265.
- Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. Geology 32 (8), 709-712.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., 2007. Quaternary erosion - induced isostatic rebound in the Western Alps. Geology 35(3), 195-198.
- Châteauneuf, J.J., 1980. Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris. Mémoire du BRGM n°116, 360p.
- Cheype, E., 2009. Reconstitution paléoenvironnementale dans le Lutétien du bassin de Paris à partir de l'analyse géochimique de mollusques. Mémoire de Master 2 du Muséum National d'Histoire Naturelle, 49p.

- Choukroune, P., and team, E., 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8, 23-39.
- Clauser, S., 1994. Etude stratigraphique du Campanien et du maastichtien de l'Europe occidentale-Côte basque (France), Limbourg (Pays-Bas). Thèse de 3^{ème} cycle, Document du BRGM 235, 243p.
- Coletta, P., Pentecost, A., Spiro, B., 2001. Stable isotopes in charophyte incrustations: relationships with climate and water chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173, 9-19.
- Covey, C., Thompson, S.L., 1989. Testing the effects of ocean heat transport on climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 75, 331-341.
- Cossmann, M., Pissarro, G., 1911. Iconographie complète des coquilles fossiles du Bassin de Paris. Hermann, Paris 2.
- Coxall, H.K., Wilson, P.A., Pälike, H., Lear, C.H., Backman, J., 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature* 433, 53-57.
- Craig, H., 1965. Measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* (ed. E. Tongiorgi), Consiglio Nazionale Delle Ricerche Laboratorio Di Geologia Nucleare, pp. 161-182.
- Cullen, J.T., Rosenthal, Y., Falkowski, P.G., 2001. The effect of anthropogenic CO₂ on the carbon isotope composition of marine phytoplankton. *Limnological Oceanography* 46, 996-998.
- Omalius d'Halloy, J-B., 1986. Mémoire sur l'étendue géographique du terrain des environs de Paris.
- d'Orbigny, A., 1842. Paléontologie française, Paris, 9 volumes.
- d'Orbigny, A., 1852. Cours élémentaire de paléontologie et de géologiestratigraphiques, 3 Volumes.
- Deconninck, J.F., 2006. Paléoclimats, L'enregistrement des variations climatiques. Société Géologique de France, Vuibert, 198 p.
- DeConto, R. M., Pollard, D., 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature* 421, 245-249.
- de Lapparent, A., 1883. Traité de géologie, Paris, 280 p.
- Denèle Y., 2007. Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet, Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, 300 p.
- Descolas-Gros, C., Fontugne, M., 1990. Stable carbon isotope fractionation by marine phytoplankton during photosynthesis. *Plant Cell and Environment* 13, 207-218.
- Deselgaux, P., Kooi, H., Cloetingh, S., 1991. Consequence of foreland basin development on thinned continental lithosphere : application to the Aquitaine basin (SW France). *Earth and Planetary Science Letters* 106, 116-132.
- Dettman, D.L., Reische, A.K., Lohmann, K.C. 1999. Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalves (Unionidae). *Geochimica Cosmochimica Acta* 63(7/8), 1049-1057.
- Dickens, G.R., 2000. Methane oxidation during the late Paleocene thermal maximum. *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 37-49.
- Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* 10, 965-971.
- Dickens, G.R., Castillo, M.M., Walker, J.C.G., 1997. A blzst of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology* 25, 259-262.
- Doebbert, A.C., Carroll, A.R., Mulch, A., Chetel, L.M., Chamberlain, P., 2010. Geomorphic controls on lacustrine isotopic compositions: Evidence from the Laney Member, Green River Formation, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 122, 236-252. doi: 10.1130/B26522.1.
- Dollfus, G.F., 1880. Essai sur l'étendue desterrains tertiaires dans le bassin anglo-parisien. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie* 6, 584-605.
- Dollfus, G.F., 1907. Classification des couches de l'Eocène supérieur au Nord de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France* 7, 347-354.
- Dolin, C., Dolin, L., Le Renard, J., 1980. Inventaire systématique des mollusques de l'Auvervien à "faciès charrié" de Baron (Oise) et remarques paléontologiques. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 17 (3), 26-48.
- Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., Puigdefabregas, C., 1999. Architecture of the tectonically

- influenced Sorbarbe deltaic complex in the Ainsa basin, Northern Spain. *Sedimentary Geology* 127, 127-169.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., Sukanuma, Y., 2007. No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. *Nature* 448, 908-911.
- Edmond, J.M., 1992. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science*, 258, 1594-1597.
- Eldrett, J.S., Greenwood, D.R., Harding, I.C., Huber, M., 2009. Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature* 459, 969-973.
- Emmanuel L., 1993. Apport de la géochimie à la stratigraphie séquentielle. Application au Crétacé inférieur vocontien. *Thèse Université Pierre et Marie Curie*, pp. 191.
- England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173-1177.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1951. Carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Society of America* 64, 1315-1326.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 64, 1315-1326.
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica Cosmochimica Acta* 4, 213-224.
- Estes, R., Hutchison, H., 1980. Eocene lower vertebrates from Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 30, 325-347.
- Exon, N. F., Kennett, J. P., Malone, M. J., et al., 2001. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Volume 189*.
- Fairbanks, R.G., Evans, C.A., Rubenstone, J.L., Mortlock, R.A., Broad, K., Moore, M.D., Charles, C.D., 1997. Evaluation climate indices and their geochemical proxies measured corals. *Coral Reefs* 16, 93-100.
- Farrel, S. G., Williams, G. D., Atkinson, C. D., 1987. Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella Thrusts, south central Pyrenees, Spain, *Journal of the Geological Society* 144, 907-914.
- Farrell J.W., Clemens S.C., Gromet L.P., 1995. Improved chronostratigraphic reference curve of late Neogene sea-water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Geology* 23, 403-406.
- Fernandez, O., Munoz, J.A., Arbués, P., Falivene, O., Marzo, M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88 (8), 1049-1068.
- Filleaudeau, P-Y., 2007. Enregistrement stratigraphique et sédimentologique d'un épisode de déformation dans l'avant-pays sud-pyrénéen à l'Eocène moyen : Exemple de l'anticlinal de Boltaña, *Mémoire de Master 2 Sciences de la Terre, Université Rennes 1*, 28p.
- Filleaudeau, P-Y., 2009. Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : Apports de l'analyse de bassin, thermo-chronométrie détritique et modélisation couplée. *Mémoire de mi-thèse, UPMC*, 150 p.
- Fitzgerald P., Muñoz J., Coney P. et Baldwin S., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters* 173, 157-170.
- Fontes, J.C., Gonfiantini, R., Tongiorgi, E., 1963. Composition isotopique et origine de la série évaporitique du bassin de Paris. *Comptes Rendus de la Société Géologique de France* 3, 92-95.
- Foucault, A., Raoult, J-F., 1980. *Dictionnaire de géologie, Masson, 4e édition*, 380 p.
- Galstoff, P.S., 1964. The American oyster, *Crassostrea virginica* Gmelin. *United States Fish and Wildlife Services Fish Bulletin* 64, 67-74.
- Garziane, C., Dettman, D.L., Horton, B.K., 2004. Carbonate oxygen isotope paleoaltimetry: evaluating the effect of diagenesis on paleoelevation estimates for the Tibetan plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 212, 119-140
- Garziane, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C., MacFadden, B.J., 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 543-556

- Gély, J.-P., 1996. Le Lutétien du Bassin Parisien : de l'analyse séquentielle haute résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 34 (2), 3-27.
- Gély, J.P., 2008. La stratigraphie et la paléogéographie du Lutétien en France. In: Merle, D. (Ed.), *Stratotype Lutétien*. MNHN, Paris, Biotope, Mèze, BRGM Orléans, pp. 182-227.
- Gély, J.-P., Lorenz, C., 1991. Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du Bassin parisien (France). *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 46, 713-747.
- Génot, P., 1979. Les Chlorophycées calcaires du Paléogène d'Europe nord-occidentale (Bassin de Paris, Bretagne, Cotentin, Bassin de Mons). Thèse, Université de Nantes, 500p.
- Ghosh, P., Adkins, J., Affek, H., Balta, B., Guo, W., Schauble, E.A., Schrag, D., Eiler, J.M., 2006. ^{13}C - ^{18}O bonds in carbonate minerals : A new kind of paleothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1439-1456.
- 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 Research* 19, 323-334.
- Gillikin, D.P., Lorrain, A., Bouillon, S., Willenz, P., Dehairs, F., 2006. Stable carbon isotopic composition of *Mytilus edulis* shells: relation to metabolism, salinity, $\delta^{13}\text{C}$ DIC and phytoplankton. *Organic Geochemistry* 37, 1371-1382.
- Ginsburg, L. Montenat, C. Pomerol, C., 1965. Découverte d'une faune de Mammifères terrestres dans les couches marines de l'Auversien (Bartonien inférieur) du Guépelle (Seine-et-Oise). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 260, 3445-3446.
- Gislason, S.R., Oelkers, E.H., Eiriksdottir, E.S., Kardjilov, M.I., Gisladottir, G., Sigfusson, B., Snorrason, A., Elefsen, S., Hardardottir, J., Torssander, P., Oskarsson, N., 2009. Direct evidence of the feedback between climate and weathering. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 213-222.
- Gong Z., Langereis C. et Mullender T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 80-93.
- Greewood, D.R., Wing, S.L., 1995. Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients, *Geology*, 23 (11), 1044-1048.
- Grimes, S.T., Matthey, D.P., Hooker, J.J., Collinson, M.E., 2003. Paleogene paleoclimate reconstruction using oxygen isotopes from land and freshwater organisms: the use of multiple paleoproxies. *Geochimica Cosmochimica Acta* 67, 4033-4047.
- Grimes S.T., Hooker J.J., Collinson M.E., Matthey D.P., 2005. Summer temperatures of late Eocene to early Oligocene freshwaters. *Geology* 33, 189-192.
- Grossman, E.L., Ku, T.L., 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects. *Chemical Geology* 59, 59-74.
- Gruas-Cavagnetto, C. 1968. Etude palynologique des divers gisements du Sparnacien du Bassin de Paris. *Mémoires de la Société Géologique de France* 110, 1-114.
- Guélorget, O., 1985. Entre mer et continent. Contribution à l'étude du domaine paraliq. Thèse d'Etat, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier: 721 p.
- Guernet, C., 1984. Ostracodes de l'Auversien du Bassin de Paris : description et signification. *Revue de Micropaléontologie* 27, 118-137.
- Guernet, C., Huyghe, D., Lartaud, F., D. Merle, Emmanuel, L., Gély, J.P. Michel, F., Pilet, O. La faune d'Ostracodes de la falunière de Grignon (Lutétien du Bassin de Paris) : implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Soumis à Geodiversitas*.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulierg, J.-M., Gaumet, F., Grosdoya, B., Hanot, F., Le Stratj, P., Mettrauxk, M., Nalpas, T., Prijaca, C., Rigolleta, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta* 13, 189-246.
- Hack, J.T., 1957. Studies in longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *Union Society of Geological Survey, Prof. Pap* 249-B, 45-97.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million year ago to present). *Science* 235, 1156-1167.

- Hallock, P., Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios* 1, 389-398.
- Hay, W. W., Sloan, J. L., Wold, C. N., 1988. Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction, *Journal of Geophysical Research*, 93, 14933-14940.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121-1132.
- Hellings, L., Dehairs, F., Van Damme, S., Baeyens, W., 2001. Dissolved inorganic carbon in a highly polluted estuary (the Scheldt). *Limnology Oceanography* 46, 1406-1414.
- Hodell, D.A., Woodruff, F., 1994. Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanography* 9, 405-426.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin ; London , Springer, 285pp.
- Hoese, H.D., 1960. Biotic changes in a bay associated with the end of a drowth. *Limnology & Oceanography* 5, 326-336.
- Hogan, P.J., Burbank, D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. In: P.F. Friend and C.J. Dabrio (Editors), *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge Univ. Press, pp. 153-160.
- Holl J. et Anastasio D., 1993. Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain. *Geology* 21, 271-274.
- Huber, M., Caballero, R., 2003. Eocene El Niño: Evidence for robust tropical dynamics in the "hothouse". *Science* 299, 877-881.
- Huber, M., Nof, D., 2006. The ocean circulation in the SOuthern hemisphere and its climatic impacts in the Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 231, 9-28.
- Huyghe, D., 2006. Fluctuations environnementales dans le Bassin de Paris au cours du Paléogène : approche combinée par la paléobiodiversité et la géochimie isotopique, *Mémoire de Master 2*, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 47p.
- Huyghe, D., Lartaud, F., Emmanuel, L., Merle, D., Renard, M., 2006. Fluctuations paléoclimatiques au Paléogène dans le Bassin de Paris : Approche combinée de la paléobiodiversité et de la géochimie isotopique, *Réunion des Sciences de la Terre*, Dijon, poster.
- Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 421-433.
- Huon, S., Mojon, P.-O., 1994. Déséquilibre isotopique entre eau et parties calcifiées de Charophytes actuels (*Chara globularis*): résultats préliminaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II* 318, 205-210.
- Ivany, L.C., Patterson, W.P., Lohmann, K.C., 2000. Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary. *Nature* 407, 887-890.
- Ivany, L.C., Nesbitt, E.A., Prothero, D.R., 2003. The marine Eocene – Oligocene transition : a synthesis, in Prothero, D.R., Ivany, L.C., and Nesbitt, eds., 2003, *From Greenhouse to Icehouse: the marine Eocene – Oligocene transition*. Columbia University Press, New York.
- Ivany, L.C., Lohmann K.C., Hasiuk, F., Blacke, D.B., Glass, A., Aronson, R.B., and Moody, R.M., 2008. Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin* 120, 659-678.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28, doi:10.1029/2008TC002406.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monie, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain), *Tectonics* 26, doi:10.1029/2006TC002080.
- Jones, T.P., Fortier, S.M., Pentecost, A., Collinson, M.A., 1996. Stable carbon and oxygen isotope compositions of Recent charophyte oosporangia and water from Malham Tarn U.K.: palaeontological implications. *Biogeochemistry* 34, 99-112.

- Jovanne, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinarès-Turell, J., Marsili, A., Monechi, S.P. Roberts, and A., Sperovieri, M., 2007. The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Appennines, Italy. *Geological Society of America Bulletin* 119, 413-427.
- Katz, M.E., Cramer, B.S., Mountain, G.S., Katz, S., Miller, K.G., 2001. Uncorking the bottle: What triggered the Paleocene/Eocene thermal maximum methane release? *Paleoceanography* 16, 1-14.
- Keij, A., 1957. Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. *Institut royal des sciences naturelles de Belgique* 136, 210 p.
- Keij, A., 1958. Note on the Lutetian Ostracoda of Damery (Marne), France. *Koninklingen Nederland Akademie van Wetenschappen*, Amsterdam 61, 63-73.
- Kennett, J. P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciations, the circum-Antarctic ocean and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research* 82, 3843-3860.
- Kennett, J.P., Stott, L.D., 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature* 353, 225-229.
- Kent, D.V., Cramer, B.S., Lanci, L., Wang, D., Wright, J.D., Van der Voo, R., 2003. A case for a comet impact trigger for the Paleocene/Eocene thermal maximum and carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 13-26.
- Kent-Corson, M., Ritts, B.D., Zhuang, G., Bovet, P., Graham, S.A., Chamberlain, C.P., 2009. Stable isotopic constraints on the tectonic, topographic, and climatic evolution of the northern margin of the Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 282, 158-166
- Khim, B-K., Woo, K.S., Je, J-G., 2000. Stable isotope profiles of bivalve shells: seasonal temperature variations, latitudinal temperature gradients and biological carbon cycling along the east coast of Korea. *Continental Shelf Research* 20, 843-861.
- Killingley, J.S., Berger, W.H., 1979. Stable Isotopes in a mollusk shell: detection of upwelling events. *Science* 205, 186-188.
- Kim, S.T., O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica Cosmochimica Acta* 61, 3461-3475.
- Kirby, M.X., 2000. Paleoecological Differences Between Tertiary and Quaternary *Crassostrea* Oysters, as Revealed by Stable Isotope Sclerochronology. *Palaios* 15, 132-141.
- Kirby, M.X., Soniat, T.M., Spero, H.J., 1998. Stable isotope sclerochronology of Pleistocene and recent oyster shells (*Crassostrea virginica*). *Palaios* 13, 560-569.
- Klein, R.T., Fricke, H.C., 1997. Winter and summer temperatures of the early middle Eocene of France from *Turitella* $\delta^{18}\text{O}$ profiles: Comments and reply. *Geology* 25, 957-958.
- Kobashi, T., Grossman, E.L., Yancey, T.E., Dockery, D.T., 2001. Reevaluation of conflicting Eocene tropical temperature estimates : Molluscan oxygen evidence for warm low latitudes. *Geological Society of America* 29, 983-986.
- Kominz, M.A., Browning, J.V., Miller, K.G., Sugarman, P.J., Mizintsevat, S., Scotese, C.R., 2008. Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal coreholes: an error analysis. *Basin Research* 20, 211-226.
- Kvenvolden, K., 1998, Methane hydrates and global climate. *Global Biochemical Cycles* 3, 221-229.
- Labaume, P., Mutti, E., Seguret, M., Rosell, J., 1983. Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocene inférieur et moyen sud-pyrenen. *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, 927-941.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., 1999. Qu'est-ce que le front des orogènes ? L'exemple de l'orogène pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Accadémie des Sciences de Paris* 329, 889-896.
- Lacombe, O., Obert, D., 2000. Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. *Compte Rendu de l'Accadémie des Sciences* 330, 793-798.
- Lafont, F., 1994. Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocene du bassin de Jaca (Pyrenées espagnoles). PhD Thesis, University of Rennes, France.
- Langlet, D., 2002. Enregistrement haute fréquence des conditions environnementales par les tests de bivalves. Application des techniques de marquage, cathodoluminescence, et chimie à l'huître *Crassostrea gigas* de l'étang de Thau (Hérault, France). *Geochimie des Carbonate Biogenes*. Thèse Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 231 p.

- Langlet, D., Alunno-Brusca, M., Rafelis, M., Renard, M., Roux, M., Schein, E., Buestel, D., 2006. Experimental and natural manganese-induced cathodoluminescence in the shell of the Japanese oyster *Crassostrea gigas* (thunberg, 1793) from Thau Lagoon (Hérault, France) : ecological and environmental implications. *Marine Ecology Progress Series* 317, 143-156.
- Lapparent, A. de, 1883. *Traité de géologie*. Paris, Masson et Cie éditions.
- Lartaud, F., 2007. Les fluctuations haute fréquence de l'environnement au cours des temps géologiques. Mise au point d'un modèle de référence actuel sur l'enregistrement des contrastes saisonniers dans l'Atlantique nord, thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 336 p.
- Lartaud, F., Emmanuel, L., de Rafelis, M., Pouvreau, S., and Renard, M., 2009. Influence of food supply on the $\delta^{13}\text{C}$ signature of mollusc shells: implications for palaeoenvironmental reconstructions. *Geo-Marine Letters* 30, 23-34, DOI 10.1007/s00367-009-0148-4.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A. C. M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the earth. *Astronomy and Astrophysic* 428, 261-285.
- Lasseur, E., 2007. La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). *Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D*. Thèse de l'Université de Rennes, 435p.
- Latal, C., Piller, W. E., Harzhauser, M., 2006. Shifts in oxygen and carbon isotope signals in marine molluscs from the Central Paratethys (Europe) around the Lower/Middle Miocene transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 231, 347-360.
- Lavoisier, A.L., 1789. Sur les couches horizontales qui ont été déposées par la mer et sur les conséquences qu'on peut tirer de leur disposition relativement à l'ancienneté du globe terrestre, *Mémoire de l'Académie des Sciences de Paris* (publié en 1793) 351-371.
- Lawver, L. A., Gahagan, L.M., 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 198, 11-37.
- Le Callonnec L., 1998. Apports de la géochimie des carbonates pélagiques à la stratigraphie et à la paléo-océanographie du Paléocène et de la limite Paléocène-Eocène, thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 281 p.
- Le Calvez, Y., 1970. Contribution à l'étude des Foraminifères paléogènes du Bassin de Paris, *Cahiers de Paléontologie* 326p.
- Le Solleuz, A., Doin, M.-P., Robin, C., Guillocheau, F., 2004. From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development: 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin. *Tectonophysics* 386, 1-27.
- Lear, C.H., Elderfield, H., Wilson, P.A., 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science* 287, 269-272.
- Lécuyer, C., Reynard, B., Martineau, F., 2004. Stable isotope fractionation between mollusc shells and marine waters from Martinique Island. *Chemical Geology* 213, 293-305.
- Lee, J.J., Anderson, O.R., 1991. *Biology of Foraminifera*. Academic Press, London.
- Lee, D., Carpenter, S.J., 2001. Isotopic disequilibrium in marine calcareous algae. *Chemical Geology* 172, 307-329.
- Leitch, A.R., 1991. Calcification of the charophyte oosporangium. In : Riding, R. (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer, Berlin, pp. 204-216.
- Leutenegger, S., 1984. Symbiosis in benthic foraminifera: specificity and host adaptations. *Journal of Foraminiferal Research* 14, 16-35.
- Livermore, R., Hillenbrand, C-D., Meredith, M., Eagles, G., 2007. Drake Passage and Cenozoic climate : an open and shut case ? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, Q01005, doi:10.1029/2005GC001224, ISSN: 1525-2027.
- Lopez-Blanco, M., 2002. Sedimentary response to thrusting and fold growing on the SE margin of the Ebro basin (Paleogene, NE Spain). *Sedimentary Geology* 146, 133-154.
- Lopez-Blanco, M., Marzo, M., Muñoz, J.A., 2003. Low-Amplitude, synsedimentary folding of a deltaic complex : Roda Sandstone (lower Eocene), South-Pyrenean Foreland Basin. *Basin Research* 15, 73-95.
- Louis, P., Laurain, M. Bolin, C., Barta, L., 1983. Nouveau gisement de vertébrés dans le Cuisien supérieur de Saint-Agnan (Aisne) ses relations stratigraphiques avec les autres gisements yprésiens du Bassin parisien. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 20, 3-20.

- Lourens, L.J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Paleocene to early Eocene global warming events. *Nature* 435, 1083-1087.
- Luterbacher, H., 1998. Sequence stratigraphy and the limitations of biostratigraphy in the marine Paleogene strata of the Tresp Basin (central part of the southern Pyrenean foreland basin, Spain). In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society for Sedimentary Geology Special Publication 60, 303-309.
- Mancin, N., Di Giulio, A., Cobianchi, M., 2009. Tectonic vs. Climate forcing in the Cenozoic sedimentary evolution of a foreland basin (Eastern Southalpine system, Italy). *Basin Research* 21, 799-823.
- Martin, E.E., Shackleton, N.J., Zachos, J.C., Flower, B.P., 1999. Orbitally-tuned Sr isotope chemostratigraphy for the late middle to late Miocene. *Paleoceanography* 14, 74-83.
- Maurel O., Brunel M. et Monié P., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France), *Comptes Rendus de Geosciences* 334, 941-948.
- Maurel O., Monié P., Pik R., Arnaud N., Brunel M. et Jolivet M., 2007. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees : an 40 Ar/39 Ar fission track and (U-Th)/He thermo-chronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs, *International Journal of Earth Sciences*.
- Mc Arthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy; LOWESS Version 3; best fit to the marine Sr-isotope curve for 0 – 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology* 109(2), 155-170.
- Mc Connaughey, T.A., 1989. ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: II. In vitro simulation of kinetic isotopes effects. *Geochimica Cosmochimica Acta* 53, 163-171.
- Mc Connaughey, T.A., Gillikin, D.P., 2008. Carbon isotopes in mollusk shell carbonates. *Geo-Marine Letters* 28, 287-299. DOI 10.1007/s00367-008-0116-4 .
- Mc Crea, 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics* 18, 849-857.
- Mead, G.A., Hodell, D.A., 1995. Controls on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater from the middle Eocene to Oligocene: hole 689B, Maud Rise, Antarctica. *Paleoceanography* 10, 327 – 346.
- Mégnyen, C., 1980. Synthèse Géologique du Bassin de Paris. *Memoire du BRGM* 101-102, 406p.
- Meigs, A., Vergés, J., Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 1608–1625.
- Meigs, A.J., Burbank, D.W., 1997. Growth of the South Pyrenean orogenic wedge. *Tectonics* 16, 239–258.
- Merle, D., 1999. La radiation des Muricidae (Gastropoda: Neogastropoda) au Paléogène : approche phylogénétique et évolutive. Thèse, Muséum national d'histoire naturelle, Paris.
- Merle, D., 2003. First record of coloured patterns in Palaeogene Muricidae (Mollusca, Gastropoda). *Annales de Paléontologie* 89, 191-203.
- Merle, D., Baut, J.P., Ginsburg, L., Sagne, C., Hervet, S., Carriol, R.P., Vénec-Peyré, M.T., Blanc-Valleron, M.M., Mourer-Chauviré, C., Arambol, D., Viette, P., 2002. Découverte d'une faune de vertébrés dans l'Oligocène inférieur de Vayres-sur-Essonne (bassin de Paris, France) : biodiversité et paléoenvironnement. *Comptes Rendus de l'Accadémie des Sciences de Paris* 1, 111-116.
- Merle, D., 2008. Le Lutétien du bassin de Paris : un exemple de point-chaud de la paléobiodiversité. In: Merle, D. (Ed.), *Stratotype Lutétien*. MNHN, Paris, Biotope, Mèze, BRGM Orléans, pp. 182-227. 174-181.
- Merle, D., Courville, P., 2008. Les sites remarquables. In: Merle, D. (Ed.), *Stratotype Lutétien*. MNHN, Paris, Biotope, Mèze, BRGM Orléans, pp. 182-227. 174-181.
- Merle, D., Pacaud, J-M., Kriloff, A., Loubry, P., 2008. Le Lutétien du Bassin de Paris : un exemple de point chaud de la paléobiodiversité. Les motifs colorés résiduels des coquilles lutétiennes du bassin de Paris. In: Merle, D. (Ed.), *Stratotype Lutétien*. MNHN, Paris, Biotope, Mèze, BRGM Orléans, pp. 182-227.

- Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Munoz, J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 488-503.
- Millán, H., 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico, Sierras Exteriores aragonesas, thesis, Universidad de Zaragoza, 330 pp.
- Millán, H., Aurell, M., Meléndez, A., 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. *Sedimentology* 41, 1001-1024.
- Millán-Garrido H., Oliva-Urcia B., Pocovi-Juan A., 2006. La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental), *Geogaceta*, 40, 35-38.
- Miller, K.G., Fairbanks, R.A., Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea-level history and continental margin erosion, *Paleoceanography* 2, 1-19.
- Miller, K.G., Feigenson, M. D., Wright, J.D., Clement, B.M., 1991a. Miocene isotope reference section, Deep Sea Drilling Project Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. *Paleoceanography* 6 33-52.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Fairbanks, R.G., 1991b. Unlocking the Ice House : Oligocene-Miocene Oxygen Isotopes, and Margin Erosion. *Journal of Geophysical Research* 96 (B4), 6829-6848.
- 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.
- Mitchell, L., Fallick, A.E., Curry, G.B., 1994. Stable carbon and oxygen isotope compositions of mollusc shells from Britain and New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 111, 207-216.
- Molina, E., Ortiz, N., Serra-Kiel, J., 1988. Implicaciones paleoecológicas de los foraminíferos en el Eoceno del Prepireneo oscense (sector de Arguis). *Revista Española de Paleontología* 3, 45-57.
- Molnar, P., 2004. Late Cenozoic increase accumulation rates of terrestrial sediment : how might climate change have affected erosion rates ? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 67-89.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : Chiken or egg ? *Nature* 346, 29-34.
- Morgan, N.C., Britton, R., 1977. Open waters. In : Ratcliffe, D.A. (Ed.), *A Nature Conservation Review* 1. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 166-205.
- Morris R., Sinclair H., Yelland A., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen : implications for sediment discharge. *Basin Research* 10, 69-85.
- Mosbrugger, V., Utescher, T., Dilcher, D.L., 2005. Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA* 102, 14964-14969.
- Munier-Chalmas E.Ph., Lapparent, A. de, 1893. Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires ; *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 433-488.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In : K.R. McClay (Eds), *Thrust tectonics*, 235-246.
- Muñoz, J.A., Martínez, A., Vergès, J., 1986. Thrust sequence in the Spanish eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 8, 399-405.
- Mutti, E., 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology* 24, 107-131.
- Mutti, E., Luterbacher, H.P., Ferrer, J., Rosell, J., 1972. Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino nella zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogne) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 11, 391-416. *International Association of Sedimentology Special Publication* 18, 369-395.
- Mutti, E., 1984. The Hecho Eocene submarine fan system, south-central Pyrenees, Spain. *Geo-Marine Letters* 3, 199-202.
- Nijman, W., 1998. Cyclicality and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. In: Mascle, A., Puigdefabregas, C., Luterbacher H.P., and Fernandez, M. (eds). *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geological Society Special Publications* 134, 135-162.

- Norris, R.D., Röhl, U., 1999. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature* 401, 775-778.
- Odin, G.S., Matter, A., 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology* 28, 611-641.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., 2007a. Gradient of shortening and vertical-axis rotations in the southern Pyrenees (Spain), insights from a synthesis of paleomagnetic data. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20, 105-118.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., 2007b. Rotational basement kinematic deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, southwestern Pyrenees). *Tectonics* 26, doi:10.1029/2006TC001955.
- Olivet, J.L., 1996. Kinematics of the Iberian plate. *Bulletin du Centre de Recherche et Exploration-Production, ELF Aquitaine* 20, 131-195.
- Oslick, J.S., Miller, K.G., Feigenson, M.D., Wright, J.D., 1994. Oligocene-Miocene strontium isotopes: stratigraphic revisions and correlations to an inferred glacioeustatic record. *Paleoceanography* 9, 427-443.
- Pacaud, J.-M., Le Renard, J., 1995. Révision des mollusques paléogènes du Bassin de Paris. IV – Liste systématique réactualisée. *Cossmanniana* 3, 151-187.
- Pacaud, J.-M., Merle, D., Meyer, J.-C., 2000. La faune daniennne de Vigny (Val d'Oise, France) : importance pour l'étude de la diversification des mollusques au début du Tertiaire. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 330, 867-873.
- Pacaud, J.-M., 2001. Première observation du genre *Pulvinites* (Mollusca : Bivalvia) dans le Danien (Paléocène inférieur) de Vigny (Val d'Oise, France). *Geodiversitas* 23, 5-16.
- Pagani, M., Zachos, J.C., Freeman, K.H., Tipple, B., Bohaty, S., 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science* 309, 600-603.
- Palmer, M.R., Edmond, J.M., 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochimica Cosmochimica Acta* 56, 2099-2111.
- Park, R., Epstein, S., 1960. Carbon isotope fractionation during photosynthesis. *Geochimica Cosmochimica Acta* 21, 110-126.
- Payros, A., 1997. El Eoceno de la Cuenca de Pamplona : estratigrafía, facies y evolución paleogeográfica, thesis, University Basque Country, Bilbao, Spain, 403 p.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sedimentary Geology* 125, 165-194.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 2007. A point-sourced calciclastic submarine fan complex (Eocene Anotz Formation, western Pyrenees): facies architecture, evolution and controlling factors. *Sedimentology* 54, 137-168.
- Payros, A., Tosquella, J., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., 2009. Filling the North European Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280, 313-332.
- Pearson, P.N., Palmer, M.R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentration over the past 60 million years. *Nature* 406, 695-699.
- Peihzen, Z., Molnar, P., Downs, W.R., 2001. Increase sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410, 891-897.
- Pekar, S.F., Hucks, A., Fuller, M., Li, S., 2005. Glacioeustatic changes in the early and middle Eocene (51-42 Ma): Shallow-water stratigraphy from ODP Leg 189 Site 1171 (South Tasman Rise) and deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ records. *Geological Society of America Bulletin* 117, 1081-1093, doi: 10.1130/B25486.1
- Pickering, K.T., Corregidor, J., 2005. Mass-Transport Complexes (MTCs) and Tectonic Control on Basin-Floor Submarine Fans, Middle Eocene, South Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research* 75, 761-783.
- Pierre, C., 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Marine geology* 153, 41-55.
- Pinter, N., Brandon, M., 1997. How erosion builds mountains. *Scientific American*. 6p.
- Plaziat, J.-C., 1981. Late cretaceous to late eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 36, 263-320.
- Pomerol, C., 1965. Les sables de l'Eocène supérieur (Lédien et Bartonien) des bassins de Paris et de

- Bruxelles. Ministères de l'Industrie, Paris, pp. 214.
- Pomerol, C., 1973. Ere Cénozoïque. Doin édit., 269 p.
- Pomerol, C., 1988. Découverte géologique de Paris et de l'Ile-de-France. BRGM édit., Paris : 76 p.
- Pomerol, C., 1989. Stratigraphy of the Palaeogene: hiatuses and transitions. Proceedings of the Geologists' Association 100, 313-324.
- Prahl, F.G., Wakeham, S.G., 1987. Calibration of unsaturations patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. *Nature* 330, 367-369.
- Prijac, C., Doin, M.P., Gaulier, J.M., Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution : a comparison between Plate and Chablis models. *Tectonophysics*, 323, 1-38.
- Prothero, D.R., 1994. The Eocene-Oligocene Transition. *Paradise Lost*. Columbia University Press, New-York, pp. 291.
- Pueyo, E. L., Millán, H., Pocovi, A., 2002. Rotation velocity of a thrust : a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology* 146, 191-208.
- Pueyo, E.L., Parés, J.M., Millan, H., Pocovi, A., 2003. Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (a case study in the Southern Pyrenees). *Tectonophysics* 362, 345-366.
- Puigdefabregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, Pirineos* 104, pp 204.
- Puigdefabregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. In : E. Banda et S.M. Wickham (Eds), *The geological evolution of the Pyrenees*. *Tectonophysics* 129, 173-203.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Dinarès-Turek, J., Orue-Etxebarria, X., Parés, J.M., Payros, A., 1995. Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 17-30.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Schmitz, B., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Bernaola, G., Apellaniz, E., Caballero, F., Robador, A., Serra-Kiel, J., Tosquella, J., 2009. Redefinition of the Ilerdian Stage (early Eocene). *Geologica Acta* 7, 177-194.
- Purton, L., Brasier, M., 1997. Gastropod carbonate $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values record strong seasonal productivity and stratification shifts during the late Eocene in England. *Geology* 25, 871-874.
- Quade, J., Roe, L., DeCelles, P.G., Ojha, T.P., 1997. The late Neogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of lowland Himalayan rivers. *Science* 276, 1828-1831.
- Racey, A., 1992. The relative taxonomic value of morphological characters in the genus *Nummulites* (Foraminifera). *Journal of Micropalaeontology* 11, 197-209.
- Raven, J.A., Smith, F.A., Walker, N.A., 1986. Biomineralization in the Charophyceae sensu lato. In : Leadbeater, B.S.C., Riding, R. (Eds.), *Biomineralization in Lower Plants and Animals*. Clarendon, Oxford, pp. 125-140.
- Ravizza, G. E., Zachos, J. C., 2003. Records of Cenozoic ocean chemistry, in H.D. Holland, K.K. Turekian (eds). *Treatise on Geochemistry: The Oceans and Marine Geochemistry* 6, Elsevier, p. 551-582.
- Raymo, M.E., 1994. The initiation of Northern Hemisphere glaciation. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 22, 353-383.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Froelich, P.N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology* 16, 649-653.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117-122.
- Rea, D.K., 1992. Delivery of Himalayan sediment to the Northern Indian Ocean and its relation to global climate, sea level, uplift, and seawater strontium. In: Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., von Rad, U., Weissel, J.K. Eds. , *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 70, 387-402.
- Reid, E.M., Chandler, M.E.J., 1933. *The London Clay Flora*. British Museum (Natural History), London, 561 p.
- Reilly, T.J., Miller, K.G., Feigenson, M.D., 2002. Latest Eocene – earliest Miocene Sr isotopic reference section, Site 522, eastern South Atlantic. *Paleoceanography* 17, doi:10.1029/2001PA000745.

- Remacha, E., Fernández, L.P., 2003. High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology* 20, 711-726.
- Renard, M., 1975. Etude géochimique de la fraction carbonatée d'un faciès de bordure de dépôt gypseux (exemple du gypse ludien du bassin de Paris). *Sedimentary Geology* 13, 191-231.
- Renard, M., 1984. Géochimie des carbonates pélagiques: mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140 Ma. Essai de chimostratigraphie. Thèse de Sédimentologie, UPMC, pp. 644.
- Riera, P., Richard, P. 1996. Isotopic Determination of Food Sources of *Crassostrea gigas* Along a Trophic Gradient in the Estuarine Bay of Marennes-Oleron. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 42, 347-360.
- Riveline, J., 1984a. Les charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale. Implication stratigraphiques. Mémoire des Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, thèse de doctorat, 415 p.
- Riveline, J., 1984b. Les gisements à Charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien): lithostratigraphie, biostratigraphie, chronostratigraphie. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, volume hors série 4, 523 pp.
- Riveline, J., 1986. Charophyta at the Eocene-Oligocene boundary in western Europe. *In* Ch. Pomerol, I. Premoli-Silva (Eds) Terminal Eocene events, 295-298.
- Riveline, J., Berger, J.-P., Feist, M., Martin-Closas, C., Schudack, M., Soulie-Maersche, I., 1996. European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation Bulletin de la Société Géologique de France 167, 453-468.
- Robert, C., Chamley, H., 1991. Development of early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 89, 315-331.
- Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation. Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. Mémoire Géoscience Rennes, 77, 293 p.
- Robin, C., Guillocheau, F., Gaulier, J.M., 1998. Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris basin. *Terra Nova* 10, 323-329.
- Robin, C., Guillocheau, F., Allemand, P., Bourquin, S., Dromart, G., Gaulier, J.M., Prijeac, C., 2000. Echelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique : le bassin de Paris. Bulletin de la Société géologique de France 171, 181-196.
- Robin, C., Allemand, P., Burov, E., Doin, M.P., Guillocheau, F., Dromart, G., Garcia, J.P., 2003. Vertical movements of the Paris Basin (Triassic-Pleistocene): from 3D stratigraphic database to numerical models. Geological Society, London, Special Publications 212, 225-250.
- Rodriguez-Pinto, A., Pueyo, E., Barnolas, A., Pocovi, A., Samsó, J.M., Gil-Peña, I., 2006. Magnetostratigrafía Cuisiense-Luteciense preliminar de la cuenca surpirenaica occidental. Resúmenes de MAGIBER IV- Paleomagnetismo en España y Portugal (Vigo).
- Romanek, C.S., Grossman, E.L., Morse, J.W., 1992. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate. *Geochimica Cosmochimica Acta* 56, 419-430.
- Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Muñoz J., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Séguret M., Camara P. Deramond J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections : geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41-50.
- Rowley, D.B., 2007. Stable isotope-based paleoaltimetry: Theory and validation. *In* M. Kohn, ed., *Paleoaltimetry: Geochemical and Thermodynamic Approaches*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 66, 23-52.
- Rowley, D.B., Pierrehumbert R.T., Curie, B., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry : implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth and Planetary Sciences Letters* 188, 253-268.
- Rowley, D.B., Garzione, C.N., 2007. Stable isotope-based paleoaltimetry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 463-508.
- Ruddiman, W.F., 1997. *Tectonic uplift and climate change*. Plenum publishing corporation, 535p.
- Rudloff, W., 1981, *World-climates with tables of climatic data and practical suggestions*: Stuttgart, Germany, Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft, 632 p.

- Salomons, W., Mook, W.G., 1986. Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. *In* Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2 (ed. P. Fritz and J.C. Fontes), Elsevier, pp. 239-270.
- Savoie, N., Aminot, A., Tréguer, P., Fontugne, M., Naulet, N., Kérouel, R., 2003. Dynamics of particulate organic matter $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ during spring phytoplankton blooms in a macrotidal ecosystem (Bay of Seine, France). *Marine ecology progress series* 225, 27-41.
- Schaub, H., 1969. L'Ilerdien; état actuel du problème. Colloque sur l'Eocene, Paris, 1968. *Mémoires Bulletin Recherches*
- Schmitz, B., Peucker-Ehrenbrink, B., Heilmann-Clausen, C., Åberg, G., Asaro, F., Lee, C-T.A., 2004. Basaltic explosive volcanism, but no comet impact, at the Paleocene-Eocene boundary: high-resolution chemical and isotopic records from Egypt, Spain and Denmark. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 1-17.
- Schouten S., Forster A., Panoto F.E., Sinninghe Damsté J.S., 2007. Towards the calibration of the TEX86 palaeothermometer for tropical sea surface temperatures in ancient greenhouse worlds. *Organic Geochemistry* 38, 1537-1546.
- Schüler, M., Cavelier, C., Dupuis, C., Steurbaut, E., Vandenberghe N., Riveline, J., Roche, E., Soncini, M.J., 1992. The Paleogene of the Paris and Belgian Basins. Standard-stages and regional stratotypes. *Cahiers Micropal* 7, 29-92.
- Schwarzbach, H., 1968. Das Klima der Rheinischen Tertiärs. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 118 33-68.
- Séguret M., 1972. Etude tectonique des nappes et séries décolées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées, Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 160 p.
- Séguret, M., Labaume, P., Madariaga, R., 1984. Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the South Pyrenean Basin (Spain). *Marine Geology* 55, 117-131.
- Séranne, M., 1999. Early Oligocene stratigraphic turnover on west Africa continental margin : a signature of the Tertiary greenhouse to icehouse transition ? *Terra Nova* 11, 135-140.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Les, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., Zabrevskaya, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 281-299.
- Serra-Kiel, J., Mato, E., Saula, E., Travé, A., Ferrández-Cañadell, C., Busquets, P., Samsó, J-M., Tosquella, J., Barnolas, A., Alvarez-Pérez, G., Franquès, J., Romero, J., 2003. An inventory of the marine and transitional Middle/Upper Eocene deposits of the Southeastern Pyrenean Foreland basin (NE Spain). *Geologica Acta* 1, 201-229.
- Seward, D., 1978, Palaeosalinities and palaeotemperatures from carbon and oxygen isotopes of carbonate shells in three Quaternary formations, Wanganui Basin, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 23, 47-55.
- Sexton, P.F., Wilson, P.F., Norris, R.D., 2006. Testing the Cenozoic multisite composite $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ curves : New monospecific Eocene records from a single locality, Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207). *Paleoceanography* 21, PA2019, doi:10.1029/2005PA001253.
- Shackleton, N.J., Kenett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of antarctic glaciation : oxygène and carbon isotope analysis in DSDP site 277, 279 and 28. *In* : Kenett J.P. et al., 29, Washington US Gov. Print. Office, 743-755.
- Sibuet, J-C., Srivastava, S., P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research* 109, BO8104, doi : 10.1029/2003JB002514.
- Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins; an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109, 324-346.
- Sinclair, H., Sayer, Z.R., Tucker, M.E., 1998. Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps. *In* Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds) *Carbonate Ramps*. Geological Society of London, Special Publication 149, 205-227.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science* 305, 369-406.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Lynn, G., Stuart, F., 2009. The Evidence for a Pyrenean Resurrection: a response to Babault et al., (2008). *Basin Research* 21, 143-145.
- Sloan, L.C., Rea, D.K., 1995. Atmospheric dioxide and early Eocene climate: A general circulation

- modeling sensitivity study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 119, 275-292.
- Sluijs, A., Brinkhuis, H., Schouten, S., Bohaty, S.M., John C.M., Zachos, J.C., Reichart, G.J., Sinninghe Damste, J.S., Crouch, E.M., Dickens, G.R., 2007. Environmental precursors to rapid light carbon injection at the Paleocene/Eocene boundary. *Nature* 450, 1218-1221.
- Souriau, A., Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *Journal of Geophysical Research* 100 (B9), 18117-18134.
- Souriau, A., Chevrot, S., Olivera, C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. *Tectonophysics* 460, 206-214.
- Stallard, R.F., 1995. Tectonic, environmental, and human aspect of weathering and erosion: a global review using a steady-state perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 23, 11-39.
- Stehlin, H.G., 1909. Remarques sur les faunules de Mammifères des couches éocènes et oligocènes du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France* 4, 488-520.
- Stenzel, H.B., 1963. Aragonite and calcite as constituents of adult oyster shells. *Science* 142, 232-233.
- Stenzel, H.B., 1971. Oysters. In *Treatise in Invertebrate Paleontology, Mollusca* 6, Bivalvia (ed. R.C. Moore), Geological Society of America, University of Kansas, pp. 271.
- Stevens, K.F., Vella, P., 1981. Palaeoclimatic interpretation of stable isotope ratios in molluscan fossils from middle Pleistocene marine strata, Wanganui, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 34, 257-265.
- Struski, C., 2005. Modélisation des flux de matières dans la baie de Marennes-Oléron: couplage de l'hydrodynamisme, de la production primaire et de la consommation par les huîtres. PhD Thesis, Université La Rochelle.
- Surge, D.M., Lohmann, K.C., Dettman, D.L., 2001. Controls on isotopic chemistry of the American oyster, *Crassostrea virginica*: implications for growth patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172, 283-296.
- Surge, D.M., Lohmann, K.C., Goodfriend, G.A., 2003. Reconstructing estuarine conditions: oyster shells as recorders of environmental change, Southwest Florida. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 57, 737-756.
- Sztrákos, K., Castellort, S., 2001. La sédimentologie et les foraminifères bartoniens et priaboniens des coupes d'Arguis (Prépyrénées aragonaises, Espagne). Incidence sur la corrélation des biozones à la limite Bartonien/Priabonien. *Revue de Micropaléontologie* 44, 233-247.
- Tarutani, T., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1969. The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochimica Cosmochimica Acta* 33, 987-996.
- Team ECORS Pyrenees, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature* 331, 508-511.
- Teixell, A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society* 153, 301-310.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395-406.
- Terry, D.O.Jr., 2001. Paleopedology of the Chadron Formation of northwestern Nebraska; implications for paleoclimatic change in the North American Midcontinent across the Eocene-Oligocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 1-38.
- Thiry, M., 1989. Geochemical evolution and paleoenvironments of the Eocene continental deposits in the Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70, 153-163.
- Thiry, M., Dupuis, C., 1998. The Palaeocene / Eocene Boundary in Paris Basin, *Memoires des sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris*, 34.
- Thomas, E., Shackleton, N.J., 1996. In *Correlation of the Early Paleogene in Northwestern Europe* (eds Knox, R. W. O. B., Corfield, R. M. & Dunay, R. E.) 401-441 (Geological Society of London Special Publication 101, Geological Society of London, London, 1996).
- Thomas, D.J., Zachos, J.C., Bralower, T.J., Thomas, E., Bohaty, S., 2002. Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology* 30, 1067-1070.

- Tivollier, J., Létolle, R., 1968. Résultats et interprétation d'analyses isotopiques de faunes malacologiques du Tertiaire parisien. Extrait du Mémoire du BRGM n°58. Colloque sur l'Eocène, 346-357.
- Travé, A., Serra-Kiel, J., Zamarreno, I., 1996. Paleoecological interpretation of transitional environments in Eocene carbonates (NE Spain). *Palaios* 11, 141-160.
- Tripati, A., Zachos, J., Marincovich, L., Bice, K., 2001. Late Paleocene Arctic coastal inferred from molluscan stable and radiogenic isotope ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 170, 101-113.
- Tripati, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature* 436, 341-346.
- Tripati A.K., Eagle R.A., Morton A., Dowdeswell J.A., Atkinson K.L., Bahé Y., Dawber C.F., Khadun E., Shaw R.M.H. Shorttle O., Thanabalasundaram L., 2008. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 112-122.
- Turner, J.V., 1982. Kinetic fractionation of $\delta^{13}\text{C}$ during calcium carbonate precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 1183-1191.
- Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*, 562-581.
- Vacher, P., Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. *Geophysical Journal International* 145, 460-470.
- Vander Putten, E., Dehairs, F., Keppens, E., Baeyens, W., 2000. High resolution distribution of trace elements in the calcite shell layers of modern *Mytilus edulis*: Environmental and biological controls. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64(6), 997-1011.
- Vera J., 2004. *Geología de España*, Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, 890 p.
- Vergès, J., Millàn, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Cirés, J., den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins : Pre-, syn- and post- collisional crustal-scale cross-section, in Cloetingh, S., Durand., and Puigdefabregas, C., eds., *Marine and Petroleum geology*, 903-916.
- Vergès, J., Fernandez, M., Martinez, A., 2002. The Pyrenean orogen : pre-, syn-, and post-collisional evolution, in Rosenbaum, G. and Lister, G. S., 2002. Reconstruction if the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen, *Journal of the Virtual explorer*, 8, 55-74.
- Vernon, A.J., Van Der Beek, P.A., Sinclair, H.D., Rahn, M.K., 2008. Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission - track thermochronology database. *Earth and Planetary Science Letters* 270, 316-329.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, and S., Persico, D., 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology* 69, 173-192.
- Villien, A., Matheron, P., 1989. Géodynamique de la zone nord pyrénéenne: conséquences sur l'exploration pétrolière. *Bulletin Technique Exploration - Production Elf Aquitaine* 131, 3-19.
- Volk, T., Caldeira, K., Arthur, M.A., Berner, R.A., Lasaga, A.C., 1993. Cooling in the late Cenozoic. *Nature* 361, 123-124, discussions and reply.
- Vrielynck, B., Bouysse, P., 2003. *The Changing Face of the Earth*. Commission for the Geological Map of the World, 32p.
- Watters, G.T., 1993, Some aspects of the functional morphology of the shell of infaunal bivalves (Mollusca). *Malacologia* 35, 315-342.
- Wefer, G., 1985. Die Verteilung stabiler Isotope in Kalkschalen mariner Organismen. *Geol. Jahrb.* 82, pp. 114.
- Wefer, G., Berger, W.H., 1991. Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology* 100, 207-248.
- Weiner, S., Traub, W., Lowenstam, H.A., 1983. Organic matrix in calcified exoskeletons. *In* *Biom mineralization and Biological Metal Accumulation* (ed. P. Westbroek and E.W. Jong), *Reidel, New-York*, pp. 205-224.
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography : the effect of erosion on the structure of mountain belts.

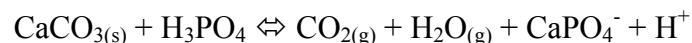
- Journal of Geophysical Research 104, 28957-28981.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104 (B8), 17661-17674.
- Yonge, C.M., 1969. Functional morphology and evolution within the Carditacea (Bivalvia): *Malacological Society of London Proceedings* 38, 493–527.
- Zachos, J.C., Lohmann, K.C., Walker, J.C., G., Wise, S.W., 1993. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene : a marine perspective. *Journal of Geology* 101, 191-213.
- Zachos, J.C., Stott, L.D., Lohmann, K.C., 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography* 9, 353-387.
- Zachos, J.C., Quinn, T.M., Salamy, K., 1996. High resolution (104 yr) deep-sea foraminiferal stable isotope time series. *Paleoceanography* 11, 251-266.
- Zachos, J.C., Opdyke, B.N., Quinn, T.M., Jones, C.E., Halliday, A.N., 1999. Early Cenozoic glaciation, antarctic weathering, and seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: is there a link? *Chemical Geology* 161, 165-180.
- Zachos, J. C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693.
- Zachos, J.C., Wara, M.W., Bohaty, S.M., Delaney, M.L., Rose-Petruzzo, M., Brill, A., Bralower, T.J., Premoli -Silva, I., 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science* 302, 1551-1554.
- Zachos, J.C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H., Kroon, D., 2005, Rapid Acidification of the Ocean During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science* 308, 1611-1615.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279-283.
- Zhang, J., Quay, P.D., Wilbur, D.O., 1995. Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO. *Geochimica Cosmochimica Acta* 59, 107-114.
- Zhu, B., Kidd, W.S.F., Rowley, D.B., Currie, B.S., Shafique, N., 2005. Age of initiation of the India-Asia collision in the East-Central Himalaya. *The Journal of Geology* 113, 265-285.

Annexes

ANNEXE 1 :

1. Dosage du rapport des isotopes stables du carbone et de l'oxygène au spectromètre de masse :

Selon le protocole défini par Létolle *et al.*, (1965), le dosage des rapports isotopiques de l'oxygène (^{16}O et ^{18}O) nécessite l'extraction de CO_2 des carbonates à partir d'une attaque à l'acide orthophosphorique anhydre (H_3PO_4) à 50°C , selon la réaction suivante :



La phase gazeuse contenant le dioxyde de carbone est piégée sous forme condensée par un passage dans un bain d'azote liquide à -274°C . Les gaz résiduels, non condensables à cette température sont ensuite évacués. Puis, l'eau est séparée du CO_2 en les plongeant dans un mélange de neige carbonique et d'acétone. Les molécules d'eau (condensables à -80°C) et le CO_2 gazeux (non condensable à -80°C) sont plongés dans une préparation composée de neige carbonique et d'acétone. Dès lors, le CO_2 peut être introduit dans le spectromètre de masse VG MM903 pour analysé sa composition isotopique. Les particules gazeuses sont tout d'abord ionisées, puis accélérées grâce à un faisceau ionique et déviées par un champ magnétique en fonction de leur poids atomique, pour venir percuter des collecteurs à poids atomiques référencés (44 et 46). Ces rapports isotopiques s'établissent de la manière suivante :

pour le $\delta^{18}\text{O}$, le rapport de masses mesuré est 46/44

Les valeurs isotopiques sont reportées en ‰ Pee Dee Belemnite (PDB) et la précision de chacune de ces valeurs est de $\pm 0,1$ ‰.

ANNEXE 2 : résultats isotopiques

n°	ech	genre	localité	âge	SBZ	δ18O	δ18O corrigé	Salinité moy	δ18Ow moy	T moy	Salinité max	δ18Ow max	T max	Salinité min	δ18Ow min	T min
				Ma		‰	‰	‰	‰	°C	‰	‰	°C	‰	‰	°C
1	Ar Ba-1 NH	ostrea	Arguis	38	18	-1,8	-1,8	31	-1,28	18	35	-0,28	22	25	-2,78	12
2	CEN.Ba.1	ostrea	Centelles	41,2	17	-5,2	-5,2	31	-1,48	30	35	-0,48	33	25	-2,98	25
3	CEN.Ba.2	ostrea	Centelles	41,2	17	-4,2	-4,2	31	-1,48	26	35	-0,48	30	25	-2,98	21
4	CEN.Ba.3	ostrea	Centelles	41,2	17	-4,5	-4,5	31	-1,48	27	35	-0,48	31	25	-2,98	22
5	CEN BA-5	ostrea	Centelles	41,2	17	-4,8	-4,8	31	-1,48	28	35	-0,48	31	25	-2,98	23
6	CEN BA-6	ostrea	Centelles	41,2	17	-5,1	-5,1	31	-1,48	29	35	-0,48	32	25	-2,98	24
7	CEN BA-7	ostrea	Centelles	41,2	17	-4,8	-4,8	31	-1,48	28	35	-0,48	32	25	-2,98	23
8	CEN BA-8	ostrea	Centelles	41,2	17	-4,6	-4,6	31	-1,48	28	35	-0,48	31	25	-2,98	22
9	PA 2-2	ostrea	Arguis	44	16	-2,5	-2,5	31	-1,48	20	35	-0,48	24	33	-0,98	22
10	Ar A1	ostrea	Arguis	44	16	-2,2	-2,2	35	-0,48	23	35	-0,48	23	33	-0,98	21
11	Ar-A2	ostrea	Arguis	44	16	-3,4	-3,4	35	-0,48	27	35	-0,48	27	33	-0,98	25
12	Bolt CTZ-1	ostrea	Castellazo	45	14	-3,2	-3,2	35	-0,48	26	35	-0,48	26	25	-2,98	17
13	Md-1	ostrea	Mediano	47	15	-3,6	-3,6	35	-0,48	28	35	-0,48	28	25	-2,98	18
14	Md-2	ostrea	Mediano	47	15	-3,6	-3,6	35	-0,48	28	35	-0,48	28	25	-2,98	18
15	Md-3	ostrea	Mediano	47	15	-4,4	-4,4	35	-0,48	30	35	-0,48	30	25	-2,98	22
16	ostrea Roda	ostrea	Roda	51	10	-4,1	-4,1	31	-1,48	26	35	-0,48	29	25	-2,98	20
17	Tp.C.141.a	ostrea	Tremp	51,3	10	-4,5	-4,5	31	-1,48	27	35	-0,48	30	25	-2,98	22
18	Tp.C.141.2.b	ostrea	Tremp	51,3	10	-2,4	-2,4	31	-1,48	20	35	-0,48	23	25	-2,98	14
19	TP.C.141.3	ostrea	Tremp	51,3	10	-2,6	-2,6	31	-1,48	20	35	-0,48	24	25	-2,98	14
20	ostrea FR-18	ostrea	Roda	51,5	10	-3,7	-3,7	31	-1,48	25	35	-0,48	28	25	-2,98	19
21	ostrea FR 2	ostrea	Roda	51,5	10	-3,7	-3,7	31	-1,48	25	35	-0,48	28	25	-2,98	19
22	Tp C	ostrea	Tremp	51,7	10	-2,1	-2,1	31	-1,48	19	35	-0,48	23	25	-2,98	12
23	PDR-5	ostrea	Roda	51,8	10	-2,6	-2,6	31	-1,48	20	35	-0,48	24	25	-2,98	14
24	Se-1	ostrea	Serraduy	52	10	-3,0	-3,0	31	-1,48	22	35	-0,48	26	25	-2,98	16
25	T II 4a	picnodonte	Tremp	54,5	7	-2,4	-2,4	31	-1,48	23	35	-0,48	27	25	-2,98	18
26	T II 6a	picnodonte	Tremp	54,5	7	-2,1	-2,1	31	-1,48	22	35	-0,48	26	25	-2,98	17

Résultats isotopiques pour les huîtres provenant des Pyrénées

n°	échantillon	espèce	formation	gisement	NP	âge (Ma)	δ18O ‰	salinité moy ‰	δ18Ow ‰	T °C	salinité max ‰	δ18Ow max ‰	T max °C	salinité min ‰	δ18Ow min ‰	T min °C
1	PH	<i>Ostrea cyathula</i>	Falun de Pierrefitte	Pierrefitte	NP23	30,6	-2,0	30	-0,73	21	34	0	25	26	-1,73	17
2	O cya 1	<i>Ostrea cyathula</i>	Falun de Jours	Jours	NP23	31,6	-1,0	30	-0,73	17	34	0	21	26	-1,73	13
3	10 Dam	<i>Ostrea cyathula</i>	Falun de Jours	Jours	NP23	31,6	-1,2	30	-0,73	18	34	0	22	26	-1,73	14
4	9 Dam	<i>Ostrea cyathula</i>	Falun de Jours	Auvers-St-Georges	NP23	31,6	-1,6	30	-0,73	20	34	0	23	26	-1,73	15
5	ASG H	<i>Ostrea cyathula</i>	Falun de Jours	Auvers-St-Georges	NP23	31,6	-0,4	30	-0,73	15	34	0	19	26	-1,73	10
6	CAV 32a	<i>Ostrea cyathula</i>	Falun de Jours (base)	Etrechy	NP23	31,8	-1,3	30	-0,73	18	34	0	22	26	-1,73	14
7	CL 1	<i>Crassostrea longirostris</i>	Marnes à Huîtres	Longjumeau	NP22	32,5	-1,0	27	-1,48	14	31	0	18	23	-2,48	10
8	COB Pr 1a	<i>Ostrea velata</i>		Colwell Bay (IOW)	NP19-20	35	-1,5	30	-0,73	19	34	0	23	26	-1,73	15
9	GUB Pr 1a	<i>Ostrea vectensis</i>		Gunard Bay	NP19-20	35	-1,3	30	-0,73	18	34	0	22	26	-1,73	14
10	GUB Pr 1b	<i>Ostrea vectensis</i>		Gunard Bay	NP19-20	35	-1,3	30	-0,73	18	34	0	22	26	-1,73	14
11	WC Pr base Os1	<i>Cubitostrea plicata</i>	Headon Hill	Headon Hill	NP18	36,5	-2	35	-0,48	22	39	1	26	31	-1,48	18
12	WC Pr base Os2	<i>Cubitostrea plicata</i>	Headon Hill	Headon Hill	NP18	36,5	-1,8	35	-0,48	21	39	1	25	31	-1,48	17
13	CAV 19	<i>Cubitostrea cubitus</i>	Sable de Cresnes	White Cliff (IOW)	NP17	38,6	-3,2	35	-0,48	26	39	1	30	31	-1,48	23
14	CAV 21	<i>Crassostrea dorsata</i>	Sables de Cresnes	Le Quoniam	NP17	38,6	-3,5	35	-0,48	27	39	1	31	31	-1,48	24
15	7 Dam	<i>Cubitostrea cubitus</i>	Sables de Beauchamp	Survillers	NP16	40,6	-3,6	33	-0,98	26	37	0	29	29	-1,98	22
16	CAV 17	<i>Crassostrea raincourtii</i>	Sables d'Auvers	Vernuil	NP16	41,1	-4,2	35	-0,48	30	39	1	33	31	-1,48	26
17	CAV 33a	<i>Cubitostrea cubitus</i>	Sables d'Auvers	Ronquerolles	NP16	41,1	-3,6	35	-0,48	28	39	1	31	31	-1,48	24
18	5 Dam	<i>Cubitostrea cubitus</i>	Sables d'Auvers	Auvers/Oise	NP16	41,1	-3,5	35	-0,48	27	39	1	31	31	-1,48	24
19	6 Dam	<i>Cubitostrea cubitus</i>	Sables d'Auvers	Auvers/Oise	NP16	41,1	-2,4	35	-0,48	23	39	1	27	31	-1,48	20
20	8 Dam	<i>Cubitostrea cubitus</i>	Sables d'Auvers	Le Guépelle	NP16	41,1	-2,7	35	-0,48	25	39	1	28	31	-1,48	21
21	CAV 16	<i>Crassostrea cucullaris</i>	Sables d'Auvers	Auvers/Oise	NP16	41,1	-5,2	35	-0,48	33	39	1	35	31	-1,48	29
22	CAV 15a	<i>Cubitostrea plicata</i>	Sables du Guépelle	Ver/Launette	NP16	41,1	-2,4	35	-0,48	23	39	1	27	31	-1,48	20
23	Os Gr 1	<i>Cubitostrea plicata</i>	Falun de Grignon	Grignon	NP15	44	-0,8	35	-0,48	17	39	1	21	31	-1,48	13
24	CAV 36c	<i>Cubitostrea plicata</i>	Falun de Hougan	Thionville/Opton	NP15	44,7	-1,7	35	-0,48	21	39	1	25	31	-1,48	17
25	4 Dam	<i>Cubitostrea plicata</i>	Falun de Damery	Damery	NP15	44,7	-0,8	35	-0,48	17	39	1	21	31	-1,48	13
26	Fl H	<i>Cubitostrea plicata</i>	Falun de Damery	Fleury la Rivière	NP15	44,7	-3,0	35	-0,48	25	39	1	29	31	-1,48	22
27	CAV 13c	<i>Cubitostrea plicata</i>	Falun de Damery	Damery	NP15	46	-0,7	38	0,27	20	42	1	24	34	-0,73	16
28	3 Dam	<i>Ostrea sp.</i>	Calcaire à N.laevigatus	Liencourt St Pierre	NP15	46,8	-3,1	35	-0,48	23	39	1	29	31	-1,48	20
29	CAV 11	<i>Cubitostrea plicata</i>	Glaucanie grossière	Gultry	NP14	47,9	-2,4	35	-0,48	26	39	1	27	31	-1,48	20
30	2 Dam	<i>Turkostrea multicoskata</i>	sables Panisel (=Glenmes)	Egem (Belgique)	NP13	49,5	-4,2	33	-0,98	28	37	0	31	29	-1,98	25
31	CAV 7a	<i>Turkostrea multicoskata</i>	Sables d'Hérouval	Hérouval	NP12	51,3	-2,0	33	-0,98	20	37	0	24	29	-1,98	16
32	14 Dam	<i>Turkostrea multicoskata</i>	Sables de Cuisse	Cuisse la Motte	NP12	51,5	-4,1	30	-1,73	25	34	-1	28	26	-2,73	21
33	CAV 6	<i>Turkostrea multicoskata</i>	Sables de Pierrefonds	Cuisse la Motte	NP12	51,7	-3,1	35	-0,48	26	39	1	29	31	-1,48	22
34	CAV 4	<i>Pycnodonte rarilamella</i>	Sables d'Azy	Mont de Magny	NP12	51,9	-1,5	35	-0,48	20	39	1	24	31	-1,48	16
35	1 Dam	<i>Turkostrea multicoskata</i>	Sables d'Azy	Azy	NP12	51,9	-3,0	35	-0,48	26	39	1	29	31	-1,48	22
36	CAV 1	<i>Ostrea bellowacina</i>	Falun de Pourcy	Pourcy	NP11	53,4	-7,0	30	-1,73	34	34	-1	37	26	-2,73	31
37	CAV 2	<i>Crassostrea sparnacensis</i>	Sables de Sinceny	Sinceny	NP11	53,4	-6,4	30	-1,73	32	34	-1	35	26	-2,73	29
38	CAV 3	<i>Ostrea bellowacina</i>	Sables de Sinceny	Sinceny	NP11	53,4	-4,4	30	-1,73	26	34	-1	29	26	-2,73	23
39	OB 1	<i>Ostrea bellowacina</i>	Sables de Bracheux	Bachvillers	NP9	55	-4,9	30	-1,73	28	34	-1	31	26	-2,73	24

Résultats isotopiques pour les huîtres provenant du Bassin de Paris

n°	échantillon	espèce	formation	gisement	NP	age Ma	δ18O ‰	salinité ‰	d18Ow ‰	T °C	corrected T °C
1	Al P12	<i>Athleta rathieri</i>	Falun de Pierrefitte	Pierrefitte	NP23	30,6	-2,9	30	-0,73	32	25
2	Al ra J	<i>Athleta rathieri</i>	Falun de Jours	Jours	NP23	31,7	-0,3	30	-0,73	20	13
3	WC Pr base Athl	<i>Athleta dunkeri</i>	Heaton Hill Formation	White Cliff (LOW)	NP18	36,5	-2,6	35	-0,48	32	25
4	AB Ba 6A	<i>Athleta depauperata</i>	Barton clays	Alum Bay	NP17	39	-2,7	35	-0,48	32	26
5	18	<i>Athleta labrella</i>	Calcaire de Nanteuil-le-Haudouin	Nanteuil-le-Haudouin	NP16	39,9	-0,9	35	-0,48	24	17
6	AB Ba 4a	<i>Athleta depauperata</i>	Barton clays	Alum Bay	NP16	40,3	-2,9	33	-0,98	31	24
7	AB Ba 4b	<i>Voluticorbis ambigua</i>	Barton clays	Alum Bay	NP16	40,3	-3,3	33	-0,98	33	26
8	2 CAV 65	<i>Athleta athleta</i>	Sables d'Auvers	Auvers-sur-Oise	NP16	40,3	-3,4	33	-0,98	33	27
9	Al Gue 1	<i>Athleta labrella</i>	Sables d'Auvers	Le Guépelle	NP16	40,3	-2,5	33	-0,98	29	22
10	Al Gue 2	<i>Athleta labrella</i>	Sables d'Auvers	Le Guépelle	NP16	40,3	-3,1	33	-0,98	32	25
11	AB Ba 2	<i>Athleta depauperata</i>	Barton clays	Alum Bay	NP16	40,35	-1,5	35	-0,48	27	20
12	2 CAV 71	<i>Athleta depauperata</i>	Formation de Mont-St-Martin	Mont-St-Martin	NP16	40,35	-4,0	33	-0,98	36	30
13	Al Gif	<i>Athleta spinosa</i>	Falun de Grignon	Grignon	NP15	45	-0,8	35	-0,48	23	17
14	Al spi FLR 1	<i>Athleta spinosa</i>	Falun de Damery	Fleury la Rivière	NP15	45	-1,1	35	-0,48	25	18
15	Al spi FLR 2	<i>Athleta spinosa</i>	Falun de Damery	Fleury la Rivière	NP15	45	-1,6	35	-0,48	27	21
16	2 CAV 46	<i>Athleta listerianum</i>	Falun de Grignon	Grignon	NP15	45	-1,7	35	-0,48	27	21
17	14	<i>Athleta spinosa</i>	Niveau de Damery	Chamery	NP15	46	-1,3	35	-0,48	25	19
18	CAV 13b	<i>Athleta spinosa</i>	Niveau de Damery	Montmaill	NP15	46	-1,1	35	-0,48	25	18
19	CAV 13a	<i>Athleta spinosa</i>	Niveau de Damery	Montmaill	NP15	46	-0,6	35	-0,48	22	16
20	Al Cuise	<i>Athleta ambigua</i>	Sables de Cuise	Cuise la Motte	NP12	51,5	-2,7	35	-0,48	32	26
21	Al Han	<i>Athleta ambigua</i>	Sables de Cuise	Cuise-la-Motte (trou du Han)	NP12	51,5	-2,7	35	-0,48	32	26
22	2 CAV 20	<i>Athleta ambigua</i>	Sables de Pierrefonds	Cuise-la-Motte	NP12	51,7	-2,6	35	-0,48	32	25
23	Al Pfd	<i>Athleta ambigua</i>	Sables de Pierrefonds	Pierrefonds	NP12	51,7	-2,8	35	-0,48	32	26
24	Al dep PF	<i>Athleta depressa</i>	Sables de Pierrefonds	Pierrefonds	NP12	51,7	-3,0	35	-0,48	34	27
25	A1	<i>Athleta depressa</i>	Sables d'Azy	Azy	NP12	51,9	-1,1	35	-0,48	25	18

Résultats isotopiques pour les Volutidae (Gastéropodes) provenant du Bassin de Paris

n°	échantillon	espèce	formation	gisement	NP	age (Ma)	$\delta^{18}O$ (‰)
1	2 CAV 81	<i>Granulolabium plicatum</i>	Falun d'Ormy-la-Rivière	Ormy-la-Rivière	NP24	28	-0,1
2	5	<i>Potamides lamarcki</i>	Calcaire d'Etampes (base)	Pierrefitte	NP24	28,2	1,8
3	2 CAV 96	<i>Potamides lamarcki</i>	Falun d'Ormy-la-Rivière	Ormy-la-rivière	NP24	30	-0,3
4	2 CAV 95	<i>Tympanotonos cf. conjonctum</i>	Falun de Pierrefitte	Pierrefitte	NP23	30,6	-1,7
5	HB CM Rp1	<i>Granulolabium plicatum</i>		Alum Bay	NP23	30,6	-1,6
6	HB CM Rp 5	<i>Granulolabium plicatum</i>		Alum Bay	NP23	31,4	-2,6
7	6	<i>Tympanotonos trochlearis</i>	Falun de Morigny	Morigny	NP23	31,4	-1,2
8	7	<i>Tympanotonos conjonctum</i>	Falun de Jeurs	Jeurs	NP23	31,7	-1,1
9	2 CAV 99	<i>Tympanotonos conjonctum</i>	Argiles à Corbules	Pontchartrain-Jouarre	NP23	32	0,0
10	2 CAV 98	<i>Tympanotonos conjonctum</i>	Argiles à Corbules	Versailles - Bazoche	NP21	32,2	-0,3
11	CAV 23	<i>Potamides tricaratus</i>	Mames à Pholadomies	Serans	NP18	36,7	-0,8
12	3	<i>Batillaria rustica</i>	Mames à Pholadomies	Le Vouast	NP18	36,7	-1,7
13	COB Ba1	<i>Ptychopotamides vagus</i>		Colwell Bay	NP 17/18	37	-1,0
14	COB Ba1a	<i>Potamides varians</i>		Colwell Bay	NP 17/18	37	0,0
15	CAV 25	<i>Potamides arenularius</i>	Sables de Cresnes	Le Quoniam	NP17	38,4	-1,6
16	2 CAV 74	<i>Batillaria pleurotomoides</i>	Sables de Cresnes	Le Quoniam	NP17	38,4	-1,0
17	17	<i>Potamides tricaratus</i>	Sables de Mortefontaine	Mortefontaine	NP17	39	-1,7
18	2 CAV 59	<i>Batillaria sp</i>	Horizon à Potamides mixtus	Emmenonville	NP16	40	-2,1
19	2 CAV 60	<i>Potamides mixtus</i>	Horizon à Potamides mixtus	Emmenonville	NP16	40	-1,5
20	2 CAV 62	<i>Potamides sp.</i>	Sables d'Auvers	Le Fayel	NP16	40,3	-2,2
21	20	<i>Tympanotonos sp.</i>	Horizon de Mont-St-Martin	Auvers-sur-Oise	NP16	40,35	-3,5
22	CAV 24	<i>Potamides tricaratus</i>	Facès de Pacys-sur-Eure	Chaignes-Douains	NP16	42,4	-1,0
23	CAV 29	<i>Batillaria sp</i>	Falun du Bois Gouët (Biarritzien)	Le Bois Gouët	NP16	42,4	-1,2
24	2 CAV 28	<i>Exechestoma angulosus</i>	Facès de Pacys-sur-Eure	Chaignes - Douains	NP16	42,4	-1,0
25	2 CAV 37	<i>Exechestoma angulosus</i>	Falun Parnes	Liancourt St Pierre	NP15	43,5	-0,6
26	2 CAV 40	<i>Tympanotonos involutus</i>	extrême sommet calc à milloles	Gargenville	NP15	44,7	-0,4
27	8	<i>Batillaria sp</i>	Sables de Cuise	Cuise-la-motte	NP12	51,5	-2,6
28	2 CAV 21	<i>Tympanotonos sp.</i>	Sables de Pierrefonds	Cuise-la-motte	NP12	51,7	-2,0
29	2 CAV 3	<i>Tympanotonos turris</i>	Falun de Pourcy	Pourcy	NP11	53,7	-4,5
30	2	<i>Tympanotonos funatus</i>	Sables de Sinceny	Rilly-la-montagne	NP11	53,7	-4,9
31	2 CAV 5	<i>Tympanotonos funatus</i>	Argiles du Soissonnais	Vailly	NP10	54,2	-3,1

Résultats isotopiques pour les Potamididae (Gastéropodes) provenant du Bassin de Paris

n°	échantillon	espèce	formation	gisement	NP	age (Ma)	δ18O (‰)
1	2 CAV 91	<i>Benoistia boblayei</i>	Falun de Jeurs	Auvers-St-Georges	NP23	31,7	-0,3
2	2 CAV 92	<i>Cerithium intradentum</i>	Falun de Jeurs (base)	Etampes	NP23	32	-1,0
3	2 CAV 80	<i>Cerithium</i> sp.	Argiles à Corbules	Rauville-la-Place	NP21	33,4	2,0
4	CAV 15	<i>Serratocerithium maryense</i>	Sables de Beauchamp	Ver-sur-Launette	NP16	40	-3,1
5	CAV 14a	<i>Serratocerithium serratum</i>	Faciès de Pacy-sur-Eure	Chaignes-Douains	NP15	42,4	-0,3
6	FO	<i>Serratocerithium denticulatum</i>	Falun supérieur de Villiers-St-Frédéric	Beynes (Ferme de l'Orme)	NP15	43,6	-0,8
7	2 CAV 42	<i>Serratocerithium denticulatum</i>	extrême sommet calc à milioles	Gargenville	NP15	44,7	-0,6
8	15	<i>Serratocerithium serratum</i>	Falun de Damery	Damery	NP15	46	-1,3
9	2 CAV 44	<i>Clava (Semivertagus)</i>	Glauconie grossière inférieure	Chaumont-en-Vexin	NP15	47,3	-1,3
10	2 CAV 47	<i>Cerithium</i>	Falun de Grignon	Grignon	NP15	47,3	-0,5
<hr/>							
1	1	<i>Rhabdochara major</i>	Sables éoliens (sup. Sables de Fontainebleau)	Itteville	NP24	28,2	0,3
2	2	<i>Harrisichara tuberculata</i>	Argile Verte de Romainville	Cormelles	NP22	32,9	0,4
3	3	<i>Gyrogonia wrighti</i>	Argile Verte de Romainville	Cormelles	NP22	32,9	-1,3
4	4	<i>Psilochara repanda</i>	Marnes bleues d'Argenteuil	Les Loges	NP21	33,9	-4,2
5	5	<i>Harrisichara tuberculata</i>	Marnes bleues d'Argenteuil	Les Loges	NP21	33,9	-5,8
6	6	<i>Harrisichara tuberculata</i>	Calcaire de Chateau-Landon	Le Coudray	NP21	34,1	-4,4
7	7	<i>Gyrogonia wrighti</i>	Calcaire de Ludes	Verzenay	NP18	36,8	-3,5
8	8	<i>Psilochara repanda</i>	Calcaire de Ludes	Verzenay	NP18	36,8	-4,0
9	9	<i>Gyrogonia wrighti</i>	Calcaire de Saint-Ouen	Verzenay	NP17	38	-3,4
11	11	<i>Gyrogonia wrighti</i>	Calcaire de Saint-Ouen	Chery-Chartreuve	NP17	38	-3,1
12	12	<i>Gyrogonia wrighti</i>	Calcaire de Saint-Ouen	Chery-Chartreuve	NP17	38	-4,4
14	14	<i>Gyrogonia wrighti</i>	Calcaire de Ducy	Chery-Chartreuve	NP17	39,5	-3,0
15	15	<i>Gyrogonia lemani</i>	Calcaire de Ducy	La Chapelle-en-Serval	NP17	39,5	-1,3
16	16	<i>Gyrogonia lemani</i> cap.	Calcaire de Jaignes	Jaignes	NP16	40,8	-2,7
17	17	<i>Gyrogonia</i> sp.	Sommet des Sables du Guépelle	Baron	NP16	42	-3,9
18	18	<i>Gyrogonia lemani</i> cap.	"Banc vert"	Jaulgonne	NP15	44,5	-1,1
19	19	<i>Gyrogonia lemani</i> cap.	Banc vert (base)	Guiltrancourt	NP15	44,5	-2,1
20	20	<i>Gyrogonia lemani</i> cap.	Banc vert (base)	Guiltrancourt	NP15	44,5	-2,3
21	21	<i>Nitelloopsis helicteres</i>	Argile à lignite Eprenay	Avenay	NP11	53,4	-5,7
28	28	<i>Nitelloopsis helicteres</i>	Calcaire du Cap d'Ailly	Ste Marguerite	NP11	53,45	-4,8
29	29	<i>Nitelloopsis helicteres</i>	Calcaire de Mortemer	Rollot	NP11	53,45	-5,6
27	27	<i>Nitelloopsis helicteres</i>	Cendrier	Passi	NP11	53,7	-7,0
23	23	<i>Harrisichara leptoceras</i>	Marnes à rognons	Nogent L'Abbesse	NP10	54,5	-5,8
24	24	<i>Peckichara disermas</i>	Marnes à rognons	Nogent L'Abbesse	NP10	54,5	-5,0
25	25	<i>Nitelloopsis helicteres</i>	Marnes à rognons	Berru	NP10	54,5	-5,0
26	26	<i>Nitelloopsis dutemplei</i>	Marnes à rognons	Berru	NP10	54,5	-5,7
30	30	<i>Sphaerochara edda</i>	Argiles et Lignites du Soissonnais	Montchenot	NP10	55	-7,6

Résultats isotopiques pour les Cerithidae (Gastéropodes) et les Characeae (algues vertes) provenant du Bassin de Paris

côte (m)	Sigmesalia			Venerocardia			Cubitostrea		
	ø13C	ø18O	T(°C)	ø13C	ø18O	T(°C)	ø13C	ø18O	T(°C)
12,3				0,9	-1,6	24,5928	0,5	-1,5	19,482212
11,75							0,5	-1,1	17,761732
11,6							1,4	0	13,244912
11,45							0,8	-1,2	18,187952
11,3				1,1	-1	21,9888			
11,15									
11							0,8	-1	17,338112
10,85				0,9	-0,8	21,1208	0,3	-1,0	17,503015
10,7				1,6	-1,0	21,9888	1,4	-0,6	15,669632
10,55							0,9	-1,4	19,048192
10,4				0,9	-1,7	25,0268	1,5	-1,1	17,761732
10,25							1,0	-1,6	19,918832
10,2	2,376	-1,354	23,52516						
10,1							1,1	-1,7	20,358052
9,95									
9,9									
9,45							1,4	-1,7	20,358052
9,1									
8,95	2,164	-1,371	23,59894						
8,9				1,1	-1,3	23,2908	1,0	-1,8	20,799872
8,65	2,557	-2,566	28,78524	0,7	-1,5	24,1588	1,8	-1,4	19,048192
8,55	3,346	-1,473	24,04162						
8,5	2,597	-2,324	27,73496						
8,35							1,867	-2,261	22,870283
8,3	1,961	-2,471	28,37294				0,7	-1,7	20,358052
8,05	2,48	-1,68	24,94				0,7	-1,9	21,244292
8	1,193	-2,432	28,20368						
7,9							1,4	-1,1	17,761732
7,85	2,465	-2,125	26,8713						
7,75	2,417	-2,071	26,63694						
7,5	2,261	-1,964	26,17256						
7,45	2,082	-2,082	26,68468	1,6	-2	26,3288	1,7	-2,2	22,593152
7,2				0,5	-2,1	26,7628	1,5	-1,9	21,244292
7,15	2,287	-2,001	26,33314						
7,1	1,876	-2,242	27,37908						
6,95				0,5	-2,6	28,9328	1,6	-2,1	22,140932
6,9	2,133	-1,849	25,67346	0,811	-2,19	27,1534			
6,9	2,035	-2,035	26,4807						
6,8	1,765	-1,47	24,0286						
6,7				1	-2	26,3288	2,2	-2,2	22,593152
6,45							1,3	-2,5	23,965412
6,2	1,858	-1,743	25,21342				1,1	-2,5	23,965412
5,95	2,517	-1,858	25,71252				1,6	-1,8	20,799872
5,9	2,566	-1,738	25,19172						
5,7	1,818	-2,175	27,0883						
5,4							1,8	-2,3	23,047972
4,95							1,5	-2	21,691312
4,7							1,6	-2,1	22,140932
4,45							1,4	-1,9	21,244292
4,2							1,9	-1,9	21,244292
3,95							2,1	-1,6	19,918832
3,7							1,4	-1,5	19,482212
3,45							1,5	-1,4	19,048192
2,95							0,9	-0,8	16,498672
2,7							1,1	-1,2	18,187952
2,45							0,7	-1,6	19,918832
2,2							0,5	-1,9	21,244292
1,95							1,1	-1,9	21,244292
1,7				0,9	-2,1	26,7281	0,9	-2,3	23,047972
1,45							0,5	-2,3	23,047972
0,65							1,8	-2,5	23,965412

Résultats isotopiques pour la coupe de Grignon

	distance à l'ouverture (mm)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB	Température
T1	1	2,06	-0,18	18,43
T2	2	2,2	-1,21	22,9002
T3	3	1,52	-2,64	29,1064
T4	4	1,9	-1,92	25,9816
T5	5	2,55	-0,98	21,902
T6	6	1,99	-2,17	27,0666
T7	7	1,92	-2,43	28,195
T8	8	2,25	-2,37	27,9346
T9	9	1,91	-2,31	27,6742
T10	10	2,18	-2,3	27,6308
T11	11	2,34	-2,36	27,8912
T12	12	2,41	-2,37	27,9346
T13	13	2,63	-2,07	26,6326
T14	14	2,41	-2,08	26,676
T15	15	2,7	-1,72	25,1136
T16	16	1,91	-2,31	27,6742
T17	17	2,45	-1,94	26,0684
T18	18	2,84	-1,55	24,3758
T19	19	2,82	-1,77	25,3306
T20	20	2,91	-1,48	24,072
T21	21	3,03	-1,26	23,1172
T22	22	2,98	-1,28	23,204
T23	23	2,93	-0,69	20,6434
T24	24	3,23	-0,44	19,5584
T25	25	3,09	-0,11	18,1262
T26	26	2,82	-0,28	18,864
T27	27	3,17	-0,43	19,515
T28	28	3,18	-0,25	18,7338
T29	29	3,16	-0,35	19,1678
T30	30	3,15	-0,24	18,6904
T31	31	3,06	-0,15	18,2998
T32	32	3,17	-0,22	18,6036
T33	33	3,22	-0,06	17,9092
T34	34	2,86	-0,14	18,2564
T35	35	2,61	-0,48	19,732
T36	36	2,57	-0,77	20,9906
T37	37	3,02	-0,19	18,4734
T38	38	2,87	-0,19	18,4734
T39	39	2,79	-0,69	20,6434
T40	40	2,9	-0,8	21,1208
T41	41	2,59	-0,83	21,251
T42	42	3,01	-0,93	21,685
T43	43	2,84	-1,06	22,2492
T44	44	3,01	-1,24	23,0304
T45	45	3,01	-1,37	23,5946
Moyenne				22,72274222

Résultats isotopiques de l'analyse à haute résolution de la turrítelle de Grignon.

	Distance à l'ouverture (mm)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB	Températures
Gr3.4.9 4	1	1,883	-2,046	26,52844
Gr3.4.9 5	2			17,6488
Gr3.4.9 6	3	1,949	-2,076	26,65864
Gr3.4.9 7	4	2,152	-2,24	27,3704
Gr3.4.9 8	5	2,401	-1,99	26,2854
Gr3.4.9 9	6	2,194	-2,06	26,5892
Gr3.4.9 10	7			17,6488
Gr3.4.9 11	8			17,6488
Gr3.4.9 12	9	2,268	-2,067	26,61958
Gr3.4.9 13	10			17,6488
Gr3.4.9 14	11			17,6488
Gr3.4.9 15	12	2,065	-2,041	26,50674
Gr3.4.9 16	13	2,114	-2,023	26,42862
Gr3.4.9 17	14	2,055	-2,157	27,01018
Gr3.4.9 18	15	2,623	-2,168	27,05792
Gr3.4.9 19	16	2,629	-2,183	27,12302
Gr3.4.9 20	17	2,519	-2,222	27,29228
Gr3.4.9 21	18	2,604	-2,184	27,12736
Gr3.4.9 22	19			17,6488
Gr3.4.9 23	20	2,359	-2,071	26,63694
Gr3.4.9 24	21	2,43	-2,128	26,88432
Gr3.4.9 25	22	2,531	-2,095	26,7411
Gr3.4.9 26	23	2,612	-2,092	26,72808
Gr3.4.9 27	24	2,557	-2,283	27,55702
Gr3.4.9 28	25	2,7	-2,118	26,84092
Gr3.4.9 29	26	2,644	-2,249	27,40946
Gr3.4.9 30	27	2,553	-2,2	27,1968
Gr3.4.9 31	28	2,697	-2,172	27,07528
Gr3.4.9 32	29	2,73	-2,157	27,01018
Gr3.4.9 33	30	2,689	-2,094	26,73676
Gr3.4.9 34	31	2,475	-2,305	27,6525
Gr3.4.9 35	32			17,6488
Gr3.4.9 36	33	2,53	-2,197	27,18378
Gr3.4.9 37	34	2,434	-2,249	27,40946
Gr3.4.9 38	35	2,546	-2,247	27,40078
Gr3.4.9 39	36	2,634	-2,172	27,07528
Gr3.4.9 40	37	2,533	-2,167	27,05358
Gr3.4.9 41	38	2,533	-2,277	27,53098
Gr3.4.9 42	39	2,524	-2,284	27,56136
Gr3.4.9 43	40	2,543	-2,377	27,96498
Gr3.4.9 44	41	2,319	-2,355	27,8695
Gr3.4.9 45	42	2,402	-2,358	27,88252
Gr3.4.9 46	43	2,515	-2,414	28,12556
Gr3.4.9 47	44	2,519	-2,423	28,16462
Gr3.4.9 48	45	2,471	-2,186	27,13604
Gr3.4.9 49	46	2,46	-2,37	27,9346
Gr3.4.9 50	47	2,41	-2,43	28,195
Gr3.4.9 51	48	2,4	-2,44	28,2384
Gr3.4.9 52	49	2,4	-2,38	27,978
Gr3.4.9 53	50	2,11	-2,69	29,3234
Gr3.4.9 54	51			17,6488
Gr3.4.9 55	52			17,6488
Gr3.4.9 56	53	2,15	-2,5	28,4988
Gr3.4.9 57	54	2,17	-2,47	28,3686
Gr3.4.9 58	55	2,09	-2,37	27,9346
Gr3.4.9 59	56	2,19	-2,33	27,761

Résultats des analyses de la *Sigmesalia* prélevée à Grignon dans le niveau 4.

	Distance à l'ouverture (mm)	δC13 ‰PDB	δO18 ‰PDB	Températures
Gr3. 5.7 1	1			
Gr3. 5.7 2	2	2,399	-2,086	26,70204
Gr3. 5.7 3	3			
Gr3. 5.7 4	4	2,417	-2,091	26,72374
Gr3. 5.7 5	5	1,93	-2,425	28,1733
Gr3. 5.7 6	6	2,563	-2,273	27,51362
Gr3. 5.7 7	7	2,702	-2,248	27,40512
Gr3. 5.7 8	8			
Gr3. 5.7 9	9	2,687	-2,295	27,6091
Gr3. 5.7 10	10	2,517	-2,308	27,66552
Gr3. 5.7 11	11	2,626	-2,236	27,35304
Gr3. 5.7 12	12	2,615	-2,348	27,83912
Gr3. 5.7 13	13	2,509	-2,265	27,4789
Gr3. 5.7 14	14	2,513	-2,219	27,27926
Gr3. 5.7 15	15	2,544	-2,248	27,40512
Gr3. 5.7 16	16			
Gr3. 5.7 17	17	2,383	-2,338	27,79572
Gr3. 5.7 18	18	2,157	-2,315	27,6959
Gr3. 5.7 19	19	2,034	-2,181	27,11434
Gr3. 5.7 20	20	1,729	-2,387	28,00838
Gr3. 5.7 21	21	1,639	-2,42	28,1516
Gr3. 5.7 22	22	2,633	-2,176	27,09264
Gr3. 5.7 23	23	2,579	-2,38	27,978
Gr3. 5.7 24	24			
Gr3. 5.7 25	25	2,55	-2,386	28,00404
Gr3. 5.7 26	26	2,644	-2,267	27,48758
Gr3. 5.7 27	27	2,654	-2,247	27,40078
Gr3. 5.7 28	28			
Gr3. 5.7 29	29	2,589	-2,335	27,7827
Gr3. 5.7 30	30	2,571	-2,238	27,36172
Gr3. 5.7 31	31	2,519	-2,367	27,92158
Gr3. 5.7 32	32	2,625	-2,076	26,65864
Gr3. 5.7 33	33	2,684	-2,149	26,97546
Gr3. 5.7 34	34	2,562	-2,456	28,30784
Gr3. 5.7 35	35	2,787	-2,129	26,88866
Gr3. 5.7 36	36	2,734	-2,107	26,79318
Gr3. 5.7 37	37	2,834	-2,055	26,5675
Gr3. 5.7 38	38	2,819	-2,024	26,43296
Gr3. 5.7 39	39	2,714	-1,975	26,2203
Gr3. 5.7 40	40	2,763	-1,977	26,22898
Gr3. 5.7 41	41	2,829	-2,054	26,56316
Gr3. 5.7 42	42	2,608	-2,056	26,57184
Gr3. 5.7 43	43	2,699	-1,981	26,24634
Gr3. 5.7 44	44	2,644	-1,767	25,31758
Gr3. 5.7 45	45	2,626	-1,73	25,157
Gr3. 5.7 46	46	2,64	-1,671	24,90094
Gr3. 5.7 47	47	2,578	-1,596	24,57544
Gr3. 5.7 48	48	2,662	-1,529	24,28466
Gr3. 5.7 49	49	2,587	-1,809	25,49986
Gr3. 5.7 50	50	2,663	-1,446	23,92444
Gr3. 5.7 51	51			
Gr3. 5.7 52	52	2,52	-1,93	26,025
Gr3. 5.7 53	53	2,51	-1,79	25,4174
Gr3. 5.7 54	54	2,55	-0,84	21,2944
Gr3. 5.7 55	55	2,4	-0,84	21,2944
Gr3. 5.7 56	56			
Gr3. 5.7 57	57			
Gr3. 5.7 58	58	2,82	-1,08	22,336
Gr3. 5.7 59	59			
Gr3. 5.7 60	60			
Gr3. 5.7 61	61	2,32	-0,86	21,3812
Gr3. 5.7 62	62			
Gr3. 5.7 63	63	2,45	-1,09	22,3794
Gr3. 5.7 64	64	2,15	-1,25	23,0738
Gr3. 5.7 65	65	2,34	-1,36	23,5512

Résultats des analyses de la *Sigmesalia* prélevée à Grignon dans le niveau 5.

	Distance à l'ouverture (mm)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB	Températures
Gr3.6.2 1	1	2,558	-1,764	25,30456
Gr3.6.2 2	2	2,57	-1,734	25,17436
Gr3.6.2 3	3	2,527	-1,853	25,69082
Gr3.6.2 4	4	2,684	-1,852	25,68648
Gr3.6.2 5	5	2,499	-2,01	26,3722
Gr3.6.2 6	6	2,736	-1,823	25,56062
Gr3.6.2 7	7	2,492	-1,902	25,90348
Gr3.6.2 8	8	2,744	-1,836	25,61704
Gr3.6.2 9	9	2,587	-1,945	26,0901
Gr3.6.2 10	10	2,521	-1,887	25,83838
Gr3.6.2 11	11	2,445	-2,151	26,98414
Gr3.6.2 12	12	2,608	-2,064	26,60656
Gr3.6.2 13	13	2,622	-1,876	25,79064
Gr3.6.2 14	14	2,585	-2,102	26,77148
Gr3.6.2 15	15	2,742	-1,872	25,77328
Gr3.6.2 16	16	2,775	-1,866	25,74724
Gr3.6.2 17	17	2,707	-1,882	25,81668
Gr3.6.2 18	18	2,592	-1,86	25,7212
Gr3.6.2 19	19	2,586	-1,908	25,92952
Gr3.6.2 20	20	2,704	-1,854	25,69516
Gr3.6.2 21	21	2,625	-1,902	25,90348
Gr3.6.2 22	22	2,663	-1,906	25,92084
Gr3.6.2 23	23	2,725	-1,946	26,09444
Gr3.6.2 24	24	2,707	-1,973	26,21162
Gr3.6.2 25	25	2,69	-1,93	26,025
Gr3.6.2 26	26	2,627	-1,957	26,14218
Gr3.6.2 27	27	2,615	-1,964	26,17256
Gr3.6.2 28	28	2,767	-1,931	26,02934
Gr3.6.2 29	29	2,594	-1,881	25,81234
Gr3.6.2 30	30	2,649	-1,95	26,1118
Gr3.6.2 31	31	2,687	-1,953	26,12482
Gr3.6.2 32	32	2,641	-1,917	25,96858
Gr3.6.2 33	33	2,663	-1,933	26,03802
Gr3.6.2 34	34	2,628	-1,961	26,15954
Gr3.6.2 35	35	2,625	-1,919	25,97726
Gr3.6.2 36	36	2,598	-1,909	25,93386
Gr3.6.2 37	37	2,607	-1,94	26,0684
Gr3.6.2 38	38	2,611	-1,709	25,06586
Gr3.6.2 39	39	2,534	-1,914	25,95556
Gr3.6.2 40	40	2,514	-1,886	25,83404
Gr3.6.2 41	41	2,611	-1,722	25,12228
Gr3.6.2 42	42	2,562	-1,854	25,69516
Gr3.6.2 43	43	2,522	-1,664	24,87056
Gr3.6.2 44	44	2,509	-1,691	24,98774
Gr3.6.2 45	45	2,377	-1,827	25,57798
Gr3.6.2 46	46	2,47	-1,62	24,6796
Gr3.6.2 47	47	2,28	-1,81	25,5042
Gr3.6.2 48	48			17,6488
Gr3.6.2 49	49	2,3	-1,82	25,5476
Gr3.6.2 50	50	2,47	-1,63	24,723
Gr3.6.2 51	51	2,56	-1,54	24,3324
Gr3.6.2 52	52	2,46	-1,47	24,0286
Gr3.6.2 53	53			17,6488
Gr3.6.2 54	54	2,45	-1,41	23,7682
Gr3.6.2 55	55	2,32	-1,58	24,506
Gr3.6.2 56	56	2,51	-1,34	23,4644
Gr3.6.2 57	57	2,3	-1,62	24,6796
Gr3.6.2 58	58	2,28	-1,42	23,8116
Gr3.6.2 59	59	2,27	-1,39	23,6814
Gr3.6.2 60	60	2,38	-1,28	23,204
Gr3.6.2 61	61	2,5	-1,25	23,0738
Gr3.6.2 62	62	2,51	-1,15	22,6398
Gr3.6.2 63	63			17,6488
Gr3.6.2 64	64	2,5	-1,23	22,987

Résultats des analyses de la *Sigmesalia* prélevée à Grignon dans le niveau 6.

Côte (m)	<i>Sigmesalia</i>				<i>Venericardia</i>				<i>Cubitostrea</i>	
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	T(°C)	Tcorrigeé	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	T(°C)	Tcorrigeé	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
8,25	2,54	-1,11	22,4662	18,0662					0,31	-0,95
8,25									0,12	-0,73
7,9	2,84	-2,24	27,3704	22,9704	0,81	-2,04	26,5024	22,1024	0,58	-1,88
7,9									2,03	-2,26
7,37	3,1	-2,11	26,8062	22,4062	0,796	-1,97	26,1986	21,7986	-0,23	-3,10
7,37									1,05	-0,72
7,37									0,94	-1,91
7	3,009	-2,844	29,9918	25,59176	1,029	-1,548	24,36712	19,96712	-1,45	-3,65
7									2,21	-0,94
6,4	2,813	-2,577	28,833	24,43298	0,937	-2,171	27,07094	22,67094	1,23	-1,59
6,4									1,14	-1,31
5					1,43	-2,24	27,3704	22,9704		
4,5					1,88	-2,27	27,5006	23,1006		
2,75					1,436	-2,111	26,81054	22,41054	0,55	-1,02
2,75									1,29	-2,55
2,25					1,428	-2,089	26,71506	22,31506	0,55	-3,00
2,25									0,45	-0,68
2					1,86	-3,17	31,4066	27,0066	1,67	-1,64
2									-1,87	-2,28

Résultats isotopiques pour la coupe de Fleury-la-Rivière

	Distance à l'ouverture (mm)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB	Température
T1	1	3,58	-2,56	28,2192
T2	2	3,58	-2,46	27,7852
T3	3	3,5	-2,52	28,0456
T4	4	3,52	-2,41	27,5682
T1	5	3,46	-2,41	27,5682
T2	6	3,46	-2,45	27,7418
T3	7	3,46	-2,54	28,1324
T4	8	3,41	-2,59	28,3494
T1	9	3,34	-2,54	28,1324
T2	10	3,41	-2,45	27,7418
T3	11			17,1088
T4	12	3,43	-2,32	27,1776
T1	13	3,43	-2,44	27,6984
T2	14	3,23	-1,91	25,3982
T3	15	3,26	-2,02	25,8756
T4	16	3,35	-1,9	25,3548
T1	17	3,25	-1,39	23,1414
T2	18	3,53	-2,31	27,1342
T3	19	3,32	-1,13	22,013
T4	20	2,99	-1,53	23,749
T1	21	3,03	-1,03	21,579
T2	22	3,16	-1,23	22,447
T3	23	3,13	0,45	15,1558
moyenne				25,72764545

Résultats isotopiques de l'analyse à haute résolution de la turrítelle de Fleury-la-Rivière.

ANNEXE 3 :

Programme effectué sous MATLAB, utilisé pour reconstituer la paléotopographie pyrénéenne à l'Eocène moyen (présenté dans le Chapitre 4)

% Paleoelevation or d18Op as a function of elevation

% Rowley RIMG 2007

clear all; close all;

D18Op=-25:0.5:0;

Zmedian=-0.0168*D18Op.^4-1.368*D18Op.^3-43.75*D18Op.^2-771.11*D18Op;

Zplus2s=0.0228*D18Op.^4+1.132*D18Op.^3+14.276*D18Op.^2-57.547*D18Op;

Zmoins2s=-0.0023*D18Op.^4+0.107*D18Op.^3+11.611*D18Op.^2+280.09*D18Op;

Zplus1s=0.0150*D18Op.^4+0.738*D18Op.^3+9.031*D18Op.^2-47.186*D18Op;

Zmoins1s=-0.0126*D18Op.^4-0.580*D18Op.^3-5.262*D18Op.^2+89.212*D18Op;

%figure(1);

%plot(D18Op,Zmedian);

%hold off;

%figure(2);

%plot(D18Op,Zplus2s);

%hold on;

%plot(D18Op,Zmoins2s);

%hold on;

%plot(D18Op,Zplus1s);

%hold on;

%plot(D18Op,Zmoins1s);

% Detachment-limited erosion

% Willett 2009 after Whipple and Tucker 1999

% Definition of parameters of a power river incision law

ka=0.8;

h=1.8; % inverse of the Hack's exponent

U=0.4e-3; % uplift rate m/yr

P=0.8; % precipitation rate (m/yr)

n=1; m=0.55;

xD=100e3; % downstream distance from the drainage divide in meter

zD=0; % elevation at the base of the channel xD in meter

xC=1000; % length of the trunk channel head in meter

yC=1000; % length of tributary channel head in meter

tetaC=30*pi/180; % slope of channel head

K=2e-6; % rock erodibility

% Erosion number

Nex=(U/(K*P.^m*ka.^m*xD.^(h*m)))^(1/n); % is dependent of uplift rate, and

% erosion coefficient

x=0:100:xD; % distance along longitudinal profile

A=ka*x.^h; % upstream drainage area

Q=P*A; % discharge

```

W=ka*xD.^(h-1); % width of the trunk fluvial channel basin
% Steady-state trunk channel elevation erosion-uplift balance

if (h*m/n)~=1;

    z=xD*(Nex/(1-(h*m/n)))*(1-(x/xD).^(1-(h*m/n)));
    zD_max_trunk=xC*tan(tetaC)+xD*(Nex/(1-(h*m/n)))*(1-(xC/xD).^(1-(h*m/n)));
    z(1,1)=zD_max_trunk; end;

if (h*m/n)==1;

    z=-xD*Nex*log(x/xD);
    zD_max_trunk=xC*tan(tetaC)-xD*Nex*log(xC/xD);
    z(1,1)=zD_max_trunk; end;

% Total relief for a tributary or interfluvial ridge height (not elevation
% !!!)
% Tributary channel elevation along the trunk stream is given by z_trib

YDD=0.5*ka*xD.^(h-2)*(x/xD).^(h-1);
YCD=yC./(xD*YDD);

if (h*m/n)~=1;
    zD_max_trib=yC*tan(tetaC)+xD*(YDD).^(1-(h*m/n))*(Nex/(1-(h*m/n)))*(1-(YCD).^(1-(h*m/n)));
    z_trib=z+zD_max_trib;
    z_trib(1,1)=z(1,1);end;

if (h*m/n)==1;

    zD_max_trib=yC*tan(tetaC)-xD*Nex*log(YCD);
    z_trib=z+zD_max_trib;
    z_trib(1,1)=z(1,1); end;

figure(1);
plot(x/1e3,z,'-black');
hold on;
plot(x/1e3,z_trib,'-r');
hold on;

% finding d180 solution for z distribution
i=0;
[nl,nc]=size(z_trib);

pMedian=zeros(1,nc); pMp1s=zeros(1,nc); pMp2s=zeros(1,nc); pMm1s=zeros(1,nc); pMm2s=zeros(1,nc);
for i=1:nc
    pMedian=[-0.0168 -1.368 -43.75 -771.11 -z_trib(1,i)];% polynomial constants for solving Zmedian
    pMp1s=[-0.0150 -0.738 9.031 -47.186 -z_trib(1,i)]; % to be checked with Rowley's paper in which where the 1st
    two constants are positive not negative !
    pMp2s=[0.0228 1.132 14.276 -57.547 -z_trib(1,i)]; %
    pMm1s=[-0.0126 -0.580 -5.262 89.212 -z_trib(1,i)]; %
    pMm2s=[-0.0023 0.107 11.611 280.09 -z_trib(1,i)]; %
    rMedian=real(roots(pMedian));
    rMp1s=real(roots(pMp1s));

    rMp2s=real(roots(pMp2s));
    rMm1s=real(roots(pMm1s));
    rMm2s=real(roots(pMm2s));
    solMedian=rMedian(4,1);
    solpMp1s=rMp1s(4,1);

```

```

solpMp2s=rMp2s(4,1);
solpMm1s=rMm1s(4,1);
solpMm2s=rMm2s(4,1);
C_Median(1,i)=solMedian;
C_pMp1s(1,i)=solpMp1s;
C_pMp2s(1,i)=solpMp2s;
C_pMm1s(1,i)=solpMm1s;
C_pMm2s(1,i)=solpMm2s;

end;

C_Median(1,nc)=0;
C_pMp1s(1,nc)=0;
C_pMp2s(1,nc)=0;
C_pMm1s(1,nc)=0;
C_pMm2s(1,nc)=0;

% Figure 5
figure(2);
plot(x,C_Median,'-r');
hold on;
plot(x,C_pMp1s,'-c');
hold on;
plot(x,C_pMp2s,'-b');
hold on;
plot(x,C_pMm1s,'-black');
hold on;
plot(x,C_pMm2s,'-y');
hold on;

% Mixing of d18Ow
Qt=Q(1,nc);
At=A(1,nc);

for k=2:nc-1
d18(1)=C_Median(1,1);
N(k)=(Q(1,k+1)-Q(1,k))/Q(1,k+1); % partial contribution of d18O precipitation each dx to be added to the rest
d18(k)=(C_Median(1,k)*N(k)+(d18(k-1)*(Q(1,k)/Q(1,k+1))));
end;

d18_FW=d18(nc-1) % d18O isotope ratio of river water at the outlet of river
d18_SW=-0.48; % initial isotopic composition of sea water
d18_I=d18_SW; % initial isotopic composition of sea water (definition by Doebbert et al.)
L_PYR=300e3;
SURF_BASIN=8001e6; % value in meter based on mesurement of paleo-coast
DEPTH_BASIN=150; % average paleobathy based on sedimentologic facies analysis
VOL_BASIN=SURF_BASIN*DEPTH_BASIN;
VOL_STREAM=Qt*(L_PYR/W);
SURF_STREAM=At*(L_PYR/W);
t=1e6;
% evaporation rates e.g. 1500+-190 mm/yr for the Mediterranean sea
% (Matsoukas et al. JGR). In the Persian gulf the evaporation rates is
% 2000 mm/yr (Privett, 1959; Hastenrath and Lamb,1979; Meshal and Hassan,
% 1986; Johns et al., 2003) that exceed by far the net freshwater input by
% precipitation (-0.15 m year-1) and river discharge (Johns et al., 2003
EL=0.4; % sea surface evaporation rates in m/yr
EC=0.4; % catchment evaporation rates in m/yr
d18_PL=-9; % upper bound of amount-weighted d18O annual precipitation in Spain (GNIP data)

```

$d18_PC = d18_PL + d18_FW$; % isotopic composition of fresh water (with elevation)
 $QE = EL * SURF_BASIN$; % Sea surface evaporation flux
 $QC = SURF_STREAM * (P - EC)$; % catchment influx - catchment evaporation
 $QPL = P * SURF_BASIN$; % Sea surface rainfall

$T = 26 + 273$; % water temperature

$d18_R = d18_PL - 0.5$;
 $QR = QC$;
 $Q0 = QC$;
 $QIN = QE + Q0 - QC - QPL - QR$;
 % Temperature in the following equations is in Kelvin

$Alpha_EV = \exp((2.0667 + 1e3 * (0.4156 * T^{-1}) + 1e6 * (-1.137 * T^{-2})) / 1000)$; % fractionation coefficient between water and vapor (Majoube, 1971)

$Alpha_WC = \exp(1e6 * (2.78 * T^{-2} - 3.39) / 1000)$; % water-calcite fractionation factor (O'Neil, 1969)

% $d18_EV = 1000 * ((1 / Alpha_EV) * ((d18_MIX / 1000) + 1) - 1)$; % $d18_EV$ is $d18$ of vapor and $d18_CV$ the $d18$ of condensate i.e. the remaining water
 $d18_MIX = ((VOL_BASIN * d18_I) + (QPL * d18_PL * t) + (QC * d18_PC * t) + (QIN * d18_I * t) + (QR * d18_R * t) + (1000 * QE * t * (1 + 1 / (1 + Alpha_EV / 1000)))) / (VOL_BASIN + Q0 * t + (QE * t / (1 + Alpha_EV / 1000)))$;
 $d18_MIX$

ANNEXE 4 :

Programme effectué sous MATLAB, utilisé pour modéliser l'évolution de la subsidence totale, de la subsidence tectonique et de l'accommodation.

```
% Program for subsidence (local, Airy)-----
% F. Mouthereau March 2008
% after Allen and Allen, Basin analysis textbook
% including changes according to AAPG course by Heller and Paola (1993)
% -----
clear all;

% File format -----
% column = layer i
% row 1= name of layer i
% row 2= age of layer i
% row 3= depth of top layer i (TN)
% row 4= thickness of layer i (dN)
% row 5= initial porosity of layer i (phi0)
% row 6= coeff for exponential decompaction (c)
% row 7= initial grain density
% row 8= sea level (positive value means more water above the present datum
% i.e. rise of sea level). Such excess of water should be removed for
% calculation of true tectonic subsidence
% row 9= paleobathymetry (must be simply added to the tectonic subsidence
% which is the depth at which the basement should be in absence of
% sediment load)
% row 10= lower error on bathymetry
% row 11= upper error

[filename, pathname] = uigetfile('*.txt', 'Pick input text file'); % lecture fichier entree
fd=fopen(filename,'r');
par=fscanf(fd,'%f %f %f %f %f %f %f %f %f %f %f', [11 inf]);
fclose(fd);
[row,layer]=size(par);
decompac=zeros(layer,layer);
phi=zeros(layer,layer);
rho=zeros(layer,layer);
rho_w=1030;
rho_m=3300;

% Step 1 : Calculation of decompacted thickness at deposition time d0=0
% -----
for n=1:layer % lecture fichier par colonne n = layer n

    age=par(2,n); % age of top layer n
    dN=par(3,n); % observed depth at given time N of unit
    TN=par(4,n); % thickness of unit at time N in meters
    phi0=par(5,n); % dimensionless
    c=par(6,n); % coefficient of exponential decay in porosity with detph in m-1
    rho_sed=par(7,n); % grain density
    sea_level(n,1)=par(8,n); % past sea level
    bathy(n,1)=par(9,n); % paleobathymetry
    L(n,1)=par(10,n); % lower error
    U(n,1)=par(11,n); % upper error

    % calculate by iteration the thickness of unit thickness T0 at earlier time
    N=10; % number of iterations 10 usually sufficient
```

```

i=0;
T0(1)=TN;% initial thickness at time 0 for starting iteration
d0=0;% depth of unit at time is 0 (fully decompacted)
for i=1:N-1
    T0(i+1)=((-phi0/c)*exp(-c*d0)*(exp(-c*T0(i))-1))+TN+((phi0/c)*exp(-c*dN)*(exp(-c*TN)-1));
end;

phi(n,n)=(phi0/c)*(exp(-c*d0)-exp(-c*(d0+T0(N))))/T0(N); % porosity of each decompacted layer
rho(n,n)=phi(n,n)*rho_w+(1-phi(n,n))*rho_sed; % average density of each decompacted layer
decompac(n,n)=T0(N); % fully decompacted thickness
end;

% Step 2: calculation of intermediate decompacted d0 is determined by the
% thickness of the previous decompacted layer
% -----
for k=2:layer

    d0=decompac(k,k); % dernier calcul de decompaction totale d0=0
    j=0;

    for step=2:k
        j=j+1;
        % couche precedente et relecture du fichier
        age=par(2,k-j); % age of top layer n
        dN=par(3,k-j); % observed depth at given time N of unit
        TN=par(4,k-j); % thickness of unit at time N in meters
        phi0=par(5,k-j); % dimensionless
        c=par(6,k-j); % coefficient of exponential decay in porosity with depth in m-1
        rho_sed=par(7,k-j); % grain density

        T0(1)=TN;

        for i=1:N-1
            T0(i+1)=((-phi0/c)*exp(-c*d0)*(exp(-c*T0(i))-1))+TN+((phi0/c)*exp(-c*dN)*(exp(-c*TN)-1));
        end;

        phi(k-j,k)=(phi0/c)*(exp(-c*d0)-exp(-c*(d0+T0(N))))/T0(N); % porosity of each decompacted layer
        rho(k-j,k)=phi(k-j,k)*rho_w+(1-phi(k-j,k))*rho_sed; % average density of each decompacted layer
        decompac(k-j,k)=T0(N); % intermediate decompacted thickness
        d0=d0+T0(N);
    end;
end;

phi(any(isnan(phi),2,:)) = 0;
rho(any(isnan(rho),2,:)) = 0;

dec_thick=sum(decompac,1); %total thickness of the decompacted stratigraphic column

% Calculating the bulk density of the sedimentary column
% -----
for col=1:layer
    for ligne=1:layer
        rho_av(ligne,col)=(rho(ligne,col)*decompac(ligne,col))/dec_thick(col);
    end
end

dec_rho=sum(rho_av,1);
dec_rho(isnan(dec_rho)) = 0;

```

```

% Calculating tectonic subsidence
% -----
acco(1)=0;
for n_layer=2:layer
    sub_tec(n_layer)=(dec_thick(n_layer)*((rho_m-dec_rho(n_layer))/(rho_m-rho_w))-
sea_level(n_layer)*(rho_w/(rho_m-rho_w))+bathy(n_layer);
    acco(n_layer)=(sub_tec(n_layer)-sub_tec(n_layer-1))+(sea_level(n_layer)-sea_level(n_layer-1));
end

% Plotting of results
% -----

age=par(2,:);

figure(1);

plot(age, dec_thick, 'go-');
hold all;
plot(age, sub_tec, 'bs-');
hold all;
errorbar(age, sub_tec, L, U);
hold all;
plot(age, acco, 'rs-');
hold all;
axis ([0 255 0 max(dec_thick)], 'square');
xlabel('age, Ma'), ylabel('Depth, m');
grid;
set(gca, 'XDir', 'reverse', 'YDir', 'reverse')
hold all;

% Produce postscript print output

[file,path] = uiputfile('* .ps', 'Save output postscript file for flexure (.ps)');
print('-deps2c', file);

```