Dynamique sédimentaire au Paléocène en contexte précoce de bassin d'avant pays dans le domaine Nord-Pyrénéen

Adrien Maufrangeas

▶ **To cite this version:**

Adrien Maufrangeas. Dynamique sédimentaire au Paléocène en contexte précoce de bassin d'avant pays dans le domaine Nord-Pyrénéen. Sciences de la Terre. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2018. Français. NNT : 2018BOR30018 . tel-01945856

HAL Id: tel-01945856

https://theses.hal.science/tel-01945856

Submitted on 5 Dec 2018

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

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

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE BORDEAUX MONTAIGNE

Ecole Doctorale Montaigne Humanités (ED480)

Discipline : Sciences et Technologie
Spécialité : Sciences de la Terre

Présentée par :
Adrien Maufrangeas

Pour obtenir le grade de :
Docteur de l'Université de Bordeaux Montaigne

Dynamique sédimentaire au Paléocène en contexte précoce de bassin d'avant pays dans le domaine Nord-Pyrénéen

Directrices de thèse : Mme Corinne Loisy et Mme Sophie Leleu

Soutenance prévue le 5 juillet 2018 devant le jury composé de :

Mme Emmanuelle Vennin	Professeur des Universités	Rapporteur
M.Frédéric Christophoul	Maitre de conférences	Rapporteur
Mme Isabelle Cojan	Professeur des Universités	Examinateur
M. Youri Hamon	Ingénieur de Recherches	Examinateur
Mme Corinne Loisy	Professeur des Universités	Directrice de thèse
Mme Sophie Leleu	Maitre de conférences	Directrice de thèse

Résumé :

Lors du Paléocène, le bassin d'avant-pays nord-pyrénéen est une large baie ouverte sur le proto-océan Atlantique. Ce golfe est constitué d'une plateforme carbonatée peu profonde dans la région des Petites-Pyrénées, et de sédiments majoritairement continentaux dans les Corbières (Aude). Nous avons recueilli des donnés sédimentologiques, au travers de 10 coupes, réparties sur un transect ouest-est d'environ 150 km, parallèle à l'actuelle chaîne des Pyrénées. L'analyse faciologique de ces coupes a permis de définir des séquences. L'absence de données stratigraphiques notamment dans les séries continentales des Corbières, rendait les corrélations incertaines. Ainsi pour améliorer le calage stratigraphique une analyse des variations du $\delta^{13}C_{org}$ a été réalisée sur une coupe (Lairière)pour l'ensemble du Paléocène. Cette coupe a été comparée avec des coupes de références marines bien calées et ainsi ce travail a permis d'affiner la stratigraphie du Paléocène en domaine continental et plus largement dans la zone d'étude. Couplées à l'analyse séquentielle, ces données ont aussi permis de reconstituer l'architecture du Paléocène. Notre approche nous a permis de (1) tracer des esquisses paléogéographiques pour chacun des trois étages du Paléocène, de (2) proposer un modèle d'évolution tectono-stratigraphique et de (3) discuter des facteurs de contrôle de la sédimentation paléocène dans le bassin nord-pyrénéen.

Abstract:

During the Paleocene, the North Pyrenean Foreland Basin is an open bay on the Atlantic Ocean. This gulf consists of a shallow carbonate platform in the Petites-Pyrenees area, and mainly continental sediments in the Corbières area (Aude). We collected sedimentological data, through 10 sections, on a west-east transect of 150 km, parallel to the present-day Pyrenees. The facies analysis of these sections allowed us to define sequences but the lack of stratigraphical data, particularly in the continental deposits of the Corbières, made correlations uncertain. To overcome this problem, an analysis of the δ13Corg variations was carried out. It provided a geochemical curve for the whole Paleocene that was then compared with marine reference sections which made possible to refine the stratigraphy of the continental succession and more largely of the study area. Coupled with sequential analysis, these data have also enabled the reconstruction of Paleocene architecture. Our approach allowed us to (1) draw paleogeographic map for each of the Paleocene three stages, to (2) propose a model of tectono-stratigraphical evolution and to (3) discuss the control factors of Paleocene sedimentation in the North Pyrenean Basin

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes directrices de thèse Corinne Loisy et Sophie Leleu, sans qui cette aventure n'aurait pas était possible. Merci de votre soutien, de m'avoir guidé pendant les moments de doute, d'avoir orienté ces travaux sur la bonne voie. Mais également pour votre disponibilité et pour votre pédagogie dans chacune de vos spécialités, carbonate versus silico-clastique !

Un grand merci aux membres du jury qui ont accepté de juger ces travaux : Mme Emmanuelle Vennin, M. Frédéric Christophoul, Mme Isabelle Cojan, M. Youri Hamon.

Je tiens également à remercier Constance qui m'a vraiment aidé au long de mes travaux, que ce soit sur le terrain, ou en laboratoire, un grand merci à toi ! Mais également pour ton niveau en babyfoot qui a connu une explosion tout au long de ces années à l'EGID. Merci aux deux stagiaires qui ont planché sur des sujets de recherches pas faciles, et qui m'ont aidé à avancer, Orianne et Benoit.

Je remercie Pierrick, de m'avoir accompagné sur le terrain, et d'avoir réalisé une étude paléomagnétique sur notre zone d'étude.

Merci à Messieurs Baceta et Tosquella pour m'avoir aimablement aidé à identifier différents microfossiles en lames minces.

A l'ensemble des doctorants, merci, pour ces soirées et ces moments de détente (dans l'ordre plus ou moins d'apparition), Nicolas G, Aurélie, Hugo, Johan, Mehdi, Kevins, Nicolas S, Tamara, Jihad, Anelia, Isabelle.

Merci à Serge pour m'avoir expliqué le B.a.-ba des DRX, mais également pour ces moments de détente autour d'une canne à pêche !

Greg, merci pour les discussions qui permettent de se changer les idées, aux différentes pauses !

Merci à Léa d'avoir réalisé un gros paquet de lames minces, ton travail m'a permis de beaucoup avancer !

Merci à l'ensemble de l'équipe pour m'avoir accueilli, et intégrer, pour ces bons moments passé ensemble.

Je ne tiens pas à remercier toutes ces petites choses qui piquent et laissent des épines sous la peau sur le terrain, ajoncs scorpion, genêts, et autres chênes vert !

Merci aux copains d'avoir cru pendant tout ce temps que je ne faisais rien, et bien si vous pouvez commencer la lecture ! Jo, David, Bran, Steph, Juju, Imen Marion, Benji, Tate, Clem… Merci d'être là la seconde famille !

Merci à mon petit frère pour les parties de pêche, et tous ces carreaux pris ensemble (à la pêche hein !).

Merci à mes parents pour m’avoir soutenu dans mon choix et pour les relectures et la traque des fautes d’orthographe.

Merci à Anita, pour les relectures, pour ton soutien, ta bienveillance et ta présence durant les derniers mois de rédaction ! Merci d’avoir réussi à me supporter, et de rendre la vie douce et agréable! Merci pour les méthodes ninja enseignées !

Enfin je dédicace ce manuscrit à mes grands-parents, René, Andrée, Albert, et Jeanne, merci d’avoir été des grands-parents aimants, qui ont su combler leurs petits-enfants.

Sommaire

Chapitre 1 Introduction au sujet d'étude 1

1.1 Objectifs et intérêts scientifiques de la thèse 1

1.1.1 Problématique scientifique 1
1.1.2 Objectifs de l'étude 2

1.2 Cadre scientifique 2

1.2.1 Le Paléocène 2
1.2.2 Climat du Paléocène 3
1.2.3 Enregistrement sédimentaire et Bassin nord-pyrénéen 7

1.3 Déroulement de la démonstration 8

Chapitre 2 Le Paléocène dans le domaine pyrénéen 9

2.1 Contexte géodynamique général du domaine pyrénéen 10

2.2 Structure du domaine pyrénéen 14

2.2.1 Les grands ensembles structuraux du domaine pyrénéen 14
2.2.2 Le domaine nord-pyrénéen : un rétro-bassin d'avant-pays 17
2.2.3 Les ensembles structuraux des Petites Pyrénées aux Corbières 18

2.3 La stratigraphie paléocène dans le bassin nord-pyrénéen 21

2.3.1 Historique stratigraphique du Paléocène 21
2.3.2 Stratigraphie actuelle 22

2.4 Sédimentation et paléogéographique du bassin d'avant pays nord-pyrénéen au Paléocène 27

2.4.1 Les unités lithostratigraphiques et sédimentaires des Petites Pyrénées 31
2.4.2 Les unités lithostratigraphiques et sédimentaires des Corbières et du Plantaurel 33
2.4.3 Paléogéographie 34

2.5 Les isotopes du carbone : outils de corrélation 41

2.5.1 Cycle du carbone et fractionnement isotopique 41
2.5.2 Le fractionnement isotopique du carbone par les plantes « C3 » 42
2.5.3 Modifications environnementales et variations du signal isotopique du carbone 43
2.5.4 Application au découpage séquentiel 45
2.5.5 Les isotopes du carbone comme outil de corrélation entre sédiments marins et continentaux. 46

2.5.6 Comparaison du signal isotopique $\delta^{13}C_{org}$ versus $\delta^{13}C_{carb}$ 46

Chapitre 3 Caractéristiques sédimentaires paléocènes de l'est du bassin nord-pyrénéen. 49

3.1 Introduction 49

3.2 Caractéristiques macroscopiques et pétrographiques des faciès marins 51

3.2.1 Faciès détritiques 51
3.2.2 Conclusion sur les faciès détritiques 57
3.2.3 Faciès lagunaires 57

3.3 Environnement de dépôt des différents foraminifères observés 73

3.4 Le modèle de dépôt de plateforme carbonatée des Petites Pyrénées 74

3.4.1 Intégration du bassin nord-pyrénéen paléocène dans un modèle de dépôt 74
3.4.2 Reconstitution du modèle de dépôt paléocène nord-pyrénéen 77

3.5 Caractéristiques macroscopiques et pétrographiques des faciès continentaux 83

3.5.1 Plaine d'inondation 83
3.5.2 Dépôts de système chenalisé 92
3.5.3 Association de faciès du domaine lacustre (f7) 108
3.5.4 Association de faciès du domaine palustre (f8) 114

3.6 Modèle d'association de faciès en milieu continental 118

3.6.1 Environnement lacustre et peu profond ou d'étang 118
3.6.2 Environnement de zone humide/palustre 119
3.6.3 Association de faciès continentaux des Corbières 123

3.7 Conclusion 129

Chapitre 4 : Analyse séquentielle de la série paléocène des Petites Pyrénées jusqu'aux Corbières. 131

4.1 Stratigraphie séquentielle 131

4.1.1 Définitions préalables et principes 131
4.1.2 Définition des cycles dans le domaine de plateforme peu profonde 133
4.1.3 Définition des cycles dans le milieu continental 133

4.2 Successions sédimentaires et définition de séquences 136

4.2.1 Coupe de La Cassine 137
4.2.2 Coupe du Mas d'Azil 145
4.2.3 Coupe de Rivel 151

4.2.4 Coupe de Peyrolles 157
4.2.5 Coupe d'Arques 161
4.2.6 Coupe de Lairière 165
4.2.7 Coupe de Côte Aigre 173
4.2.8 Coupe d'Albas 177
4.2.9 Coupe de Montplaisir 183

4.3 Conclusion 187

Chapitre 5 : Apport de la géochimie isotopique du carbone organique dans la corrélation entre les séries continentales et marines 189

5.1 Evènements du δ13C au Paléocène 189

5.1.1 Signal global du δ13C au Paléocène 189
5.1.2 Enregistrement de la limite Crétacé/Tertiaire dans le signal du δ13C 190
5.1.3 PETM et signal du δ13C 191
5.1.4 Signal du $\delta^{13}C$ intra-Paléocène 192

5.2 A unique expanded Paleocene δ13Corg record in the terrestrial domain of the Northern Pyrenean Basin (Corbières, southern France) 195

5.2.1 Introduction 196
5.2.2 Geological setting 196
5.2.3 Material and methods 203
5.2.4 Results 204
5.2.5 Discussion 223
5.2.6 Conclusion 238

5.3 Complément à l'étude de la coupe de Lairière : apports des analyses minéralogiques en DRX 239

5.4 Géométrie sélandienne et calage stratigraphique 241

5.4.1 Signal du $\delta^{13}C$ comme outil stratigraphique au Mas d'Azil 241
5.4.2 Signal du $\delta^{13}C$ comme outil stratigraphique à Peyrolles 249
5.4.3 Synthèse sur la géométrie sélandienne 260

5.5 Conclusion 268

Chapitre 6 Architecture et géographie du bassin nord-pyrénéen au Paléocène. 271

6.1 Géométrie du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen 271

6.1.1 Choix du datum 271
6.1.2 Corrélations ouest/est dans le bassin nord-pyrénéen 272
6.1.3 Corrélations nord-sud dans l'est du bassin nord-pyrénéen 279
6.1.4 Architecture et remplissage sédimentaire lors des différents étages du Paléocène 283

6.2 Esquisses paléogéographiques du bassin nord-pyrénéen au Paléocène 295

6.2.1 Cartes paléogéographiques 295

6.3 Conclusion et comparaison avec des synthèses à l'échelle du bassin nord-pyrénéen et Aquitain 302

Chapitre 7 Discussion sur la dynamique sédimentaire paléocène dans le bassin nord-pyrénéen 307

7.1 Sédimentation paléocène 307

7.1.1 Enregistrements sédimentaires et hiatus paléocènes 307

7.1.2 Variations des taux de sédimentation au cours du Paléocène .. 311

7.2 Facteurs de contrôle de la sédimentation 315

7.2.1 Un profil de dépôt hérité induisant des variations de l'épaisseur en sédiments 315

7.2.2 Variations spatiales de la subsidence 316

7.2.3 Variation du flux sédimentaire 318

7.3 Modèle d'évolution et migration des dépôts centre 320

Chapitre 8 Conclusion 325

Listes des Annexes 347

Liste des figures

Figure 1-1: Charte chrono-stratigraphique du Paléocène (2016). Colonne « Phanerozoic Sequence synthesis » : Cycles eustatiques globaux, à différentes échelles. Colonne « Global impact » : météorite impactant la terre au voisinage de la limite Crétacé/Tertiaire. Colonne « Large Igneous Province » : Deux événements marquants, les Trappes de Deccan en Inde (limite Crétacé/Tertiaire), et la Province volcanique due à l'ouverture de l'océan Atlantique dans le Thanétien sommital. Moyenne de température (bandeau gris) pour la période du Paléocène au niveau des eaux profondes (Cramer et al., 2011). 1- période froide correspondant à la transition Crétacé/Tertiaire. 2 Réchauffement climatique bref. 3 Tendance vers un refroidissement progressif de longue durée. 4 : Réchauffement climatique intense de la limite Paléocène/Eocène (PETM). 6

Figure 1-2: Processus contrôlant le remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays. La tectonique, qui est un phénomène local modifie l'espace disponible pour accueillir les sédiments, et fait fluctuer la ligne de rivage. L'eustatisme contrôle lui aussi l'espace disponible, en faisant varier la ligne de rivage. La sédimentation comble l'espace ainsi créée. 7

Figure 2-1: Evénements principaux paléozoïques et reconstruction paléogéographique (Blakey, 2008) du Silurien au Permien (Time scale creator). 11

Figure : 2-2: Evolution des principales phases géodynamiques dans les Pyrénées et la Baie de Biscaye (Sibuet et al., 2004) du Jurassique supérieur au Miocène. 12

Figure 2-3: Coupe transversale des Pyrénées le long du profil ECORS montrant les bassins d'avant pays nord et sud. FCNP : Front de chevauchement nord-pyrénéen, FNP : Faille nord-pyrénéenne, FCSP : Front de chevauchement sud-pyrénéen. La localisation du profil est positionnée sur la Figure 2-4. (modifiée d'après Beaumont et al., 2000). 15

Figure 2-4: Schéma structural général de la chaine des Pyrénées montrant les unités tectoniques principales (Muñoz, 1992; Pierre Choukroune et al., 1973) CSP : Chevauchement Sub-Pyrénéen ZS : Zone Sub-Pyrénéenne FCNP : Front de Chevauchement nord-Pyrénéen ; FNP : Faille nord-Pyrénéenne ; FCSP : Front de Chevauchement Sud-Pyrénéen ; ZSP : Zone Sud Pyrénéenne. 16

Figure 2-5 : Coupe structurale des Pyrénées montrant au sud un pro-bassin d'avant-pays et au nord un retro bassin d'avant pays situé sur la plaque lithosphèrique chevauchante. Le retro-wedge est limité au nord par le front de déformation (chevauchement sub-pyrénéen (Naylor and Sinclair, 2008).....18

Figure 2-6 : schéma structural des Petites Pyrénées d'après la carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM. ZNP : Zone nord-pyrénéenne. FCNP : Front de chevauchement nord-pyrénéen, ZS : Zone sous-pyrénéenne. CSP : Chevauchement sous-pyrénéen.....19

Figure 2-7: Section du versant nord des Pyrénées, passant proche du Mas d'Azil, recoupant la partie nord de la zone nord-pyrénéenne, la zone sub-pyrénéenne (Petites Pyrénées) et une partie du bassin d'Aquitaine (Sinclair et al., 2005).....20

Figure 2-8 : schéma structural des Corbières et du Plantaurel d'après la carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM. ZNP : Zone nord-pyrénéenne. FCNP : Front de chevauchement nord-pyrénéen, ZS : Zone sous-pyrénéenne. CSP : Chevauchement sous-pyrénéen. .20

Figure 2-9: Charte stratigraphique des Pyrénées avant les années 1980. Certains des noms d'étages locaux subsistent encore. 22

Figure 2-10 : Subdivisions stratigraphiques du Paléocène définies en relation avec les polarités magnétiques, les zones nannoplanctoniques, les zones à foraminifères benthiques, les cycles eustatiques et les variations isotopiques du carbone. La première colonne correspond aux noms d'étages locaux encore usités dans la région nord-pyrénéenne. Dans la dernière colonne, seul le nom des principales variations isotopiques du carbone utilisées à des fins de calage stratiphique est indiqué : PETM : Paleocene Eocene Thermal Maximum ; MTIM : Midle Thanetian Isotope Maximum ; LDE : Latest Danian Event (d'après le logiciel Time Scale Creator, basé sur le GSSP de 2016). 23

Figure 2-11: Caractérisation de la limite C/T à partir de la coupe de référence d'El Kef (Tunisie) basée sur les variations isotopique du carbone, de la teneur en iridium et de la répartition des foraminifères planctoniques (Vandenberghe et al., 2012). 24

Figure 2-12: Panorama de l'affleurement de Zumaïa montrant les bases du Sélandien et du Thanétien définies selon le GSSP de 2012 (Photo B. Delagausie, 2017). 25

Figure 2-13: GSSP de l'Yprésien, situé à Dababiya en Egypte, défini par une excursion négative des isotopes du carbone (PETM). (A) : affleurement de Dababiya. (B) : carte de localisation du GSSP de la base de l'Yprésien. (C) : Colonnes sédimentologique et stratigraphiques, ainsi que les différents marqueurs stratigraphiques usités (travaux d(Aubry et al., 2007), modifié par (Vandenberghe et al., 2012)).....26

Figure 2-14: Carte géologique simplifiée du piedmont est-pyrénéen situant les régions des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Corbières (d'après la carte géologique du BRGM au 1/1 000 000). 28

Figure 2-15 : Synthèse des séquences de dépôts du bassin de l'Adour et corrélations avec les séries orientales paléocènes du bassin nord-pyrénéen jusqu'à Carcassonne (Sztràkos et al., 1997). 1 : lacune d'érosion. 2 : dépôts continentaux. 3 : plateforme carbonatée. 4 : bordure de plateforme. 5 : bassin. P : paléosols et microcodium. 9 séquences de dépôts sont définies dans le bassin nord-pyrénéen lors du Paléocène (P1 à P9).....29

Figure 2-16: Synthèse stratigraphique et corrélations des Petites Pyrénées aux Corbières (Tambareau et al., 1995 modifié). 31

Figure 2-17 : Chronostratigraphie de la zone nord-pyrénéenne de l'Aptien jusqu'à l'actuel en intégrant les données de puits disponibles le long du profil sismique ECORS (Ford et al., 2016). MF : Mazamet Fault ; TF : Toulouse Fault.....33

Figure 2-18: Carte paléogéographique du Dano-Montien de l'est du bassin nord-pyrénéen d'après Plaziat (1981). 1 : Grès fluviatiles. 2 : sédiments fluviaux avec localement une abondance de galets. 3 : plate-forme marine peu profonde dolomitisée. 4 : bassin. 35

Figure 2-19: Schéma des épisodes transgressifs de la mer thanétienne dans les chainons audois (Tambareau et al., 1995, modifié).....36

Figure 2-20: Paléogéographie du centre et de l'est du bassin nord-pyrénéen d'après Plaziat (1981), lors de la transgression majeure thanétienne (correspond à la biozone à *Glomalveolina Primavea* SBZ3, Serra-Kiel et al., 1998). 1 : Domaine marin permanent.

2 : Plate-forme carbonatée. 3 : Domaine transgressif de la base du Thanétien (correspond à T3, Tambareau et al., 1995). a : Limite est de la distribution des foraminifères planctoniques. b : Limite est de la répartition de *Glomalveolina Primavea*. 4 : Plaine d'inondation. 5 : Abondance de banc conglomératiques. 6 : Lac existant avant la transgression thanétienne. 7 : Lac existant après la transgression thanétienne. Les flèches indiquent les principaux axes de drainage fluviatile. 37

Figure 2-21 : Paléogéographie du centre et de l'est du bassin nord-pyrénéen d'après Plaziat (1981), lors de la seconde transgression sparnacienne (correspond à la biozone à *Glomalveolina Levis* (SBZ4 de Serra-Kiel et al., 1998). 1 : région affectée par la transgression sparnacienne (équivalent du Thanétien supérieur de Tambareau et al., 1995). a : limite est de la distribution des foraminifères planctoniques. b : limite est de la répartition de *Glomalveolina Levis*. c : brachiopodes. d : operculines. 2 : plaine d'inondation. 3 : prédominance de chenaux gréseux. 4 : chenaux conglomératiques abondants. e : gypse. h : charophytes. 5 : lac. 39

Figure 2-22: Paléogéographie pyrénéenne de la fin du Paléocène (Vacherat et al., 2017)…40

Figure 2-23: Modèle de couplage entre réservoirs marin, atmosphérique et continental du carbone isotopique, vrai pour des plantes de type C3 (Dunkley Jones et al., 2010).....42

Figure 2-24: Vue schématique de la manière dont les plantes en C3 assimilent le carbone à partir du CO_2 atmosphérique pour en faire des glucides à partir du cycle de Calvin (Hayes, 1993). 43

Figure 2-25: Variations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère depuis 600 millions d'années. RCO_2 est défini comme le rapport entre la masse de CO_2 atmosphérique à un temps donné du passé sur la masse actuelle (Berner, 1997). 44

Figure 3-1 : Carte géologique du centre et de l'est du versant nord-pyrénéen. Les points rouges représentent les différentes coupes étudiées à travers cette étude (BRGM, carte lithologique au 1/1000000).....50

Figure 3-2: Rides de vagues dans les grès fins à débris de végétaux de Peyrolles. A : Les structures sédimentaires sont soulignées : en rouge, les litages de ride à base concave, sur lesquels se terminent avec un angle faible les lamines en jaune. B : photographie originelle. 52

Figure 3-3: Faciès des grès à débris de végétaux (f10). A: Richesse en charbon de ces grès fins à rides à Peyrolles. B: Bancs d'épaisseur inférieure à 1 cm de grès fins à rides à Peyrolles. C : Traces de charbon des grès fins à rides à Lairière. D: Grès fins à rides (centimétriques) formant des bancs d'épaisseur inférieure à 1cm. E : Présence de gastéropodes à Peyrolles. F : Présence de feuilles fossiles à Peyrolles. 53

Figure 3-4: Echantillons de la flore d'Albas (Aude) Thanétien moyen ou supérieur, (Plaziat, 1984). 54

Figure 3-5 : Illustration des faciès de grès à mégarides et HCS (f9). A : Grès bioclastique à litage de HCS (Peyrolles). B : Zoom sur le faciès de grès bioclastique à HCS (Peyrolles). C, E, F : Grès à mégarides montrant des litages entrecroisés érosifs et des sets de lamines (Rennes-le-Château). D : Zoom sur les éléments figurés bioclastiques (présence de coraux, de bivalves et de gastéropodes remaniés) des grès à mégarides à Rennes-le-Château.....56

Figure 3-6: A et C Vues macroscopiques du calcaire légèrement marneux à gros bivalves (A: Huître ; C: Gastéropode) (La Cassine). B : Vue microscopique des calcaires marneux de texture wackestone à packstone à fragments de bivalves d'algue verte (Dasycladacée). D : Coquille d'huître vue en lame mince. 58

Figure 3-7: Calcaires crayeux blancs de la base du Danien proche de la coupe de la Cassine (Brie). 59

Figure 3-8: Faciès des calcaires à milioles et dasycladacées observé en lame mince. A : Calcaire recristallisé contenant des milioles (M), des rotalidés (R) et *Haymanella* (suposée) (H), et de petits foraminifères planctoniques. B : Packstone à débris de calcite dont des prismes de *Microcodium* (P) et de petits rotalidés (R). C Wackestone à algues vertes (AV), milioles (M), et isoïdes de boue. D : Wackestone à dasycladacées (AV) et milioles (M). E : Wackestone à packstone à pellets, isoïdes de boue (A). F : Wackestone à algues vertes (AV), fragments d'algues rouges (AR) et rotalidés (R). 61

Figure 3-9 : Vue microscopique des faciès calcaires à alvéolines et rotalidés. A : Packstone à algues rouges, bryozoaires (B), rotalidés (R), milioles (M), mélobésiée (*Lithothamnium*), *Alveolina levis* (AL). B : Coupe d'une *Alveolina primaeva* . C : Wackestone à packstone à foraminifères agglutinés (FA), milioles, rotalidés (R). D : Packstone à coraux (C), rotalidés (R) (redmondina ?), *Alveolina levis*, foraminifère agglutiné, miliole encroûtée (M). 63

Figure 3-10: Vues microscopiques des calcaires à algues et coraux (planche 1) ; A : mélobésiée du genre *Lithothamnium* (ML). B : mélobésiées (*Lithothamnium* (ML) et *Distichoplax* (MD)). C : Packstone à bryozoaires (B) et mélobésiée *Distichoplax* (MD). D : Packstone à spicules d'oursin (O), rotalidés (R), mélobésiée *Distichoplax* (MD). 65

Figure 3-11: Vues microscopiques et macroscopiques des calcaires à algues et coraux (planche 2): A : Packstone localement grainstone à coraux (C), mélobésiée du genre *Lithothamnium* (ML), rotalidés (R), milioles (M). B : Vue à la patine d'algues rouges (rodolites) au Mas d'Azil. C : Vue à la patine de branches de coraux au Mas d'Azil. D : Wackestone à coraux. E : Boundstone avec des coraux (c) et unemélobésiée du genre *Distichoplax* encroutées par une mélobésiée du genre *Lithothamnium*. F : Packstone à coraux (c) et spicules d'oursin (O). 66

Figure 3-12: Dune oolithique à Rivel (Ariège, France). Les stratifications sont soulignées et mettent en évidence des lignes érosives, en particulier au sommet de l'empilement. ...68

Figure 3-13 : Vues microscopiques des grainstones à ooïdes et bioclastes. A : Grainstone à isoïdes, petits rotalidés, ooïdes (I), milioles (M), rotalidés (R), fragment de mélobésiée (FM), oursin (O), fragment de bryozoaire (FB). B : Grainstone à milioles (M) et ooïdes (I). C : Grainstone à ooïdes (I), milioles (M), oncolites (On). D : Grainstone à isoïdes, rotalidés (R), oursin (O). E : Grainstone à ooïdes (I), milioles (M), foraminifère planctonique (FP). F : Grainstone à ooïdes (I), milioles (M) et petits rotalidés (R).....69

Figure 3-14 : Vues microscopiques des calcaires à grands foraminifères benthiques. A : Grainstone à *Miscellanea yvettae* (MY), milioles (M), petits rotalidés (R), fragment de byozoaire (B). B : Grainstone à *Miscellanea yvettae* (MY) et spicule d'oursin (O). C : Packstone à *Ranikothalia sindensis (RS),* mélobésiées (M)*, et Thalmanita Sp ? (T). D :* Packstone à *Ranikothalia sindensis (RS),* mélobésiées (M)*. E et F :* Packstone à

operculine (Op) et mélobésiées (M). *G et H :* Packstone à *Dyscocycline seunesi (*Ds*), Ranikothalia sindensis (RS),* mélobésiées (M) et spicule d'oursin (O).....72

Figure 3-15: Répartition des grands foraminifères benthiques paléogènes de la plateforme téthysienne selon leurs taxons (BouDagher-Fadel, 2008).....73

Figure 3-16 : Modèle de Wilson (1975) comportant 9 associations d'environnement de dépôts regroupant des « Standard Microfacies» en « Standard Facies Belt » répartie sur la plateforme carbonatée. 75

Figure 3-17: Modèle de distribution des « Standard Microfacies» dans « Standard Facies Belt » d'une plateforme carbonatée barrée (Flügel, 2010). 76

Figure 3-18: Répartition des organismes producteurs de carbonate en fonction de la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau (Pomar, 2001). Les organismes euphotiques vivent dans un environnement peu profond, les organismes oligotrophiques tolèrent un environnement avec une faible intensité lumineuse et les organismes photo-indépendants ne requièrent par de lumière pour vivre. 77

Figure 3-19: Répartition des organismes du bassin nord-pyrénéen le long du profil de dépôt en fonction de l'intensité lumineuse et de la profondeur. A : organismes bio-constructeurs macroscopiques : algues, coraux, huîtres, bryozoaires. B : foraminifères benthiques.....79

Figure 3-20 : Reconstitution de modèle de dépôt pour la plateforme carbonatée palocène nord-pyrénéenne. La morphologie du trait de côte, ainsi que le faciès alguo-corallien définissent des zones très protégées. Les faciès continentaux sont décrits dans la partie 3.6. 81

Figure 3-21 : Faciès macroscopiques des argiles et silts bariolés. A : Alternance de paléosols et d'argiles rouges, Peyrolles. B : Argiles bariolées : observation d'une marmorisation jaune, ocre et violette, Montplaisir. C : Argiles rouges à violettes, peu marmorisées comportant des glaebules éparses, Montplaisir. D : Traces de rhizoconcrétions carbonatées (racines), Lairière. E : Argiles rouges, fabriques verticales (traces de racines et glaebules éparses) Peyrolles. F : Argiles rouges avec des tâches de marmorisation jaune Peyrolles. G : Traces de rhizoconcrétions carbonatées (racines), Montplaisir. H : Drappages argileux (slickendslides) typiques des zones arides, Lairière. 84

Figure 3-22 : Faciès macroscopiques des argiles et silts bariolés. A : Présence de clastes localement dans les silts, Arques. B: Lentille de conglomérats dans un niveau de silts, Lairière 85

Figure 3-23: Diagramme montrant les relations pédogénétiques. Des paléosols composés se forment à proximité des chenaux à cause d'une sédimentation rapide et épisodique. Plus éloignés des chenaux, les paléosols sont plus matures et de type cumulatif, grâce à un taux de sédimentation faible et stable. (Kraus, 1999).....86

Figure 3-24: Exemple d'une succession lithologique comportant 5 stades de maturité des paléosols en fonction des figures pédogénétiques.....89

Figure 3-25: Faciès macroscopiques des argiles rouges à *Microcodium*. A: Banc d'argiles indurés par les *Microcodium*. Lairière. B: Argiles à *Microcodium* présentant un banc à fabrique verticale, Côté Aigre. C: Patine blanche des bancs à *Microcodium*, qui laissent

apparaitre les cristaux de calcite lorsqu'ils sont rafraichis, Lairière. D : Vue microscopique en LPNA des argiles à *Microcodium* en colonie de type « corn-cob », Lairière. 90

Figure 3-26: Les formes les plus répandues de *Microcodium* composées de calcite. Type 1, forme cylindrique "corn-cob". Type 2 : colonie laminaire. Type 3 : les cristaux de calcite ne sont pas prismatiques, mais isodiamétriques (Elharfi et al., 2007). 91

Figure 3-27 : Planche de faciès des grès fins bariolés massifs (f4). A : Grès marmorisés et pédogénétisés donnant un aspect "en boule" dans le Thanétien de Lairière. B : Variation d'épaisseur dans un banc de grès (texture grès fin à moyen) dans le Thanétien de Peyrolles. C : Clastes dans une matrice gréseuse des grès massifs du Danien de la série d'Albas. D : Traces de racines (rouges) dans les grès massifs du Danien de la série d'Albas. E : Lentille de grès fin à matrice carbonatée dans le Thanétien supérieur à Albas. F : Grès massif d'aspect en "boule", entièrement colonisé par des *Microcodium*, dans le Danien de Lairière. 93

Figure 3-28: Planche de microfaciès des grès fins bariolés massifs pris dans le Thanétien de Lairière. A : La matrice carbonatée (micritique) contient des quartz sub-arrondies à anguleux (Q), lame La-01-19 en LPA. B : Quartz sub-arrondie à anguleux et matrice carbonatée, comportant des grains assez mal triés, lame La-01-19 en LPNA: C : Quartz et Dμ : débris de *Microcodium, lame* La-01-16, en LPA. D : Colonie de *Microcodium* en « corn-cob ». μ : *Microcodium* en place, F : front d'attaque des *Microcodium,* RS : roche saine (grès carbonatés, lame La-01-20 en LPNA. 94

Figure 3-29 : Planche faciès des grès à figures de courant (f4). A : Litages obliques de mégaride et litages sub-plans au sommet du chenal d'âge Thanétien supérieur à Albas. B : Grès moyen danien comportant un lit de galets mous, Albas. C : Litages sub-plans au niveau d'un chenal du Thanétien supérieur à Albas. D : Zoom sur le litage plan du banc de la vue C. E: Chenal multi-épisodique à Lairière. F: Zoom sur le litage entrecroisé recoupé par des traces de racine verticale observé dans le banc de la vue E.....96

Figure 3-30: Chenal gréseux (grès moyens) danien de Lairière dont les grandes stratifications obliques témoignent d'une accrétion latérale vers l'ouest. Ils sont juxtaposés à des grès fins et à un paléosol. 97

Figure 3-31: Planche faciès des grès à graviers et mégarides. A: Graviers soulignant le litage 2D de mégaride dans des grès moyens au Mas d'Azil. B: Grès à graviers à la base d'un chenal grèseux à Albas. C : séquence de comblement multi-épisodique d'un chenal avec de la base au sommet : un banc de grès à cross-bedding, une lentille de grès à gravier, un bancs de grès à cross-beding, et un banc de grès massifs qui vient clore la séquence de comblement (Albas).....99

Figure 3-32: Planche faciès des conglomérats A: Conglomérats jointifs à matrice gréseuse montrant des traces de compression sur les galets et une imbrication des galets donnant une direction de courant vers le NW, Lairière. B: Lentille de conglomérat à galets jointifs à la base et à matrice gréseuse. La proportion de galets et leurs tailles diminuent vers le sommet, Peyrolles. C: Conglomérats jointifs avec lentille de grès à litage plan, Lairière. D: Conglomérats polygéniques jointifs (galets de grès à rides, quartzite, et galets de grès rouge). A la patine, les galets de calcaires ne ressortent pas tandis que les grès et les quartzites sont en reliefs, Arques.....100

Figure 3-33: A : Chenal conglomératique à stratification oblique marquant une accrétion latérale dans un chenal fluvial à Peyrolles dans le Danien. Il est érodé par un chenal gréseux. B : détail du contact entre conglomérat et grès : les conglomérats en partie basale sont érodés par les grès qui sont recouverts par les sils et argiles bariolés de la plaine d'inondation (hors photo) qui marquent la fin du comblement du chenal. 101

Figure 3-34: Chenaux de cours d'eau en tresse, dépôt de bancs conglomératiques séparés par des bancs de graviers et de sables (Plaziat, 1984). 102

Figure 3-35 : Cartographie des dépôts Paléocène de Lairière (d'après la carte géologique de Quillan au 1/50 000, BRGM, 1997 modifiée). La limite de l'Yprésien a été revue et redessinée. 103

Figure 3-36: Cartographie des systèmes chenalisés de la partie basale du Paléocène de Lairière. 104

Figure 3-37 : Graphique 1: Epaisseur des chenaux (thickness) en fonction de leur extension latérale (width) (ratio w/t). Ce rapport, allié aux enveloppe de Gibbling et al., 2006, permet de définir un environnement de dépôts pour les dépôts fluviaux, ici : distale alluvial fans. Graphique 2 : Epaisseur en fonction de la stratigraphie, A : chenaux conglomératiques. B : Chenaux gréseux fins. C : chenaux gréseux plus épais. Graphique 3 : A- Chenaux conglomératiques. B- Chenaux à accrétion latérale. C- Chenaux très peu épais de grès très fins ayant subi une pédogénèse importante. D- Chenaux gréseux interconnectés (chenaux anastomosés). 106

Figure 3-38 : Vues en microscopie du wackestone à charophytes. A: Section horizontale d'une tige de charophyte prise dans le Thanétien à Rivel. B : Section horizontale d'une tige de charophyte dans le Maastrichtien supérieur de Montplaisir. C : Section transversale d'une tige de charophyte dans le Danien du Mas d'Azil. D : Tiges de charophytes, oogones et ostracodes dans le Danien du Mas d'Azil. E : Oogones de charophytes, gastéropode dans le Maastrichtien supérieur de Montplaisir. F : Ostracodes et cristaux de calcite détritique dans le Danien inférieur à Lairière. La signification des lettres sur les photographies est la suivante : (C) : charophytes, (O) : oogones, (G) : gastéropodes, (Os) : ostracode, (µ) : fragment de *Microcodium*. 109

Figure 3-39: Charophytes A : Nœuds, organes reproducteurs femelles (oogone). B : Section d'une tige. C : Gyrogonite (modifié d'après Mathieu et al., 2011). 110

Figure 3-40: Mudstone à laminations fines de l'ordre du millimètre. Les lamines sont facilement observables à gauche de la photographie, au niveau de la roche altérée (Albas). 111

Figure 3-41: Vues en microscopie des faciès mudstones à laminations (A, B, C) et des faciès wackestones à packstones à débris de *Microcodium* (D, E, F). A : mudstone à laminations soulignées par des débris de calcite (prisme isolé de *Microcodium*) et charophytes compactés (Albas). B : mudstone à laminations, aucun élément visible, hormis une alternance entre les couleurs plus sombres et claires (Albas). C : mudstone à laminations soulignées par des débris de charophytes et d'ostracodes (Rivel). D : wackestone à débris de *Microcodium* (prismes isolés) et de charophytes (Rivel). E : wackestone à packstone à débris de M*icrocodium* (prismes isolés) et bioclastes (Rivel). F : packstone à débris de *Microcodium* (prismes isolés) et quartz (Rivel). 113

Figure 3-42 : Vues macroscopiques du faciès palustre. Mudstone (A et B). A : mudstone à laminations irrégulières soulignées par un changement de couleurs (rouge) pouvant être un remplissage argileux (Montplaisir). B : mudstone bioturbé : traces de racine dans ce petit banc de calcaires palustre de 20 cm d'épaisseur. Calcaire bréchique (C et D). Altération des carbonates par remaniements pédogénétiques *in situ* donnant un aspect bréchique, en particulier au sommet des bancs (Peyrolles). Mudstone blanc à traces de racine (E, F) (Albas). E : mudstone crayeux blanc comportant de nombreuses bioturbations sous la forme de traces de racine. F : Vue d'ensemble du banc E, aspect très altéré dû aux remaniements pédogénétiques. 114

Figure 3-43 : Vues microscopiques des mudstones à traces de remaniement pédogénétique (f8b). A : dissolution, fentes de dessiccation et remaniements pédogénétiques d'un mudstone d'Albas (nodular limestone). B : Calcaire à intraclastes : (A) boule de wackestone contenant des prismes remaniés de *Microcodium* et délimitée par une fissure (Rivel). C : Calcaire à intraclastes de boule de mudstone, poches de dissolution dues à la bioturbation (granular limestone) (Rivel). D : *Microcodium* (µ) solitaire dans un mudstone comportant des fissures remplies par un ciment sparitique (fentes de dessiccation) (Albas). E : Pseudomorphoses de gypse (P) dans une matrice micritique (Montplaisir). F : calcaire à laminations irrégulières et rares grains de quartz (Q) (Montplaisir).....116

Figure 3-44: Vues microscopiques des figures pédogénétiques communes rencontrées dans l'association de faciès palustre. A: Circumgranular cracks (CC) et prismes de *Microcodium* (Pµ) (Albas). B: calcaire à bréchification *in situ* (Montplaisir). C: calcaires à pelletoïdes (P) et intraclastes (A) (Montplaisir). D : mudstone alvéolaire montrant des fentes de dessiccations irrégulières (Rivel). E : pseudo-microkarst à remplissage de d'agrégats et débris de charophyte (C) (Rivel). Calcaire à *Microcodium* (µ) (Montplaisir). 117

Figure 3-45: Modèle de formation des carbonates à intraclastes (bréchification *in situ*). 1 : zone d'action des racines de charophytes dans un sédiment carbonaté. 2 : remaniements de sédiments par de petites vagues. 3 : assèchement de la mare temporaire lors de période d'étiage, colonisation du milieu par les plantes et mise en place de fentes de dessiccation, création de cavités. 4 : apport de sédiments fins de la plaine d'inondation et remaniement de sédiments *in situ* par de petites vagues. 5 : comblement des cavités. 6 : en latéral au faciès à bréchification *in situ* peut se mettre en place un mudstone à traces de racine. 7 : dépôt d'un nouveau carbonate.....121

Figure 3-46: Modèle d'association des faciès de carbonates continentaux du Rognacien du bassin nord-pyrénéen : association de faciès de type "Lacustrine pond facies" et "freshwater marsh facies" (Marty et al., 2006). Ces deux faciès correspondent également aux deux faciès de type « bordure de lac soumis à des émersions/submersions » et « centre du lac » de Freytet et Plaziat, 1982.....122

Figure 3-47: Architecture fluviale schématique (modifiée d'après Owen et al., 2017). A : géométrie de chenal isolé, de forme asymétrique de la base de la coupe, comportant des accrétions latérales. B : géométrie de la plaine d'inondation avec les bancs gréseux interconnectés comportant des « wings » ou dépôts de débordement et des « ribbons » correspondant au chenal. 125

Figure 3-48: Modèle de dépôt continental des Corbières. La série est entièrement dominée par l'association des faciès de la plaine d'inondation, entrecoupés par des dépôts chenalisés et des calcaires continentaux. Seul un relief émergé vient perturber de temps en temps ce système très basse énergie en déposant une « nappe » conglomératique (massif du Mouthoumet) 127

Figure 4-1 : La notion de niveau de base : elle est définie comme le plus bas niveau d'érosion des continents. Le profil d'équilibre des rivières rejoignent le niveau de base au niveau de la ligne de rivage. Lors de l'élévation de la source sédimentaire, en réponse à une érosion ou à une surrection, le profil d'équilibre fluvial s'ajuste en conséquence (Catuneanu, 2002) 132

Figure 4-2: Architecture stratigraphique d'une séquence de dépôt fluviatil. (Catuneanu, 2006). La partie supérieure des chenaux amalgamés (lors du highstand normal regression) est souvent tronquée par la limite de séquence sus-jacente. Ceci explique la faible préservation de ce type de dépôt. Sur les terrasses, le développement de paléosols cessent lorsque ceux-ci sont recouverts par des dépôts à influence tidale ou de la plaine d'inondation. Cependant, leur formation durant la phase de bas niveau marin, sur les terrasses peut conduire au développement de paléosols matures. Des paléosols avec un horizon carbonaté peuvent se développer au niveau du maximum d'inondation (MFS), puisque le niveau de la nappe est relativement haut. Ce haut niveau peu également favorisé le dépôt de calcaires continentaux. Le changement de ratio height/width des chenaux tends à montrer qu'ils passent d'un système méandriforme à amalgamé vers le haut de la série, ce qui peut être lié à une diminution du gradient de pente. 135

Figure 4-3: Légende des 10 coupes étudiées et présentées dans la suite de ce chapitre...137

Figure 4-4: Planche photographique de la coupe de La Cassine. A : Carrière de La Cassine (Danien). B : Niveau à plis disharmoniques (Gruas-Cavagnetto et al., 1992), comportant un fin niveau ligniteux retrouvé au Mas d'Azil. C : Affleurement le long de la départementale D435, proche de Cérisol, des calcaires à algues et coraux. 138

Figure 4-5: Séquences de la base de la coupe de La Cassine et détails des marqueurs stratigraphiques (Gruas-Cavagnetto et al., 1992; Gruas-Cavagnetto et Tambareau, 1998). Trois hiatus sont mis en évidence. 139

Figure 4-6 : Synthèse des données de la coupe de La Cassine et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle. 143

Figure 4-7: Planche photographique de la coupe du Mas d'Azil. A: Succession sédimentaire basale comprenant la double barre lacustre de la transition K/T puis la combe aux marnes rouges daniennes (équivalent du Vitrollien des Corbières) et la base des calcaires marins thanétiens. B : Grotte du Mas d'Azil, entaillant les calcaires de la plateforme carbonatée thanétienne. C : chenal gréso-conglomératique du sommet du Danien. 147

Figure 4-8 : Synthèse des données de la coupe du Mas d'Azil et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle. 149

Figure 4-9: Planche photographique de la coupe de Rivel. A : Alternance de calcaires et marnes lie de vin dans la base de la série. B : Dune pseudo-oolithique. C : Calcaires

palustres. Chenal conglomératique du sommet de la série paléocène. D : Calcaires yprésiens 153

Figure 4-10 : Synthèse des données de la coupe de Rivel et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle. 155

Figure 4-11: Succession sédimentaire danienne de Peyrolles, montrant une association des faciès de la plaine d'inondation (rouge) dans lesquels s'intercalent des chenaux gréseux.....157

Figure 4-12 : Synthèse des données de la coupe de Peyrolles et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle. 159

Figure 4-13: Planche photographique des lithologies rencontrées dans le Paléocène d'Arques. A: chenal danien situé à 53 m sur la coupe. B : calcaire palustre fortement pédogénétisé à 126 m. C : niveau conglomératique comportant essentiellement des galets calcaires à matrice gréseuse en latéral du banc situé à 153 m. 161

Figure 4-14: Synthèse des données de la coupe d'Arques et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle. 163

Figure 4-15 : Schéma du système fluviatile dano-sélandien de Lairière. Les chiffres 1,2,3 correspondent aux trois successions lithologiques levées pour cette étude, et 1 correspond à la coupe principale. Le pendage des couches n'a pas été respecté (remise « à plat » du panorama). Les couleurs correspondent au ratio extension latérale/épaisseur. Ce rapport est compris entre 150 et 200 à la base, diminue dans la partie médiane (environ 100) puis augmente fortement au sommet (supérieur à 200). H1 et H2* correspondent aux deux limites de séquence possibles pour Pal1.2. Il a été choisi de favoriser C7 pour cette limite car l'épaisseur du banc est plus importante, ainsi que la granulométrie, mais les deux limites sont possibles. 167

Figure 4-16 : Synthèse des données de la coupe de Lairière et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle. 171

Figure 4-17: Succession sédimentaire de la base de la coupe (Danien) de Côte Aigre, les niveaux plus compétents correspondent à des paléosols colonisés par des *Microcodium*. 173

Figure 4-18 : Synthèse des données de la coupe de Côte Aigre et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle 175

Figure 4-19: Panorama de la base de la coupe d'Albas présentant une double barre lacustre rognacienne marquant la limite Crétacé/Tertiaire. Dans l'intervalle séparant ces deux barres ont été retrouvés des œufs et des nids de dinosaure fossilisés. 177

Figure 4-20: Photographie des uniques chenaux daniens à Albas contenant un remplissage de grès à figures de courant et de conglomérat. La base des bancs est érosive et soulignée par des galets. 178

Figure 4.4-21: Faciès palustre d'Albas fortement pédogénétisé, s'apparentant à un calcrète .A : Détails du calcrète présentant des racines calcifiées. B : Vue générale des bancs s'apparentant à un calcrète.....179

Figure 4-22: Calcaires à Alvéolines (*Alveolina cucumformis*) daté de l'Yprésien au top de la série sédimentaire d'Albas (échantillon Al-01-23). 180

Figure 4-23 : Synthèse des données de la coupe d'Albas et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle 181

Figure 4-24 : Synthèse des données de la coupe de Montplaisir et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle 185

Figure 5-1 : Enregistrements globaux des isotopes de l'oxygène et du carbone en eau profonde au cours du Cénozoïque (basés sur des données compilées à partir de plus de 40 sites DSDP et ODP). Les événements liés au climat, à la tectonique et changement de biodiversité sont également reportés sur cette figure (Zachos, 2001b). 190

Figure 5-2 : Compilation des variations du carbone isotopique inorganique de foraminifères benthiques. Les températures sont issues des données isotopiques de l'oxygène. K/Pg : Limite Crétacé/Paléogène. Top C27n event (LDE): Top du chron C27, correspondant au Latest Danian Event. ELPE : Early Late Paleocene Event. PETM : Paleocene Eocene Thermal Maximum (Westerhold et al., 2011). 193

Figure 5-3: Regional location of studied area. A: Detailed geological map (modified from geological map 1/1000000, BRGM). B: Paleogeography around early Danian (modified from Baceta et al., 2003, Plaziat 1981). 197

Figure 5-4: Chronostratigraphic chart showing regional stage, based on GSSP (2016) compare with regional stage, based on Plaziat 1984 and Tambareau et al., 1995. Polarity chrons: GTS2016 composites for Cenozoic-Late Jurassic C- and M-sequences from chapter on geomagnetic polarity time scale. Planktonic Foraminifers = Berggren et al. (1995a,b) with age updates from Berggren and Pearson (2005) and Wade et al. (2010). NP zone from Blow, 1979; Berggren and Miller, 1988; Berggren et al., 1995. SBZ from (SEPM chart) by Serra-Kiel and L. Hottinger. Sequences: SEPM Global or Tethyan, Haq and Schutter, 2008. Carbon-13 Composite: derived from Cramer et al; 2009, we replace on it PETM: Paleocene Eocene Thermal Maximum, MTIM: Middle Thanetian Isotope Maximum, LDE: Latest Danian Event or CIE-DS1 : negative carbon isotope excursion.....199

Figure 5-5 : Lairière Paleocene section with main interest facies which are : A : Basal carbonate lacustrine, a double rock layer 40 m of thickness with some charophyta and *Microcodium*; B : red to yellow calcareous sandy mudstones, with mottling; C : Conglomerate with carbonate pebbles, show a compression figure; D : Fluvial sheet sand bodies are spread in silts flood plain. They are generally rich in *Microcodium;* E: Shallow marine facies, contains millimeter sandy ripple, rich in carbon and small miliolidae; F: Wackestone, with miliolids and alveolinids. 205

Figure 5-6 : Main fluvial and floodplain facies of Lairière section. 206

Figure 5-7: δ^{13}Corg result of the main Lairière section with lithofacies, δ^{13}Corg data in VPDB ‰, TOC contents, and magnetostratigraphy. Red curve present a Lairière sub-section, which correspond to the upper interval. All samples are located on this figure. 211

Figure 5-8: a) Equal-area projections of the low temperature component of magnetization determined in the temperature range 80°-210°C in in situ and after tilt corrected direction. b) Paleomagnetic directions observed in samples demagnetized at 210°C, shown after tilt correction. Most samples have negative inclinations. Directions of magnetizations with positive inclination correspond mostly to present-day field directions

not removed at 210°C. c) Acquisition of isothermal remanent magnetization showing the presence of high coercivity minerals like goethite and/or hematite. Magnetite is also identified in sample 16LA0135C. d) Examples of low-temperature magnetic measurements showing the large difference between the zero-field (ZFC) and field cooled (FC) experiments.....219

Figure 5-9: Examples of orthogonal plots of thermal demagnetization data in in situ coordinates. Red and green circles correspond respectively to the projection in the horizontal and vertical planes. Samples 16LA0031A and 16LA0059A have a strong overprint in the present-day field while sample 16LA0007A has a very stable magnetization of reverse polarity. Equal area plot of the characteristic remanent magnetizations (ChRM) determined in the sections in tilt-corrected coordinates. Green circles correspond to ChRMs determined by vectors anchored to the origin. Blue circles correspond to ChRMs determined by vectors not anchored to the origin and red circles correspond to directions determined by Fisher statistics on the demagnetization data. Open (filled) symbols correspond to negative (positive) inclination. 221

Figure 5-10 : left) plot of the intensity of the natural remanent magnetization. right) plot of the reversal angle of samples for which a polarity can be assigned. The reversal angle is the angle between the characterisc magnetization and the expected direction for stable Europe at 60Ma. (0 for normal polarity, 180 for reverse polarity) 222

Figure 5-11: High-resolution geochemistry, carbon isotope, magnetosratigraphy, and biostratigraphy across the Paleocene in a Thetis domain (Zumaia from Storme, 2013, 2014, Schmitz et al., 1997; and Gubbio from Coccioni et al., 2012). 225

Figure 5-12 : Hight resolution correlation of PETM interval with other Corg study in pyrenean area. ((2) Yans et al., 2014, (3) Domingo et al., 2009; (4) Minelli et al., 2013)). 232

Figure 5-13: A: Mean Palaeocene δ13Corg depending on sedimentary facies. Mean δ13Corg values for each stages depending on sedimentary facies. C: Lairière section with δ13Corg measured and corrected using mean on sedimentary facies. 233

Figure 5-14: Synthèses des foraminifères benthiques marqueurs biostratigraphiques observés au niveau de la succession du Mas d'Azil et de Rivel (logiciel Time Scale Creator GTS2016 chart; (Hottinger, 2009; Scheibner et al., 2005; Scheibner et Speijer, 2009; Serra-Kiel, 1998). CIE-PETM : Carbon Isotope Excursion correspondant à la Paleocene Eocene Thermal Maximum. 243

Figure 5-15 Variation du $\delta^{13}C$ organique et du TOC sur la coupe du Mas d'Azil (partie 1/2). De 1 à 6 sont numérotées les variations significatives en $\delta^{13}C$ organique. H1, H2 et H3 indiquent les shifts importants de la courbe isotopique interprétés comme des hiatus potentiels. 246

Figure 5-16 Variation du $\delta^{13}C$ organique et du TOC sur la coupe du Mas d'Azil (partie 2/2). De 1 à 6 sont numérotées les variations significatives en $\delta^{13}C$ organique. H1, H2 et H3 indiquent les shifts importants de la courbe isotopique interprétés comme des hiatus potentiels. 247

Figure 5-17: Planche palynologique 1 de la coupe de Peyrolles (d'après F. Quesnel, rapport master 2 De Lagausie, 2017). 252

Figure 5-18 : Planche palynologique 2 de Peyrolles, Pollen d'Angiospermes (d'après F. Quesnel, rapport master 2 De Lagausie, 2017). 253

Figure 5-19: Variation du $\delta^{13}C$ organique et du TOC sur la coupe de Peyrolles. De 1 à 3 sont numérotées les variations significatives en $\delta^{13}C$ organique. H1, H2 et H3 indiquent les shifts importants de la courbe isotopique interprétés comme des hiatus potentiels. A droite, le tableau représente les proportions relatives des divers palynomorphes observés pour chaque échantillon. Les planches des divers palynomorphes, et leurs détails sont disponibles dans le paragraphe 5.4.2.1 (De Lagausie, 2017).....258

Figure 5-20: Données chémostratigraphique et biostratigraphique des successions sélandiennes du Mas d'Azil, de Peyrolles et de Lairière (H1 et H2 représentent les deux hypothèses envisagées pour la base du Sélandien, développés dans l'article § 5.2. Les données biostratigraphiques issues de cette étude renvoient à leur description dans le texte (paragraphe 5.1 et 5.4). DSTE=Danian Selandian Transition Event. STTE= Selandian Thanetian transition Event, CIE DS2 : excursion négative du signal du carbone (Arenillas et al., 2009). 262

Figure 5-21: Comparaison des courbes géochimiques supposées sélandiennes du Mas d'Azil, Peyrolles et Lairière. Essai de reconstitution de la géométrie sélandienne à partir de ces trois localités. DSTE : Danian Selandian Transititon Event (H1 et H2: Hypothèse de la base du Sélandien, développés au paragraphe 5.2). STTE : Selandian Thanetian Transition Event.....266

Figure 6-1 : Transect de corrélation ouest-est des Petites Pyrénées jusqu'au Corbières en passant par 8 coupes. Sur ce transect, 7 séquences sont définies dans le Paléocène dont trois majeures (en gras). Deux hiatus sont définis sur l'ensemble de la zone d'étude, un à la base au niveau d'une surface de karstification et un au sommet, sous la transgression yprésienne.....277

Figure 6-2 : Transect de corrélation Nord/Sud du Massif Central jusqu'aux Corbières en passant par 4 coupes. Sur ce transect, 7 séquences sont définies dans le Paléocène dont trois majeures (en gras). Trois hiatus sont définis sur l'ensemble de la zone d'étude, un à la base au niveau d'une surface de karstification, un proche du maximum d'inondation de Pal4 et un dernier au sommet, sous la transgression yprésienne 281

Figure 6-3: Reconstitution de l'épaisseur et de l'architecture au Danien sur un transect allant des Petites Pyrénées jusqu'aux Corbières. Le hiatus correspondant a la base du Danien a été mis en évidence par les travaux de Gruas-Cavagnetto et al., 1992.....285

Figure 6-4: Simplification schématique des événements autour de la limite de séquence de Pal3. A: Erosion du domaine continental et dépôt d'un prisme de bas niveau dans les Petites Pyrénées. B: Transgression majeur Pal4, déposant des sédiments marins peu profonds sur la quasi-totalité de la zone d'étude. 287

Figure 6-5 : Reconstitution de l'épaisseur et de l'architecture sédimentaire au Sélandien sur un transect allant des Petites Pyrénées jusqu'aux Corbières.....289

Figure 6-6 : Reconstitution de l'épaisseur et de l'architecture sédimentaire au Thanétien sur un transect allant des Petites Pyrénées jusqu'aux Corbières.....293

Figure 6-7: Fluctuation de la ligne de rivage au Paléocène dans le domaine nord-pyrénéen. Longitude et latitude actuelle. FNP : localisation de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. FCNP : localisation de l'actuel front de chevauchement nord-pyrénéen.....296

Figure 6-8 : Reconstitution de la paléogéographie danienne lors du maximum d'inondation de la séquence Pal1, d'après Plaziat, 1981, Vacherat et al., 2014 et cette étude. FNP :

localisation de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. FCNP : localisation de l'actuel front de chevauchement nord-pyrénéen. 297

Figure 6-9 : Reconstitution de la paléogéographie sélandienne lors du maximum d'inondation de la séquence Pal4, d'après Plaziat, 1981, Vacherat et al., 2014 et cette étude. FNP : localisation de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. FCNP : localisation de l'actuel front de chevauchement nord-pyrénéen. 299

Figure 6-10 : Reconstitution de la paléogéographie thanétienne lors du maximum d'inondation de la séquence Pal7, d'après Plaziat, 1981, Vacherat et al., 2014 et cette étude. FNP : localisation de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. FCNP : localisation de l'actuel front de chevauchement nord-pyrénéen. 301

Figure 6-11 : Compilation des synthèses de dépôts les plus récentes impliquant notre zone d'étude. A : Synthèse des séquences de dépôts du Paléocène dans le bassin nord-pyrénéen (modifié d'après Sztràkos et al., 1997) , charte chrono-stratigraphique d'après le GTS 2016. B : Simplification de l'architecture sédimentaire du bassin nord-pyrénéen selon Tambareau modifié 1995 C : Séquences paléocènes du domaine nord-pyrénéen (Sztràkos et al., 1997, Tambareau et al., 1995, cette étude 305

Figure 7-1: Essai de synthèse des corrélations paléocènes du bassin nord-pyrénéen et comparaison avec la courbe eustatique (Haq et Schutter, 2008) 310

Figure 7-2 : Evolution du taux moyen de sédimentation paléocène dans le bassin nord-pyrénéen au niveau des Corbières (rouge) et au niveau des Petites Pyrénées (bleu).315

Figure 7-3 : Paléogéographie simplifiée du Danien de la zone pyrénéenne comportant deux types d'accidents principaux. Les premiers sont parallèles à l'axe de la chaîne (N110-120°). Les seconds sont perpendiculaires (N20°). Ces derniers délimitent des blocs qui ont pu jouer indépendamment les uns des autres au Paléocène et ainsi créer des dépressions d'accumulations préférentielles de sédiments et des seuils. Ces blocs ont donc contrôlé en partie l'espace disponible (modifié d'après Canérot, 2006). 318

Figure 7-4 : Modèle d'évolution tectono-sédimentaire au Paléocène d'une zone allant des Petites Pyrénées aux Corbières dans le bassin d'avant-pays nord-pyrénéen. 323

Liste des tableaux

Tableau 3-1: Comparaison des deux grands modèles de plateforme carbonatée selon leurs éléments constitutifs. 74

Tableau 3-2: Principales figures pédogénétiques observées dans les calcaires palustres de la série paléocène nord-pyrénéenne. 119

Tableau 4-1 : Principes majeurs de la stratigraphie séquentielle appliqués aux systèmes fluviaux (Catuneanu, 2006). 136

Tableau 5-1: Description of the main litho-facies of Lairière section. 207

Tableau 5-2: Carbon-isotopes $\delta^{13}C_{org}$ values, TOC and $CaCO_3$ contents on samples of the studied Lairière main section. 213

Tableau 5-3 : Carbon-isotopes $\delta^{13}C_{org}$ values, TOC and $CaCO_3$ contents on samples of the studied Lairière sub-section. 218

Tableau 5-4: Résultat de l'analyse biostratigraphique de cinq échantillons de Peyrolles (Chantal Bourdillon dans le rapport Master 2 De Lagausie, 2017). 250

Tableau 7-1: Epaisseur et taux de sédimentation des différentes successions sédimentaires étudiées dans les Petites Pyrénées. 313

Tableau 7-2: Epaisseur et taux de sédimentation des différentes successions sédimentaires étudiées dans Corbières. 313

Chapitre 1 **Introduction au sujet d'étude**

1.1 Objectifs et intérêts scientifiques de la thèse

1.1.1 **Problématique scientifique**

L'orogénèse pyrénéenne et les relations tectono-sédimentaires qui en résultent sont bien connues dans les bassins d'avant-pays associés. Le Paléocène intercalé entre deux phases orogéniques majeures est réputé quiescent. Il associe une sédimentation de plateforme carbonatée marine d'une part, et terrigène d'autre part. Comment sont organisés les dépôts sédimentaires et les systèmes de drainage dans ce système orogénique naissant ? Les produits de l'érosion sont préservés lors de période de crise dans le domaine continental, et sont généralement transportés en marge des continents, dans les bassins océaniques. Or, un apport en sédiment depuis le continent inhibe la production d'une plateforme carbonatée. A quoi ressemble la physiographie du bassin lors du Paléocène pour permettre le développement de ces deux systèmes ? Où sont piégés ces sédiments et quelles sont les relations entre ces deux domaines ?

La chrono-stratigraphie évolue sans cesse permettant des corrélations toujours plus précises. Comment peut-on contraindre la stratigraphie afin d'améliorer les calages existants (Plaziat 1966 ; 1984, Freytet, 1970, Villatte, 1962 ; Tambreau, 1972) ? Est-il possible d'actualiser ces corrélations, et d'améliorer leurs précisions grâce à de nouvelle méthode ?

La sédimentation est le fruit d'une compétition entre facteurs contrôlant la répartition des dépôts. Deux facteurs moteurs contribuent à mettre en place l'architecture des bassins d'avant-pays. La tectonique induisant des déformations lithosphériques, avec un impact direct sur le flux sédimentaire et l'accommodation. Le climat, ayant une action directe sur l'érosion, le transport et le dépôt des sédiments ainsi que sur les variations eustatiques. Si l'impact de la tectonique semble limité sur la sédimentation paléocène au vue des études antérieures, l'architecture des dépôts devrait alors refléter le contrôle climatique. Quel « moteur » induit la sédimentation paléocène dans le domaine nord-pyrénéen ? Est-ce bien le climat qui contrôle la répartition de l'architecture sédimentaire, et est-ce que les changements climatiques sont enregistrés par les sédiments ?

1.1.2 **Objectifs de l'étude**

L'objectif majeur de ce travail de thèse est d'établir une architecture sédimentaire paléocène précise, au niveau de la zone de transition, entre domaine continental et marin. La réalisation de cet objectif nécessite une caractérisation précise de la sédimentation paléocène dans la zone d'étude et l'établissement de modèle de dépôt.

Le second objectif, découlant directement du premier est d'améliorer les corrélations existantes, en faisant l'acquisition de nouvelles données. La stratigraphie doit être mieux définie, en particulier dans le domaine continental et être replacée dans le contexte chrono-stratigraphique actuel. Il faut définir les limites d'étages usités actuellement dans la zone d'étude, et mettre en évidence les intervalles correspondant à des hiatus sédimentaires. Cette amélioration s'appuie sur la stratigraphie séquentielle haute résolution et la géochimie du carbone isotopique. Ces méthodes, permettent d'établir des corrélations à petite et grande échelles, notamment entre sédimentation marine et continentale. Les variations du carbone isotopique sont des signaux enregistrés à l'échelle du globe permettant de replacer la zone d'étude dans un contexte plus globale.

Finalement, les objectifs un et deux devront aboutir à proposer un modèle d'architecture sédimentaire pour le Paléocène dans le centre et l'est du bassin nord-pyrénéen. Puis, conduire à la définition des zones d'accumulation de sédiments, ainsi qu'à une estimation des zones d'alimentation en sédiment (paléogéographie).

Enfin, dans un troisième temps, le transect de corrélation devra permettre un certains nombres d'interprétations notamment sur :

- Les oscillations du niveau marin et leurs expressions dans les séquences sédimentaires continentales
- Le décryptage de la part de la dynamique tectonique sur la part des variations climatiques
- Le rôle du profil de dépôt hérité
- Les variations d'épaisseur significatives au sein des étages du Paléocène

1.2 Cadre scientifique

1.2.1 **Le Paléocène**

Le Paléocène, couvre une période de 10 millions d'années (66-56 Millions d'années), et initie l'ère Cénozoïque. Il est scindé en trois étages, respectivement Danien (66– 61.6 Ma), Sélandien (61.6–59.2 Ma) et Thanétien (59.2-55 Ma) (Vandenberghe et al., 2012). Cette époque fait suite à une catastrophe globale, entrainant une crise biologique. Son origine est débattue, mais une collision extraterrestre (Figure 1-1) a eu lieu à la limite Crétacé/Tertiaire (Alvarez et al., 1980;

Renne et al., 2013). Au même moment, un volcanisme de masse au niveau des trappes du Dekkan (Inde) est actif (Alvarez et al., 1980; Renne et al., 2013) (Figure 1-1). Une de ces deux « catastrophes » aurait même pu entrainer la seconde (Renne et al., 2015). Quoi qu'il en soit, ces événements ont entrainé des perturbations climatiques provoquants une extinction de masse de la vie sur terre. Cette catastrophe globale est à l'origine d'importants changements dans les assemblages de microfossiles (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998; Vandenberghe et al., 2012).

Durant le Paléocène et dès le Crétacé inférieur, le nord de l'océan Atlantique s'ouvre progressivement (fidalgo, 2001) entre Ibérie et Terre Neuve, provoquant l'ouverture de la Baie de Biscaye (Roberts et al., 1999). L'ouverture de l'Océan Atlantique Nord est alliée à un volcanisme important, et aux dégagements gazeux associés, notamment à la fin du Thanétien (Figure 1-1). Ces événements magmatiques ont sans aucun doute eu un impact direct sur le climat global du Paléocène qui est marqué par des températures élevées (Vandenberghe et al., 2012), et des niveaux eustatiques importants. L'ouverture de l'Atlantique induit des mouvements de plaques, notamment de l'Ibérie qui lors du Crétacé terminal, entre en collision avec la plaque européenne, entrainant la première phase orogénique pyrénéenne dès le Santonien terminal (Vergés et al., 2002 ; Sibuet et al., 2004, Leleu, 2005, Filleaudau et al., 2010). Dans les Pyrénées, le Paléocène correspond à une phase intermédiaire, réputée quiescente (Ford et al., 2016) séparant les deux phases orogéniques majeures. La seconde phase orogénique pyrénéenne se produit à l'Eocène (Sibuet et al., 2004, Vergès et al., 2002, Billote et al., 2006). La transition du Paléocène à l'Eocène, est une anomalie climatique. Cette limite nommée Paleocene Eocene Thermal maximum (PETM), est considérée comme une « greenhouse » période (Zachos et al., 2008).

1.2.2 **Climat du Paléocène**

Durant le Paléocène et l'Eocène, six évènements « hyperthermiques » majeurs se sont succédés (Sexton et al., 2011; Zachos, 2005) au cours d'une période chaude. Il s'en suit une période plus froide, débutant il y a 34 millions d'années (Zachos, 2001).

Au début du Cénozoïque le gradient de température latitudinal était peu marqué signifiant que les températures dans les latitudes hautes étaient plus élevées qu'à l'heure actuelle. Les températures au niveau de l'équateur étaient similaires à celles observées aujourd'hui. La Figure 1-1 précise les variations de température existantes au Paléocène. Quatre périodes sont définies selon les écarts de températures des eaux profondes :

- La première (1 Figure 1-1) consiste en un refroidissement constaté au niveau de la limite Crétacé/Tertiaire (Vellekoop et al., 2014). Cet événement fait surement suite à la catastrophe d'origine extra-terrestre (Alvarez et al., 1980),

ayant provoqué une extinction de masse de 91% des espèces de foraminifères planctoniques (Molina, 2015).

- La seconde (2 Figure 1-1) est une élévation des températures. Certains auteurs l'attribuent à un événement hyperthermique (Westerhold et al., 2011), analogue à la très étudiée Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM). Cet événement appelé LDE (Latest Danian Event) se place dans le Danien sommitale (Bornemann et al., 2009). Lors de cette période la température des océans s'est élevée de 2° Celsius (Westerhold et al., 2011), sur une durée d'environ 200 000 ans (Bornemann et al., 2009).
- La troisième (3 Figure 1-1) marque une longue tendance au refroidissement qui se termine dans le tiers supérieur du Paléocène. Cet événement peut correspondre au ELPE (Early Late Paleocene Event) ou encore MPBE (Mid Paleocene Biotic Event) (Bernaola et al., 2007; Petrizzo, 2005; Westerhold et al., 2011)
- La quatrième (4 Figure 1-1) correspond à la PETM qui marque la limite Paléocène/Éocène (Aubry et al., 2007) par une diminution significative du $\delta^{13}C$ de -2.5 ‰ (Zachos, 2001a). Cette chute du $\delta^{13}C$ est interprétée comme résultant d'une déstabilisation des hydrates de méthane, relâchant des gaz à effet de serre (Dickens et al., 1995). L'optimum climatique est due à une atmosphère très chargée en gaz à effet de serre (volcanisme nord-atlantique (Figure 1-1). La PETM est un bon marqueur stratigraphique, essentiellement grâce à son enregistrement caractéristique du signal du δ13C. Elle a duré environ 170 000 à 200 000 ans (Röhl et al., 2007) lors d'un réchauffement de 5 à 7°C (Zachos et al., 2008). Ce réchauffement climatique a provoqué une augmentation significative du niveau marin sur l'ensemble de la planète (Sluijs et al., 2008).

Ces variations de températures sont associées à des variations de la productivité primaire et sont enregistrées par le signal isotopique du carbone minéral et organique (voir chapitre 5).

1.2.2.1 Courbes eustatiques de référence

Le climat a une influence directe sur le niveau marin global. La compilation d'étude a permis de déterminer des variations globales du niveau marin, grâce à la reconnaissance de limite de séquence et de limite d'inondation (Haq and Schutter, 2008; Hardenbol et al., 1998) (Figure 1-1).

Durant le Cénozoïque, deux séquences majeures sont identifiées, dont une correspondant à la fin du Paléocène et au début de l'Eocène résultant de l'ouverture de l'océan Atlantique (Hardenbol et al., 1998). Ce cycle majeur peut être décomposé en deux cycles d'ordre inférieur (ordre 2), et 11 cycles de troisième ordre. Les cycles d'ordre deux débutent par une régression importante au niveau du Maastrichtien pour se terminer à la base du Sélandien. Il s'en suit une courte période transgressive intra-sélandienne, puis un second cycle également compris dans le Sélandien, dont

le maximum d'inondation marque la limite Sélandien/Thanétien. Au Thanétien, une tendance régressive s'installe jusqu'au tiers supérieur de cette étage, où la tendance s'inverse, pour atteindre un maximum d'inondation compris dans l'Yprésien (associé au réchauffement climatique). Les cycles de troisième ordre (Figure 1-1) sont répartis comme suit : quatre dans le Danien, deux appartiennent au Sélandien et 5 au Thanétien.

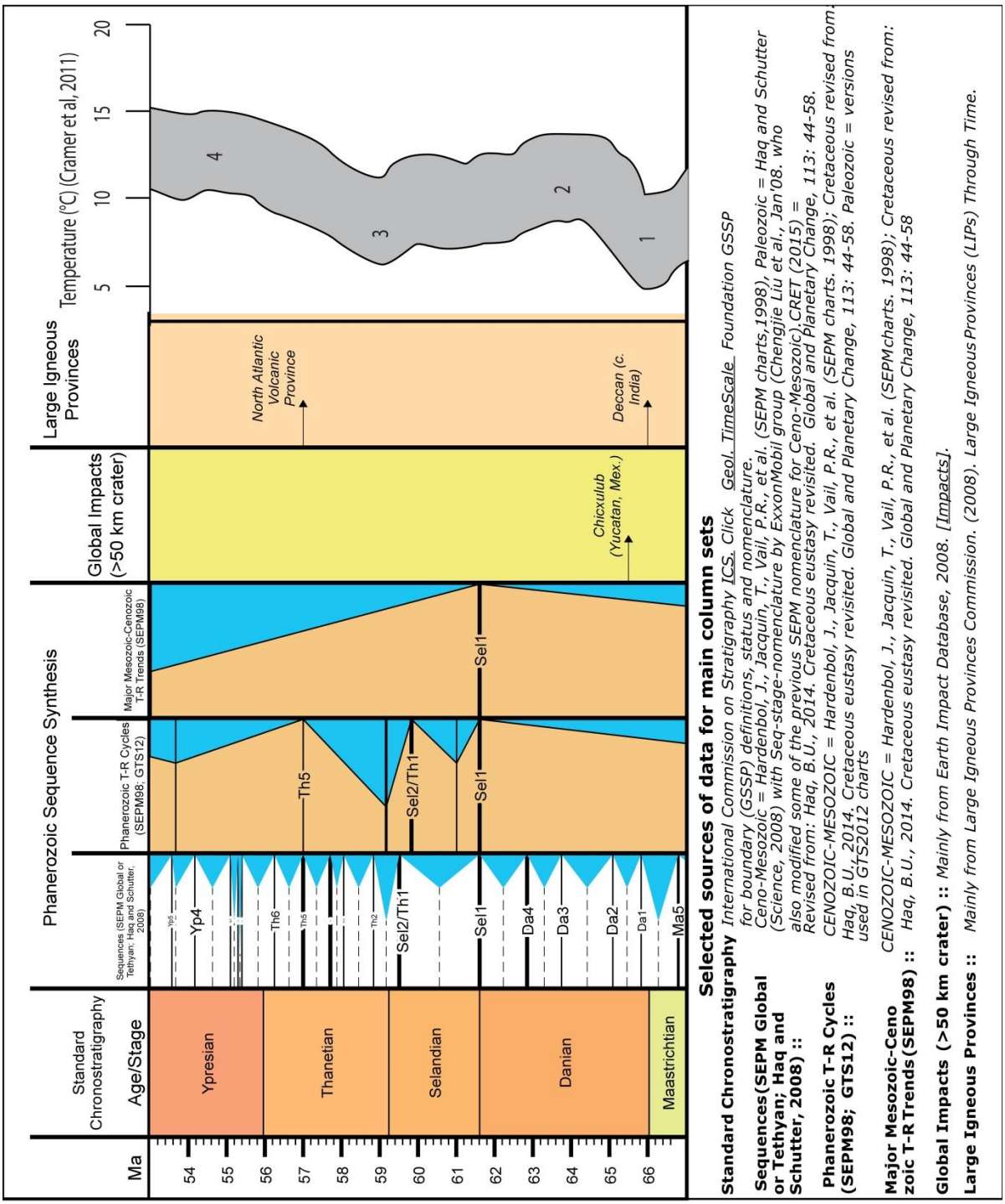


Figure 1-1: Charte chrono-stratigraphique du Paléocène (2016). Colonne « Phanerozoic Sequence synthesis » : Cycles eustatiques globaux, à différentes échelles. Colonne « Global impact » : météorite impactant la terre au voisinage de la limite Crétacé/Tertiaire. Colonne « Large Igneous Province » : Deux événements marquants, les Trappes de Deccan en Inde (limite Crétacé/Tertiaire), et la Province volcanique due à l'ouverture de l'océan Atlantique dans le Thanétien sommital. Moyenne de température (bandeau gris) pour la période du Paléocène au niveau des eaux profondes (Cramer et al., 2011). 1- période froide correspondant à la transition Crétacé/Tertiaire. 2 Réchauffement climatique bref. 3 Tendance vers un refroidissement progressif de longue durée. 4 : Réchauffement climatique intense de la limite Paléocène/Eocène (PETM).

1.2.3 **Enregistrement sédimentaire et Bassin nord-pyrénéen**

Les bassins sédimentaires enregistrent les interactions entre processus de surface et profond. Ils vont accumuler des sédiments issus de l'érosion, ou d'une production locale (carbonate ou évaporite). Trois phénomènes contrôlent principalement l'accumulation de sédiment dans le temps et l'espace, eux-mêmes contrôlés par le climat et la tectonique:

- ⇨ Les mouvements verticaux (subsidence ou surrection).
- ⇨ Le niveau marin relatif (qui résulte de l'interaction entre mouvements verticaux locaux et le niveau marin globale, ou eustatisme).
- ⇨ Le flux sédimentaire (production locale et apport détritique).

Les mouvements verticaux ainsi que le flux sédimentaire contrôlent la place disponible dans le bassin (accommodation). Les sédiments enregistrent les empreintes de ces différents processus qui sont d'autant d'éléments permettant de reconstituer l'histoire de la chaîne de montagne (Figure 1-2).

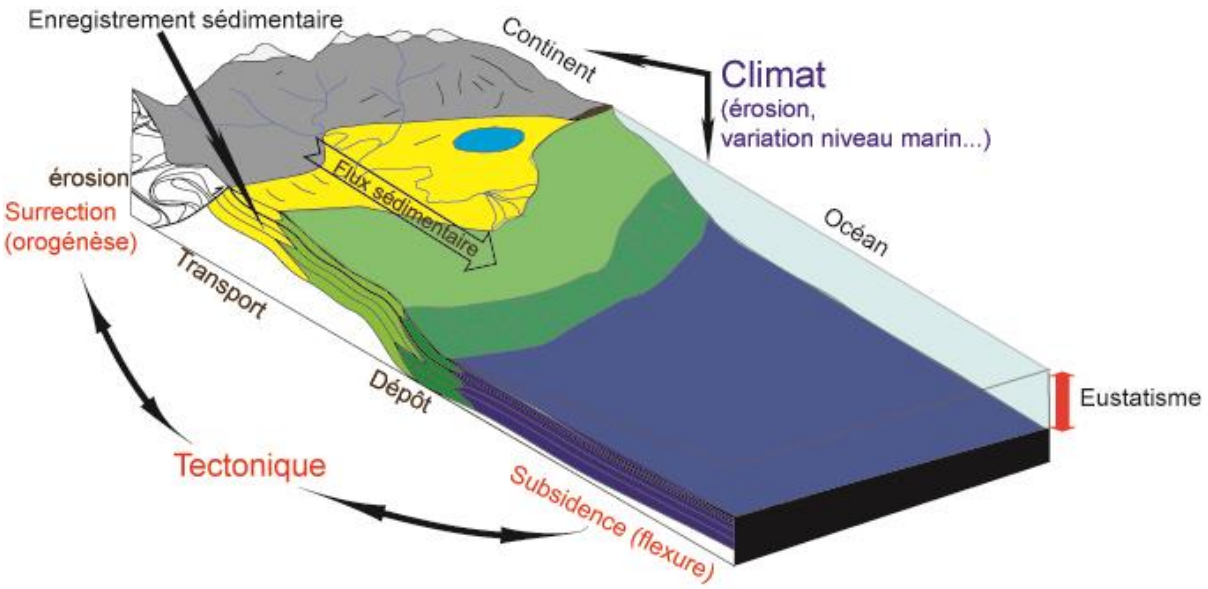


Figure 1-2: Processus contrôlant le remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays. La tectonique, qui est un phénomène local modifie l'espace disponible pour accueillir les sédiments, et fait fluctuer la ligne de rivage. L'eustatisme contrôle lui aussi l'espace disponible, en faisant varier la ligne de rivage. La sédimentation comble l'espace ainsi créée.

1.3 Déroulement de la démonstration

Chapitre 1 et 2 : Ce manuscrit s'organise en 7 chapitres. Le premier chapitre inscrit nos travaux dans le contexte global du Paléocène, tandis que le second traite du contexte régional pyrénéen. En effet, la sédimentation est contrôlée par plusieurs facteurs externes comme la tectonique, les variations du niveau marin, et le climat. Ainsi, le chapitre 2 permet une bonne compréhension du système paléocène nord-pyrénéen.

Le chapitre 3 traite l'analyse sédimentologique des séries sédimentaires étudiées. Il est présenté à partir des données acquises au cours de terrain pendant la thèse. Des faciès ont été définis à partir des 10 coupes sédimentaires levées (en macroscopie et en microscopie). L'étude des relations entre les différents faciès a conduit à l'établissement de modèles de dépôts.

Chapitre 4 : L'agencement des successions sédimentaires, a conduit à la définition de séquences de dépôt grâce à une analyse séquentielle.

Chapitre 5 : L'étude sédimentaire « classique » a ses limites, en particulier en domaine continental, où peu de restes fossiles sont enregistrés. Bien que quelques niveaux marins soient intercalés, ils sont très fins et ne comportent que peu de foraminifères, souvent indéterminables. Afin d'affiner les corrélations et de replacer ce travail dans le contexte de la charte stratigraphique actuelle d'autres outils ont été utilisés : des méthodes de géochimie isotopique, de la magnétostratigraphie. Ces données doivent permettre d'identifier des marqueurs stratigraphiques clés, à des fins de comparaison avec des coupes de références. Le but étant également de donner une compilation de données pour le Paléocène (à Lairière, Aude) dans le domaine continental ($\delta 13C_{org}$, magnétostratigraphie). Afin d'étendre les observations à la zone d'étude, deux autres coupes sur lesquelles des mesures isotopiques ont été réalisées sont également présentées. Ces coupes supplémentaires ont pour objectif d'identifier un marqueur stratigraphique (limites du Sélandien), bien repéré sur la coupe de Lairière.

Chapitre 6 : L'intégration de ces calages a permis de compléter l'analyse génétique et séquentielle entre séries continentales et marines et de présenter un transect de corrélation robuste. Ce transect met en évidence l'architecture du remplissage dans le temps et dans l'espace. La reconstitution paléographique s'inscrit comme un moyen de comprendre les relations existantes entre domaine continental et marin.

Chapitre 7 : Enfin, le dernier chapitre ouvre une discussion plus globale à partir de l'architecture observée sur la dynamique sédimentaire dans ce Bassin nord-pyrénéen.

Chapitre 2 **Le Paléocène dans le domaine pyrénéen**

Ce chapitre fait un état des lieux des connaissances nécessaires à la compréhension de la présente étude. Il porte donc à la fois sur le Paléocène, mais aussi sur la chaîne des Pyrénées.

Le Paléocène est une période particulière de l'histoire de la terre, marquée par de grands bouleversements biologiques dus à des fluctuations climatiques importantes, une activité magmatique importante, ou encore un impact météoritique.

Les Pyrénées forment une chaîne de 1000 km de long, depuis les Asturies à l'ouest jusqu'en Provence à l'est. Cette barrière physique sépare le continent européen de la péninsule ibérique. Les Pyrénées sont également une frontière tectonique qui a fonctionné à de multiples reprises depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à l'actuel. C'est le cycle orogénique alpin qui a façonné les Pyrénées pour leurs donner une structure asymétrique, avec deux bassins d'avant-pays : le bassin Aquitain au nord et le bassin de l'Ebre au sud. Ces bassins d'avant-pays vont accumuler dans leurs dépressions les sédiments issus de la période orogénique des Pyrénées.

Lors du Paléocène, certains événements marquant comme l'ouverture de l'Océan Atlantique vont avoir un impact direct sur les mouvements lithosphériques dans la région des Pyrénées. La structuration des Pyrénées résulte d'une histoire polyphasée, et notamment de la collision entre la plaque Ibérique et européenne du Crétacé terminal jusqu'au Miocène (Beaumont et al., 2000; Choukroune, 1989; Mouthereau et al., 2014; Muñoz, 1992; Roure et al., 1989; Vergés et al., 2002). Une zonation pyrénéenne (Choukroune et al., 1973) scinde les Pyrénées en unités structurales, en lien direct avec l'évolution géodynamique. Tous les secteurs pyrénéens ne bénéficient pas de la même précision stratigraphique. Par ailleurs, des études sédimentaires antérieures ont été menées dans la zone nord-est--pyrénéenne (Freytet, 1970; Plaziat, 1984; Tambareau, 1972a; Villatte, 1962), permettant des esquisses paléogéographiques.

2.1 Contexte géodynamique général du domaine pyrénéen

La structuration géodynamique du socle avant la phase alpine, a connu trois étapes principales. Ces trois grandes étapes sont l'orogénèse hercynienne, l'extension tardi-hercynienne (Permien) et l'extension mésozoïque. Bien que l'héritage anté-phase alpine est indéniablement joué un rôle sur la structuration des Pyrénées, et donc sur les dépôts paléocènes, ce n'est pas l'objet de notre étude. Ainsi, cette partie ne sera que brièvement abordée.

Il est difficile de reconstituer avec précision la position des Pyrénées au Paléozoïque lors du cycle hercynien, elle appartiendrait à une zone externe de la chaîne Varisque (Matte, 1986). L'orogénèse hercynienne résulte de la collision entre deux continents, la Laurasia et le Gondwana (Figure 2-1), durant le Silurien jusqu'au Dévonien inférieur (Blakey, 2008; Scotese and McKerrow, 1990). Au Permien a lieu une pénéplanation suivie d'une phase de rifting.

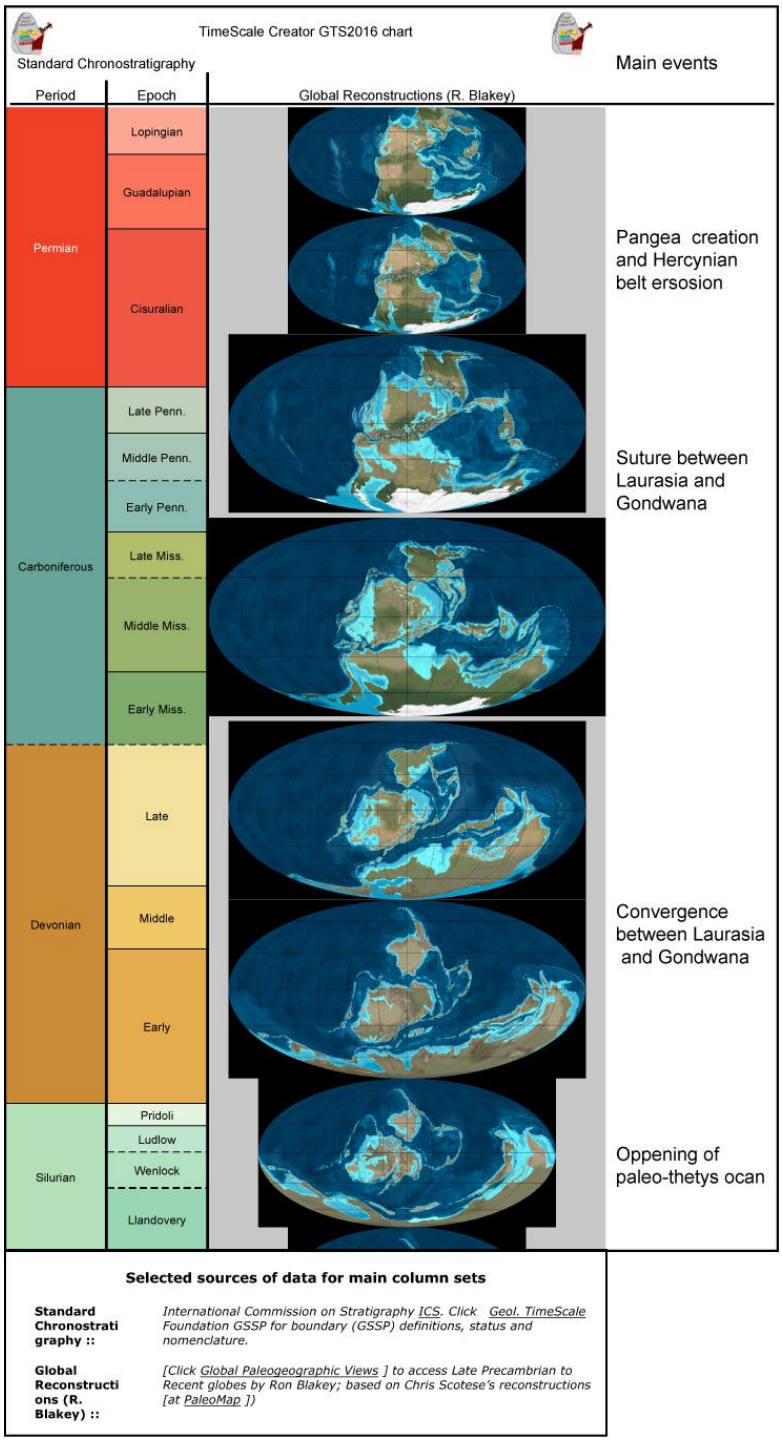


Figure 2-1: Evénements principaux paléozoïques et reconstruction paléogéographique (Blakey, 2008) du Silurien au Permien (Time scale creator).

Les structures pré-alpines ont façonné le socle. Globalement, dans le bassin d'Aquitaine cet héritage se manifeste par des structures nord-ouest/sud-est (Gély et Sztràkos, 2000a). Elles permettent d'apprécier l'héritage d'une tectonique plus ancienne sur la structuration pyrénéenne (notamment certains chevauchements).

L’héritage hercynien laisse au Paléocène dans le domaine nord-pyrénéen une série d’accidents : faille nord-pyrénéenne (Laumonier et al., 2010), faille de Toulouse, qui sont des accidents Nord 10 à 20 degrés pour la plupart ...

Lors du Mésozoïque, la lithosphère s’étire lors d’une phase de rifting. Le mécanisme principal d’extension (Jammes et al., 2009; Sibuet, 2004; Tugend et al., 2015, 2014) va s’exprimer différemment selon que l’on se situe dans la zone Ouest et Centrale des Pyrénées ou dans la zone Est-pyrénéenne. Cette différence aura par la suite une influence sur le début de la convergence, et sur la géométrie des bassins et leurs remplissages (Vacherat et al., 2017).

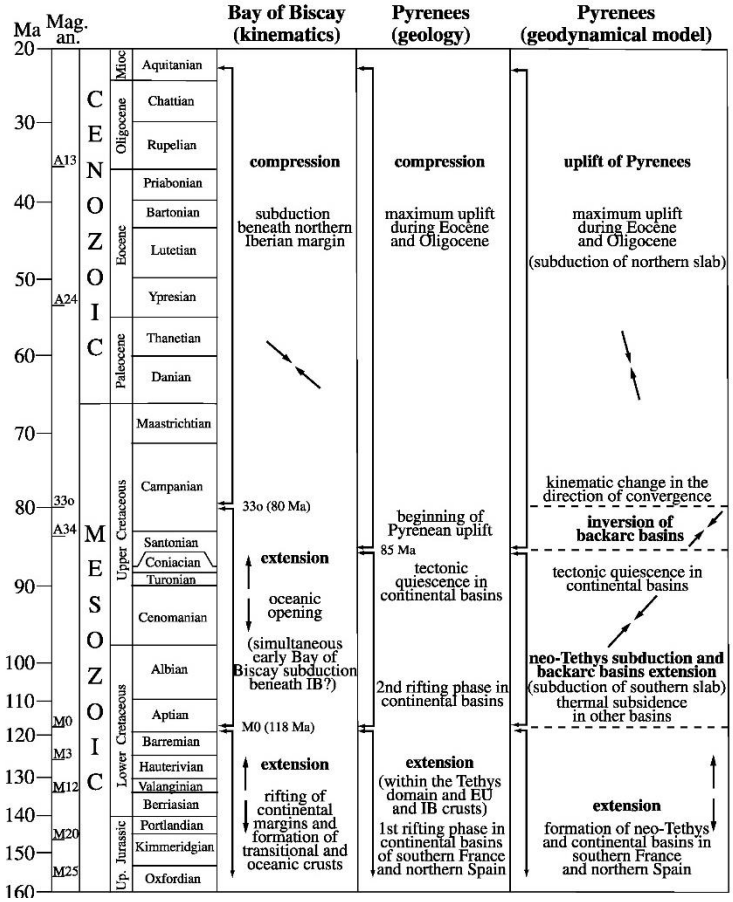


Figure : 2-2: Evolution des principales phases géodynamiques dans les Pyrénées et la Baie de Biscaye (Sibuet et al., 2004) du Jurassique supérieur au Miocène.

Entre la fin du Trias et le milieu du Jurassique, le moteur géodynamique majeur est l’ouverture de l’Atlantique central (Stampfli et al., 2002; Torsvik et al., 2012), conduisant à la dislocation de la Pangée. Cette ouverture est associée au développement d’une province magmatique (CAMP) : Central Atlantic Magmatique Province, (Olsen et al., 2003). Dans les Pyrénées, elle se traduit par la présence d’ophites dans les sédiments triasiques (Canérot et al., 2004). Au Trias supérieur, les sédiments déposés sous une fine lame d’eau constitueront une surface de décollement préférentielle dans la formation des Pyrénées.

Le rifting continental des Pyrénées est contemporain de l'ouverture du Golfe de Gascogne (environ 125 Ma). Il se poursuit jusqu'au Santonien/base du Campanien (Sibuet et al., 2004). Le régime est alors transtensif. Il se traduit par un mouvement anti-horaire de la plaque ibérique, dû à l'ouverture de l'Atlantique.

Plusieurs modèles (Choukroune, 1992, Sibuet et al., 2004, Jammes et al., 2009, Tugend et al., 2014, 2015) retracent la formation de bassins au Crétacé inférieur en fonction des mécanismes en jeu. Deux seulement sont brièvement décrits ici. Selon le modèle de Choukroune (1992), il existe un décrochement nord-est sud-ouest, conduisant à la formation de bassins de type « pull-appart ». Selon un second modèle, les bassins seraient de type extensif (arrière arc), résultant d'un décrochement, puis d'une extension nord-sud (Sibuet et al., 2004). Ces modèles diffèrent sur les mouvements de la plaque ibérique, leurs timings et leurs ampleurs. Cependant, les auteurs semblent s'accorder sur un mouvement anti-horaire de la plaque ibérique d'environ 35°.

Ces bassins se développent parallèlement à la faille nord-pyrénéenne relayée par des accidents transverses à la chaîne (exemple de la faille de Toulouse).

Que ce soit à l'est ou à l'ouest de la chaîne pyrénéenne, deux phases sont reconnues (Jammes et al., 2009, Chelalou, 2015) :

- Une première phase de faible subsidence pouvant s'apparenter à l'initiation du rifting du Jurassique jusqu'à l'Aptien inférieur.
- Une seconde phase majeure associée à une tectonique en extension de l'Aptien supérieur à l'Albien, correspondant à un approfondissement des milieux de dépôt (Flysch noir). La croûte apparait plus fine à l'ouest que dans les Pyrénées centrales. Ceci suggère que l'extension albienne était plus importante à l'ouest (Chevrot et al., 2015).

Ce rifting se propage vers l'est par l'ouverture du bassin, conduisant à un amincissement crustal avec une exhumation mantellique locale à l'ouest (Jammes et al., 2009, Chelalou, 2015). L'extension due au rifting est moins importante vers l'est du bassin pyrénéen. L'est du bassin nord-pyrénéen, de l'Albien supérieur au Cénomanien inférieur, voit l'installation de plates-formes étroites et localisées, assez profondes, dues à une phase eustatique conjuguée à une distension régionale (Bilotte, 1989).

Le début de la convergence entre Ibérie et Europe se traduit dans les Pyrénées par l'inversion des accidents extensifs des bassins du Crétacé inférieur. L'âge du passage vers un régime compressif marquant le début de l'orogénèse pyrénéenne est encore débattu. L'arrêt de l'ouverture du Golfe de Gascogne coïncide avec le début de l'inversion, dû à la remontée de l'Afrique vers le nord au Santonien terminal (84 Ma). Ce mécanisme pousse la plaque ibérique qui entre en collision et subducte partiellement sous la plaque européenne (Choukroune et al.,

1973; Vergés et al., 2002). Certains auteurs (Leleu, 2005, Filleaudau et al., 2010, Sibuet et al., 2004) penchent pour un passage en régime compressif de la chaîne entre la fin du Santonien et le début du Campanien. D'autres auteurs (Christophoul et al., 2003) la placent dès le Cénomanien. Quoi qu'il en soit, il semblerait qu'il existe un diachronisme au sein des déformations, plus précoce à l'est qu'à l'ouest (Choukroune, 1976; Mouthereau et al., 2014; Sinclair, 2005; Yelland, 1990).

A partir du Paléocène, le régime compressif pyrénéen devient actif en permanence (Gély et Strakos, 2000). Le Paléocène est considéré comme une phase de calme tectonique relatif (Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Pujalte et al., 2014) avec une accentuation de la quiescence au Thanétien. Cette « quiescence » est définie par rapport aux phases majeures orogéniques pyrénéennes (Crétacé supérieur et Eocène). Elle pourrait être due à un ralentissement de la convergence Afrique/Europe, lors du Paléocène (fidalgo, 2001). Vergés et al., 1995 estime ainsi la convergence à 0.5 mm/Ma lors du Paléocène. Ce ralentissement serait accompagné par une diminution de la subsidence (Ford et al., 2016). L'épaisseur de sédiment n'en reste pas moins conséquente.

La phase de compression majeure des Pyrénées est datée de l'Eocène à l'Oligocène inférieur (Sibuet et al., 2004, Vergés et al., 2002, Billote et al., 2006). Lors de l'Yprésien, la zone axiale se soulève. Ce soulèvement s'accélère du milieu du Lutétien à l'Oligocène. La zone nord-pyrénéenne enregistre une vaste régression laissant place à des dépôts fluviaux (Poudingue de Palassou) dont les sédiments sont issus de l'érosion de la chaîne. Au Miocène, la convergence Ibérie-Europe s'arrête. Le soulèvement de la zone axiale ralentit. Les dernières déformations dans la zone nord-pyrénéenne datent du début du Miocène (formation des anticlinaux du Mas d'Azil et de Lavelanet).

2.2 Structure du domaine pyrénéen

2.2.1 **Les grands ensembles structuraux du domaine pyrénéen**

La structure profonde des Pyrénées est connue grâce à un profil sismique transverse de la chaîne, le profil ECORS (Etude Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismiques) (Figure 2-3) (Choukroune, 1989; Vergés et al., 1995). Ainsi, les Pyrénées sont définies comme une chaîne asymétrique, à double vergence formée par la collision et la subduction partielle de la plaque ibérique sous la plaque européenne (Choukroune, 1989; Roure et al., 1989; Muñoz, 1992). A l'est et au centre, la plaque ibérique subducte sous la plaque européenne, tandis qu'à l'ouest un tel phénomène n'est pas observé (Souriau et Granet, 1995). Des études sismiques proposent des images hautes résolutions de la structure profonde pyrénéenne (Chevrot et al., 2015). Les observations faites plus en profondeur que le profil ECORS semblent corroborer le modèle de Teixell (1998) pour la partie ouest

(Chevrot et al., 2015). Le modèle pour le centre et l'est du bassin le plus communément admis est celui de Beaumont et al., 2000 (Teixell et al., 2016).

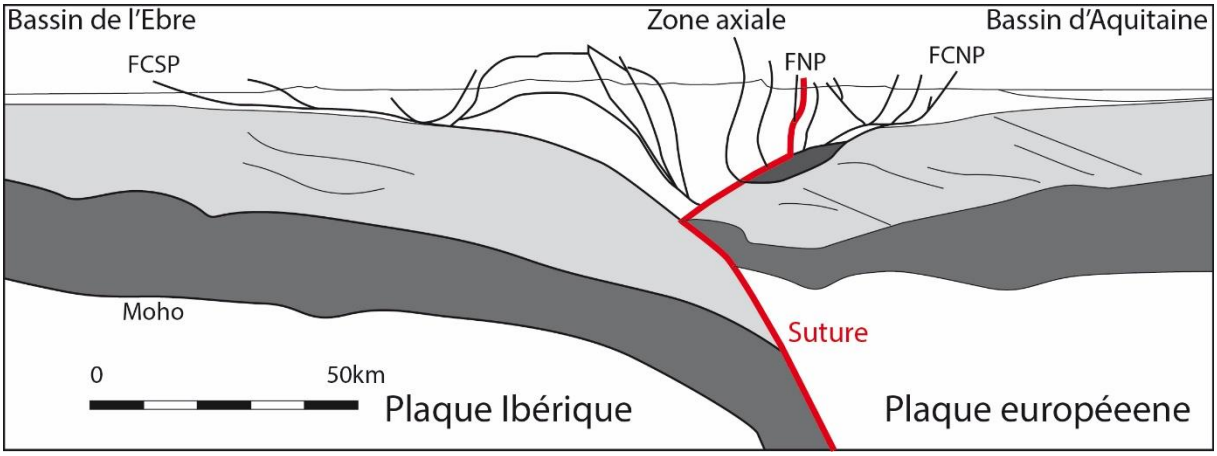


Figure 2-3: Coupe transversale des Pyrénées le long du profil ECORS montrant les bassins d'avant pays nord et sud. FCNP : Front de chevauchement nord-pyrénéen, FNP : Faille nord-pyrénéenne, FCSP : Front de chevauchement sud-pyrénéen. La localisation du profil est positionnée sur la Figure 2-4. (modifiée d'après Beaumont et al., 2000).

Classiquement, les Pyrénées sont divisées en cinq grands ensembles structuraux (Figure 2-4). Du sud vers le nord : zone sud-pyrénéenne (ZSP), la zone axiale (ZA, ou chaîne primaire axiale), la zone nord-pyrénéenne (ZNP) et les deux bassins d'avant pays.

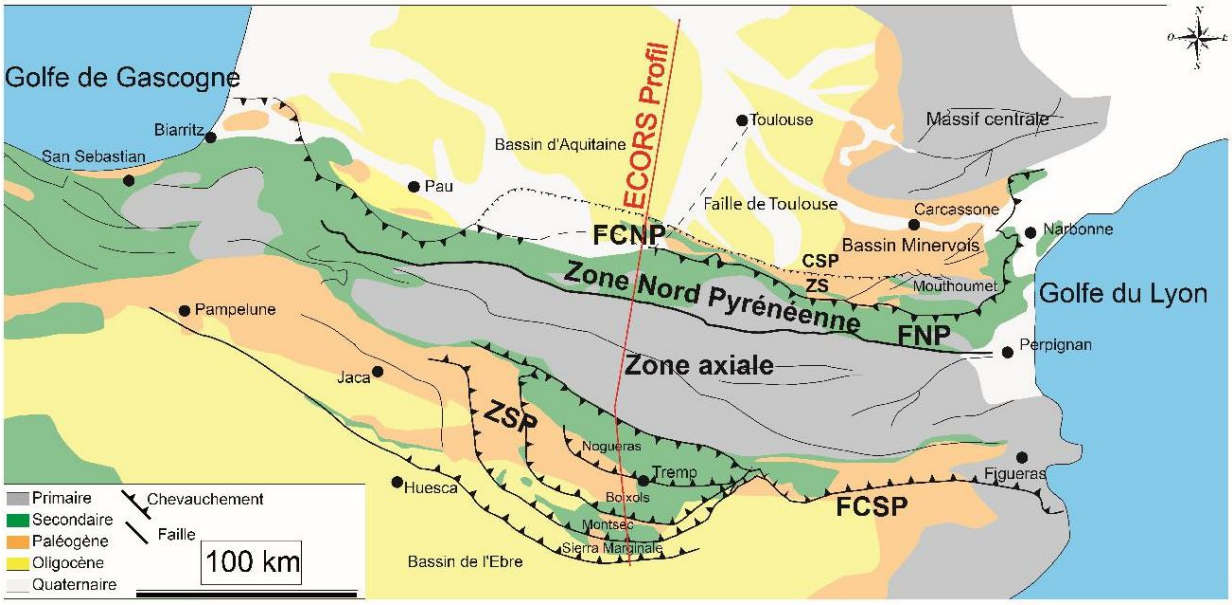


Figure 2-4: Schéma structural général de la chaine des Pyrénées montrant les unités tectoniques principales (Muñoz, 1992; Pierre Choukroune et al., 1973) CSP : Chevauchement Sub-Pyrénéen ZS : Zone Sub-Pyrénéenne FCNP : Front de Chevauchement nord-Pyrénéen ; FNP : Faille nord-Pyrénéenne ; FCSP : Front de Chevauchement Sud-Pyrénéen ; ZSP : Zone Sud Pyrénéenne.

- Le **bassin de l'Ebre** est une zone peu déformée, dans laquelle se sont accumulés sur le socle des sédiments tertiaires, produits de l'érosion de la chaîne pyrénéenne.

- La **zone sud-pyrénéenne (ZSP)**, est un secteur affecté par de grands chevauchements à vergence sud où affleurent des séries sédimentaires du Secondaire et du Tertiaire. Cette zone est séparée du bassin de l'Ebre par le front de chevauchement sud-pyrénéen (FCSP). Deux domaines sont opposables : un domaine à l'est où le socle est peu affecté (Choukroune, 1989; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000), et un domaine à l'ouest où le socle est impliqué dans les déformations.

- La **zone axiale (ZA)** est principalement composée de roches métamorphiques, de sédiments paléozoïques et de roches magmatiques. Une couverture mésozoïque peut parfois exister dans la zone axiale. L'évolution et l'exhumation des Pyrénées ont été étudiées à travers des études thermochronologiques (Filleaudeau et al., 2012; Mouthereau et al., 2014; Olivier Maurel, 2003; Vacherat et al., 2017), les taux d'exhumation les plus importants étant atteint à l'Eocène et au Miocène.

- La **zone nord-pyrénéenne (ZNP)** est délimitée par la faille nord-pyrénéenne (FNP) au sud et le front de chevauchement nord-pyrénéen (FCNP) au nord. C'est une bande de 25 à 35 km, comportant une structure complexe de plis et de chevauchements. Elle correspond à une série d'accidents sub-verticaux, qui sont en général d'anciennes failles normales du rift hérité, réactivées lors de l'orogénèse. Toutes les séries secondaires sont bien préservées. Les séries du Trias jusqu'au Cénomanien reposent sur un socle primaire. Le

Keuper constitue généralement un niveau de décollement évaporitique. Les sédiments sont localement métamorphisés le long de la faille nord-pyrénéenne. La faille nord-pyrénéenne est considérée comme la suture entre les plaques européenne et ibérique (Pierre Choukroune et al., 1973).

- Le bassin aquitain résulte de la flexure de la plaque européenne. Il est majoritairement déformé dans la zone entre le front de chevauchement nord-pyrénéen (FCNP) et le chevauchement aveugle des Petites Pyrénées, cet ensemble constitue la zone sous-pyrénéenne (ZS) (Figure 2-4). Elle est constituée de sédiments anté et syn-orogéniques, qui s'étirent en une zone étroite, parallèle à la chaîne depuis le Massif du Mouthoumet jusqu'aux environs de Tarbes. Le chevauchement sous-pyrénéen et la zone sous-pyrénéenne sont scellés par les séries oligocènes et miocènes. Le bassin d'Aquitaine peut être divisé en sous bassins, délimités par des accidents majeurs hercyniens (Gély et Sztràkos, 2000). Plusieurs découpages existent. Cependant, il est commun de le séparer en deux principaux domaines, dont la limite est constituée par la faille de Toulouse (NNE-SSW). Cette faille crustale est un héritage tardi- hercynien (Arthaud and Matte, 1975). Dans la zone est, le Crétacé supérieur et l'Eocène s'onlap sur le socle paléozoïque (Ford et al., 2016). Des soulèvements du socle affectent le bassin minervois à travers des massifs comme l'Alaric et le Mouthoumet (Figure 2-4).

2.2.2 **Le domaine nord-pyrénéen : un rétro-bassin d'avant-pays**

Dans le bassin nord-pyrénéen, l'orogénèse pyrénéenne a créé une subsidence flexurale. La déformation de la lithosphère est élastique. La charge lithosphérique a pour effet de localiser les bassins d'avant-pays au front des chaînes de montagne (Beaumont et al., 2000). Le bassin nord-pyrénéen est assymétrique : il s'affine vers le nord au niveau du socle non-déformé. C'est un rétro-bassin : il constitue le prisme construit sur la plaque européenne non subductée (Naylor and Sinclair, 2008). En conséquence, les chevauchements sont quasi-verticaux dans le domaine nord-pyrénéen. La subsidence est moins importante, mais plus continue que sur le versant sud-pyrénéen (contexte de pro-bassin d'avant-pays : bassin situé sur la plaque subductée), enregistrant une histoire complète en particulier pour la période pré et syn-rift (Vacherat et al., 2017). C'est également l'absence de grandes nappes chevauchantes qui a permis la préservation des sédiments sur le versant nord.

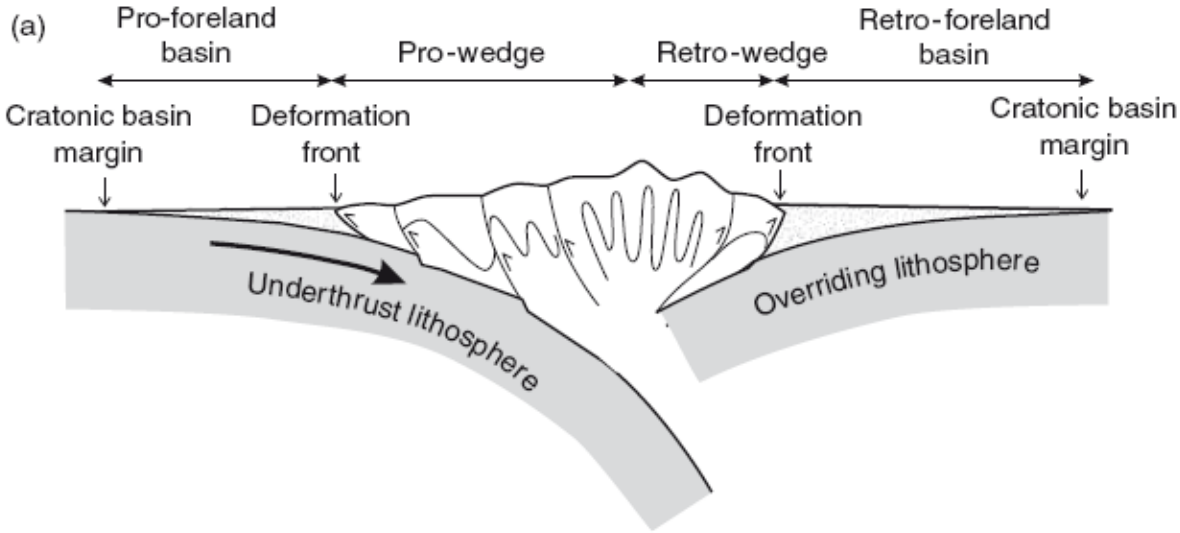


Figure 2-5 : Coupe structurale des Pyrénées montrant au sud un pro-bassin d'avant-pays et au nord un retro bassin d'avant pays situé sur la plaque lithosphèrique chevauchante. Le retro-wedge est limité au nord par le front de déformation (chevauchement sub-pyrénéen (Naylor and Sinclair, 2008).

2.2.3 **Les ensembles structuraux des Petites Pyrénées aux Corbières**

La zone de notre étude se situe essentiellement dans le retro-wedge du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen (Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Cette zone complexe contient de nombreux éléments structuraux qu'il convient de décrire.

2.2.3.1 Les unités structurales des Petites Pyrénées

Les Petites Pyrénées constituent un territoire d'une trentaine de kilomètres de large aux pieds des reliefs pyrénéens (Figure 2-6). Les anticlinaux et synclinaux de cette région ont une direction de nord 120°. Ils sont parallèles aux accidents majeurs que sont le front de chevauchement nord-pyrénéen et le chevauchement sous-pyrénéen. Ils comportent des séries allant du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène.

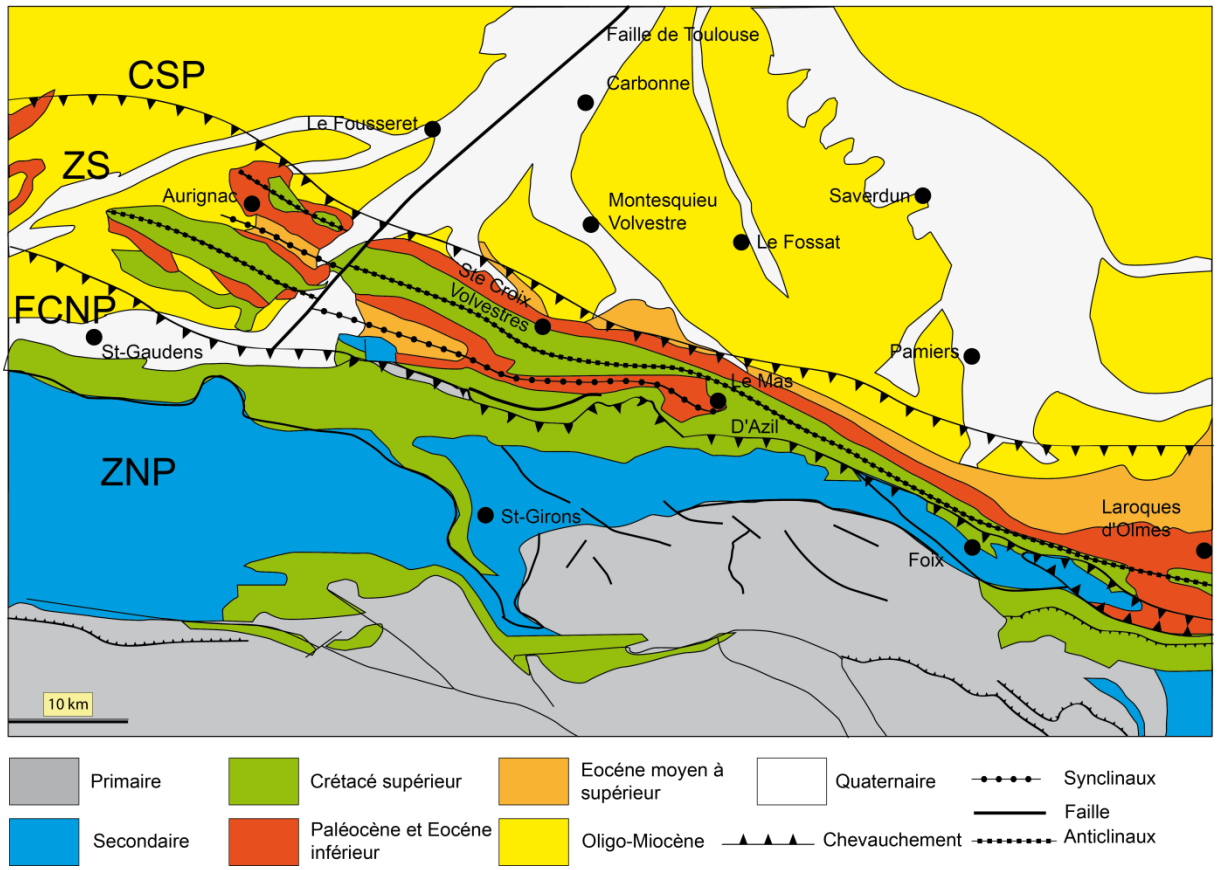


Figure 2-6 : schéma structural des Petites Pyrénées d'après la carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM. ZNP : Zone nord-pyrénéenne. FCNP : Front de chevauchement nord-pyrénéen, ZS : Zone sous-pyrénéenne. CSP : Chevauchement sous-pyrénéen.

Le centre des anticlinaux est constitué de Crétacé supérieur, leurs crêtes sont armées par le Danien, marqué par une double barre de calcaires lacustres lithographiques (« Rognacien » ou « calcaire de l'Entonnoir »). A l'ouest de la faille de Toulouse, l'anticlinal d'Aurignac et le synclinal associé sont structuralement isolés dans un compartiment dans l'avant-pays plissé. A l'est, l'anticlinal le plus proche du FCNP voit sa terminaison périclinale proche du Mas d'Azil.

Les taux de surrection les plus importants (associés au chevauchement) sont datés de l'Eocène moyen à supérieur grâce aux méthodes de fission tract (Sinclair, 2005; Yelland, 1990). Les anticlinaux et synclinaux qui résultent de l'orogénèse pyrénéenne dans la zone sous-pyrénéenne, datent de la phase majeure Eocène. Ils sont scellés par les sédiments oligocènes (Figure 2-7) (Sinclair, 2005). Ainsi ,les anticlinaux du Mas d'Azil et de Lavelanet voient leurs séries affectées par les plissements jusqu'à l'Eocène (Biteau et al., 2006; Vergés et al., 1995).

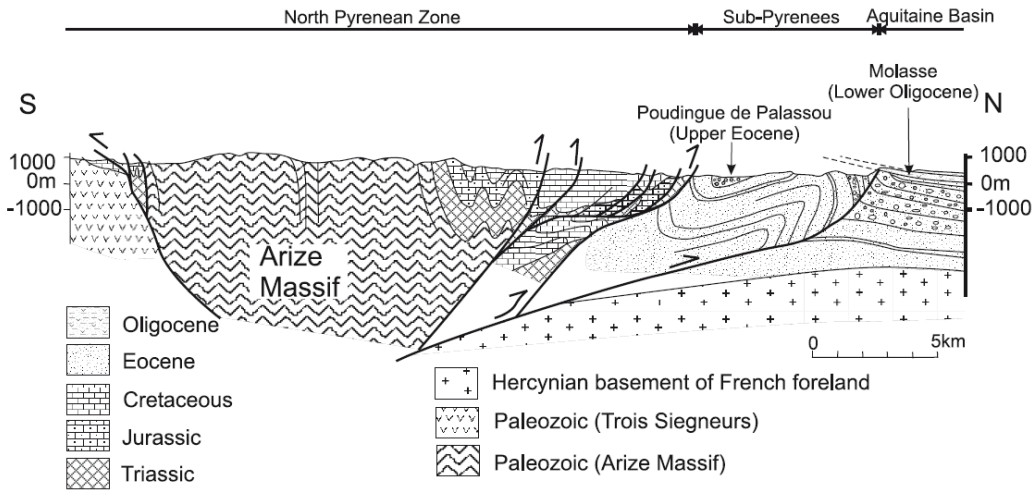


Figure 2-7: Section du versant nord des Pyrénées, passant proche du Mas d'Azil, recoupant la partie nord de la zone nord-pyrénéenne, la zone sub-pyrénéenne (Petites Pyrénées) et une partie du bassin d'Aquitaine (Sinclair et al., 2005).

2.2.3.2 Les unités structurales du Plantaurel et des Corbières

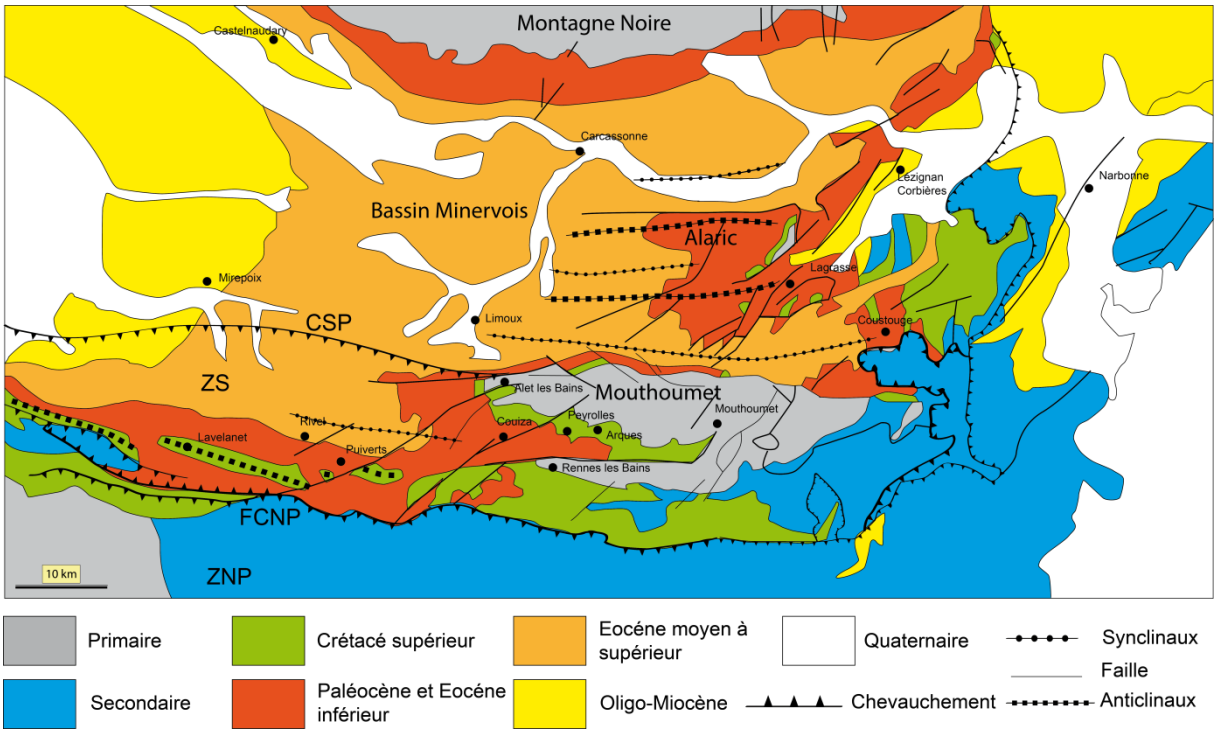


Figure 2-8 : schéma structural des Corbières et du Plantaurel d'après la carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM. ZNP : Zone nord-pyrénéenne. FCNP : Front de chevauchement nord-pyrénéen, ZS : Zone sous-pyrénéenne. CSP : Chevauchement sous-pyrénéen.

La zone nord-pyrénéenne est chevauchée par la zone axiale le long de la faille nord-pyrénéenne. La ZNP chevauche la zone sous-pyrénéenne le long du chevauchement frontal sous-pyrénéen. Dans la zone sous-pyrénéenne, les axes des plis sont parallèles à la chaîne (Figure 2-8). Ils affectent les séries allant du socle paléozoïque jusqu'à l'Eocène. Ces plis peuvent avoir deux origines : (1) des plis syn-tectoniques liés à la propagation de faille, de faible pendage des séries paléogènes (Mouthoumet-Alaric), ou (2) des plis liés aux chevauchements dépourvus de dépôts

syn-tectoniques (Montlaur). Ainsi, dès la fin du Crétacé, les Corbières constituent une zone à la topographie élevée (Puigdefàbregas and Souquet, 1986). De la fin du Paléocène jusqu'à l'Eocène moyen, une érosion importante de la zone axiale est enregistrée (signe d'une élévation et d'une compression antérieure importante (Sinclair, 2005). Dans l'est du Massif du Mouthoumet, les structures sont orientées est-ouest. Ces chevauchements montrent une réactivation des failles subhorizontales primaires (Hercynien) et indiquent un charriage du sud vers le nord (Christophoul et al., 2003). D'autres indices montrent que la zone nord-pyrénéenne est charriée vers le bassin, comme la clip de Coustouge, chevauchante sur l'avant-pays (Laumonier, 2015). Les structures plissées ainsi que les failles principales recoupent le Paléocène et l'Eocène. Les plis sont donc postérieurs à ces dépôts et sont la plupart du temps scellés par l'Oligocène.

2.3 La stratigraphie paléocène dans le bassin nord-pyrénéen

2.3.1 **Historique stratigraphique du Paléocène**

L'échelle chrono-stratigraphique du Tertiaire pyrénéen est le fruit d'une longue histoire qui débute dans les années 1800 (Leymerie). Depuis, le GSSP a fixé les limites des trois étages constituant le Paléocène (Vandenberghe et al., 2012). Plusieurs étages stratigraphiques ont été créés lors des études antérieures de ce domaine (Vitrollien, Dano-montien…). D'autres sont issus d'études notamment du bassin de Paris comme le Sparnacien (Plaziat 1975, 1966, 1984). Les méthodes d'établissement de la stratigraphie différent selon les auteurs. Il ne s'agit pas ici de faire un historique stratigraphique complet mais de rappeler les noms d'étages ou de faciès régionaux, nécessaire à la compréhension de cette étude (Figure 2-9).

Le Rognacien (Villot, 1883) correspond à l'actuel Maastrichtien supérieur, définit à partir des calcaires lacustres de Rognac en Provence. Le Garumnien, au-dessus du Rognacien est également appelé Vitrollien (Freytet, 1970, Plaziat, 1966). Il est apparenté à un ensemble de faciès laguno-marin et continentaux de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire. Le Vitrollien correspond au Danien, au Sélandien et à une partie du Thanétien. Le Montien, surtout étudié dans les Petites Pyrénées grâce à sa faune riche en foraminifères, a été attribué au Thanétien (Tambareau, 1972). Le Sparnacien décrit dans le bassin de Paris est utilisé dans la zone nord-pyrénéenne (Plaziat, 1975; Plaziat, 1984; Plaziat et Perrin, 1992) pour une période se situant à cheval entre l'actuel Thanétien et l'Yprésien. D'autres auteurs attribuent cet étage au Thanétien supérieur (Berger et al., 1997; Tambareau, 1972a). L'Ilerdien de notre zone d'étude correspond au passage à des couches marines, comportant notamment des *Alveolina Levis* et a été interprété comme la limite entre le Paléocène et l'Eocène. La position de cette limite sera rediscutée dans le chapitre 5.

Actuellement dans l'est de la zone nord-pyrénéenne, la limite Crétacé/Tertiaire (C/T), est mal définie. Elle se situe dans l'intervalle du Rognacien, représenté par une double barre de calcaire lacustre, comportant une intercalation argileuse à restes de dinosaures (Berger et al., 1997). Le Sélandien a été défini à Zumaïa récemment et ses limites fixées par (Schmitz et al., 2011).

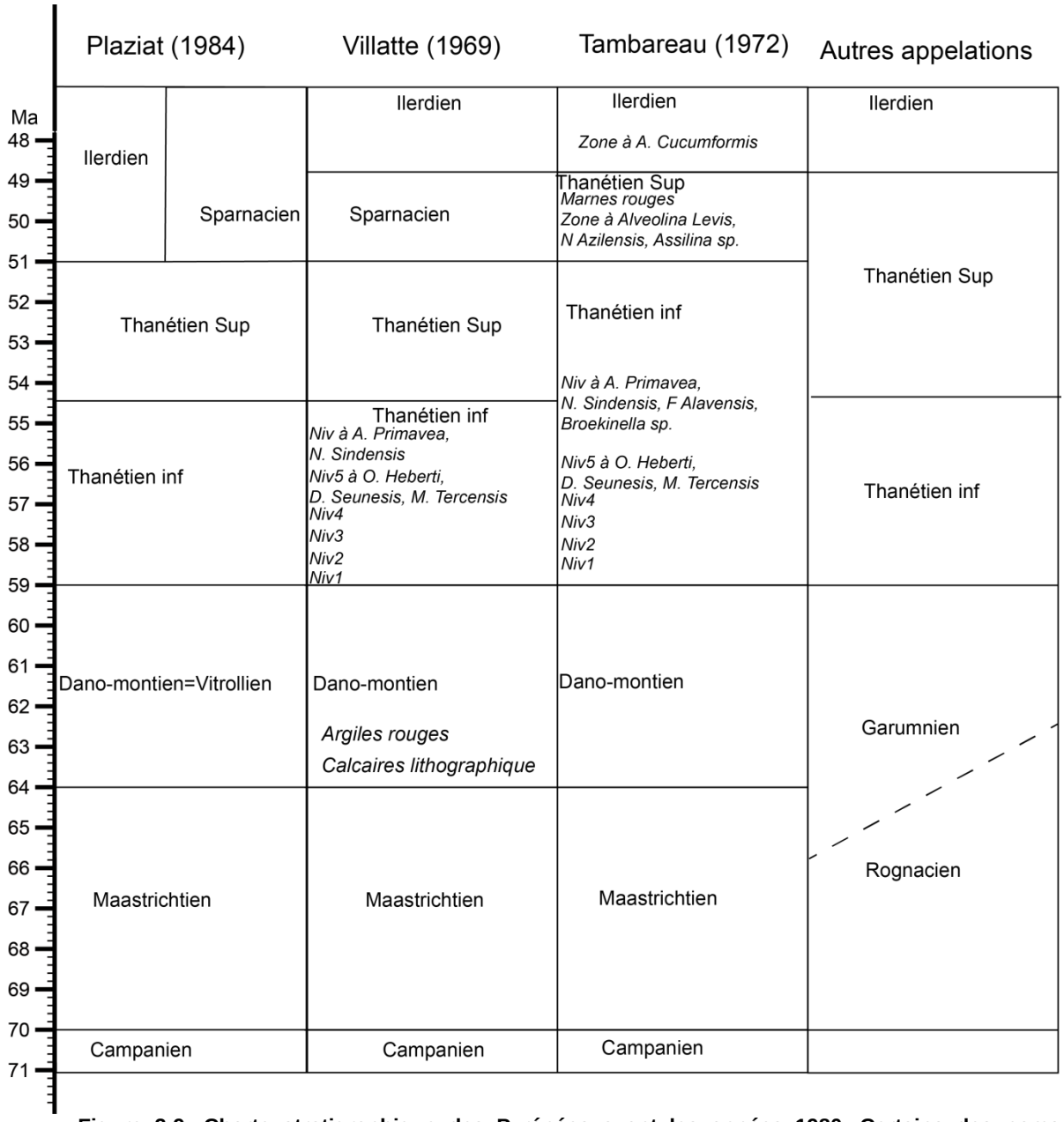


Figure 2-9: Charte stratigraphique des Pyrénées avant les années 1980. Certains des noms d'étages locaux subsistent encore.

2.3.2 **Stratigraphie actuelle**

La charte stratigraphique internationale de 2016 définie trois étages dans le Paléocène (66 à 56 Ma) (Vandenberghe et al., 2012). Le Paléocène se décompose en Danien de 66 à 61.6 Ma, Sélandien de 61.6 à 59.2 Ma et Thanétien de 59.2 à 56

Ma (Figure 2-10). Les marqueurs stratigraphiques sont de différentes natures : biozones, magnetochrons, stratigraphie séquentielle, variations isotopiques.

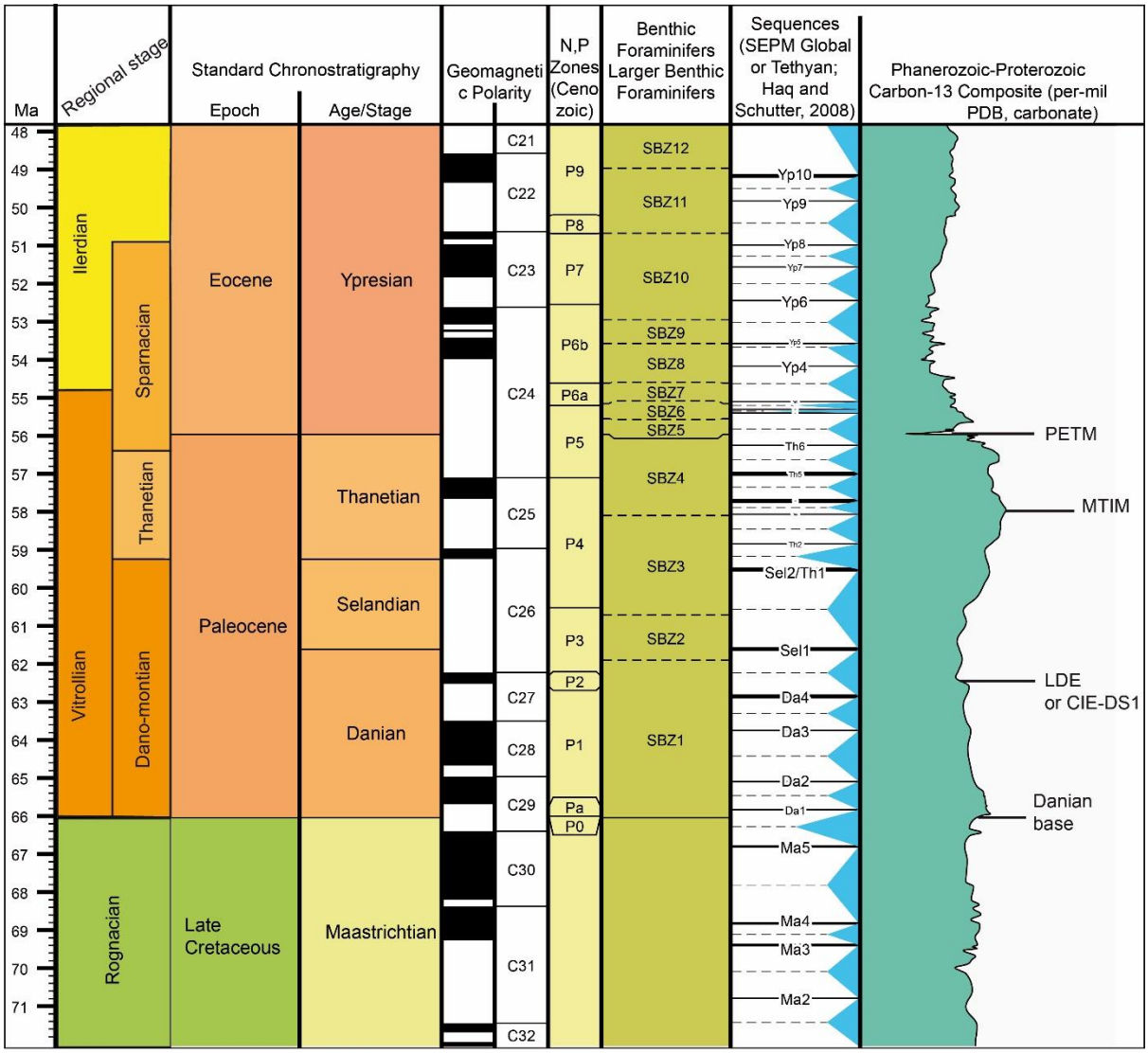


Figure 2-10 : Subdivisions stratigraphiques du Paléocène définies en relation avec les polarités magnétiques, les zones nannoplanctoniques, les zones à foraminifères benthiques, les cycles eustatiques et les variations isotopiques du carbone. La première colonne correspond aux noms d'étages locaux encore usités dans la région nord-pyrénéenne. Dans la dernière colonne, seul le nom des principales variations isotopiques du carbone utilisées à des fins de calage stratiphique est indiqué : PETM : Paleocene Eocene Thermal Maximum ; MTIM : Midle Thanetian Isotope Maximum ; LDE : Latest Danian Event (d'après le logiciel Time Scale Creator, basé sur le GSSP de 2016).

La base du Danien est définie en Tunisie (Molina et al., 2006). La limite C/T correspond dans la section « d'El Kef » (Figure 2-11) à un niveau argileux montrant un enrichissement prononcé en iridium qui est reconnu comme le meilleur marqueur stratigraphique de la limite C/T (Molina et al., 2006; Vandenberghe et al., 2012). Cette limite marque un bouleversement de la vie sur terre caractérisé par des changements des espèces de la faune et de la flore.

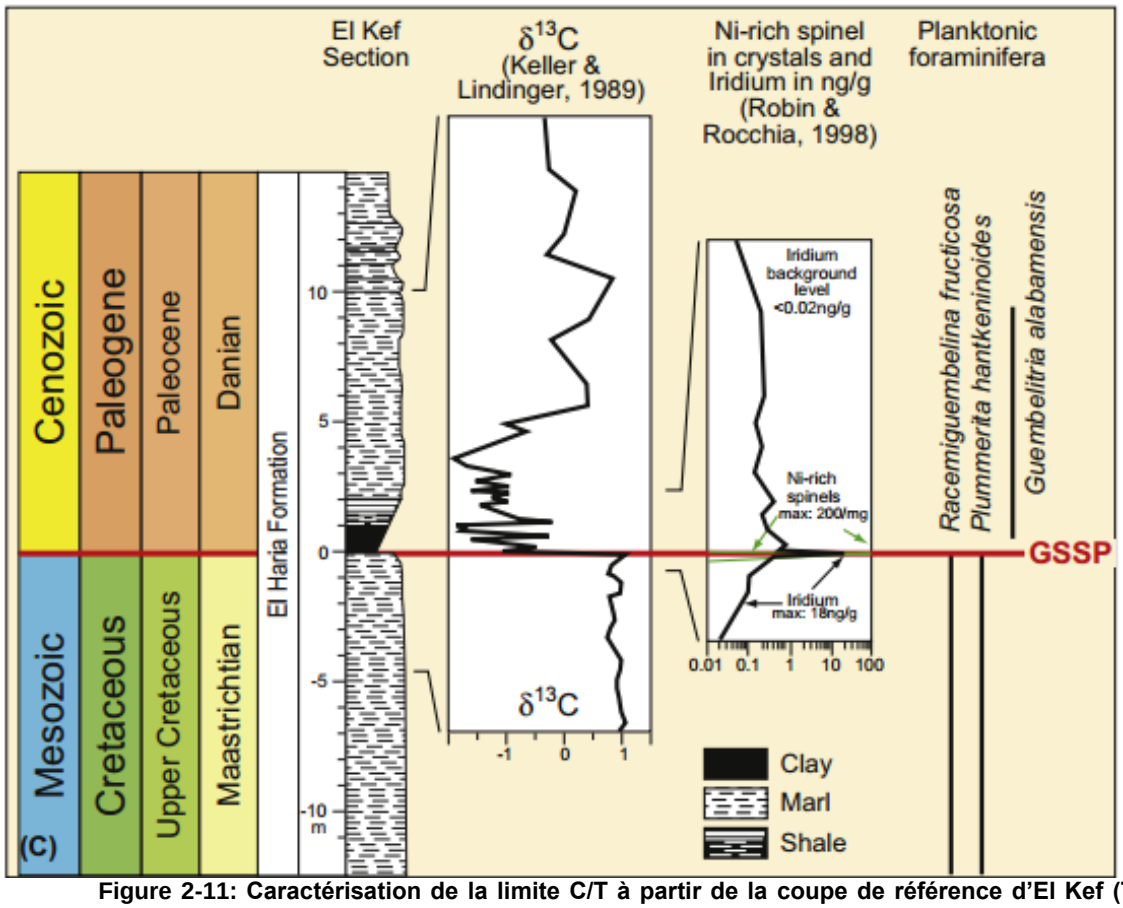


Figure 2-11: Caractérisation de la limite C/T à partir de la coupe de référence d'El Kef (Tunisie) basée sur les variations isotopiques du carbone, de la teneur en iridium et de la répartition des foraminifères planctoniques (Vandenberghe et al., 2012).

La limite entre le Danien et le Sélandien est définie à Zumaïa sur la Côte Basque espagnole (GSSP de 2012) à partir de marqueurs bio-stratigraphiques (Schmitz et al., 2011). Cette limite est aussi marquée par un changement eustatique : une limite régressive notée Sel 1 (Figure 2-10). La bio-stratigraphie a permis de placer la base du Sélandien juste au-dessus de la biozone NP5 (Schmitz et al., 2011; Vandenberghe et al., 2012). Le meilleur marqueur stratigraphique étant l'expansion du groupe des nanno-fossiles F*asciculiths* (Schmitz et al., 2011). Le Sélandien est découpé en biozones à foraminifères benthiques notées SBZ (Shallow Benthic Foraminifera) et comporte la base de SBZ2 et le sommet de SBZ3 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). Le sommet du Sélandien est lui marqué par un maximum d'inondation.

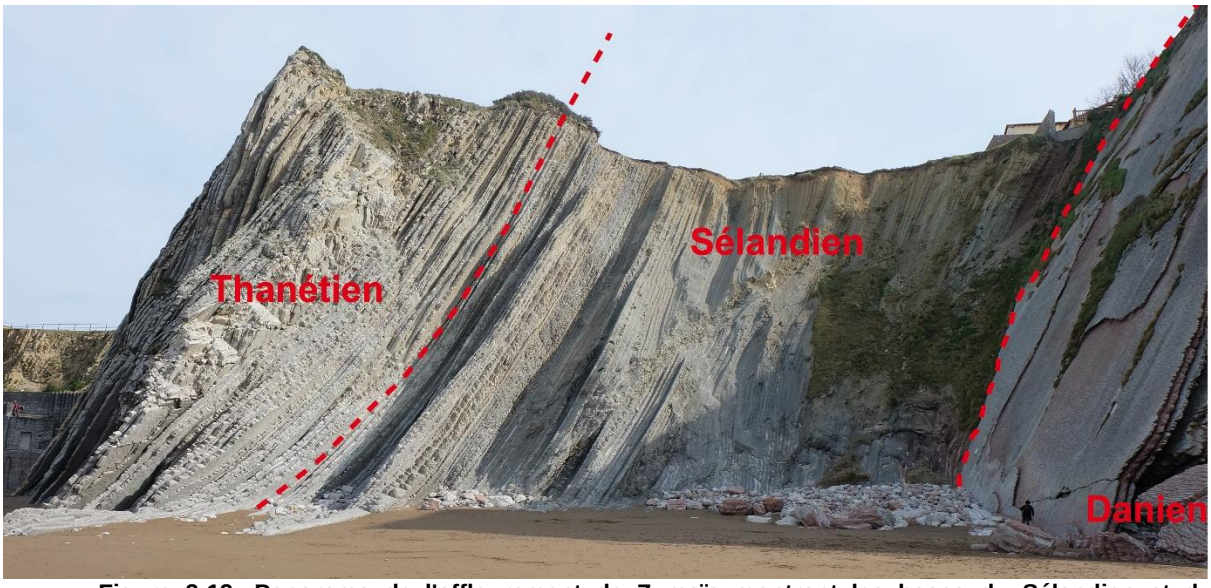


Figure 2-12: Panorama de l'affleurement de Zumaïa montrant les bases du Sélandien et du Thanétien définies selon le GSSP de 2012 (Photo B. Delagausie, 2017).

La base du Thanétien est également définie à Zumaïa. Elle correspond à la transition entre les magnetochrons C26r/C26n (Schmitz et al., 2011), reconnus comme le meilleur marqueur de cette limite. Le Thanétien correspond aux biozones suivantes : partie supérieure de NP6 à NP9 et la partie supérieure de SBZ3 à SBZ4 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998; Vandenberghe et al., 2012). La position du MPBE (Mid Paleocene Biotic Event) (Bernaola et al., 2007; Petrizzo, 2005; Westerhold et al., 2011) peut également être utilisée comme un marqueur, situé à 2.8m sous la base du Thanétien. Cet évènement coïncide à Zumaïa avec une excursion négative de 1‰ des isotopes du carbone minéral. Il correspond également à une diminution de la diversité des assemblages de foraminifères benthiques, à un changement dans les assemblages de foraminifères planctoniques et à un réchauffement du climat (Bernaola et al., 2007). Le MPBE fait partie d'un événement isotopique plus important (STTE pour Selandian Thanetian Transition Event) (voir chapitre 5).

La base de l'Eocène est définie en Egypte (Aubry et al., 2007) et correspond à une période de fort réchauffement climatique avec une absence de glace aux pôles (Figure 2-13). Le meilleur marqueur reconnu mondialement est le début d'une excursion négative en carbone isotopique (minéral et organique) de 2 à 5 ‰ dans les sédiments marins et de -3 à -7‰ dans les sédiments terrestres (Cojan, 2000; Domingo et al., 2009a; Dunkley Jones et al., 2010; Manners et al., 2013a; Sluijs et al., 2008; Zachos, 2001b). Des marqueurs secondaires sont définis pour aider à placer cette limite :

- Une extinction : the benthic foraminiferal extinction event (BFE) (Thomas, 2003)
- Une association de foraminifères planctoniques typique du PETM.
- Un changement dans les assemblages de dynoflagellés.

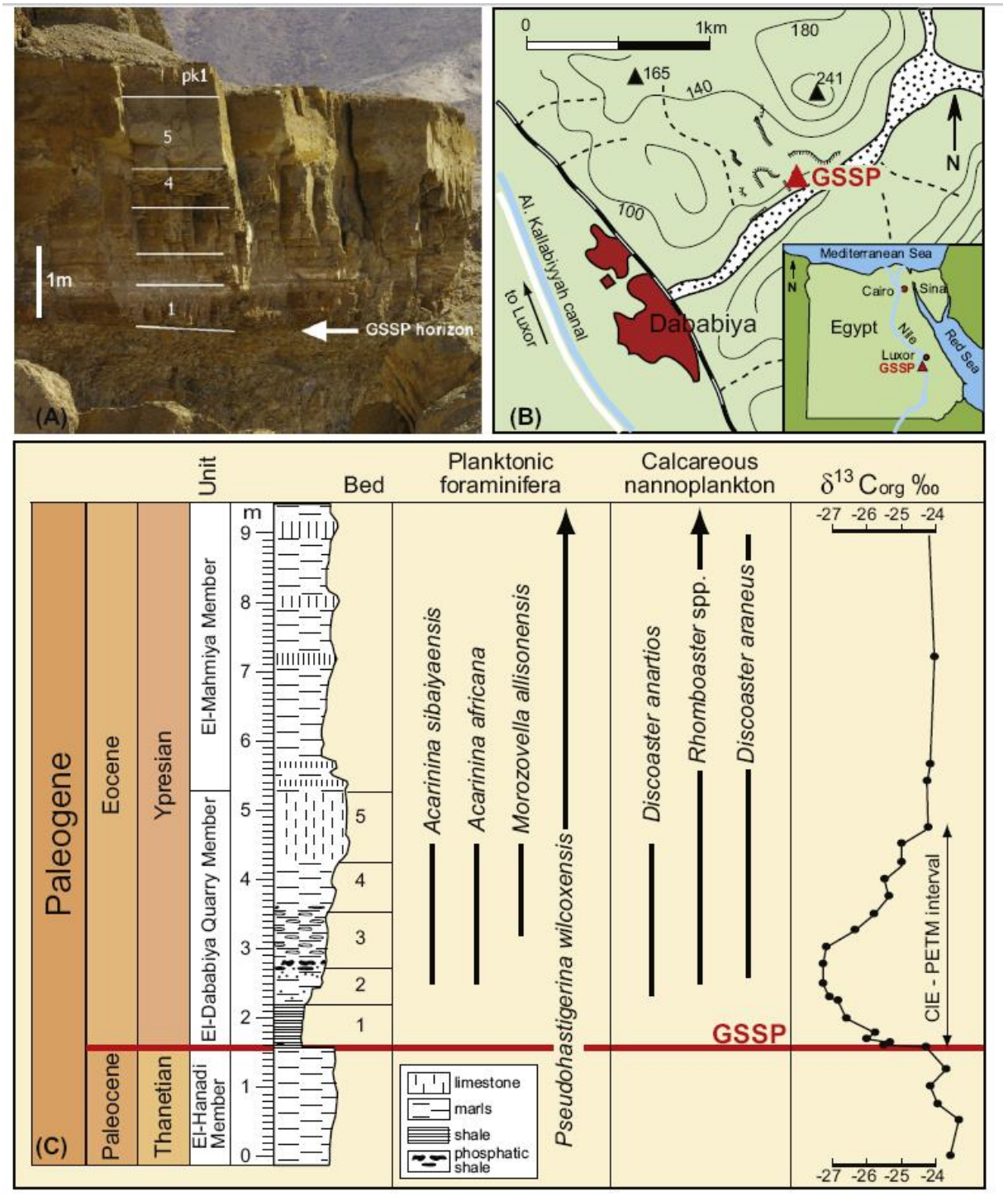


Figure 2-13: GSSP de l'Yprésien, situé à Dababiya en Egypte, défini par une excursion négative des isotopes du carbone (PETM). (A) : affleurement de Dababiya. (B) : carte de localisation du GSSP de la base de l'Yprésien. (C) : Colonnes sédimentologique et stratigraphique, ainsi que les différents marqueurs stratigraphiques usités (travaux d(Aubry et al., 2007), modifié par (Vandenberghe et al., 2012))

2.4 Sédimentation et paléogéographique du bassin d'avant pays nord-pyrénéen au Paléocène

Le Paléocène affleure dans trois zones principales d'ouest en est : les Petites Pyrénées, le Plantaurel et les Corbières (Figure 2-14). Il forme des synclinaux et des anticlinaux aux pieds des Pyrénées, dont le Danien, bien visible, forme généralement les crêtes. Les Petites Pyrénées s'étendent sur 40 km de long, selon un axe WNW-ESE et 10 km de large, au sud de Toulouse. Les crêtes du Plantaurel constituées des roches les plus compétentes s'élèvent entre 500 et 600 m. Plus à l'est, la région des Corbières se scinde en deux zones géographiques : la périphérie nord du massif du Mouthoumet et le chainon de l'Alaric.

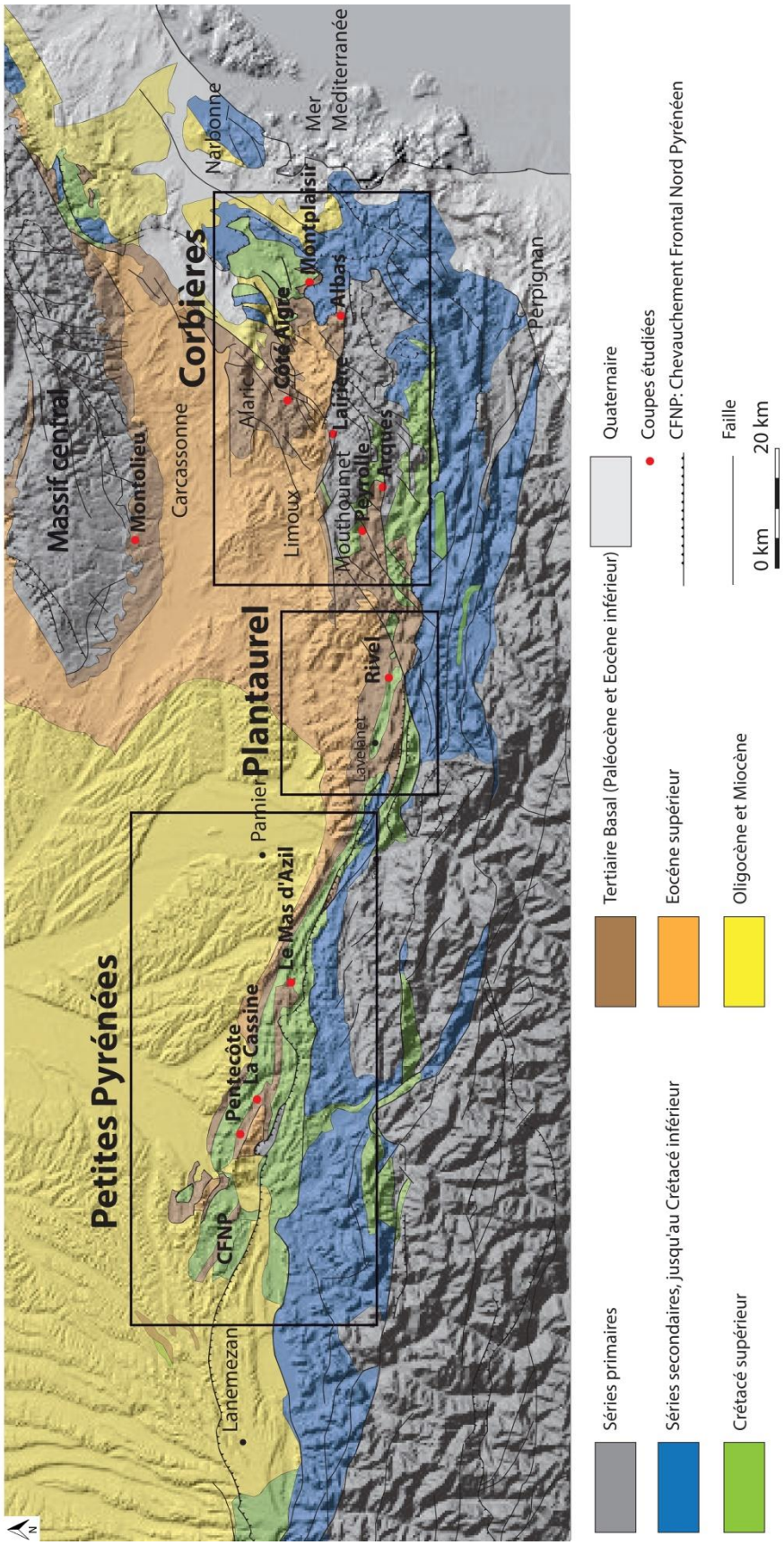


Figure 2-14: Carte géologique simplifiée du piedmont est-pyrénéen situant les régions des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Corbières (d'après la carte géologique du BRGM au 1/1 000 000).

Il existe des synthèses géologiques (Biteau et al., 2006; Deramont et al., 1993; Gély et Sztràkos, 2000) générales regroupant bassin d'Aquitaine et bassin d'avant-pays nord-pyrénéen. Ces études se basent essentiellement sur les données de puits issues des Pyrénées Atlantiques, ainsi que du bassin d'Aquitaine. Puis, grâce aux études de terrains antérieurs (Villatte, 1962, Tambareau, 1972, Plaziat, 1966, Freytet, 1970), ces interprétations sont étendues jusqu'à la zone est (Corbières).

Le découpage en séquences de dépôts, et le calage stratigraphique sont mieux définis et plus précis (Figure 2-16) dans l'ouest de la zone nord-pyrénéenne (Sztràkos et al., 1997). Cela permet des comparaisons avec les séries étudiées en Ariège et dans l'Aude (Gély et Sztràkos, 2000; Sztràkos et al,. 1997).

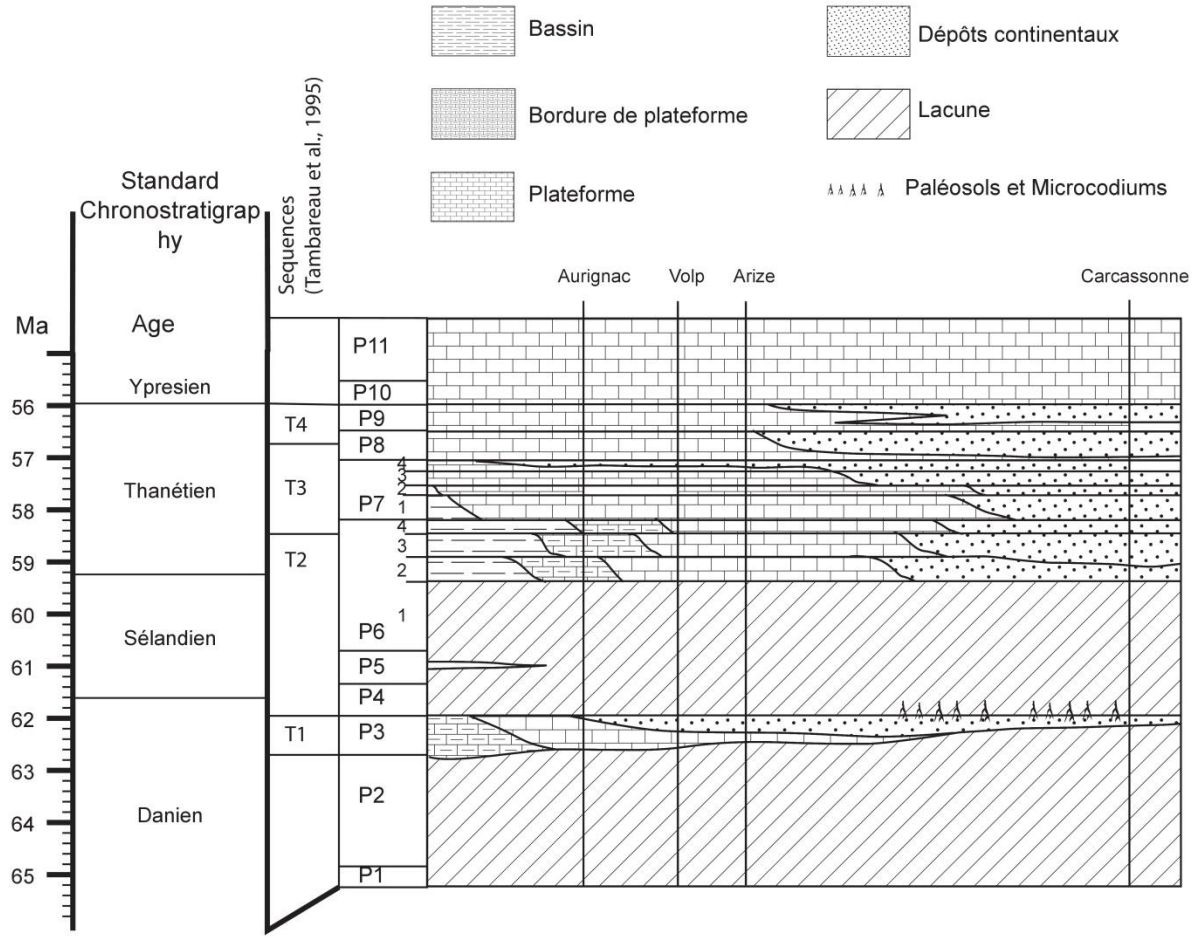


Figure 2-15 : Synthèse des séquences de dépôts du bassin de l'Adour et corrélations avec les séries orientales paléocènes du bassin nord-pyrénéen jusqu'à Carcassonne (Sztràkos et al., 1997). 1 : lacune d'érosion. 2 : dépôts continentaux. 3 : plateforme carbonatée. 4 : bordure de plateforme. 5 : bassin. P : paléosols et microcodium. 9 séquences de dépôts sont définies dans le bassin nord-pyrénéen lors du Paléocène (P1 à P9).

Ainsi, 9 cycles de variations du niveau marin sont définis dans la zone nord-pyrénéenne contre 11 variations eustatiques mondiales (Figure 2-10, Figure 2-15). Les séquences P1 et P2, du Danien basal ne sont reconnues qu'à l'ouest de Lannemezan, ce qui laisse supposer l'existence d'un paléo-seuil à ce niveau (Gély et Sztràkos, 2000). La séquence P3, du Danien moyen atteint le nord et l'est du bassin

nord-pyrénéen, avec dans l'ouest des Petites Pyrénées un faciès de calcaires crayeux dolomitiques à milioles, qui passe rapidement à l'est à des dépôts fluviaux-lacustres. Les séquences P4 et P5 ne sont reconnues que dans l'ouest des Pyrénées. Les séquences P6 et P7 (Sélandien ?) atteignent l'ouest des Corbières (plateforme carbonatée très interne) et reposent sur une discontinuité. Les séquences P8 et P9 s'étirent plus loin vers l'est que P6 et P7. Au total, 4 cycles sont reconnus dans le centre et par corrélation dans l'est des Pyrénées par Gély et Sztràkos, 2000 et Sztràkos et al., 1997. C'est aussi ce qui est défini par Tambareau et al., 1995 (Figure 2-16), qui décrit quatre invasions marines dans le Paléocène dans deux unités tectono-sédimentaires :

- Du Crétacé terminal au Vitrollien : cette première unité tectono-sédimentaire comprend des dépôts de plateforme très peu profonde à l'ouest (séquence P3 de Sztràkos et al., 1997) correspondant à T1 de Tambareau et al., 1995 (Figure 2-16) du Danien non-basal. Puis, ces dépôts sont suivis d'une discontinuité sédimentaire marquée par une zone de karstification au sommet de calcaire lacustre. Une formation fluviale continentale dite « vitrollienne », s'installe dans la partie sommitale du Danien. La présence de conglomérats dans cette formation fluviale pourrait être le témoin d'une première phase d'activité tectonique de faible envergure (Tambareau et al., 1995).

- Dans la deuxième unité tectono-sédimentaire, le Thanétien repose sur le Vitrollien sous-jacent. Il est marqué par trois transgressions. La première brève correspond à la base du Thanétien (T2 de Tambareau et al., 1995 et P6 de Sztràkos et al., 1997). La seconde (T3) d'extension régionale plus importante s'avance jusque dans l'ouest des Corbières. Elle correspond au sommet de la biozone NP3 jusqu'à NP4 (zone à *P. Pseudomenardii*) (Tambareau et al., 1995) et également à la SBZ3 à *Gl. Primavea* (Serra-Kiel, 1998) à cheval entre le Sélandien et le Thanétien. La troisième transgression thanétienne a une extension moins importante que la seconde. Elle comporte entre autres des *Gl. Levis* caractéristiques de SBZ4 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998).

- L'Ilerdien (Éocène) est marqué par une vaste transgression qui voit l'installation d'une plate-forme carbonatée à *A. Cucumformis* correspondant à la SBZ5 (Scheibner et al., 2005).

La faune des Petites Pyrénées a été très étudiée d'un point de vue paléontologique (Tambareau, 1972a; Villatte, 1962), ce qui permet de contraindre la stratigraphie et de placer notamment les biozones SBZ3 et SBZ4 (Figure 2-16).

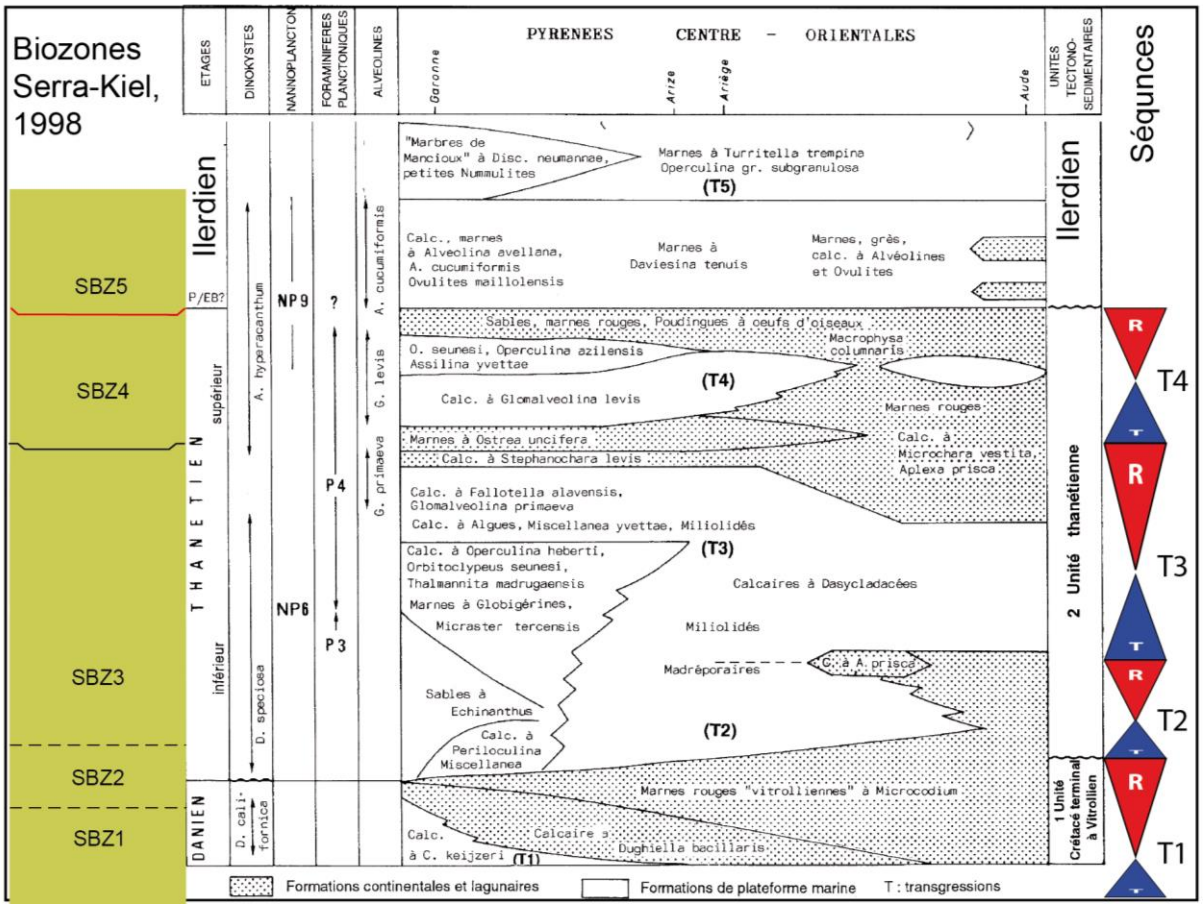


Figure 2-16: Synthèse stratigraphique et corrélations des Petites Pyrénées aux Corbières (Tambareau et al., 1995 modifié).

2.4.1 Les unités lithostratigraphiques et sédimentaires des Petites Pyrénées

Dans les Petites Pyrénées, le Crétacé terminal (Maastrichtien supérieur) comporte une assise marneuse, les marnes d'Auzas. Elles se décomposent en Marnes d'Auzas inférieures (calcaire de Sainte-Croix marins à l'ouest du Mas d'Azil et formation fluviale à l'est) et en Marnes d'Auzas supérieures. Les dépôts tertiaires du Danien se déposent en discordance sédimentaire (absence des cycles P1 et P2) (Gély et Sztràkos, 2000) sur le Maastrichtien. Ils correspondent donc au Danien non-basal (Tambareau et al., 1995)). L'assise danienne est marine à l'ouest de Sainte-Croix Volvestre (calcaires crayeux à petites milioles) et lacustre à l'est. Les carbonates lithographiques sus-jacents s'installent dans un contexte de régression générale (Goret, 2013), et la série danienne est coiffée par des dépôts argileux rouges de plaine d'inondation.

Lors du Thanétien, une plate-forme carbonatée peu profonde s'installe dans la région des Petites Pyrénées d'une puissance de 150 à 200 m (Tambareau, 1972a). Le premier cycle du Thanétien inférieur comprend une invasion marine de faible ampleur, avec des faciès très peu profonds (algues vertes et foraminifères benthiques), puis un passage à des faciès boueux à huîtres et enfin à des calcaires

lacustres. Le second cycle (T3) comprend une transgression plus étendue et voit l'installation d'un récif à algues rouges et coraux (Figure 2-16). Le dernier cycle (sommet du Thanétien, T4) est de plus faible amplitude que le troisième, et se termine par une forte régression marquée par des dépôts fluviaux marneux et gréseux.

L'Eocène voit l'installation d'une vaste plate-forme carbonatée qui occupe tout le bassin nord-pyrénéen jusqu' à la Montagne Noire au nord et dans les Corbières à l'est (Plaziat, 1984).

Plus récemment, des études stratigraphiques et tectoniques se sont intéressées aux grands ensembles de lithofaciès des Petites Pyrénées (Ford et al., 2016; Rougier et al., 2016). Le Paléocène est divisé en deux grands ensembles, le groupe de la vallée de l'Aude et le groupe de Rieubach (Figure 2-17). Le groupe de la vallée de l'Aude (Maastrichtien supérieur à Sélandien) enregistre des dépôts fluviaux de faible énergie, lacustres, ainsi que des marnes marines. Il comporte notamment les Marnes d'Auzas (Maastrichtien supérieur) et la formation d'Espéraza (Danien). Les environnements de dépôts sont essentiellement continentaux et comportent également des dépôts de transition entre continent et marin (Rougier et al., 2016).

Le groupe de Rieubach comporte des faciès marins peu profonds ligniteux, riches en fossiles, des calcaires lacustres et des dépôts fluviaux fins. Cette formation thanétienne se dépose dans un environnement de dépôt dont la ligne de rivage fluctue rapidement (invasions marines T2 à T4 de Tambareau et al., 1995). Ce groupe est l'équivalent latéral du sommet de l'Aude valley group (Ford et al., 2016). Ces deux groupes (Aude Valley et Rieubach) correspondent à la fin du comblement d'un bassin profond au Crétacé supérieur.

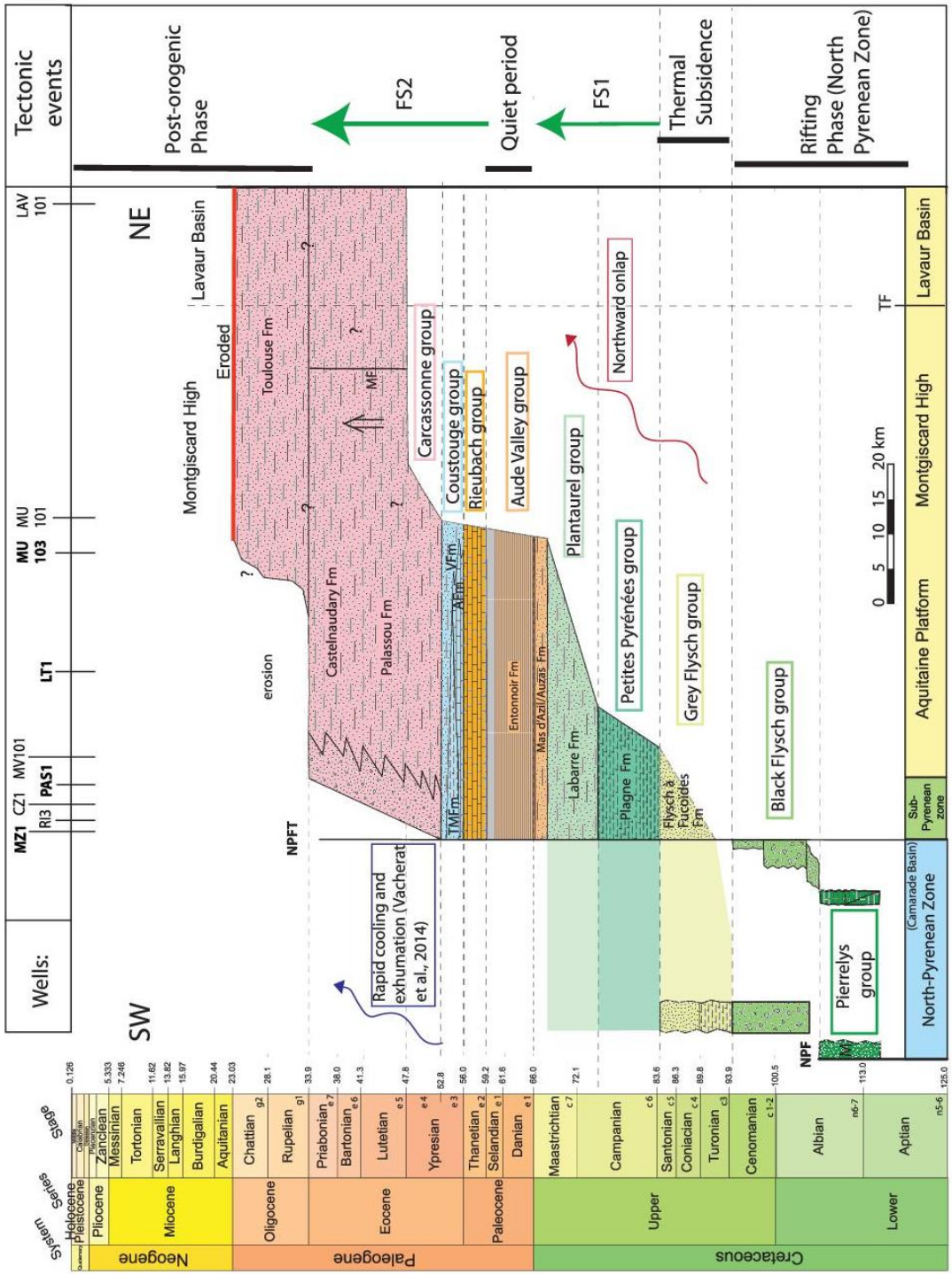


Figure 2-17 : Chronostratigraphie de la zone nord-pyrénéenne de l'Aptien jusqu'à l'actuel en intégrant les données de puits disponibles le long du profil sismique ECORS (Ford et al., 2016). MF : Mazamet Fault ; TF : Toulouse Fault.

2.4.2 **Les unités lithostratigraphiques et sédimentaires des Corbières et du Plantaurel**

Plusieurs zones montrent la série Paléocène à l'affleurement : (1) les chainons audois, qui sont des anticlinaux, parallèles à l'axe des Pyrénées ; (2) la bordure du Massif du Mouthoumet, lieu d'accumulation d'une épaisse série de sédiment

tertiaire ; (3) la bordure du Massif Central (Montagne Noire), région dans laquelle l'influence pyrénéenne diminue fortement.

Durant le Paléogène, les bassins du Minervois et des Corbières ont une orientation est-ouest avec comme marge, au sud le Massif du Mouthoumet et au nord, le Massif Central. Les proto-Pyrénées devaient se situer au sud-est du bassin, dans l'actuelle Méditerranée (Baceta et al., 2005; Plaziat, 1981).

Le Maastrichtien comporte des grès, des conglomérats et des limons rouges déposés dans un environnement fluviatile. Le Danien correspond à des dépôts fluvio-lacustres (principalement de type plaine d'inondation), avec des argiles marmorisées (très rouges). La série danienne contient des intercalations conglomératiques locales. Le Sélandien et le Thanétien sont marqués par deux invasions marines de très faible puissance, qui s'intercalent dans les sédiments de la plaine d'inondation. Elles permettent des corrélations avec les séries mieux contraintes stratigraphiquement des Petites Pyrénées (Tambareau et al., 1995). Enfin la plateforme carbonatée yprésienne, recouvre entièrement le secteur, soulignée localement par des passées plus grossières (conglomérats et bancs gréseux).

2.4.3 **Paléogéographie**

D'un point de vue paléogéographique, le bassin danien comporte un axe est/ouest, avec une plate-forme dolomitisée localisée aux abords du Pays Basque, qui passe à des carbonates pélagiques à l'ouest (Plaziat, 1981). La ligne de rivage, ainsi que les dépôts carbonatés peu profonds étaient alors situés dans les petites Pyrénées (Villatte, 1962). Le continent est dominé par le faciès Vitrollien, qui correspond à un environnement de plaine d'inondation, avec des dépôts de gréso-carbonatés, généralement rouges, à *microcodium*. Ces dépôts sont essentiellement des produits d'érosion de la couverture mésozoïque. L'absence de faunes, de marqueurs stratigraphiques et la ressemblance de ces faciès continentaux Maastrichtien/Danien/Thanétien rendent les limites stratigraphiques difficiles à cartographier.

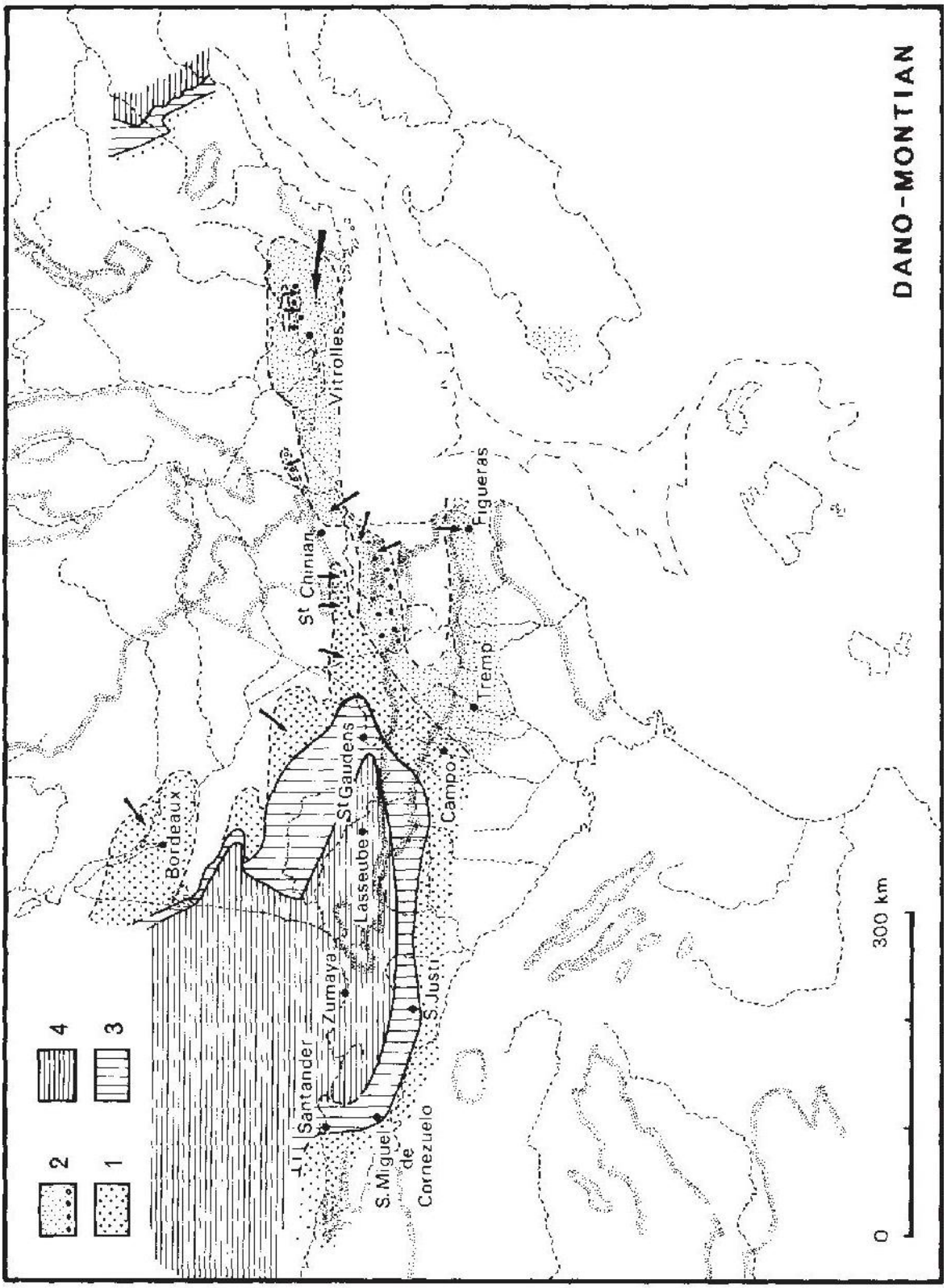


Figure 2-18: Carte paléogéographique du Dano-Montien de l'est du bassin nord-pyrénéen d'après Plaziat (1981). 1 : Grès fluviatiles. 2 : sédiments fluviaux avec localement une abondance de galets. 3 : plateforme marine peu profonde dolomitisée. 4 : bassin.

Au Thanétien inférieur, de grands lacs se mettent en place dans les dépressions. La sédimentation est essentiellement des dépôts de plaine d'inondation dans l'est des Pyrénées. Deux invasions marines, provenant de l'ouest, s'intercalent dans cet ensemble (Plaziat, 1981). La première (invasion marine T2 (Tambareau et al., 1995) , Figure 2-16) et P6 de Sztràkos et al., 1997 s'allonge vers l'est de la zone pyrénéenne sur 50 km. La seconde (invasion marine T3, Figure 2-16), s'étire plus loin à l'est (100 km) jusqu'à Albas (Figure 2-19 A, Figure 2-20). Cette transgression majeure du Paléocène vient épouser le contour du socle paléozoïque du Mouthoumet. L'invasion marine est brève dans les Corbières et la régression qui suit est tout aussi brusque. De grands lacs s'installent dans les creux laissés libres par la régression marine.

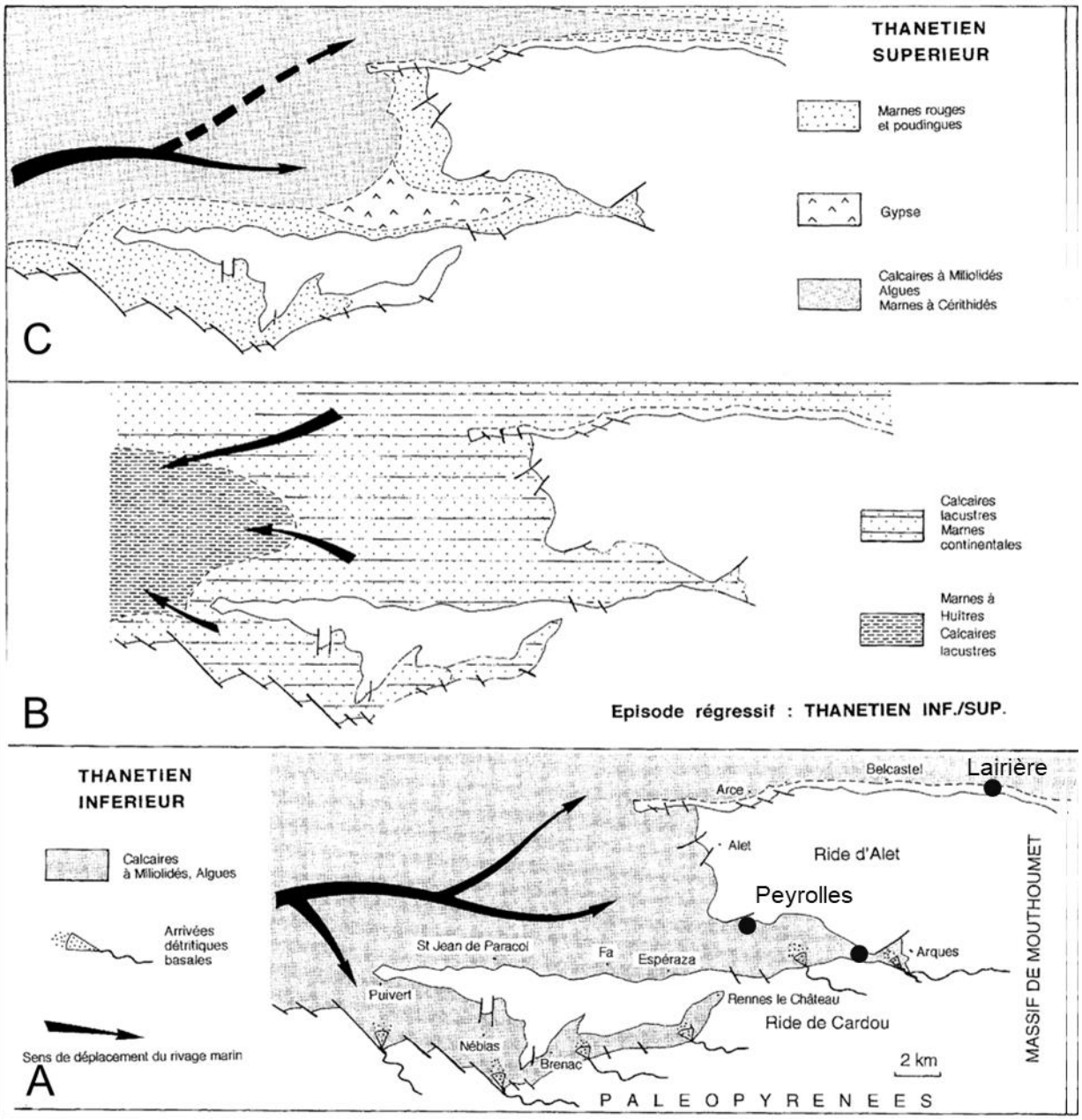


Figure 2-19: Schéma des épisodes transgressifs de la mer thanétienne dans les chainons audois (Tambareau et al., 1995, modifié)

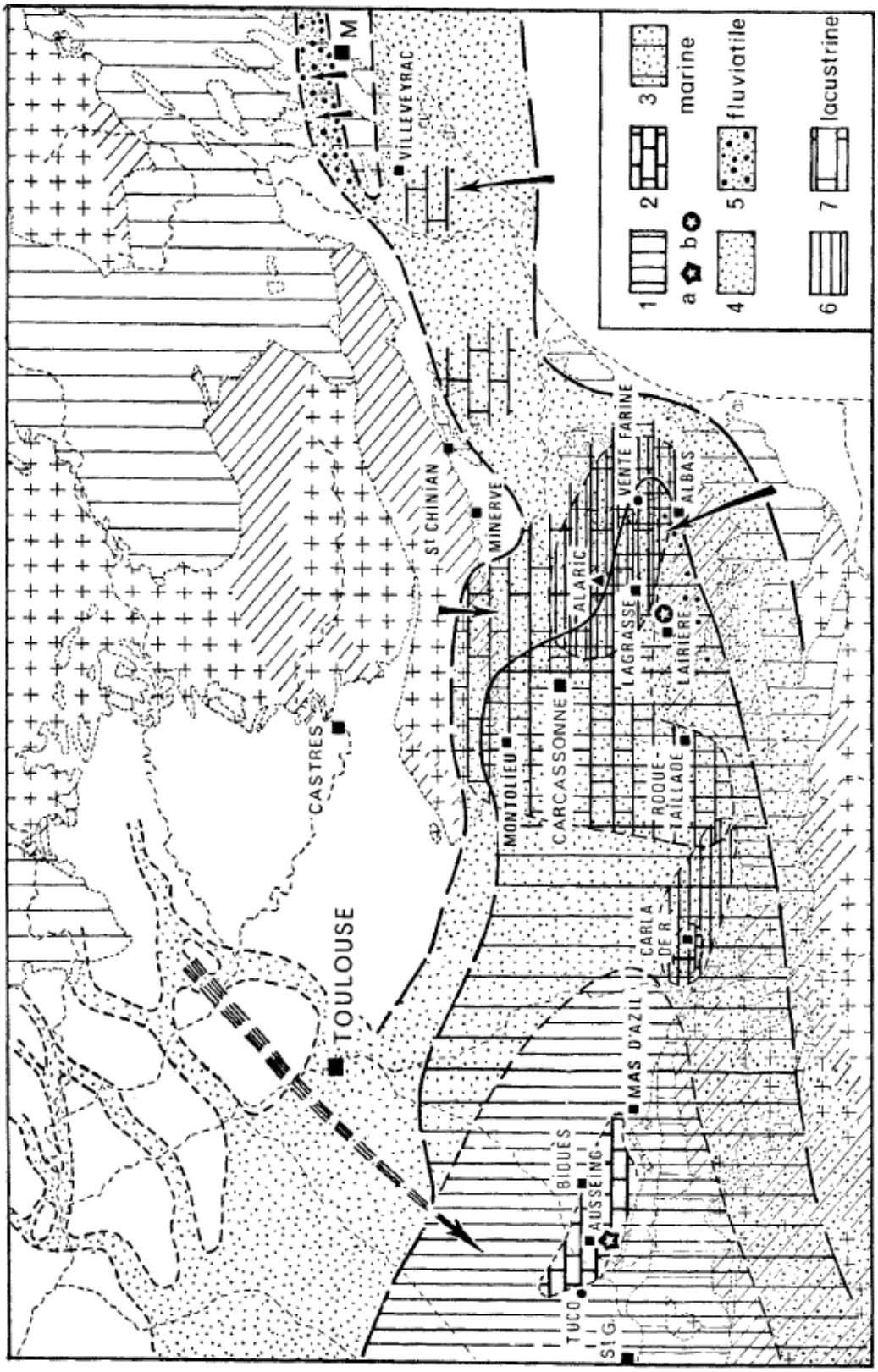


Figure 2-20: Paléogéographie du centre et de l'est du bassin nord-pyrénéen d'après Plaziat (1981), lors de la transgression majeure thanétienne (correspond à la biozone à *Glomalveolina Primavea* SBZ3, Serra-Kiel et al., 1998). 1 : Domaine marin permanent. 2 : Plateforme carbonatée. 3 : Domaine transgressif de la base du Thanétien (correspond à T3, Tambareau et al., 1995). a : Limite est de la distribution des foraminifères planctoniques. b : Limite est de la répartition de *Glomalveolina Primavea*. 4 : Plaine d'inondation. 5 : Abondance de bancs conglomératiques. 6 : Lacs existant avant la transgression thanétienne. 7 : Lacs existant après la transgression thanétienne. Les flèches indiquent les principaux axes de drainage fluviatile.

Lors du Thanétien supérieur (ou Sparnacien de Plaziat 1981), la mer envahit une nouvelle fois le piedmont pyrénéen (Plaziat, 1981; Tambareau et al., 1995). Elle correspond à l'invasion marine T4 (Figure 2-16, Figure 2-21). Cette brève transgression marine marquée par des faciès proximaux (rares milioles et alvéolines) envahit un golfe plus étroit que précédemment. Les sédiments sont de types fluvio-lacustres avec localement la présence de conglomérats (dont les galets proviennent essentiellement de la couverture mésozoïque) pouvant marquer une forte régression fini-Paléocène ainsi qu'une érosion.

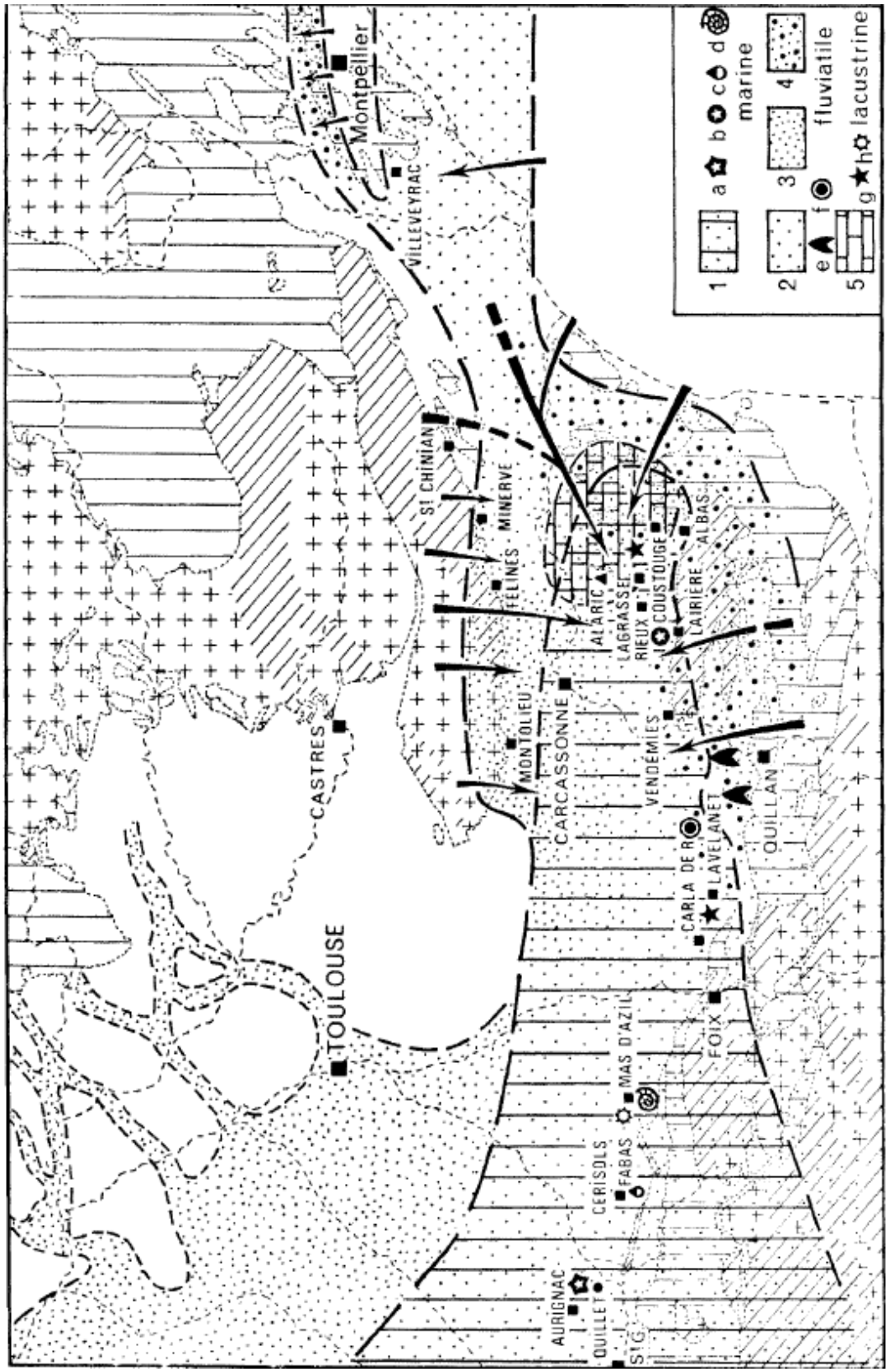


Figure 2-21 : Paléogéographie du centre et de l'est du bassin nord-pyrénéen d'après Plaziat (1981), lors de la seconde transgression sparnacienne (correspond à la biozone à *Glomalveolina Levis* (SBZ4 de Serra-Kiel et al., 1998). 1 : région affectée par la transgression sparnacienne (équivalent du Thanétien supérieur de Tambareau et al., 1995). a : limite est de la distribution des foraminifères planctoniques. b : limite est de la répartition de *Glomalveolina Levis*. c : brachiopodes. d : operculines. 2 : plaine d'inondation. 3 : prédominance de chenaux gréseux. 4 : chenaux conglomératiques abondants. e : gypse. h : charophytes. 5 : lac.

Une vaste transgression marine envahit tout le territoire des Corbières lors de l'Yprésien. Dans la montagne de l'Alaric, ces calcaires passent de 40 m à l'ouest (faciès à faunes plus riches et appartenant à un environnement un peu plus distale) à 15 m à l'est (faciès plus proximaux à rares alvéolines(Plaziat, 1984).

Plus récemment, une étude paléogéographique a été menée à l'échelle des Pyrénées, en prenant en compte des données thermo-chronologiques (Figure 2-22, (Vacherat et al., 2017). La carte tient compte des mouvements de la plaque ibérique par rapport à l'Europe, ainsi que du raccourcissement qui a lieu.

Au Crétacé supérieur, la zone est-pyrénéenne, est approvisionnée en sédiments depuis une source située à l'est pouvant être les Massifs de Salvezines et Agly, ou les proto-pyrénées (Vacherat et al., 2017).

Entre 70 et 55 millions d'années, les restaurations montrent un raccourcissement de 30 km dans les Pyrénées (Moutherau et al., 2014). Les reliefs émergés au Paléocène sont le Massif du Mouthoumet, le Massif central, ainsi qu'un probable relief à l'est dans l'actuel Golfe du Lion (Biteau et al., 2006; Gély and Sztràkos, 2000b; Plaziat, 1981; Yvette Tambareau et al., 1995)

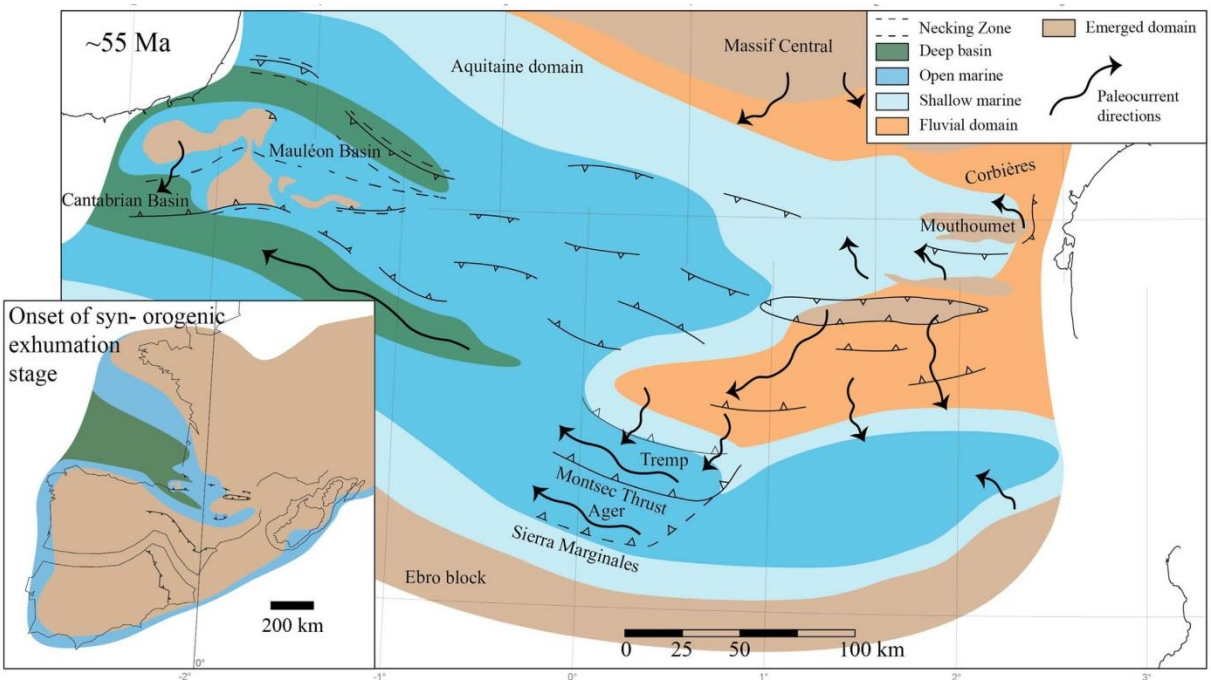


Figure 2-22: Paléogéographie pyrénéenne de la fin du Paléocène (Vacherat et al., 2017).

2.5 Les isotopes du carbone : outils de corrélation

Les isotopes dits stables sont les isotopes non-radioactifs d'un élément, de proportion relativement constante dans la masse totale de l'élément. C'est ce rapport entre $^{12}C/^{13}C$ qui va pouvoir être mesuré pour quantifier les variations isotopiques du carbone à l'échelle géologique, noté δ et s'exprime en ‰ VPDB.

$$\delta^{13}C = \frac{R_{éch} - R_{pdb}}{R_{pdb}} * 1000, avec\ \frac{C^{13}}{C^{12}} = R\ et\ \text{PDB}\ pour\ Pee\ Dee\ Belemnite$$

La référence est la Pee Dee Belemnite, qui est une calcite biogénique de belemnite provenant d'un site fossilifère aux USA (Pee Dee) durant une période chaude, sans calotte glaciaire (Craig, H, 1957). Les carbonates de calcium mesurés de référence ont des valeurs proches de 0.

2.5.1 **Cycle du carbone et fractionnement isotopique**

Il existe de nombreux échanges entre les différents réservoirs de carbone sur terre. En fonction des réservoirs, le $\delta^{13}C$ prend des valeurs différentes (Figure 2-23). Les variations des proportions de carbone sont le résultats d'échange complexe entre les réservoirs de surfaces (océan, atmosphère…) et la lithosphère (Berner, 1990; Kump et Arthur, 1999). Le $\delta^{13}C_{carb}$ est proche de la valeur isotopique de la valeur du DIC (Carbone Inorganique Dissous), de l'océan dans lequel il précipite (Saltzman et Thomas, 2012). La composition de la surface des océans varie notamment grâce aux mélanges avec les eaux profondes. L'atmosphère est un « petit » réservoir comparé à l'océan. Il en résulte qu'un changement en carbone isotopique des océans se répercute sur les réservoirs terrestres comme la matière organique, les plantes, les nodules carbonatés des sols… (Cojan, 2000; Hayes, 1993; Koch et al., 1992; Saltzman et Thomas, 2012).

La concentration en $\delta^{13}C$ des plantes dépend de la Pco_2 atmosphérique (pression partielle en CO_2), mais également des moyennes de précipitations (Kohn, 2016) (voir § 2.5.3). D'autres facteurs influencent la teneur des plantes en $\delta^{13}C$: l'ontogénèse, le taux de luminosité, la génétique, la source du carbone ainsi que l'altitude et la latitude qui semblent avoir une influence mineure (Kohn, 2016).

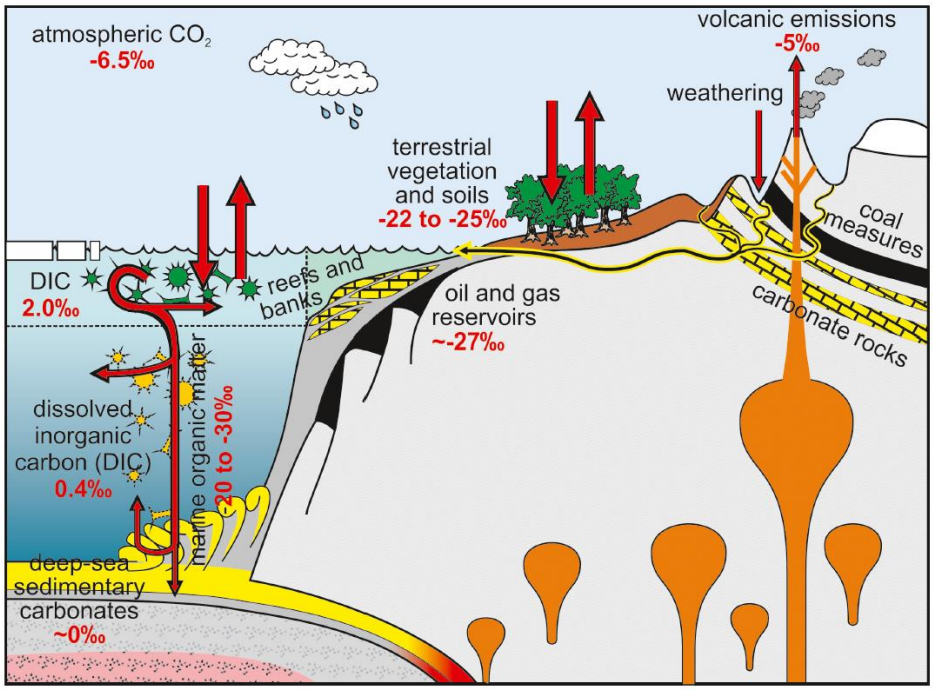


Figure 2-23: Modèle de couplage entre réservoirs marin, atmosphérique et continental du carbone isotopique, vrai pour des plantes de type C3 (Dunkley Jones et al., 2010).

La mise à l'équilibre entre les réservoirs de carbone surface des « océans » et « continents » est rapide, de l'ordre de 100 à 1000 ans (Sundquist, 1993). Cet échange peut donc être considéré comme instantané à l'échelle géologique. Le transfert du carbone depuis les océans, vers les plantes, le sols, les mammifères, se fait via l'atmosphère (Koch et al., 1992). L'enregistrement du $\delta^{13}C$ dans les sédiments continentaux (carbonates et matière organique) rend compte des variations du cycle du carbone sur les continents, et du temps de réponse des réservoirs de carbone continentaux à ces événements. Les perturbations du cycle du carbone sont enregistrées à la fois dans les sédiments marins et continentaux, et donnent un lien entre les deux réservoirs (Magioncalda et al., 2004).

2.5.2 Le fractionnement isotopique du carbone par les plantes « C3 »

La voie métabolique de fixation du carbone des plantes en C3 est la plus primitive. Les plantes en C4 seraient apparues durant le Miocène (Jacobs et al., 1999), bien qu'il existe un débat sur leur apparition, la plaçant dès le Mésozoïque (Cowling, 2013). Cependant leur rapide expansion, et l'augmentation de leur concentration est datée du Miocène (Cerling et Quade, 1993; Jacobs et al., 1999).

Lors de l'assimilation du CO_2 par les plantes la molécule produite est l'acide phosphoglycérique (cycle de Calvin). Cette molécule possède trois atomes de carbones, d'où l'appellation plante en C3. Le CO_2 atmosphérique est déplété en ^{13}C (-8‰), les plantes ont un ratio $^{13}C/^{12}C$ faible, des valeurs de $\delta^{13}C$org de l'ordre de -20 à -37‰ (Kohn, 2010).

Deux fractionnements ont un impact direct sur le signal isotopique lors de l'assimilation du CO_2 par les plantes :

- lors de la diffusion du CO_2 à travers les stomates (environ -4‰) ;
- lors de la fixation du CO_2 par une réaction enzymatique, portée par la RuBisCO (bis-phosphate carboxylase oxygénase). Cette enzyme utilise préférentiellement le ^{12}C au cours de la réaction de carboxylation, ce qui conduit à un appauvrissement du rapport $^{13}C/^{12}C$ (environ -28‰).

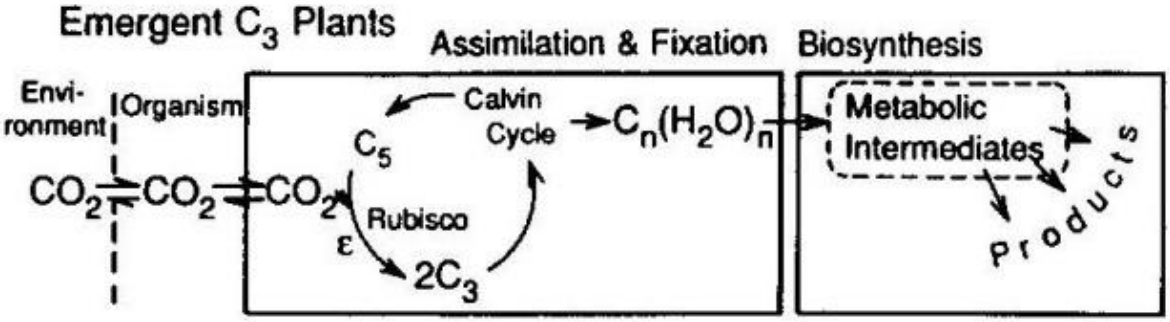


Figure 2-24: Vue schématique de la manière dont les plantes en C3 assimilent le carbone à partir du CO_2 atmosphérique pour en faire des glucides à partir du cycle de Calvin (Hayes, 1993).

2.5.3 Modifications environnementales et variations du signal isotopique du carbone

Les bouleversements du cycle du carbone conduisent à des variations du rapport isotopique $\delta^{13}C$ fossile (Kump and Arthur, 1999; Meyers, 1997, 1994; Zachos, 2001b). Par exemple, le dépôt et l'enfouissement de matière organique conduisent à une excursion positive du $\delta^{13}C$, tandis que son oxydation mène à une diminution du signal (Saltzman et Thomas, 2012). Il s'agit ici de dégager les principaux facteurs faisant varier le signal, en fonction des recherches existantes, bien qu'il ne soit pas possible de donner une liste exhaustive.

Les variations de CO_2 atmosphérique : Le CO_2 atmosphérique est homogène à la surface de la planète mais varie au cours des temps géologiques (Berner, 1997). Pour estimer les variations du CO_2 atmosphérique, on suppose que la quantité de carbone en surface est à peu près constante, et se partage entre différents réservoirs (Figure 2-23). Les réservoirs majeurs sont les carbonates, la matière organique enfouie, et le CO_2 océanique dissous. La teneur de CO_2 atmosphérique dépend donc de la quantité de roches sédimentaires qui précipitent à une période donnée, et du pH de la mer (qui règle l'équilibre CO_2 gaz - CO_2 dissous).

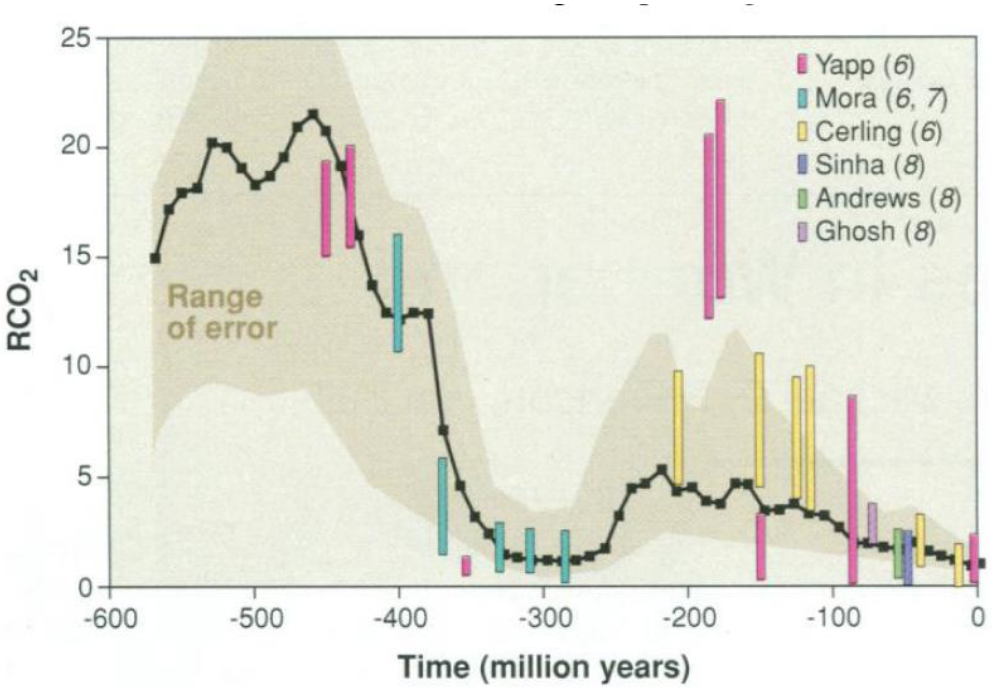


Figure 2-25: Variations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère depuis 600 millions d'années. RCO_2 est défini comme le rapport entre la masse de CO_2 atmosphérique à un temps donné du passé sur la masse actuelle (Berner, 1997).

Le carbone contenu dans les plantes provient du CO_2 atmosphérique. Comme vu précédemment (2.5.2), les plantes réalisent un fractionnement du carbone, conduisant en condition normale à une déplétion en $\delta^{13}C_{org}$ de la matière organique qu'elles produisent. Les paramètres susceptibles de modifier la composition isotopique du carbone atmosphérique sont donc également responsables des variations de $\delta^{13}C_{org}$ des plantes et donc du signal enregistré dans les sédiments (Tipple et al., 2010). Les plantes consomment du CO_2, et par leur affinité avec le ^{12}C sont à même de modifier légèrement la composition isotopique du rapport $^{13}C/^{12}C$ dans l'atmosphère (rétroaction).

Un apport massif de CO_2 volcanique provoque une chute de la teneur en $\delta^{13}C$, avec un retour à des valeurs normales plus positives, afin de compenser la déplétion en $\delta^{13}C$ (Kump et Arthur, 1999). D'autres sources sont également possibles, comme le relargage d'hydrate de méthane provenant des fonds sous-marins (Berner, 1997).

La productivité primaire : Quand les conditions sont optimales, les plantes incorporent préférentiellement du ^{12}C conduisant à un $\delta^{13}C_{org}$ très faible. Lorsque les conditions sont stressantes pour les plantes (manque de luminosité, aridité, température trop élevée, augmentation de la salinité), leurs stomates se ferment. Ceci limite l'apport en CO_2 des plantes (apport par diffusion dont le fractionnement est de 4‰). La fixation en quantité limitée de CO_2 dans les stomates conduit à un gaz résiduel dont la teneur en isotope lourd est plus élevée. Ainsi, le ^{13}C sera fixé par les plantes, entrainant par la suite une valeur $\delta^{13}C_{org}$ élevée (Midgley et al., 2004). De plus, la dégradation de la matière organique crée un enrichissement en ^{12}C puisque

ce sont les plantes, elles-mêmes enrichies en ^{12}C qui sont dégradées. Ainsi, elles conduisent à un appauvrissement du signal en $\delta^{13}C_{org}$ (Meyers, 1994).

Effet de l'enfouissement de la matière organique : L'enfouissement du carbone organique dans les sédiments conduit à une diminution du CO_2 atmosphérique, et à une excursion positive en $\delta^{13}C$ dans les sédiments (dont l'amplitude est plus grande dans le $\delta^{13}C_{org}$). Cependant, à long terme ($<10^5$ ans), la réponse du $\delta^{13}C_{carb}$ est une variation négative (Kump et Arthur, 1999). Lorsque la productivité primaire est forte, la dégradation de la matière organique est parfois incomplète (conditions anoxiques par exemple) ce qui conduit à une augmentation du taux d'enfouissement. La composition isotopique du carbone enfouie peut être potentiellement modifiée par la diagénèse. Cependant, le fractionnement de la diagénèse sur la matière organique semble être assez faible (McArthur et al., 1992; Meyers, 1994). En effet, les bactéries dégradant la matière organique sont souvent elles-mêmes incorporées dans les sédiments, ne provocant donc que peu de fractionnement sur le rapport $^{13}C/^{12}C$.

Le changement de source de la matière organique : Les variations enregistrées par le $\delta^{13}C_{org}$ apparaissent comme être un bon marqueur de changement de la source de la matière organique (Meyers, 1997). Par ailleurs, un changement de polarité du système, avec des apports de matière organique différents est susceptible de modifier le signal (modification de la provenance de la matière organique et donc de sa nature).

Certaines études tendent à montrer qu'il est possible de reconstituer la teneur en CO_2 de l'atmosphère et la pluviométrie moyenne à partir du rapport isotopique du carbone (Berner, 1997; Cerling et Quade, 1993; Kohn, 2010; Tipple et al., 2010).

2.5.4 **Application au découpage séquentiel**

Certaines surfaces remarquables utilisées en analyse séquentielle peuvent être liées à des variations des isotopes stables du carbone (FöLlmi et al., 1994; Jenkyns et al., 1994; Saltzman et Thomas, 2012). Des changements environnementaux brusques modifient la composition isotopique du carbone (Hayes, 1993; Kump et Arthur, 1999; Sundquist et Visser, 2003). Ces événements peuvent être liés aux différentes surfaces constituant une séquence de dépôt. Il est par exemple possible de corréler une excursion positive du carbone isotopique avec un ennoiement d'une plate-forme carbonatée (FöLlmi et al., 1994; Jenkyns et al., 1994). Dans cette théorie, un changement de proportion du CO_2 est induit dans l'atmosphère, créant un changement climatique, et ayant une rétroaction négative sur la productivité primaire océanique. Un ennoiement des plateformes carbonatées augmente le taux d'enfouissement de la matière organique, créant une excursion positive du rapport $\delta^{13}C$. Ceci peut s'expliquer également par l'influence croissante des eaux marines au moment de la transgression qui sont plus riches en ^{13}C (Figure 2-23). Une régression à l'inverse, accompagnée d'une érosion, diminuera le taux de matière organique enfouie, créant une diminution significative de $\delta^{13}C$ (Jenkyns et

al., 1994). Il faut aussi prendre en compte qu'un changement brusque du signal isotopique peut représenter un hiatus sédimentaire, dû soit à une érosion, ou à un non dépôt.

2.5.5 Les isotopes du carbone comme outil de corrélation entre sédiments marins et continentaux.

L'analyse du carbone dans les sédiments terrestres peut être réalisée sur deux types de support, la matière organique contenue dans les sédiments, et les nodules carbonatés présents dans les paléosols (Cojan, 2000; Domingo et al., 2009a; Koch et al., 2003, 1992; Magioncalda et al., 2004; Storme et al., 2014; Yans et al., 2014). Il existe une différence significative des deux signaux isotopiques du carbone, le $\delta^{13}C_{carb}$ étant moins négatif que le $\delta^{13}C_{org}$ (Hayes et al., 1989). Cette différence est due au fractionnement associé à l'équilibre des carbonates. On peut écrire δ^{13}Ccarb-15‰= δ^{13}Corg (Koch et al., 2003). Les tendances des deux signaux se suivent (Magioncalda et al., 2004). Cependant, certaines études tendent à montrer une différence de tendance entre les deux signaux (Koch et al., 2003; Storme et al., 2014). Dans ce cas, l'écart observé est attribué soit à la diagénèse, soit à la mauvaise préservation de la matière organique (Storme et al., 2014).

La composition en carbone isotopique des nodules carbonatés d'un paléosol ou de la matière organique terrestre enregistre les variations en CO_2, et il existe des échanges, entre océan et atmosphère, sur de courtes périodes (mise à l'équilibre). Les sédiments terrestres du Paléocène comportent que de rares éléments permettant une datation par la biostratigraphie, et par la suite des corrélations. Or, les variations en CO_2 sont importants dans les sédiments marins (Stott et al., 1990 ; Kenett et Stott, 1991). Il a été montré que le signal isotopique du carbone en milieu continental suit les résultats obtenus dans les sédiments marins (Cojan, 2000; Koch et al., 2003; Magioncalda et al., 2004). L'analyse isotopique des nodules carbonatés des paléosols ou de la matière organique terrestre peut donc apporter des éléments, permettant par la suite des corrélations entre séries marine et continentale.

2.5.6 Comparaison du signal isotopique $\delta^{13}C_{org}$ versus $\delta^{13}C_{carb}$

Les tendances des signaux du $\delta^{13}C_{org}$ et du $\delta^{13}C_{carb}$ se suivent généralement pour une même section (Magioncalda et al., 2004). Cependant, il peut exister des différences, comme des phénomène de découplage (Storme et al., 2014), dues à des processus diagénétiques. Par ailleurs, le pas d'échantillonnage des études en milieu continental sur le signal du $\delta^{13}C_{carb}$ est contraint par la présence de paléosols (mesures réalisées sur les nodules carbonatés).

Les grands bouleversements dans le cycle du carbone sont généralement des événements à caractères globaux. Ces crises sont enregistrées dans le signal isotopique du carbone (organique et carbonate), puisque cet atome est intimement

lié à la vie. En l'absence de marqueurs biostratigraphiques dans les sédiments continentaux, une étude isotopique sur la matière organique devrait permettre d'affiner la stratigraphie, et d'établir des corrélations entre les séries marines à l'ouest et les séries continentales des Corbières.

Chapitre 3 **Caractéristiques sédimentaires paléocènes de l'est du bassin nord-pyrénéen.**

3.1 Introduction

Ce chapitre recense, décrit et interprète les différents faciès rencontrés dans la succession sédimentologique des 10 coupes étudiées. Leur étude permet notamment de les replacer dans un environnement de dépôt, et de les intégrer dans un système sédimentaire plus large. Selon les variations observées, il est alors possible de définir des séquences de dépôt (chapitre 4). Les faciès sont décrits depuis le domaine distal (ouest), jusqu'au proximal (est). Une interprétation de l'association de ces faciès est faite pour chaque domaine, synthétisant les différentes observations et interprétions faciologiques.

Trois zones concentrent nos recherches, les Petites Pyrénées (partie centrale des Pyrénées), le Plantaurel, et les Corbières (Figure 3-1). Afin de caractériser au mieux ce vaste espace aux pieds des Pyrénées (et notamment la répartition des sédiments dans le temps et dans l'espace), la plupart des coupes ont été levées selon un axe est/ouest parallèle à la chaîne de montagne. La zone d'étude se scinde en trois secteurs géographiques :

- Un secteur occidental représenté par Les Petites Pyrénées. Deux successions sédimentologiques ont été étudiées La Cassine/Pentecôte et le Mas d'Azil (Figure 3-1).
- Le secteur médian de Lavelanet, au niveau de la montagne du Plantaurel qui se positionne à l'interface entre sédimentation quasi-exclusivement marine à l'ouest et quasi-exclusivement continentale à l'est. Une coupe sur le flanc nord de l'anticlinal de Lavelanet a été levée à Rivel.
- Un secteur oriental qui comprend :
    - La bordure du massif du Mouthoumet où cinq coupes ont été levées. Deux sur la bordure sud : à Arques et Peyrolles, deux sur la bordure nord du massif du Mouthoumet, à Lairière et Albas. Et enfin une au niveau de La montagne d'Alaric, à Côté Aigre.
    - La coupe de Montplaisir, la plus orientale de cette étude est continentale, et majoritairement lacustre (Freytet et Plaziat, 1982).
    - En bordure de la Montagne Noire, la succession sédimentologique du Paléocène s'affine fortement. La coupe de Montolieu permet d'observer une sédimentation essentiellement continentale et carbonatée, peu épaisse (60m).

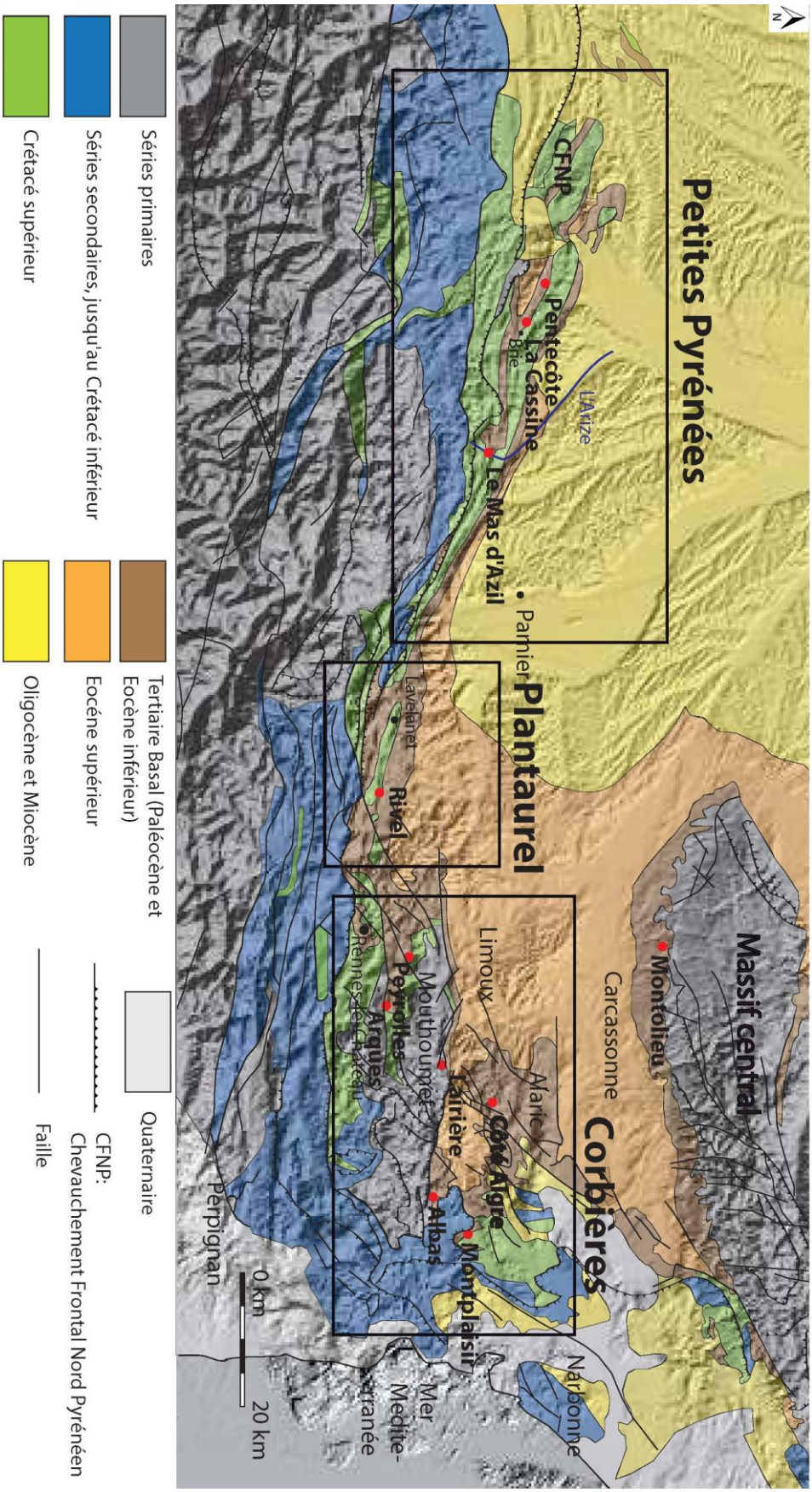


Figure 3-1 : Carte géologique du centre et de l'est du versant nord-pyrénéen. Les points rouges représentent les différentes coupes étudiées à travers cette étude (BRGM, carte lithologique au 1/1000000).

3.2 Caractéristiques macroscopiques et pétrographiques des faciès marins

3.2.1 **Faciès détritiques**

3.2.1.1 Grès à débris de végétaux (f10)

3.2.1.1.1 Description

Ce faciès n'est observé que dans les Corbières (Lairière, Peyrolles) lors de la transgression sélandienne. La granulométrie est fine et les grains sont constitués de lithoclastes (quartz et bioclastes) dans une matrice carbonatée. La composante carbonatée de ces grès est très importante (de l'ordre de 60%).

Les figures sédimentaires visibles sont des litages entrecroisés de l'ordre du centimètre, séparés par des surfaces ondulées (Figure 3-2, Figure 3-3 B, D). Ces surfaces peuvent être localement soulignées par des sédiments fins (argiles). Le litage oblique, voire ondulé constitue des surfaces érosives dont la base est généralement concave. Entre ces surfaces, des structures de traction sont visibles (Figure 3-2). Le litage forme des ondulations assez symétriques. Il s'agit d'un litage entrecroisé en auge « trough cross stratification » (Mckee et Weir, 1953). Les faisceaux de lamines ne dépassent pas 5 cm et sont constitués de lamines millimétriques. Ces faisceaux obliques forment un angle faible avec l'érosion sous-jacente. Leurs sommets sont érodés par la surface érosive suivante.

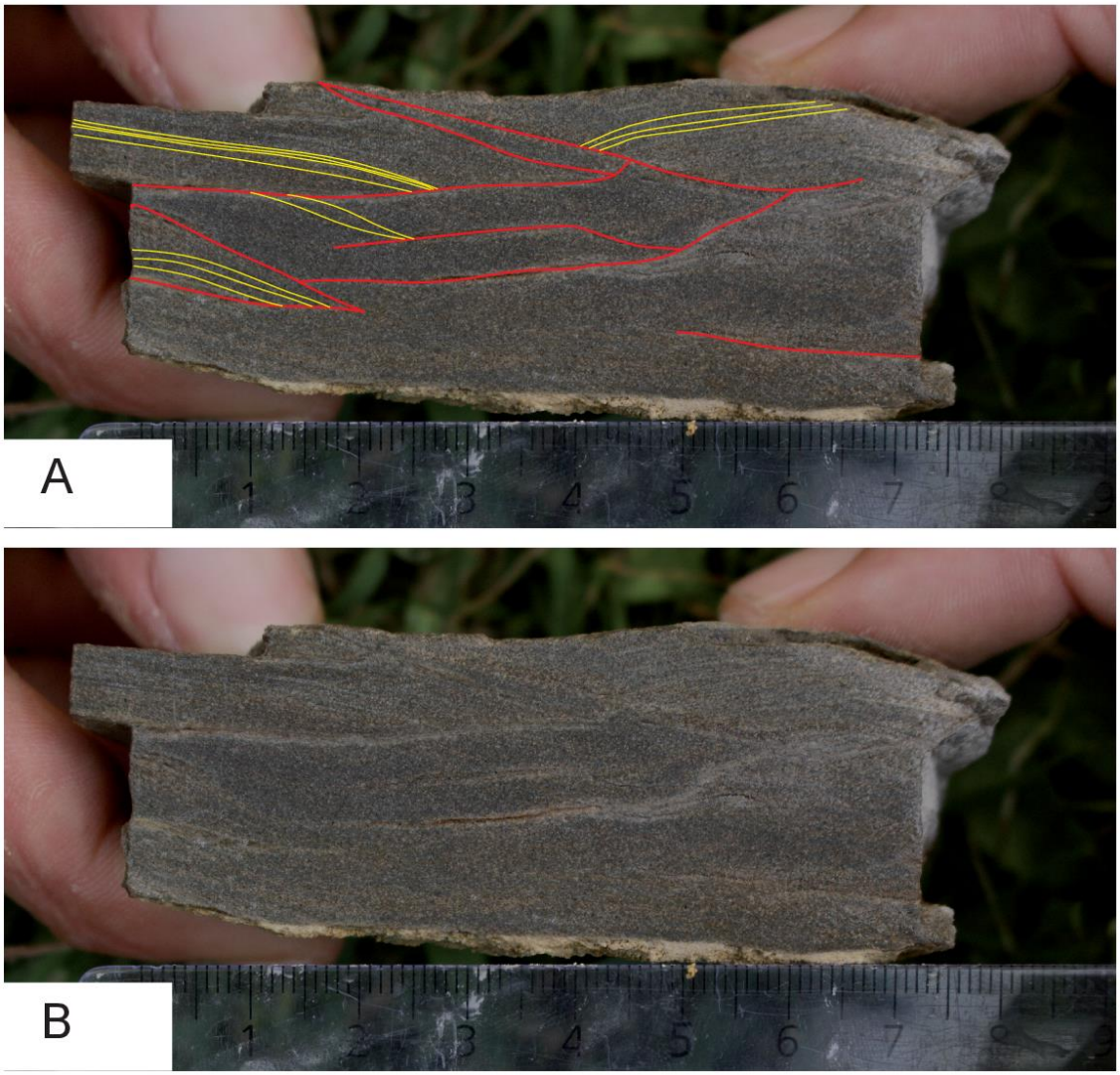


Figure 3-2: Rides de vagues dans les grès fins à débris de végétaux de Peyrolles. A : Les structures sédimentaires sont soulignées : en rouge, les litages de ride à base concave, sur lesquels se terminent avec un angle faible les lamines en jaune. B : photographie originelle.

Ces grès sont très riches en matières organiques (charbons, Figure 3-3 A, C), et comportent de rares milioles, des gastéropodes (Figure 3-3 E) ainsi que des fragments de *Microcodium*. Des feuilles fossiles lancéolées ont été retrouvées à Peyrolles (Figure 3-3 F). Des terriers verticaux sont également préservés (tubes d'annélides). Aucun foraminifère benthique (s'apparentant à des marqueurs stratigraphiques) n'a été reconnu dans ces bancs.

Figure 3-3: Faciès des grès à débris de végétaux (f10). A: Richesse en charbon de ces grès fins à rides à Peyrolles. B: Bancs d'épaisseur inférieure à 1 cm de grès fins à rides à Peyrolles. C : Traces de charbon des grès fins à rides à Lairière. D: Grès fins à rides (centimétriques) formant des bancs d'épaisseur inférieure à 1cm. E : Présence de gastéropodes à Peyrolles. F : Présence de feuilles fossiles à Peyrolles.

Les feuilles lancéolées (Figure 3-3 F) observées ressemblent fortement à celles découvertes par Plaziat 1984, à Albas, un peu plus haut dans la série (Figure 3-4). Cette flore reste indéterminée à ce jour.

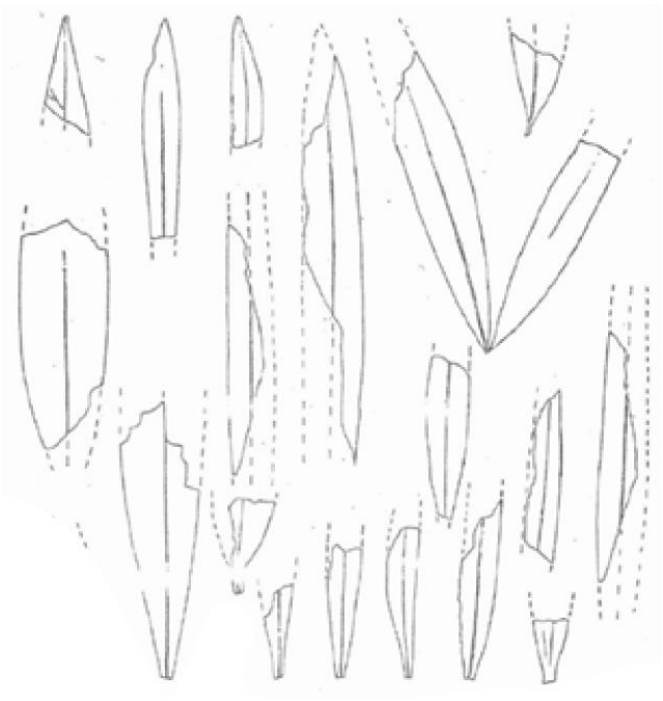


Figure 3-4: Echantillons de la flore d'Albas (Aude) Thanétien moyen ou supérieur, (Plaziat, 1984).

3.2.1.1.2 Interprétations

Les bancs centimétriques sont constitués de litages de rides de courant. Les surfaces d'érosion ondulées, correspondent à un courant érosif oscillatoire de petites vagues (Cojan et Renard, 2013). Les sédiments sont plus fins au niveau des surfaces ondulées (silts à argiles), bien que la préservation de l'affleurement ne permette pas de trancher sur la présence d'un réel doublet argileux. Ces figures sédimentaires attestent de dépôts de lagune interne (tidal flat), ou de shoreface à faible énergie de houle (clapot), ou de barre d'embouchure à faible profondeur d'eau.

La présence de feuilles fossiles (et de débris de végétaux) bien préservées témoignent de la proximité du continent. Les rares milioles et les terriers verticaux (tubes d'annélides) attestent d'un environnement marin restreint. Paléogéographiquement, ce faciès s'est déposé en bordure de littoral en environnement de mangrove (Plaziat, 1984) présentant un courant assez faible et avec de petites vagues (clapot). Ce faciès (souvent transgressif) repose généralement sur des sédiments continentaux. La présence de prismes de *Microcodium* indique l'érosion d'un environnement continental très proche ou d'un remaniement des faciès continentaux de la couche sous-jacente (Kosir, 2004).

3.2.1.2 Grès à mégarides et HCS (Hummocky Cross Stratification) (f9)

3.2.1.2.1 Description

Ces bancs de grès moyens ne dépassent pas un mètre d'épaisseur et montrent des limites érosives. Les grains sont à la fois carbonatés et silicoclastiques. Leurs abondances respectives varient en fonction de la localisation géographique.

Ainsi, à Peyrolles la majorité des grains est silico-clastique (majorité de quartz, rares bioclastes calcaires, rares milioles et matière organique fossile). A Rennes-le-Château, proche de Peyrolles les grains sont majoritairement des débris carbonatés bioclastiques divers (fragments de polypiers, de bivalves, des foraminifères, d'algues (Figure 3-5 D). Les sédiments sont bien triés, et la granulométrie est généralement grano-décroissante au sein d'un banc.

Deux types de structure sédimentaire sont rencontrés suivant la localisation géographique. La première est une association de litage oblique de mégarides à limites érosives (Figure 3-5 C, E, F) et de litage plan. La seconde, comporte des limites en auges, typique des HCS (Hummocky Cross Stratification) (Figure 3-5 A et B) au niveau du chemin de Peyrolles.

- A Rennes-le-Château, les grès bioclastiques (Figure 3-5 C, E, F) contiennent des litages obliques tangentiels et sub-plans de mégarides formant des bancs à limites érosives. Les sets de lamines ont une épaisseur supérieure à 50 cm. Ils reposent sur le litage sous-jacent selon un angle faible, et sont érodés dans leurs parties sommitales par le litage sus-jacent. Les lamines sont inclinées dans la même direction que les limites érosives.

- A Peyrolles, les bancs comportent des surfaces d'érosions ondulées métriques avec des angles très faibles (Figure 3-5 A et B). Les faisceaux de lamines sont tangentielles ou forment des angles très faibles au niveau de la surface d'érosion basale. Les faisceaux dépassent la dizaine de centimètres d'épaisseur et sont érodés par la surface sus-jacente. La surface sus-jacente est elle aussi ondulée.

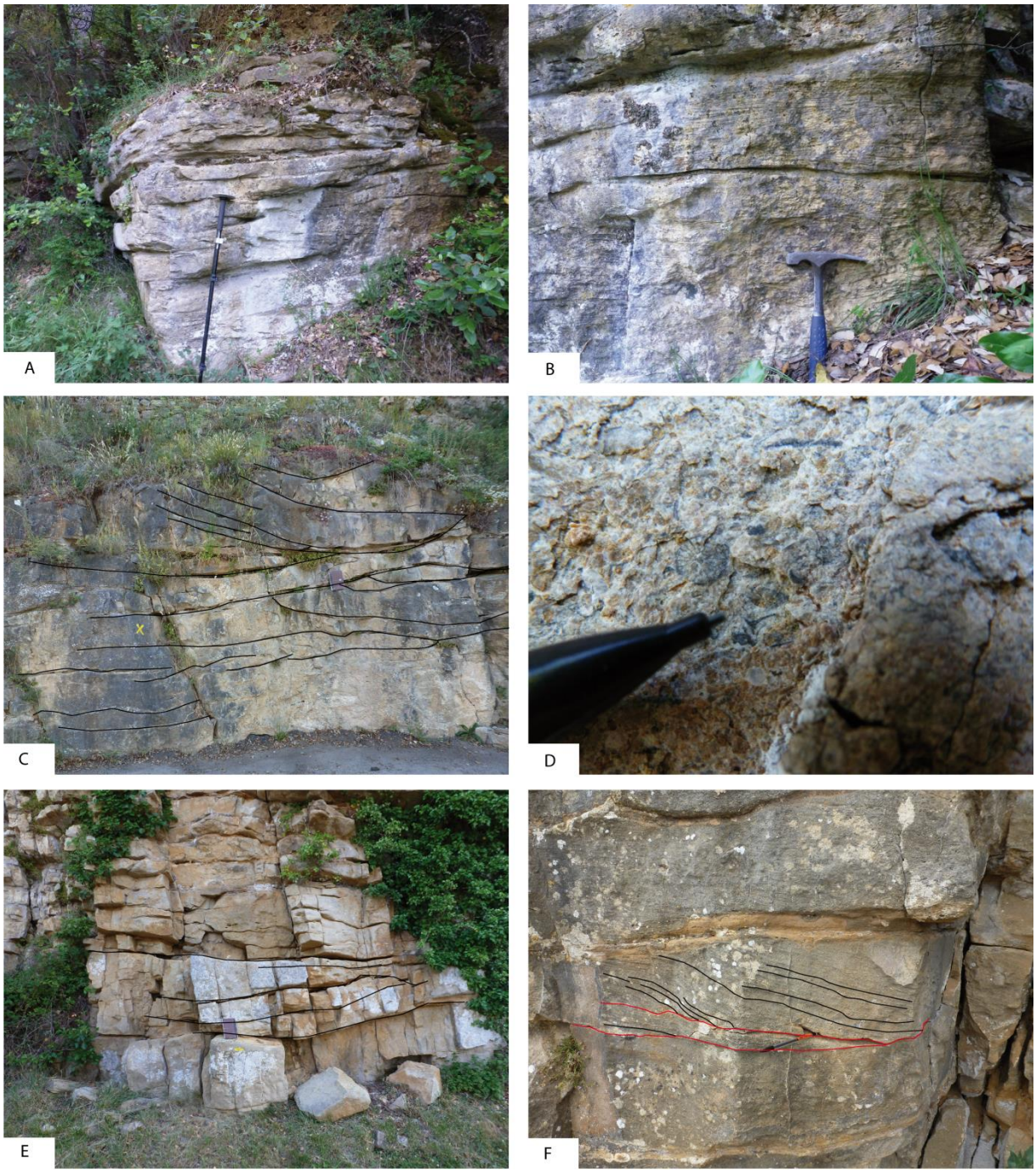


Figure 3-5 : Illustration des faciès de grès à mégarides et HCS (f9). A : Grès bioclastique à litage de HCS (Peyrolles). B : Zoom sur le faciès de grès bioclastique à HCS (Peyrolles). C, E, F : Grès à mégarides montrant des litages entrecroisés érosifs et des sets de lamines (Rennes-le-Château). D : Zoom sur les éléments figurés bioclastiques (présence de coraux, de bivalves et de gastéropodes remaniés) des grès à mégarides à Rennes-le-Château.

3.2.1.2.2 Interprétations

A Rennes-le-Château, la faible inclinaison des sets ainsi qu'une inclinaison dans le même sens des lamines indiquent un courant unidirectionnel de mégarides sous l'action des vagues permanentes (Allen, 1980). La présence de débris de coraux, lamellibranches et milioles témoignent d'un milieu marin avec un apport terrigène minoritaire. Ce sous faciès montre des similitudes avec le faciès grainstone

à ooïdes et bioclastes décrit ci-après (voir 3.2.3.6). Il est différent de celui-ci uniquement par sa proportion en éléments silico-clastiques.

A Peyrolles, les litages ondulés et les sets de lamines tangentielles indiquent des mégarides de courant oscillatoires (HCS) dues à l'action de vagues de tempête (Dott et Bourgeois, 1982). L'environnement de dépôt se situe entre la limite d'action des vagues permanentes et la limite d'action des vagues de tempête. Cependant, il est possible que cet environnement soit plus calme et/ou plus profond que le sous-faciès à mégarides de Rennes-le-Château, puisque seuls les épisodes de tempête sont enregistrés.

Ces grès montrent une variation latérale de faciès et d'épaisseur d'ouest en est. La puissance maximale (10 m) est atteinte sous les fortifications de Rennes-le-Château, tandis qu'à Peyrolles, les grès n'ont plus qu'une puissance de 2 m. Plus à l'est à Lairière, ce faciès de grès à mégarides ou HCS correspondrait à un unique banc de 70 cm, de grès à débris de végétaux (voir §3.2.1.1)

L'environnement de dépôt comporte donc un hydrodynamisme important qu'il soit permanent ou exceptionnel. C'est un milieu marin côtier au niveau de barres d'embouchures.

3.2.2 **Conclusion sur les faciès détritiques**

Bien que faiblement présents ces faciès témoignent d'un apport continental dans la zone de shoreface. Les deux sous-faciès à mégarides et HCS sont le plus souvent surmontés par des grès à débris de végétaux (§3.2.1.1) suggérant un environnement plus protégé de type mangrove. Cette succession indique une rétrogradation du système vers une zone plus restreinte.

3.2.3 **Faciès lagunaires**

1.1.1.1 Faciès marneux à gros bivalves (f11)

Présent dans le Thanétien de la région des Petites Pyrénées, ce faciès sépare deux grands ensembles de calcaires marins. Il peut également apparaître dans la transgression de la base du Thanétien dans l'Ouest des Corbières.

3.2.3.1.1 Description

3.2.3.1.1.1 A l'affleurement

Ce calcaire généralement marneux (consolidé ou non), est de texture wackestone, et contient de gros mollusques (Figure 3-6 : bivalves (B), dont des huîtres (A), et des gastéropodes (C)). De rares traces bioturbations sont visibles localement (terriers). Aucune figure sédimentaire n'est observée.

3.2.3.1.1.2En microscopie optique

Les milioles sont fréquentes mais peu abondantes, généralement de petites tailles. Les fragments d'algues vertes du genre Dasycladacées (Figure 3-6 B) sont abondants, tous comme les bioclastes et les fragments de prismes de *Microcodium*. Ce faciès est généralement associé à des calcaires lacustres, ainsi il n'est pas rare d'observer des débris de charophytes (détritiques) au sein de ces calcaires marneux.

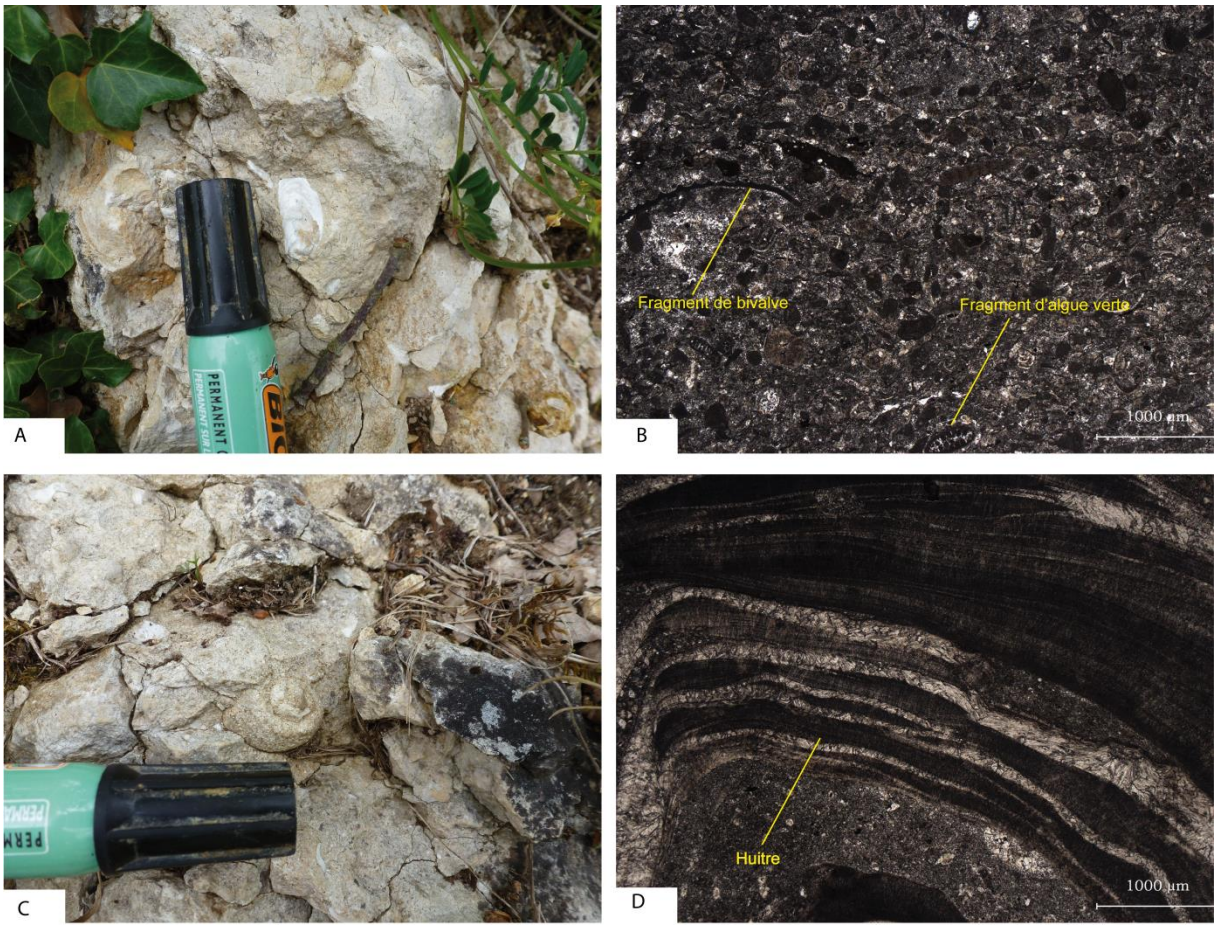


Figure 3-6: A et C Vues macroscopiques du calcaire légèrement marneux à gros bivalves (A: Huître ; C: Gastéropode) (La Cassine). B : Vue microscopique des calcaires marneux de texture wackestone à packstone à fragments de bivalves d'algue verte (Dasycladacée). D : Coquille d'huître vue en lame mince.

3.2.3.1.2 Interprétations

Ce faciès marneux à gros bivalves indique un environnement marin calme peu profond, très proximal, protégé avec un hydrodynamisme très faible, boueux comme une lagune peu profonde ou l'apport détritique est faible. La présence d'éléments détritiques (prismes de *Microcodium* et de fragments de charophytes) indique soit une érosion continentale avec peu de transport compte tenu de la fragilité des prismes de *Microcodium* soit un remaniement des couches sous-jacentes lors de la transgression (Kosir, 2004). .

Les huîtres sont du genre *Odontogryphae Uncifera* (Tambareau, 1972). Certains charophytes ont été identifiés par M. Massieux, 1981 au niveau de calcaires

lacustres intercalés dans ces marnes à huîtres telles que : *Stephanochara levis, Grambastiella accuta*.

L'affleurement du Mas d'Azil (situé à la côte 240 m § 4.2.2) a livré des informations palynologiques (Gruas-Cavagnetto et al., 1984). Ainsi, l'association pollinique associée à la composition du microplancton suggèrent une corrélation des marnes à huîtres avec le sommet de la zone à *A. Primaeva* (SBZ 3 (Serra-Kiel, 1998). Ces marnes séparent l'ensemble des calcaires marins du Thanétien en deux parties distinctes. Elles semblent également proche de la limite entre les biozones SBZ3 et 4 (zone à *A. Primaeva* et à *A. Levis*). Par ailleurs, elles marquent également un retrait des eaux marines car elles sont souvent associées à des calcaires lacustres.

3.2.3.2 Calcaire crayeux blanc (f12)

3.2.3.2.1 Description

3.2.3.2.1.1 A l'affleurement

En Ariège, la base du Danien à La Cassine est marquée par un calcaire crayeux blanc (mudstone) sans fossile visible, avec parfois des passées plus marneuses (3 m). Cette assise calcaire de la base du Danien se situe juste au-dessus des bancs gréseux attribués au Maastrichtien. Sur cette base crayeuse s'empile des calcaires à miliolidés (f13) puis rapidement des calcaires lacustres. (f7).

Figure 3-7: Calcaires crayeux blancs de la base du Danien proche de la coupe de la Cassine (Brie).

3.2.3.2.2 Interprétation

En dehors de la succession sédimentologique, il est difficile d'interpréter ce faciès sans faune ni flore (Gruas-Cavagnetto et al., 1992). Ce faciès, à La Cassine, est surmonté par des calcaires marins (f13) ayant livrés une faune riche en fossiles marqueurs du Danien (comme *D. Californica*) (Gruas-Cavagnetto et al., 1992). Il est vraisemblable que ce banc crayeux se soit déposé lors du début de la transgression danienne. Cette dernière n'est enregistrée qu'à l'ouest de la coupe du Mas d'Azil (avancée maximale de la transgression marine).

3.2.3.3 Calcaire à milioles et dasycladacées (f13)

3.2.3.3.1 Description

3.2.3.3.1.1 A l'affleurement

Les bancs de calcaires à miliolidés sont relativement homogènes et bien étendus à l'ouest, dans les Petites Pyrénées (Tambareau et al., 1995) . Leur puissance est variable, et peut atteindre 40 mètres au Mas d'Azil. Il s'agit de calcaire gris, formant des couches tabulaires. Ce faciès, de texture mudstone à packstone (Figure 3-8), montre une richesse plus importante en éléments figurés à l'ouest, au niveau des Petites Pyrénées.

3.2.3.3.1.2 En microscopie optique

Ce calcaire contient un assemblage de foraminifères benthiques qui se compose de milioles (Figure 3-8 A, C, D), de petits rotalidés (Figure 3-8 F) (*Redmondina* ?), *Haymanella sp* (Figure 3-8 A), *Falotella alavensis, Miscellanea sp* de petites tailles. De nombreux petits foraminifères restent indéterminés à ce jour dans ce faciès, ce sont pour la plupart des rotalidés. De petits foraminifères planctoniques (Figure 3-8 B) peuvent également être présents dans ce faciès.

Localement des fragments de gastéropodes, d'oursins et de bivalves peuvent être observés. Ce faciès contient également des algues, généralement vertes, de type dasycladacées (Figure 3-8 C, D, F), ainsi que des isoïdes de boue et des pellets (Figure 3-8 C, E). Enfin, ce faciès peut contenir de petites arrivées clastiques généralement sous forme de fragments de calcite d'origine détritique s'apparentant à des prismes de *Microcodium* (Figure 3-8 B) et plus rarement sous forme de grains de quartz.

3.2.3.3.2 Interprétations

Les milioles sont des foraminifères benthiques à test porcelané, vivant dans des eaux chaudes, peu profondes, avec un hydrodynamisme faible à moyen. Leur répartition stratigraphique n'en fait pas de bon marqueur.

Les *Fallotella* sont des foraminifères à test microgranulaire, vivant dans des milieux de lagon protégé, de faible énergie. Par ailleurs, *Fallotella alavensis* est un bon marqueur de la biozone SBZ3 (Serra-Kiel, 1998).

Les formes de rotalidés et les *Miscellanea* indéterminées sont de taille très réduites dans ce faciès, ce qui indique un milieu restreint.

Les algues vertes ont un besoin important de lumière, et vivent donc dans la zone photique à de faibles profondeurs.

Ce faciès à milioles et dasycladacées se dépose dans un environnement à hydrodynamisme faible, subtidale, restreint, dans la partie interne d'un lagon. La présence de prismes de *Microcodium* dans des faciès marins peu profond résulte de l'érosion de la surface émersive lors d'une transgression marine (Kosir, 2004). Les débris de *Microcodium* sont alors repris et incorporés dans les sédiments marins. Enfin, la présence de foraminifères planctoniques dans un milieu aussi restreint indique un accès direct au bassin plus profond sans protection de type barrière (BouDagher-Fadel, 2008).

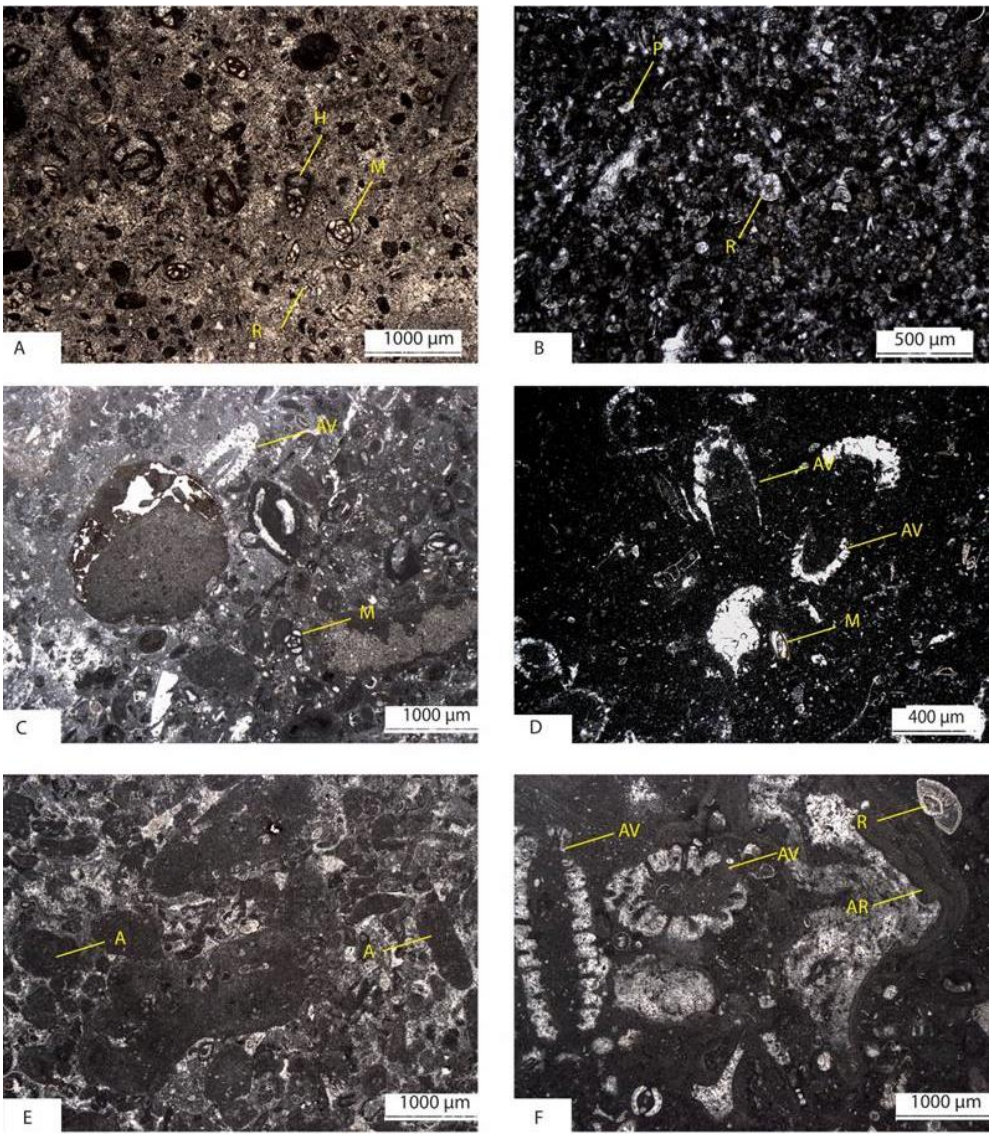


Figure 3-8: Faciès des calcaires à milioles et dasycladacées observé en lame mince. A : Calcaire recristallisé contenant des milioles (M), des rotalidés (R) et *Haymanella* (suposée) (H), et de petits foraminifères planctoniques. B : Packstone à débris de calcite dont des prismes de *Microcodium* (P) et de petits rotalidés (R). C Wackestone à algues vertes (AV), milioles (M), et isoïdes de boue. D : Wackestone à dasycladacées (AV) et milioles (M). E : Wackestone à packstone à pellets, isoïdes de boue (A). F : Wackestone à algues vertes (AV), fragments d'algues rouges (AR) et rotalidés (R).

3.2.3.4 Calcaires à alvéolines et rotalidés (f14)

3.2.3.4.1 Description

3.2.3.4.1.1 A l'affleurement

Les bancs de calcaires à alvéolines et rotalidés forment des bancs de calcaires tabulaires, généralement d'épaisseur inférieure au mètre. La texture varie entre le wackestone et le packstone. Ce faciès comporte de nombreux éléments figurés, comme des foraminifères, ou encore des débris d'algues (vertes et rouges), des bryozoaires, des débris de bivalves ou encore des spicules d'oursin. La proportion de ces calcaires à alvéolines est peu importante dans la succession stratigraphique. Cependant, ils recouvrent paléogéographiquement de grandes surfaces qui s'étirent sur environ 120 km des Petites Pyrénées (La Cassine, Mas d'Azil) jusqu'aux Corbières (Lairière).

3.2.3.4.1.2 En microscopie optique

Les foraminifères abondent dans ces niveaux et constituent près de 50 % des éléments figurés. Les plus abondants sont les milioles (Figure 3-9 A, D) et les rotalidés Figure 3-9 A, C, D) de taille moyenne par rapport à ceux rencontrés dans le faciès précédent (voir § 3.2.3.3). Ces derniers sont difficilement identifiables, cependant, Villatte, 1962 et Tambareau, 1972 signalent des *Daviesina sp.* Il est également possible que certains soient des *Redmondina* sp ou encore des *Thalmanita sp* (communication personnelle M. Baceta) ou encore de petites *Miscellanea sp*. Cette association de foraminifères benthiques comporte aussi des alvéolines (Figure 3-9 A, B). Deux espèces se distinguent *Alveolina primaeva* (sphérique de très petite taille, environ 500 µm) et *Alveolina levis* (ovale de plus grande taille, environ 1000 µm et plus). Enfin, des foraminifères à test agglutiné du genre *textulariina* complète l'association (Figure 3-9 C).

Les algues vertes (dasycladacées) et rouges (mélobésiées) sont également présentes. Cependant, les algues rouges restent en faible proportion par rapport au faciès à algues et coraux (f15) (voir §3.2.3.5). Elles peuvent encroûter des foraminifères, notamment des milioles (Figure 3-9 D). Des bryozoaires sont également présents (Figure 3-9 A), ainsi que des coraux (Figure 3-9 D) en faible proportion. La matrice est micritique cependant elle peut parfois être localement recristallisée en microsparite (A et D).

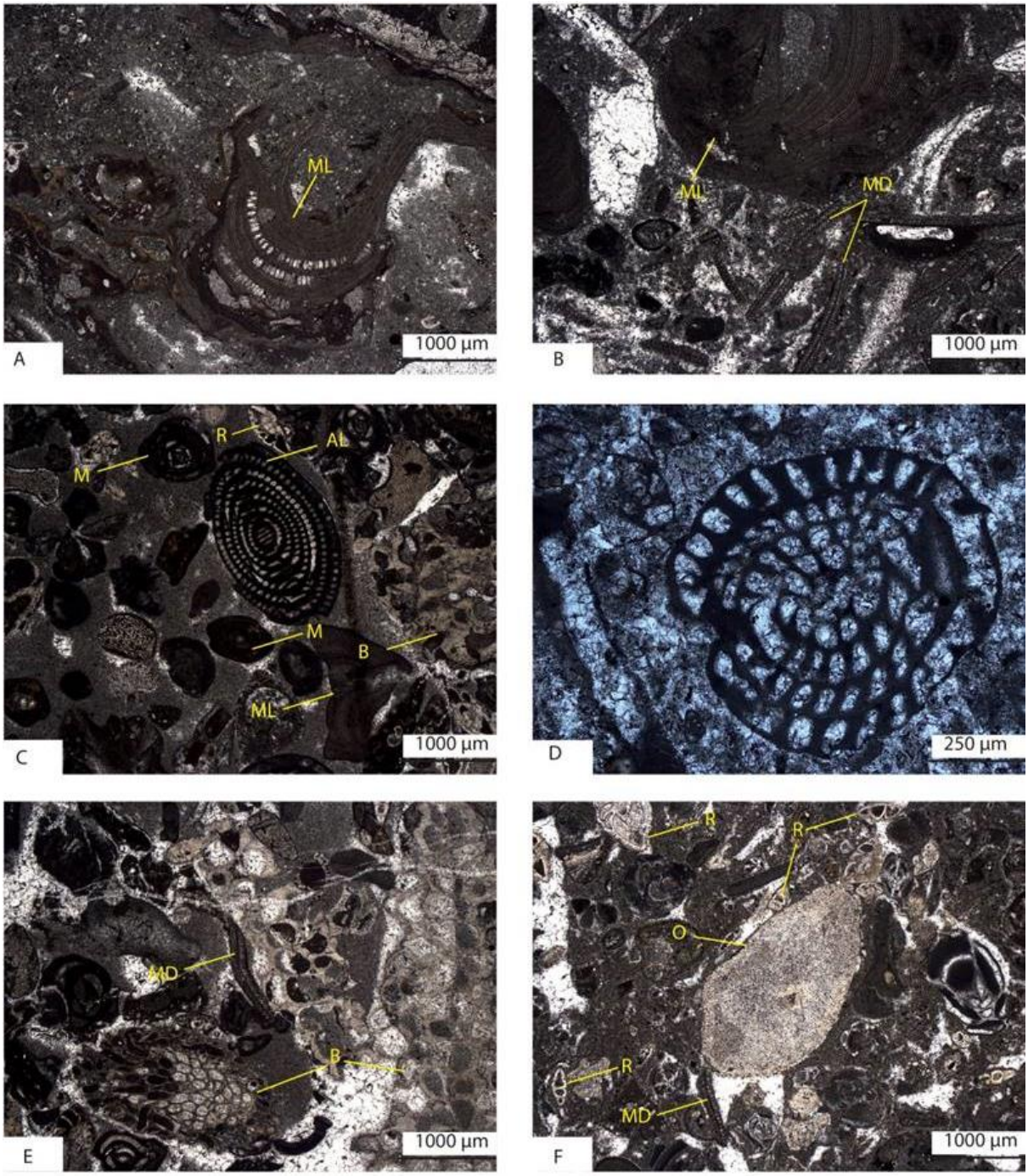


Figure 3-9 : Vue microscopique des faciès calcaires à alvéolines et rotalidés. A : Packstone à algues rouges, bryozoaires (B), rotalidés (R), milioles (M), mélobésiée (*Lithothamnium*), *Alveolina levis* (AL). B : Coupe d'une *Alveolina primaeva* . C : Wackestone à packstone à foraminifères agglutinés (FA), milioles, rotalidés (R). D : Packstone à coraux (C), rotalidés (R) (redmondina ?), *Alveolina levis*, foraminifère agglutiné, miliole encroûtée (M).

3.2.3.4.2 Interprétations

La taille des milioles et des rotalidés est plus importante que dans le faciès précédent. Deux espèces observées d'alvéolines sont de bons marqueurs stratigraphiques : *Alveolina. primaeva* est typique de SBZ3, tandis que *A. Levis* est typique de SBZ4 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). Les alvéolines sont des foraminifères benthiques vivants dans des milieux marins assez calmes et internes.

Leur présence signifie que la tranche d'eau est encore assez faible avec un hydrodynamisme faible à moyen. Par ailleurs, les foraminifères à test agglutiné peuvent vivre dans des milieux proximaux de faible énergie (Beavingtonpenney, 2004). Les bryozoaires sont eux des organismes vivants dans des eaux à l'hydrodynamisme moyen. Le milieu de vie des algues rouges est assez large, tandis que celui des algues vertes est plus restrictif, puisqu'elles vivent dans des milieux restreints et protégés de la houle (Pomar, 2001). Tous ces indices placent ce faciès dans une zone protégée des forts courants et de la houle dans un lagon ouvert mais en position plus distale que le faciès précédent (voir § 3.2.3.3). La présence de coraux isolés dans cette partie du lagon est également plausible.

3.2.3.5 Calcaires à algues et coraux (f15)

3.2.3.5.1 Description

3.2.3.5.1.1 A l'affleurement

Ces calcaires marneux sont présents dans les Petites Pyrénées au niveau du Mas d'Azil formant des bancs compétents et au niveau de La Cassine où leur caractère marneux est plus important. La biodiversité de ce faciès est riche, même si certains éléments comme les algues sont majoritaires (Figure 3-11 B). Il s'agit essentiellement d'algues rouges de type mélobésiées. Ce faciès a une texture packstone, voire boundstone et parfois grainstone. Des coraux de représentation minoritaire (Figure 3-11 C) sont parfois associés aux algues rouges. Localement, ils forment des colonies, qui n'atteignent pas le stade de « patch reefs ». De rares bioturbations (terriers verticaux) ont été retrouvées proches du Mas d'Azil dans ces niveaux.

3.2.3.5.1.2 En microscopie optique

Les algues rouges sont des mélobésiées de deux genres : *Lithothamnium* (Figure 3-10 A, B, Figure 3-11 A, D, et E) et *Distichoplax* (Figure 3-10 B, D Figure 3-11 D et E). Les *Lithothamnium* sont de forme massive, tandis que les *Distichoplax* sont branchues. Les bryozoaires (Figure 3-10 C) sont des organismes coloniaux qui participent à l'élaboration de ce faciès bio-construit. Les foraminifères benthiques abondent dans ces niveaux ; ce sont des rotalidés, ou des miscellanea de grande taille. Enfin, des milioles complètent la liste des foraminifères benthiques présents dans ce faciès. Les foraminifères planctoniques sont assez rares. Des spicules d'oursin (Figure 3-10 D Figure 3-11 F) sont aussi abondants dans ces bancs, avec notamment *Micraster tercensis* (Goret, 2013; Yvette Tambareau et al., 1995).

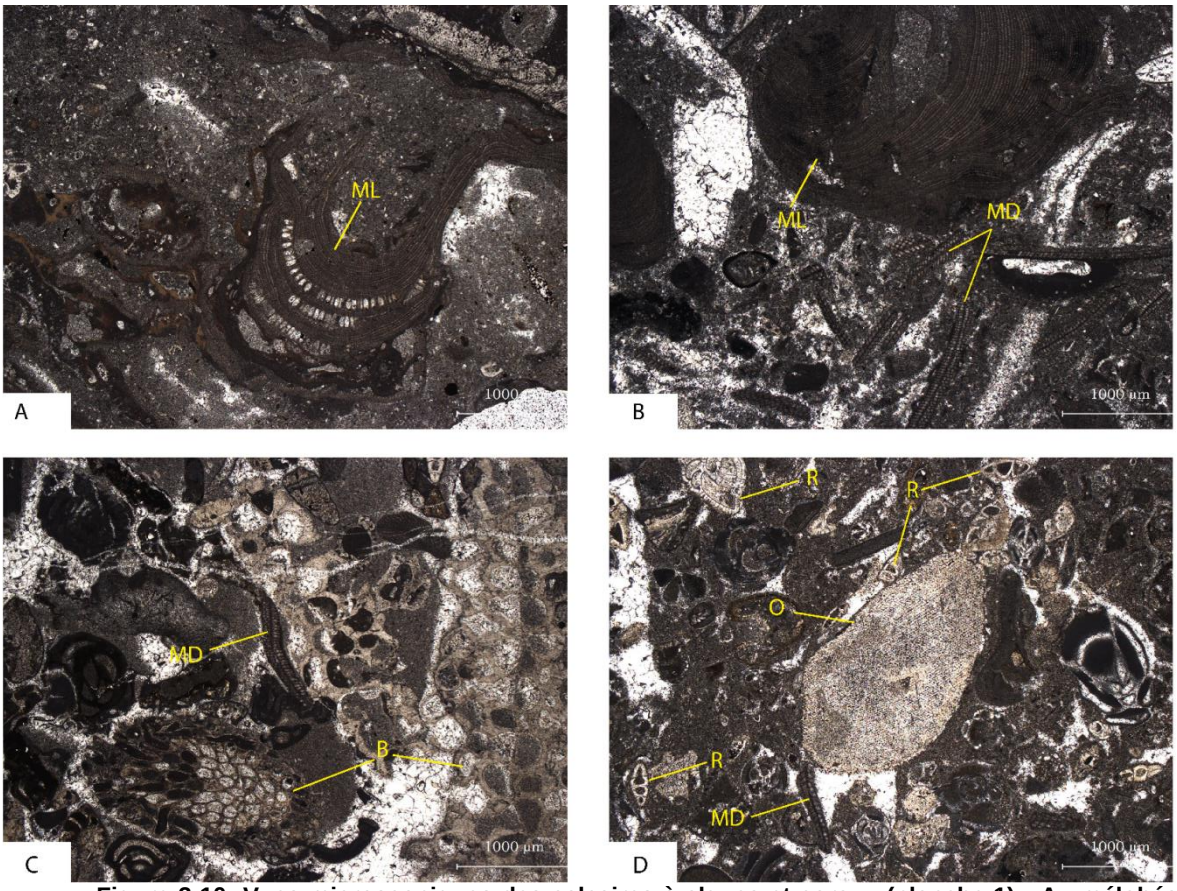


Figure 3-10: Vues microscopiques des calcaires à algues et coraux (planche 1) ; A : mélobésiée du genre *Lithothamnium* (ML). B : mélobésiées (*Lithothamnium* (ML) et *Distichoplax* (MD)). C : Packstone à bryozoaires (B) et mélobésiée *Distichoplax* (MD). D : Packstone à spicules d'oursin (O), rotalidés (R), mélobésiée *Distichoplax* (MD).

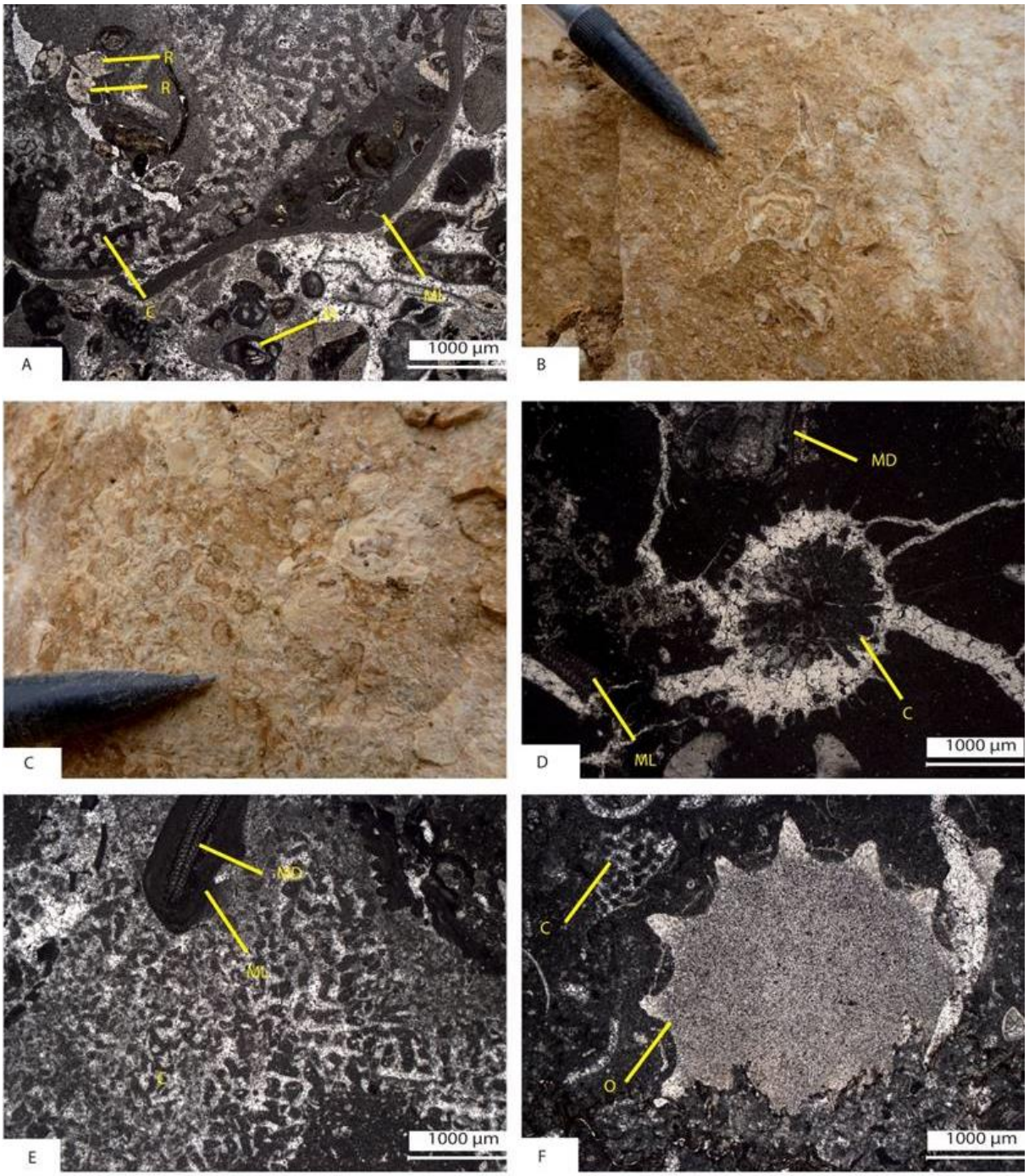


Figure 3-11: Vues microscopiques et macroscopiques des calcaires à algues et coraux (planche 2): A : Packstone localement grainstone à coraux (C), mélobésiée du genre *Lithothamnium* (ML), rotalidés (R), milioles (M). B : Vue à la patine d'algues rouges (rodolites) au Mas d'Azil. C : Vue à la patine de branches de coraux au Mas d'Azil. D : Wackestone à coraux. E : Boundstone avec des coraux (c) et unemélobésiée du genre *Distichoplax* encroutées par une mélobésiée du genre *Lithothamnium*. F : Packstone à coraux (c) et spicules d'oursin (O).

3.2.3.5.2 Interprétations

Ce faciès se développe au niveau d'une construction algo-corallienne discontinue (correspondant au faciès « para-récifal » de Tambareau et al., 1995), marquant un haut fond récifal (patch reef) dans la plateforme carbonatée, dont l'hydrodynamisme peut être localement très important. Selon la proportion des éléments, il est possible de distinguer au sein même de ce faciès des caractères plus

proximaux ou distaux : en position avant ou arrière des patch reefs ou sur les patch reefs eux-mêmes.

Les mélobésiées sont des algues encroûtantes ou arborescentes, inarticulées. Le genre *Lithothamnium* est une algue encroûtante qui peut se développer dans une colonne d'eau allant jusqu'à la centaine mètres. Le second genre *Distichoplax* est une forme ramifiée indiquant une tranche d'eau bien plus faible, jusqu'à une trentaine de mètres. Ainsi, la présence de *Distichoplax* couplée à *Lithothamnium* indique une tranche d'eau allant jusqu'à 30 m, tandis que lithothamnium seul indique un caractère plus externe de la plateforme.

Les bryozoaires sont des organismes coloniaux vivant dans des eaux à l'hydrodynamisme modéré. Leur présence dénote donc un caractère plus interne, protégé par les patch reefs.

Enfin, bien que les échinodermes puissent être rencontrés sur l'ensemble de la plateforme carbonatée, *Micraster tercensis* (Villatte, 1962) est le plus souvent associés à une faune à caractère externe.

3.2.3.6 Grainstones à ooïdes et bioclastes (f16)

3.2.3.6.1 Description

3.2.3.6.1.1 A l'affleurement

Ce faciès est un calcaire à texture de grainstone contenant des oolithes et des fragments bioclastiques. Il forme des bancs qui font 20 à 80 cm d'épaisseur et qui sont érosifs entre eux, La puissance de l'empilement des bancs ne dépassent pas quelques mètres. La Figure 3-12 (Rivel) met en évidence un empilement à stratifications obliques d'angle faible (une dizaine de degrés) dont les bancs ne dépassent pas une dizaine de mètres de longueur.

Figure 3-12: Dune oolithique à Rivel (Ariège, France). Les stratifications sont soulignées et mettent en évidence des lignes érosives, en particulier au sommet de l'empilement.

3.2.3.6.1.2 En microscopie optique

Les grains sont mal triés et leurs tailles hétérométriques. Ils sont essentiellement composés d'oolithes micritisées (Figure 3-13) (ooïdes dans lesquelles les nucléus n'apparaissent pas) et de grains bioclastiques (mélobésiées qui encroûtent les bioclastes, des foraminifères benthiques (essentiellement des rotalidés), des spicules d'oursins, des fragments de coraux et bryozoaires, et de rares foraminifères planctoniques). Le ciment calcitique est le plus souvent fibreux et parfois en scalénoèdres isopaques.

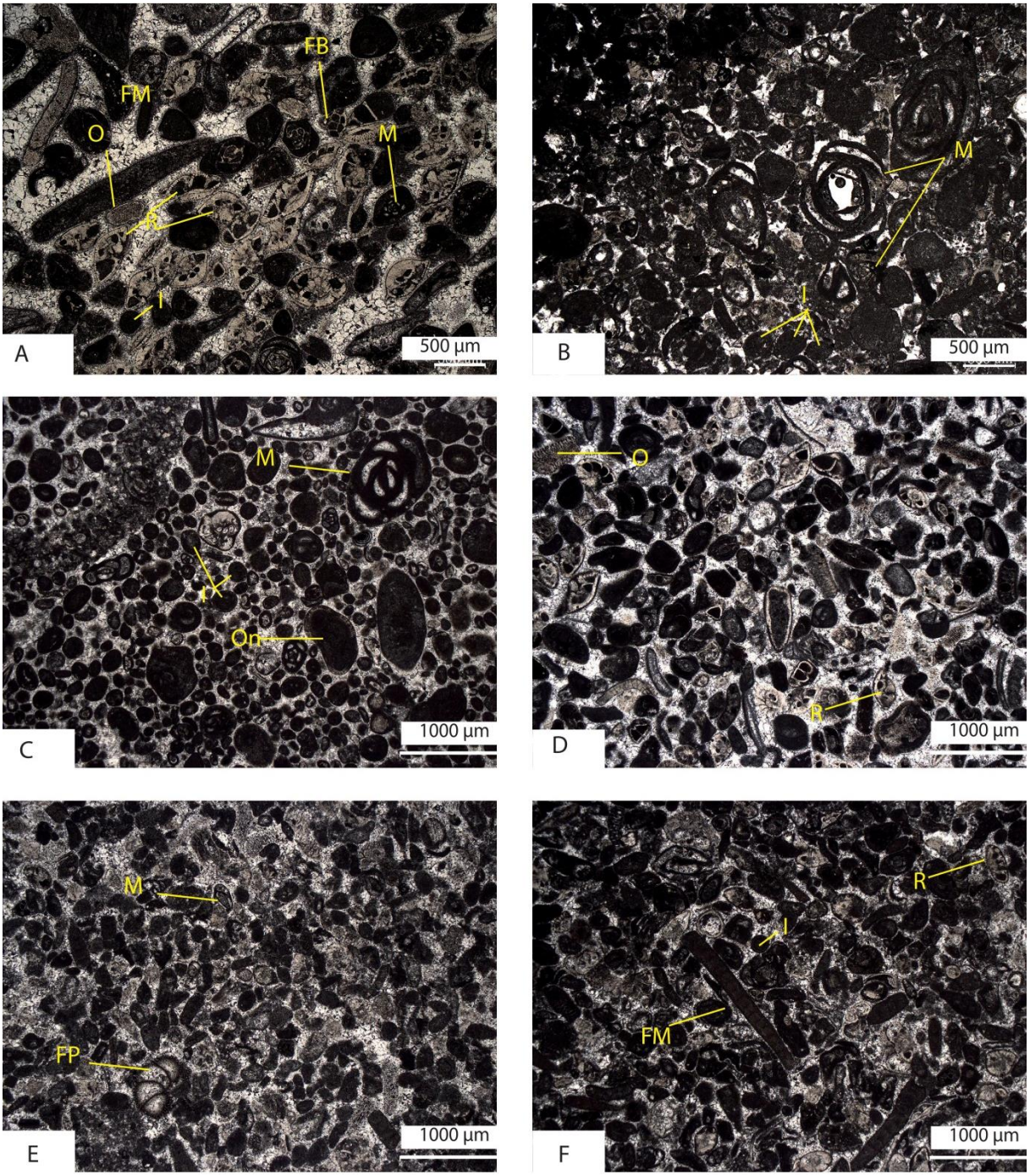


Figure 3-13 : Vues microscopiques des grainstones à ooïdes et bioclastes. A : Grainstone à isoïdes, petits rotalidés, ooïdes (I), milioles (M), rotalidés (R), fragment de mélobésiée (FM), oursin (O), fragment de bryozoaire (FB). B : Grainstone à milioles (M) et ooïdes (I). C : Grainstone à ooïdes (I), milioles (M), oncolites (On). D : Grainstone à isoïdes, rotalidés (R), oursin (O). E : Grainstone à ooïdes (I), milioles (M), foraminifère planctonique (FP). F : Grainstone à ooïdes (I), milioles (M) et petits rotalidés (R).

3.2.3.6.2 Interprétations

Les stratifications obliques de cette ampleur (supérieures au mètre) sont des structures sédimentaires dont la genèse est liée à la migration latérale de dunes avec dépôt de matériel granulaire (ici des ooïdes et des grains bioclastiques) sous l'action de courant unidirectionnel important.

La plupart des grains sont recouverts de micrite sur leur bordure ou complétement micritisés, qu'ils s'agissent des bioclastes, des pellets ou des ooïdes. Le phénomène de micritisation est un processus de remplacement d'une partie ou de tout le grain par de la micrite, qui débute avec la formation d'une enveloppe de micrite autour des grains pré-existants. Cette transformation est contrôlée par des processus biologiques (actions des bactéries) et chimiques. Elle est généralement attribuée à de la diagénèse précoce (Flügel, 2010). La micritisation et les ciments de calcite fibreux indiquent un milieu en contexte de zone phréatique marine ou se produit de la diagénèse précoce. Les surfaces d'érosion et la stratification au sein de ces dépôts indiquent une énergie et un hydrodynamisme important du à l'action des vagues. Ce faciès se dépose donc en position externe de la plateforme, dans les « Standard Facies Zone » FZ 5 et 6 (Wilson, 1975) et dans les « Standard Microfacies Type » SMF11 (Flügel, 2010). Ce milieu de haute énergie s'insère entre les patch reefs et juste après au niveau du fore reef.

3.2.3.7 Calcaires à grands foraminifères benthiques (f17)

3.2.3.7.1 Description

3.2.3.7.1.1 A l'affleurement

Ces faciès sont présents à l'ouest de la zone d'étude en Ariège (au Mas d'Azil et à la Cassine, Figure 3-1). Les bancs de calcaires à grands foraminifères benthiques (wackestone à packstone) s'intercalent le plus souvent dans le faciès à algues et coraux (f15) et dans des marnes difficilement observables à cause de la végétation ariègeoise. La plupart de ces grands foraminifères sont de bons marqueurs bio-stratigraphiques qui ont permis d'établir un calage stratigraphique en Ariège.

3.2.3.7.1.2 En microscopie optique

Les foraminifères benthiques présents sont de grande taille et ont des tests essentiellement perforés. Les foraminifères remarquables sont :

- *Miscellanea yvettae* (Figure 3-14 A et B) : forme lamellaire-perforée à coquille planispiralée involute, bien représentée dans les Petites Pyrénées (Hottinger, 2009), qui vit dans des milieux relativement ouvert avec un hydrodynamisme important.
- *Ranikothalia sindensis* (Figure 3-14 C et D) : nummulitoïde primaire, vivant dans des milieux assez distaux.
- Operculine sp. (Figure 3-14 E et F) : foraminifère benthique de la famille des *Nummulitidae* à test hyalin perforé vivant en milieu marin externe de haute énergie.
- *Discocyclines seunesi* (Figure 3-14 G et H) : forme à test hyalin perforé vivant dans des milieux de haute énergie.

Ces calcaires contiennent également d'autres éléments plus communs tels que des mélobésiées essentiellement du genre *Lithotamnium* (Figure 3-14 D, F, G et H). De rares milioles (Figure 3-14 A), des spicules d'oursin (Figure 3-14 B), des fragments de bryozoaires (Figure 3-14 A) ainsi que de petits rotalidés indéterminables et de rares foraminifères planctoniques sont présents dans ce faciès. La matrice est micritique mais localement un ciment sparitique peut se développer.

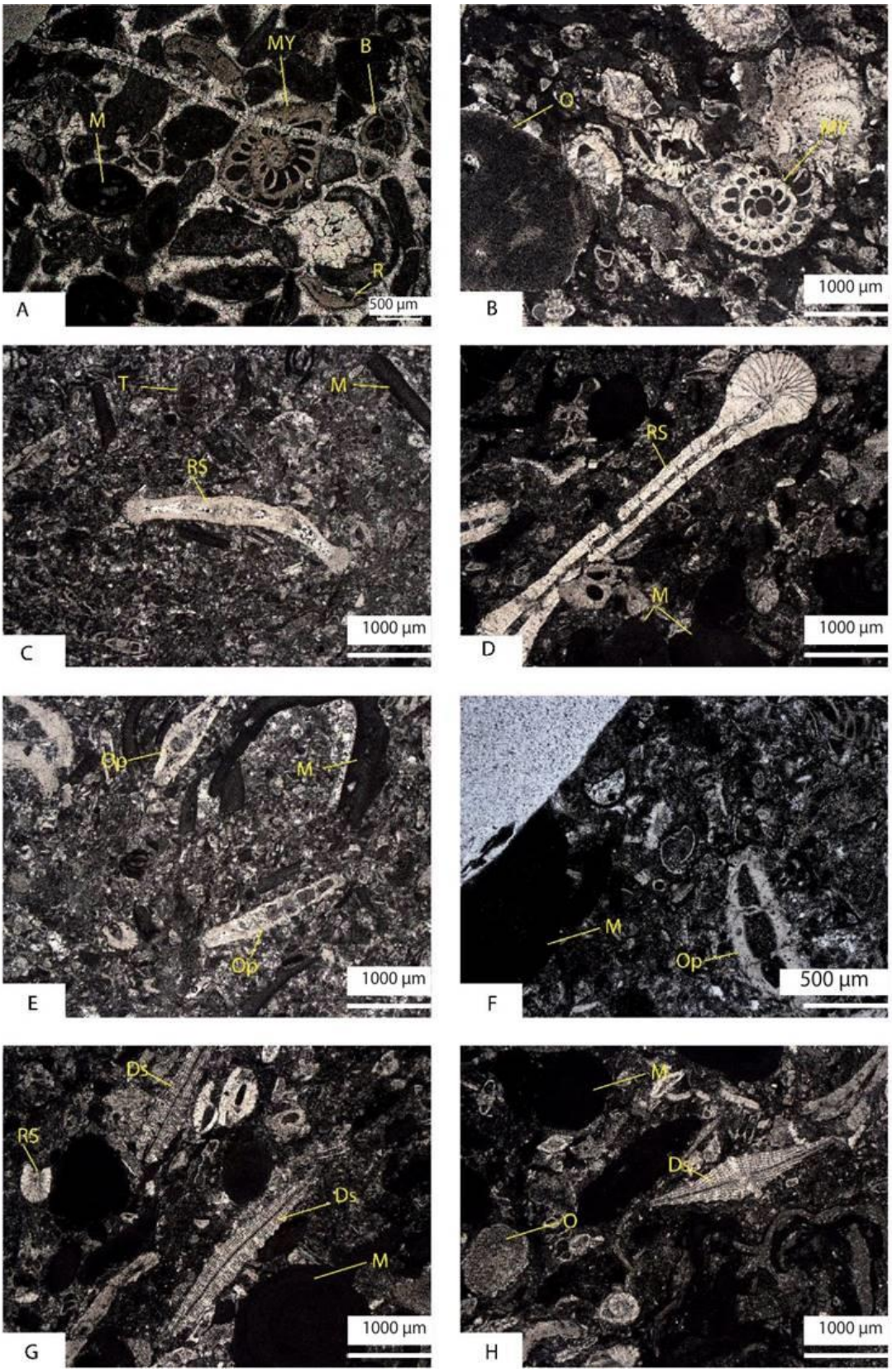


Figure 3-14 : Vues microscopiques des calcaires à grands foraminifères benthiques. A : Grainstone à *Miscellanea yvettae* (MY), milioles (M), petits rotalidés (R), fragment de byozoaire (B). B : Grainstone à *Miscellanea yvettae* (MY) et spicule d'oursin (O). C : Packstone à *Ranikothalia sindensis (RS),* mélobésiées (M)*, et Thalmanita Sp ? (T). D :* Packstone à *Ranikothalia sindensis (RS),* mélobésiées (M)*. E et F :* Packstone à operculine (Op) et mélobésiées (M)*. G et H :* Packstone à *Dyscocycline seunesi (*Ds*), Ranikothalia sindensis (RS),* mélobésiées (M) et spicule d'oursin (O).

3.2.3.7.2 Interprétations

La famille des Miscellanea est une forme de foraminifères benthiques dont l'extension biostratigraphique couvre les biozones SBZ2 SBZ5 (Hottinger, 2009). *Miscellanea yvettae* permet de rattacher une partie de la succession du Mas d'Azil (Petites Pyrénées) à la biozone SBZ3 (Hottinger, 2009; Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). *Discocycline seunesi* et *Rhanikothalia sindensis* sont des foraminifères benthiques également marqueurs de la biozone SBZ3 (Figure 5-14) (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). Ils vivent dans des milieux de haute énergie. Leurs tests plats, indiquent une faible intensité lumineuse correspondant à un milieu de vie relativement profond (BouDagher-Fadel, 2008).

3.3 Environnement de dépôt des différents foraminifères observés

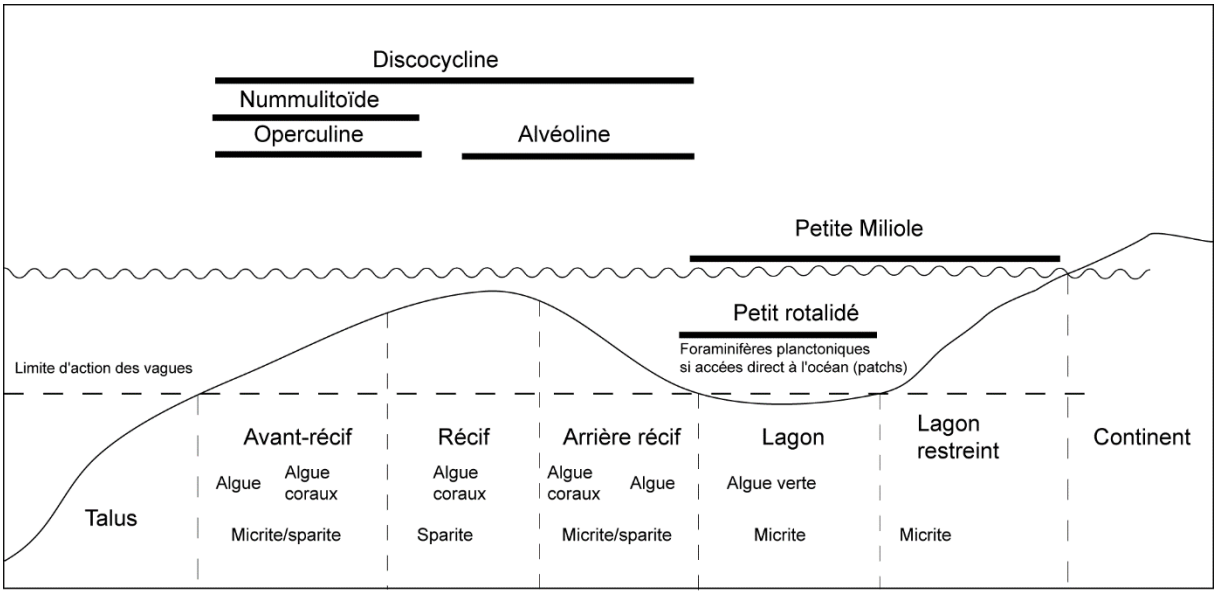


Figure 3-15: Répartition des grands foraminifères benthiques paléogènes de la plateforme téthysienne selon leurs taxons (BouDagher-Fadel, 2008).

Les grands foraminifères benthiques du Paléogène (Figure 3-15) se répartissent selon la paléo-bathymétrie. Cependant, à eux seuls, ils ne permettent pas de reconstituer avec précision cet environnement (Geel, 2000), mais couplés avec d'autre indicateurs, comme le différentes variétés d'algues, ils donnent une estimation de l'environnement de dépôt.

3.4 Le modèle de dépôt de plateforme carbonatée des Petites Pyrénées

Lors du Paléocène trois grands domaines se succèdent dans le domaine nord-pyrénéen, selon axe proximal/distale est/ouest. A l'est, le domaine continental (Freytet 1970, Plaziat, 1984), au centre la plateforme carbonatée, (Villatte, 1962, Tambareau 1972), et à l'ouest un bassin plus profond avec accentuation de la pente au niveau de l'anticlinal d'Audignon (Serrano et al., 2001). L'axe du bassin est parallèle aux proto-Pyrénées et s'allonge selon un golfe dissymétrique. La pente de la bordure sud du bassin est plus importante que celle du nord.

3.4.1 Intégration du bassin nord-pyrénéen paléocène dans un modèle de dépôt

La description sédimentologique des plateformes carbonatées est facilitée par un certain nombre de modèle qui tendent à homogénéiser la description. Ils permettent une interprétation en termes d'environnements de dépôts. Les plateformes carbonatées se déclinent en deux grands types en fonction de leurs morphologies : plateforme barrée et rampe (Ahr, 1973; Ginsburg et James, 1974; Read, 1985; Wilson, 1975; Geel, 2000; Flügel, 2010; Wright, Burchette, 1998).

Tableau 3-1: Comparaison des deux grands modèles de plateforme carbonatée selon leurs éléments constitutifs.

Plateforme de type rampe (Ahr, 1973)	*Plateforme de type barré (Ginsburg et James, 1974)*
Absence de barrière continue	Présence d'une barrière continue ou semi-continue
Pas de rupture de pente	Rupture de pente importante après la barrière
Agitation au niveau du littoral	Agitation au niveau de la barrière
Dépôts littoraux de faible énergie (faciès à boue dominant) peu étendus	Dépôts littoraux très étendus (lagon)

Le modèle de Wilson (Wilson, 1975) est basé sur une association de 24 « Standard Microfacies» (SMF) dans la plateforme carbonatée, répartis dans 9 « Standard Facies Belt » (SFB) correspondant à des associations de microfaciès d'un environnement de dépôt (Figure 3-16).

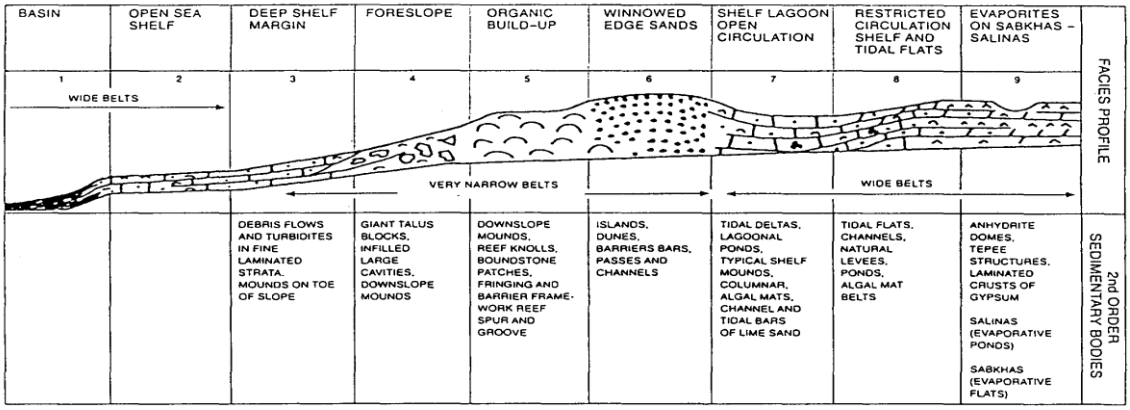


Figure 3-16 : Modèle de Wilson (1975) comportant 9 associations d'environnement de dépôts regroupant des « Standard Microfacies» en « Standard Facies Belt » répartie sur la plateforme carbonatée.

D'autres modèles existent comme celui de Flügel (2010) qui est basé sur le même principe de découpage de la plateforme carbonatée en « Standard Facies Belts » (SFB) associant des « Standard Microfacies» (SMF).

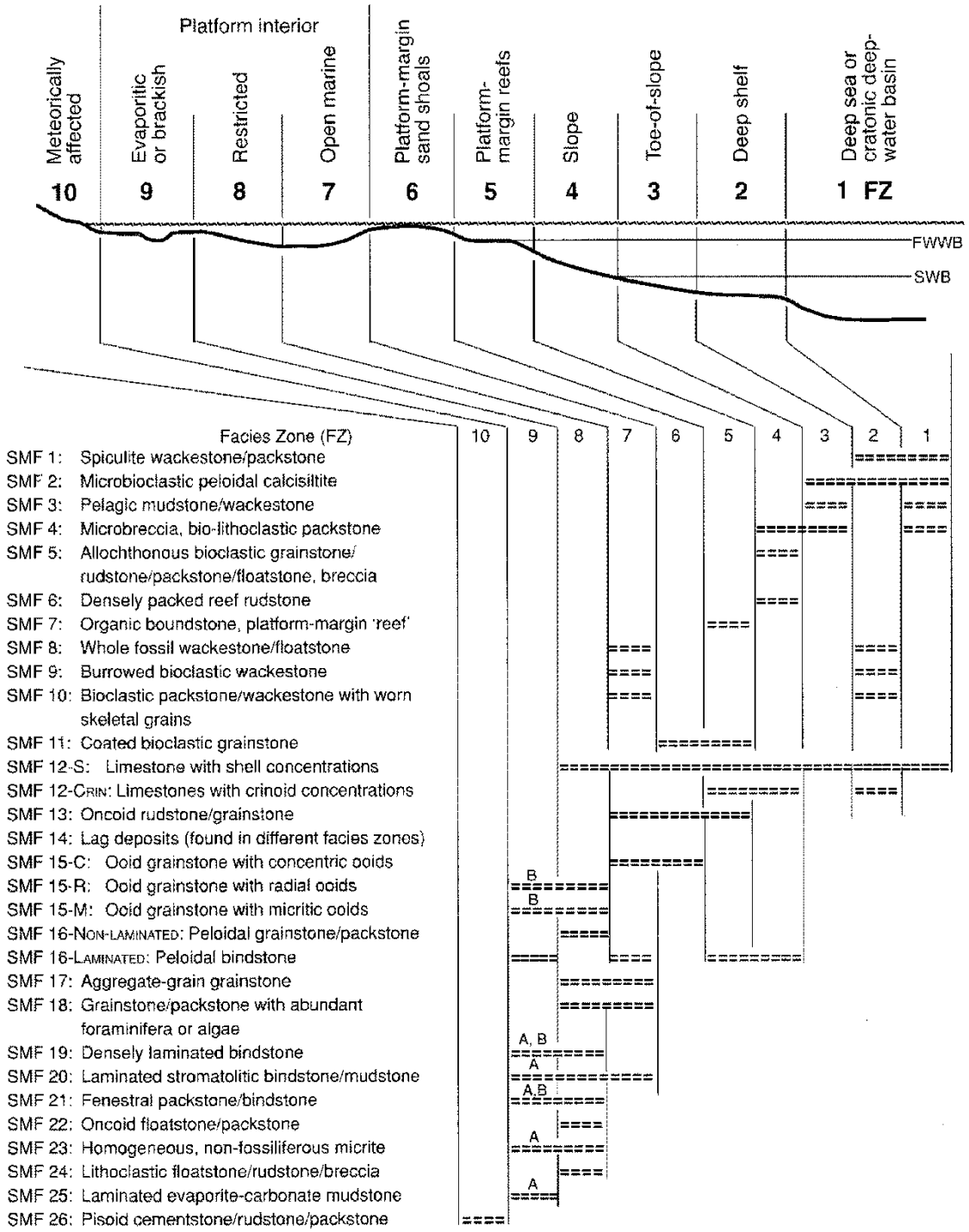


Figure 3-17: Modèle de distribution des « Standard Microfacies» dans « Standard Facies Belt » d'une plateforme carbonatée barrée (Flügel, 2010).

Le modèle de Flügel (2010) s'organise en dix « Standard Facies Belts » composés de 26 « Standard Microfacies » (SMF). L'appartenance d'un échantillon à un « Standard Microfacies » permet de définir les conditions environnementales de leurs dépôts et la distribution des organismes. Un assemblage de « Standard Microfacies » définit un « Standard Facies Belt ». Cependant, toutes les lames minces analysées ne rentrent pas forcément dans le cadre d'un modèle, et ne peuvent être assignées à un « Standard Microfacies ». La plupart des sédiments observés sont attribuables à la plateforme interne (Flügel, 2010).

Le développement d'une plateforme carbonatée est conditionnée par plusieurs facteurs, notamment par les producteurs de carbonates principaux, les conditions hydrodynamiques, ainsi que l'interaction de ces deux facteurs (Pomar, 2001).

Dans les plateformes paléocènes nord-pyrénéenne, la barrière est non-continue (Tambareau et al., 1972). Il existe des patch reef au niveau de hauts fonds aux alentours de Lannemezan (Tambareau, 1972), à La cassine et au Mas d'Azil (cette étude). Ces éléments constituent des faciès alguo-coralien (f15) correspondant au « Standard Facies Belt » 7 à 9 (Flügel, 2010). Ces patch reef délimitent une zone interne, protégée, correspondant au faciès 11 à 14 (« Standard Facies Belt » 6 (Flügel, 2010), ainsi qu'une zone plus externe comportant un hydrodynamisme plus important, faciès 15 et 16 (« Standard Facies Belt » 5 (Flügel, 2010). Un vaste domaine à l'hydrodynamisme faible s'étend des Corbières jusqu'aux Petites Pyrénées s'apparentant au « Standard Facies Belt » 8 et 9 (Flügel, 2010). Au niveau des Petites Pyrénées, l'hydrodynamisme est plus important dans certains niveaux comme les grainstones à ooïdes (f16) et les calcaires algo-coralliens (f15).

3.4.2 **Reconstitution du modèle de dépôt paléocène nord-pyrénéen**

Afin d'établir un modèle de dépôt, il faut discriminer le ou les facteur(s) principal(aux) contrôlant la répartition des organismes carbonatés dans la plateforme paléocène nord-pyrénéenne.

L'analyse des plates-formes carbonatées est essentiellement basée sur la zonation écologique des organismes due à l'intensité lumineuse, bien que d'autres facteurs entre en jeux, tels que la salinité, la température, les courants marins, l'action des vagues, la turbidité… (Pomar, 2001).

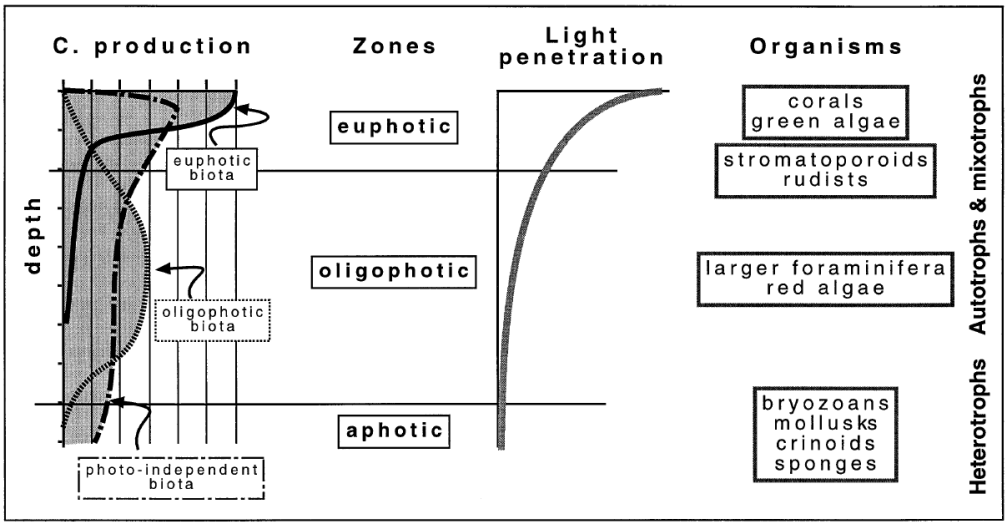


Figure 3-18: Répartition des organismes producteurs de carbonate en fonction de la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau (Pomar, 2001). Les organismes euphotiques vivent dans un environnement peu profond, les organismes oligotrophiques tolèrent un environnement avec une faible intensité lumineuse et les organismes photo-indépendants ne requièrent par de lumière pour vivre.

Dans les mers fermées (comme le bassin nord-pyrénéen au Paléocène), les vagues permanentes et les marées sont de faibles ampleurs (Pomar, 2001). Ceci se traduit par une eau claire et un hydrodynamisme assez faible. Pour la plateforme paléocène, deux domaines se distinguent : l'un protégé avec un hydrodynamisme faible, des organismes à coquilles plus fragiles et des dépôts micritiques ; l'autre plus agité avec des ciments sparitiques et des organismes plus robustes. La présence de patch reefs algo-coralliens sur des hauts-fonds ou la morphologie du trait de côte peuvent suffire à créer cette protection. Il faut envisager cette protection comme discontinue de part la présence de forme planctonique dans les faciès proximaux (BouDagher-Fadel, 2008). Au-delà du lagon, l'hydrodynamisme est plus important, (f15 et 16) comme l'atteste la présence de sparite dans les échantillons analysés (Figure 3-20). Puis, l'hydrodynamisme diminue dans la zone plus distale, comme l'indique la présence de foraminifères à tests perforés (faciès 17).

La salinité joue également un rôle. La plupart des organismes observés dans les faciès (f9 à f17) ont une affinité pour des salinités normales, sauf les milioles qui peuvent vivre dans un environnement sur-salé. L'augmentation de la teneur en sel peut survenir lors de retrait des eaux dans le lagon, lorsque celui-ci est moins connecté au bassin ouvert, les eaux se concentrent alors en sel sous l'action de l'évaporation (Tucker et Wright, 2008). Cette augmentation peut être également due à des modifications des facteurs climatiques.

Au vu des faibles apports silico-clastiques observés dans les lames des Petites Pyrénées, il y a peu de raison de penser que la turbidité soit élevée. En effet, la présence de nombreux organismes vivants dans la zone photique (algues très abondantes), témoignent d'une luminosité importante et/ou d'une faible tranche d'eau.

Ces facteurs interagissent entre eux pour créer des conditions environnementales particulières, et ainsi favoriser un type de dépôt. Ils induisent des dépôts de sédiments complexes se muant dans le temps et dans l'espace.

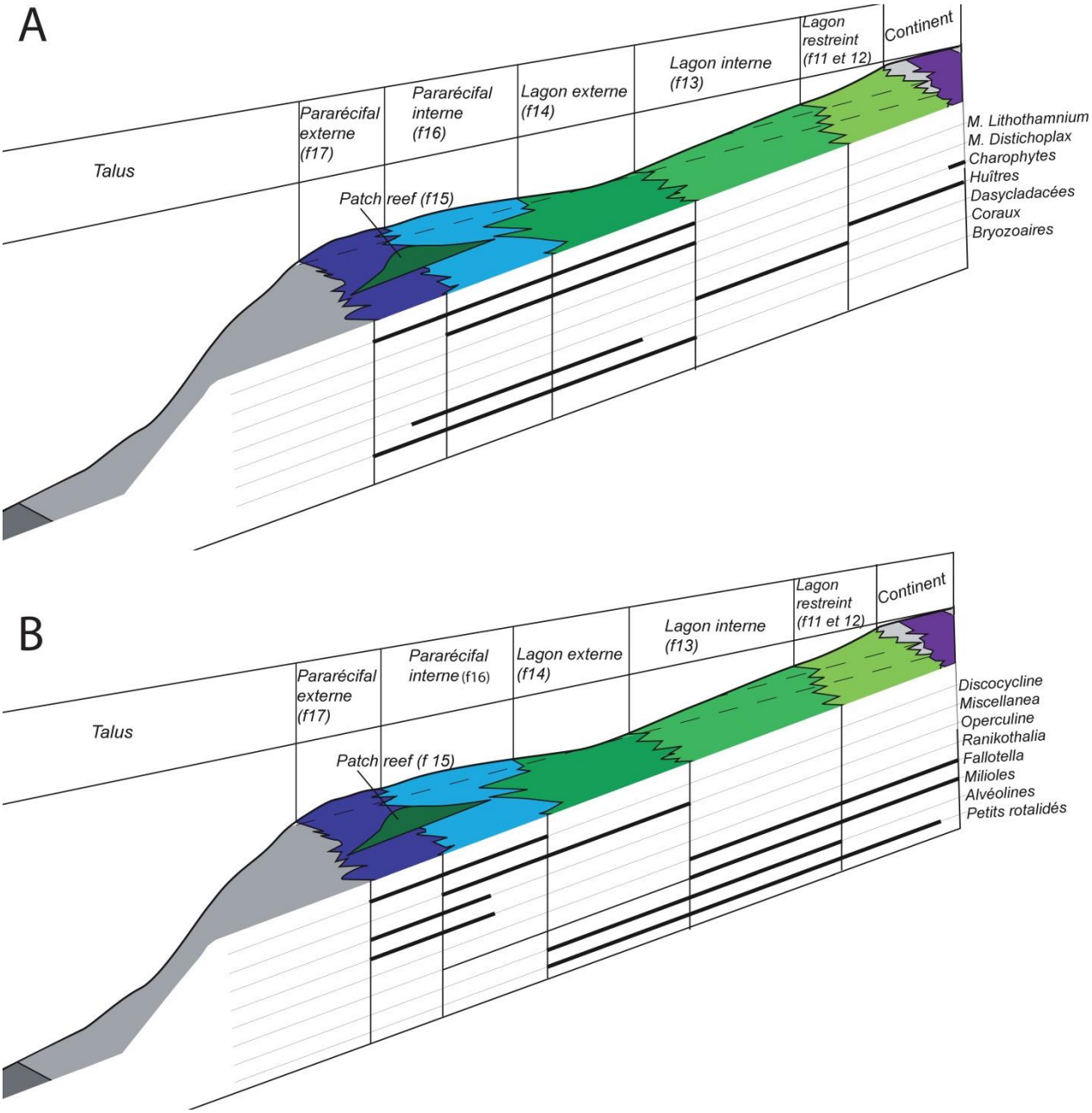


Figure 3-19: Répartition des organismes du bassin nord-pyrénéen le long du profil de dépôt en fonction de l'intensité lumineuse et de la profondeur. A : organismes bio-constructeurs macroscopiques : algues, coraux, huîtres, bryozoaires. B : foraminifères benthiques.

La Figure 3-19 synthétise les observations obtenues à partir de l'analyse des faciès, en prenant en compte l'intensité lumineuse. Les différents organismes observés ont des besoins en lumière qui varient (Figure 3-18). Ainsi, leur présence/absence dans les successions sédimentaires, donnent des indications sur la bathymétrie (fortement liée à l'intensité lumineuse) (Pomar, 2001).

Les algues rouges, du genre mélobésiées renseignent sur l'hydrodynamisme ainsi que sur la profondeur (Flügel, 2010). Deux genres sont aisément observables dans les Petites Pyrénées, *Lithothamnium* et *Distichoplax* (Tambareau, 1972). La morphologie des algues rouges est plus robuste (*Lithothamnium*) dans un hydrodynamisme fort et plus fine (*Distichoplax*) dans un milieu plus calme (Bosence,

1991). Ces algues sont des indices de paléo-bathymétrie pour le Néogène : *Lithothamnium* à un milieu de vie qui se situe entre 40 et 100 m tandis que *Distichoplax* préfère une colonne d'eau moins importante (entre 20 et 40 m). Cette échelle de profondeur est valable uniquement pour le Néogène, cependant les formes plus fines semblent vivre dans une colonne d'eau moins importante que les formes robustes (par exemple dans un lagon protégé). Dans les lames minces étudiées, ces deux algues sont parfois associées, parfois seule. Donc leur présence, absence ou association donne des indications relatives sur la paléo-bathymétrie.

L'ensemble des observations et des interprétations sont synthétisés sur la figure 3.20. Les faciès y sont agencés en ceinture, en fonction de indices faciologiques de distalité qu'ils comportent.

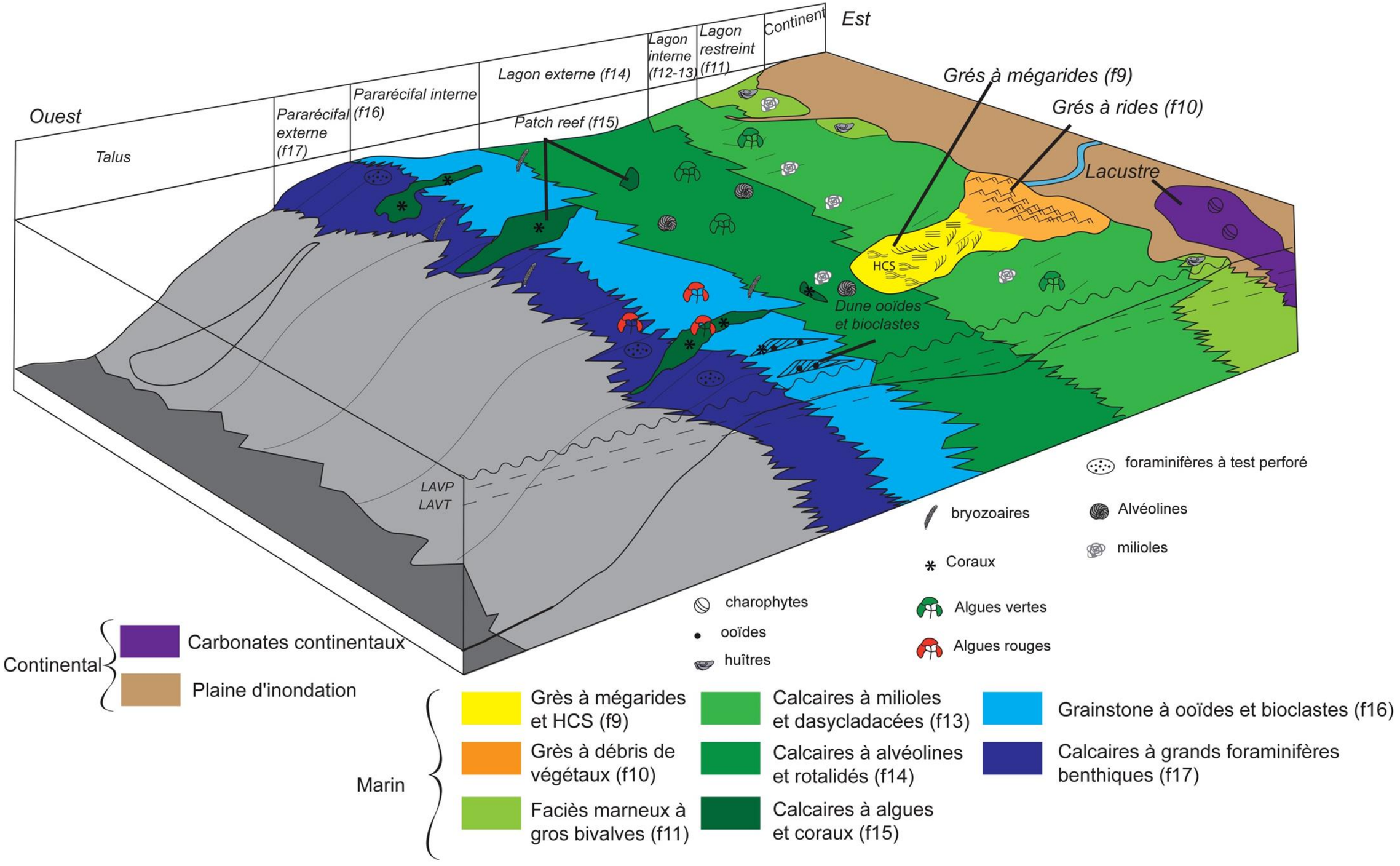


Figure 3-20 : Reconstitution de modèle de dépôt pour la plateforme carbonatée palocène nord-pyrénéenne. La morphologie du trait de côte, ainsi que le faciès alguo-corallien définissent des zones très protégées. Les faciès continentaux sont décrits dans la partie 3.6.

3.5 Caractéristiques macroscopiques et pétrographiques des faciès continentaux

3.5.1 **Plaine d'inondation**

La quasi-totalité de la série paléocène des Corbières a subi l'influence de développement de sol. Les faciès ont conservé à différents degrés les traces de ces sols fossiles. Majoritairement, les paléosols s'installent dans les faciès meubles de la plaine d'inondation, si bien qu'ils sont décrits dans un même paragraphe (§ 3.5.1.1). Ces sols se mettent aussi en place dans une moindre mesure au sommet de bancs compétents. Mais également sur différents substrats comme des carbonates continentaux, et dans ce cas ils sont décrits avec les calcaires continentaux (§ 3.5.4).

3.5.1.1 Argiles et silts bariolés (f1)

3.5.1.1.1 Description

Les argiles et silts bariolés sont très abondants et peuvent constituer jusqu'à 70% des séries continentales étudiées. Ce faciès contient des intercalations plus silteuses et des lentilles de grès ou de conglomérats (Figure 3-22 B), en contact érosif dans les argiles. Il est composé de sédiments très fins, d'argiles et de silts, avec une forte proportion carbonatée, souvent supérieure à 60%. Selon le taux de carbonate, et la teneur en silts les bancs sont plus ou moins compétents. Leurs couleurs vont du rouge, orange à jaune et gris. Ces silts peuvent contenir des mudclasts ou des lithoclastes localement (Figure 3-22 A). Enfin, ces argiles comportent localement des passées plus blanchâtres, s'apparentant à des évaporites (Figure 3-21 F). Le gypse peut être décelé, notamment par la forme caractéristique de ces cristaux en lames minces (pseudomorphose). La coloration des dépôts en teinte rouge est généralement bien plus vive dans la base du Danien que dans le Danien supérieur ou le Thanétien où elle prend des teintes souvent plus ocres. Les argiles et silts présentent de la marmorisation (taches de couleur différentes de la couleur globale) plus ou moins marquée, mais quasi-omniprésente. Les teintes alternent entre marmorisation jaune, ocre, violette et rouge (Figure 3-21 B, F). De plus, les argiles et silts bariolés contiennent de façon plus ou moins abondante de petites concrétions carbonatées, des glaebules, souvent blanches ou roses. Elles sont de forme irrégulière, et composées presque exclusivement de carbonate. Leur abondance varie et peuvent être éparses (en majorité sur les coupes étudiées) et localement présentent de forte concentration, voire être coalescentes (Figure 3-21 E, F). Généralement, la transition entre glaebules éparses et coalescentes se fait progressivement, vers le sommet des bancs, qui dans ce cas est plus compétent et mieux marqué à l'affleurement (Figure 3-21 E). Les horizons de glaebules coalescentes forment des bancs de couleur blanche de 10 à 70 centimètres d'épaisseur. Souvent, les bancs ont un aspect bréchique, voire fracturé

et une organisation verticale peut être observée formant de véritables colonnettes (Figure 3-21 D, G). De petits filons calcitiques horizontaux sont observés entre ces colonnettes, créant une fabrique horizontale. A noter la présence de slickenslide (micro-fractures contenant un drapage argileux typique des zones arides), dans les marnes légèrement indurées à Lairière (Figure 3-21 H).

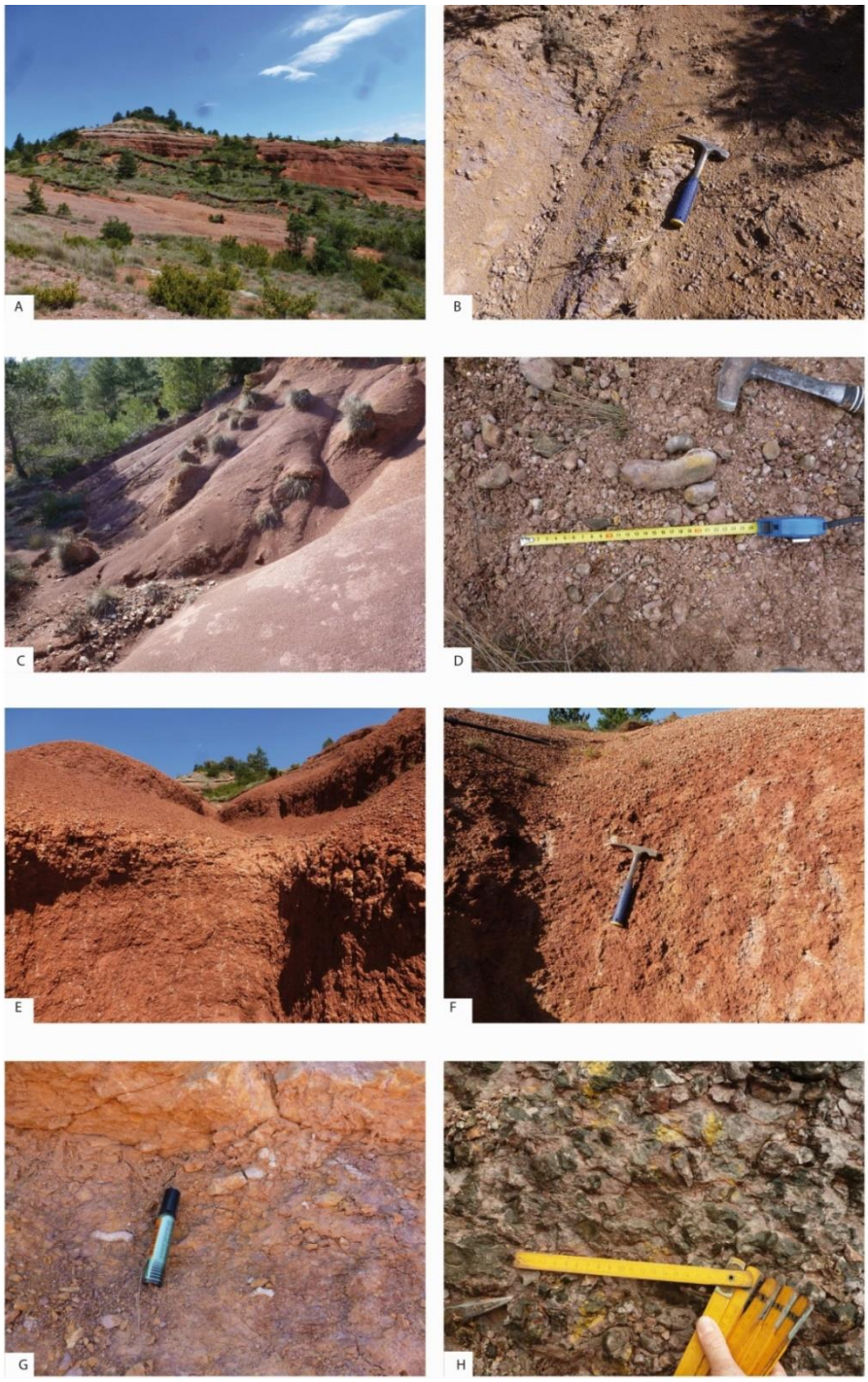


Figure 3-21 : Faciès macroscopiques des argiles et silts bariolés. A : Alternance de paléosols et d'argiles rouges, Peyrolles. B : Argiles bariolées : observation d'une marmorisation jaune, ocre et violette, Montplaisir. C : Argiles rouges à violettes, peu marmorisées comportant des glaebules éparses, Montplaisir. D : Traces de rhizoconcrétions carbonatées (racines), Lairière. E : Argiles rouges, fabriques verticales (traces de racines et glaebules éparses) Peyrolles. F : Argiles rouges avec des tâches de marmorisation jaune Peyrolles. G : Traces de rhizoconcrétions carbonatées (racines), Montplaisir. H : Drappages argileux (slickendslides) typiques des zones arides, Lairière.

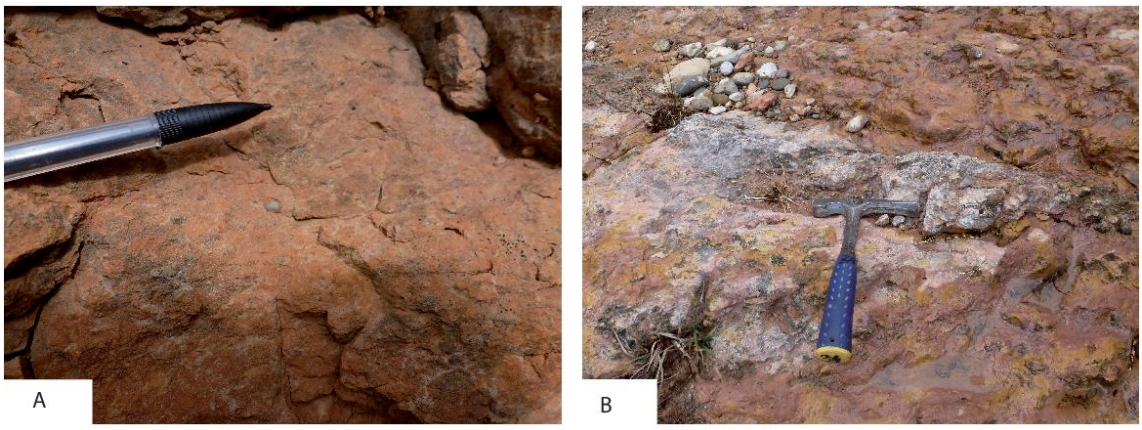


Figure 3-22 : Faciès macroscopiques des argiles et silts bariolés. A : Présence de clastes localement dans les silts, Arques. B: Lentille de conglomérats dans un niveau de silts, Lairière

3.5.1.1.2 Interprétations

L'analyse granulométrique montre que ce sont des dépôts de faible énergie. Les argiles et silts bariolés sont des limons fluviatiles de débordement (Plaziat, 1966) transportés en suspension dans l'eau durant les débordements (crues). Après une crue, les particules en suspension se déposent lors de la décélération du courant, et l'eau retourne dans les chenaux (Bridge, 2007). L'eau stagne dans les dépressions. Elle se concentre en ions sous l'action de l'évaporation, favorisant la précipitation de carbonates dans les sédiments. Ces dépôts qui sont les plus fins et les moins indurés, se déposent dans la plaine d'inondation loin des chenaux actifs (Bridge, 2007; Marriott et Wright, 1993). L'alternance de la granulométrie très fine à fine et la présence de figures de paléosols dans ce faciès montre que le dépôt se fait de manière intermittente. La saisonnalité des crues enregistrées par les dépôts de débordement peut expliquer ces variations.

Les dépôts de la plaine d'inondation subissent des processus de pédogenèse pendant les périodes de non-dépôt et les structures pédogénétiques sont nombreuses. La marmorisation qui se manifeste par la juxtaposition de couleurs brûne/ôcre, rose/rouge/jaune voire blanchâtre, est liée aux états oxydés/réduits du fer dans un sol, du fait du battement d'une nappe phréatique (Verrecchia et Freytet, 1989). Elle s'exprime bien dans le faciès argileux. Elle correspond à des halos, aux contours diffus, souvent mal définis. Ce phénomène survient lorsque la teneur des sédiments en fer dépasse 2% dans la zone de fluctuation du niveau de la nappe. Les ions fer (II et III) migrent et se fixent sur les sédiments. Les teintes vives (orange, rouge, jaune) sont le résultat d'une accumulation d'ion fer III tandis que les zones dont la teneur est faible en cet élément prennent des teintes grises à blanches (riche en ions fer II).

Les traces fossiles sont peu ou pas conservées dans ce type de faciès hormis les *Microcodium* et des traces de racines (rhizoconcrétions sur la Figure 3-21 D, G). Certaines concrétions de calcaires en colonnette s'apparentent à des manchons cylindriques formés autours de racines. La marmorisation est souvent plus

importante le long de ces concrétions, témoignant d'une circulation d'eau plus importante et d'une activité racinaire. Généralement, ces structures tubulaires (carbonate autour des racines) ou traces fongiques carbonatés (filaments carbonatés) se forment dans des sols bien développés (Retallack, 2001).

Les slickensides observées à Lairière sont des surfaces ondulées résultants des cycles de gonflement rétractation des argiles lors de l'alternance des saisons sèches et humides (Mack, James et Monger 1993; Cojan, 2006).

Les paléosols ponctuent la série paléocène des Corbières, généralement dans les argiles et silts bariolés dont ils modifient le caractère primaire. Le taux de sédimentation dans les sédiments fluviaux n'est pas constant, il varie dans le temps et dans l'espace. Ainsi, (Kraus, 1987) décrit un modèle de répartition des paléosols dans la plaine d'inondation : sur les levées en marges des chenaux les sols formés sont généralement bien drainés, à cause de leur position topographique, et de leur granulométrie (sables fins et silts, perméables). Plus loin du chenal, le drainage est moins efficaces (conditions topographiques basses et sédiments plus fins). Le modèle de faciès pédologique développé se focalise sur le degré de développement de la pédogénèse qui augmente avec l'éloignement du chenal actif.

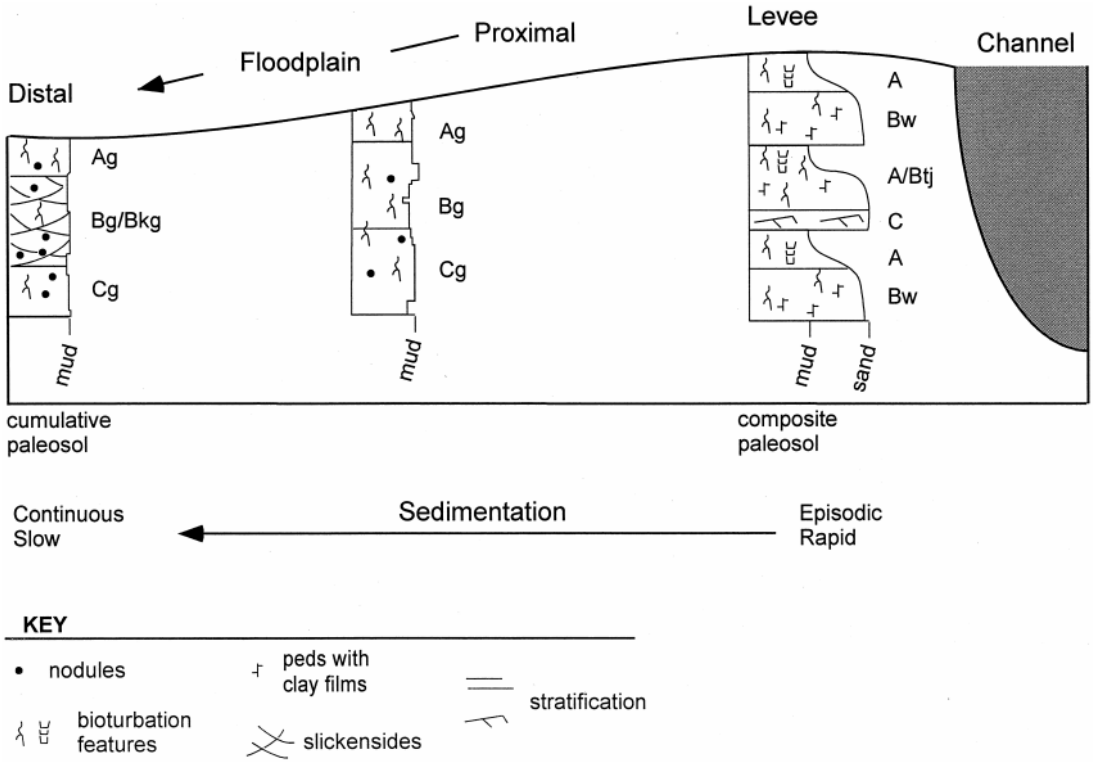


Figure 3-23: Diagramme montrant les relations pédogénétiques. Des paléosols composés se forment à proximité des chenaux à cause d'une sédimentation rapide et épisodique. Plus éloignés des chenaux, les paléosols sont plus matures et de type cumulatif, grâce à un taux de sédimentation faible et stable. (Kraus, 1999).

Cette gradation de la maturation peut être attribuée à la granulométrie décroissante du chenal vers la plaine d'inondation (diminution de la perméabilité). Cependant, ce modèle n'explique pas les variations latérales de faciès dans toutes

les plaines d'inondation (Kraus et Gwinn, 1997). En effet, la maturité des paléosols peut également être fonction de la position dans le système distributaire (Hartley et al., 2013).

L'abondance des glaebules donne une bonne idée de la maturité des sols. Avec le développement du paléosol, les premiers nodules carbonatés apparaissent dans un horizon d'accumulation de carbonate (Bk) (Machette, 1985; Retallack, 2001). Puis, le carbonate micritique remplace peu à peu le sédiment originel. Les glaebules deviennent plus grandes et peuvent éventuellement devenir coalescentes jusqu'à former un horizon solide au top de l'horizon calcaire (Machette, 1985; Retallack, 2001). Il est cependant difficile d'estimer la durée d'existence d'un paléosol en fonction du nombre de glaebules puisque leur vitesse d'accumulation diffère en fonction des climats, des latitudes et de la concentration en Ca des eaux souterraines (Wright, 1990). La différenciation d'un sol en plusieurs horizons peut également être un marqueur de sa maturité (Retallack, 1988), et donner des notions relatives de temps.

Remarque : Un sol préservé dans sa totalité (ou au moins jusqu'à l'horizon B), présentera des horizons avec une coalescence croissante des glaebules carbonatés vers le sommet du paléosol. Ainsi, il est parfois difficile de distinguer une superposition de paléosols (séparée ou non par une discontinuité érosive) d'un paléosol complet sans lacune

- Accumulation de carbonate secondaire dans les sols.

Plusieurs modèles d'accumulation des carbonates dans le sol existent. Les quatre principaux sont décrits ci-après (Machette, 1985) :

-Dans certains sols, des remontées d'eau par capillarité sont à l'origine de l'accumulation de carbonate secondaire dans le sol. Cependant, ce processus nécessite que le milieu soit poreux, et les eaux de la nappes riches en ions calcium

-L'horizon d'accumulation de carbonate secondaire peut également provenir de l'altération de certaines roches, riches en ions calcium. Ces ions remobilisés, précipitent alors dans le sol (via les eaux souterraines parfois ; et les eaux de surface).

-Le carbonate des sols provient de l'évaporation des eaux souterraines, créant des eaux de surface chargées en ions, et favorisant donc leur précipitation.

-Un dernier modèle de dépôts existe, où le carbonate est amené sous l'action du vent, et est lessivé dans le sol (modèle *per descendum*).

Ces différents modèles d'accumulation des carbonates dans les sols peuvent aisément se succéder. Dans ce cas, il est difficile de savoir quel processus précipite le carbonate secondaire.

Le modèle communément admis est celui de l'évaporation, entrainant une sursaturation puis une précipitation au sommet de la nappe phréatique (zone vadose). En effet le carbonate pédogénétique se forme lorsque la solution devient

sursaturée en calcite (Cerling et Quade, 1993). Une telle solution est obtenue à partir de l'abaissement de la pression partielle en CO_2, et d'une augmentation en ions calcium des eaux grâce à l'évapotranspiration ou à l'évaporation. La diminution du CO_2 dans le milieu le rends moins acide, et donc moins apte à dissoudre du calcaire, et favorise la précipitation. C'est le modèle qui semble s'appliquer au Paléocène des Corbières : la fraction carbonatée provient de la redistribution du carbonate par l'oscillation de la nappe phréatique sous-jacente (Freytet et Plaziat, 1982; Freytet et Verrecchia, 2002). L'apport en carbonate sur la zone d'étude se fait essentiellement via les roches encaissantes mésozoïques et leurs produits d'érosion (Plaziat, 1984).

A cette précipitation physicochimique s'ajoute l'action des sols, avec la modification du milieu par les plantes. Elles peuvent créer des conditions favorables à la précipitation de carbonate, notamment autour des racines.

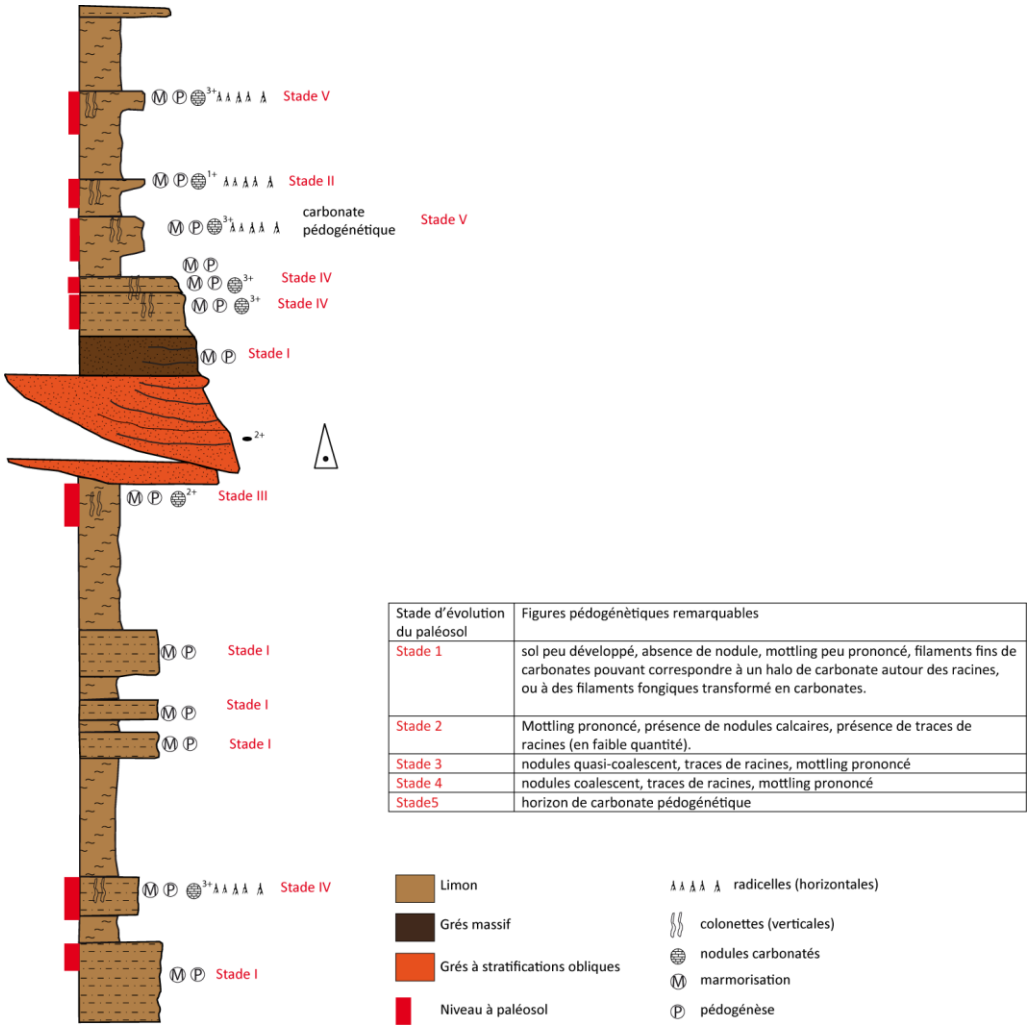
- Classifications de maturité des paléosols des Corbières

Il existe de nombreuses classifications de maturité des paléosols. Cependant, toutes prennent en compte le degré de développement de l'horizon carbonaté (Gile et al., 1966 , Machette, 1985, Retallack, 2001). Dans les Corbières il s'agit essentiellement de calcisols. Le groupe de référence des calcisols englobe les sols dans lesquels il y a accumulation de carbonate secondaire. La classification établie ci-après tient compte des modèles établis par la littérature ainsi que des divers objets pédogénétiques observés sur le terrain.

Ainsi, 5 stades de maturité des paléosols ont été individualisés dans la série du Paléocène, et adaptés aux figures pédogénétiques visibles dans les paléosols des Corbières. :

- Stade 1 : sol peu développé, absence de nodule, mottling peu prononcé, filaments fins de carbonates pouvant correspondre à un halo de carbonate autour des racines, ou à des filaments fongiques transformés en carbonates.
- Stade 2 : mottling prononcé, présence de nodules calcaires éparses, présence de traces de racines (en faible quantité).
- Stade 3 : nodules quasi-coalescents, traces de racines, mottling prononcé
- Stade 4 : nodules coalescents, traces de racines, mottling prononcé
- Stade5 : horizon de carbonate pédogénétique, correspondant à un banc induré, qui a un aspect fortement bréchique.

Le dernier stade correspond à un arrêt de la sédimentation trop important en termes de temps (plus de 500 000 ans), pour qu'ils soient présents sur notre zone d'étude. Les stades 5 dans notre étude correspondent à l'installation d'un sol sur un banc calcaires, et donc à des carbonates palustres fortement remaniès. Il est donc difficil de dire si si leur degrès de mâturité ou le temps de leur développement est plus ou moins important que les sols qui se sont developpé sur le subtrat argileux (stades 1, 2, 3, 4). Le stade 5 correspond donc ici à l'installation d'un sol sur un substrat calcaire.



Stade d'évolution du paléosol	Figures pédogénètiques remarquables
Stade 1	sol peu développé, absence de nodule, mottling peu prononcé, filaments fins de carbonates pouvant correspondre à un halo de carbonate autour des racines, ou à des filaments fongiques transformé en carbonates.
Stade 2	Mottling prononcé, présence de nodules calcaires, présence de traces de racines (en faible quantité).
Stade 3	nodules quasi-coalescent, traces de racines, mottling prononcé
Stade 4	nodules coalescent, traces de racines, mottling prononcé
Stade5	horizon de carbonate pédogénétique

Figure 3-24: Exemple d'une succession lithologique comportant 5 stades de maturité des paléosols en fonction des figures pédogénétiques.

3.5.1.2 Argiles rouges à *Microcodium* (f2)

3.5.1.2.1 Description

A l'affleurement, ces bancs sont décimétriques à métriques, rouges, proéminents et indurés (Figure 3-25 A). Ils sont essentiellement constitués d'argiles formant la matrice dans laquelle se trouvent quelques grains de silts et quartz épars et d'abondants grains ovoïdes : des prismes de calcite avec une organisation rayonnante, formant les *Microcodium*. La matrice entre les *Microcodium* est généralement rouge et plus rarement jaune. Après une analyse DRX, les proportions en argiles de cette matrice sont les suivantes. La kaolinite est majoritairement représentée avec près de 50% de la teneur, puis viennent la vermiculite et l'illite 15% et enfin les interstratifiés illite/smectite, et la chlorite, dont la teneur est de 10%. Dans une moindre proportion, elles contiennent localement palygorskite et antigorite.

Lorsque l'affleurement est nettoyé, les *Microcodium* apparaissent à la patine (Figure 3-25 C). Leur abondance varie rapidement latéralement dans les bancs,

passant de 80% à 1 à 2% en quelques mètres. Ils peuvent être en colonies, dans ce cas ils sont jointifs, séparés par un mince film d'argiles. Ils sont dits en « corn-cob ». Dans le même banc à quelques mètres, ils peuvent devenir épars (forme laminaire). Ils semblent s'agglutiner dans des zones préférentielles (Figure 3-25 B) pour former de véritables colonies. Il est difficile de déterminer le faciès d'origine de ces bancs, tant les *Microcodium* sont présents et l'ont transformé. Ainsi, les carbonates primaires sont remplacés par les *Microcodium*, seuls certains grains siliceux peuvent subsister dans cette matrice.

Enfin, des traces pédogénétiques sont associées à ce faciès. Les bancs contiennent fréquemment une structuration verticale, ainsi que des traces de racines (Figure 3-25 B).

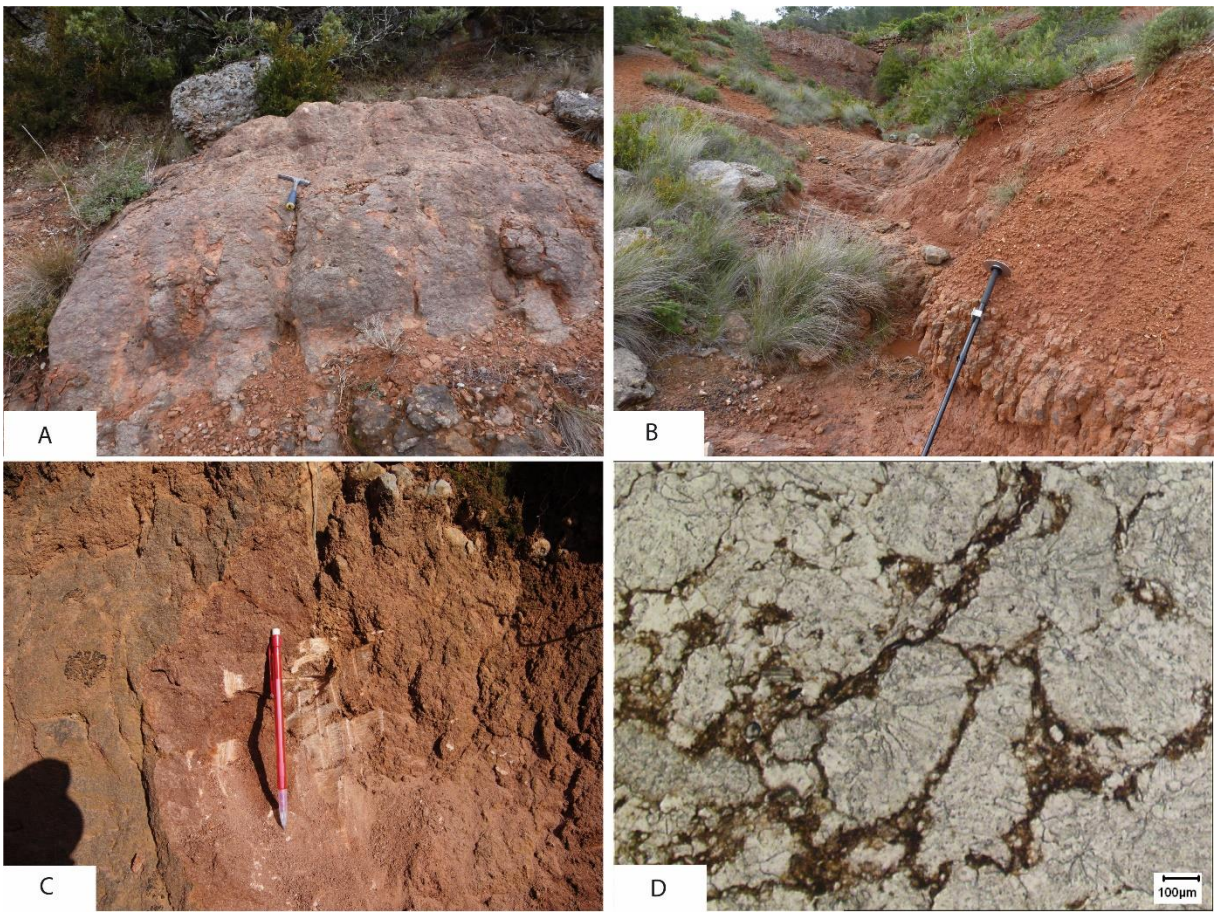


Figure 3-25: Faciès macroscopiques des argiles rouges à *Microcodium*. A: Banc d'argiles indurés par les *Microcodium*. Lairière. B: Argiles à *Microcodium* présentant un banc à fabrique verticale, Côté Aigre. C: Patine blanche des bancs à *Microcodium*, qui laissent apparaitre les cristaux de calcite lorsqu'ils sont rafraichis, Lairière. D : Vue microscopique en LPNA des argiles à *Microcodium* en colonie de type « corn-cob », Lairière.

Interprétations

Ce faciès d'argiles rouges à *Microcodium* devait être assez proche des faciès d'argiles et silts bariolés (voir § 3.5.1.1). Cependant, les grains de *Microcodium* ont remplacé totalement ou partiellement par dissolution et corrosion les substrats qu'ils colonisent et, plus particulièrement, les faciès carbonatés. La présence de *Microcodium* est conditionnée par la nature calcaire du substrat et par la présence de

paléosols. L'accumulation des *Microcodium* se fait dans des environnements de dépôt continentaux (Kabanov et al., 2008; Kosir, 2004) affectés par des phénomènes pédogénétiques (Elharfi et al., 2007) dans des sédiments palustres, ou fluviaux (Freytet et Plaziat, 1982; Wright et al., 1995; Alonso-Zarza, 2003). Les éléments carbonatés comme les glaebules de la plaine d'inondation sont remplacées en premier par les *Microcodium*, (Freytet et Plaziat, 1982). Ils s'agglutinent dans la roche hôte préférentiellement via les fractures, diaclases et les cavités karstiques (comme c'est le cas dans la base du Paléocène dans les Petites Pyrénées et les Corbières (Freytet et Plaziat, 1982; Marty et Meyer, 2006a). Les *Microcodium* peuvent se développer jusqu'à plusieurs mètres sous la surface d'exposition.

Il existe trois types de *Microcodium* définis actuellement (Elharfi et al., 2007) :

- Type 1 : Les cristallisations de calcite sont disposés le long d'un axe, sous forme d'agrégats cylindriques « corn-cob », ou en formes de sphères (connectées ou non) (Freytet et Plaziat, 1982)
- Type 2 : Les prismes constituent des séries parallèles le long d'un plan composées de couches asymétriques d'agrégats (colonie laminaire).
- Type 3 : Forme plus rare constituée de cristaux de calcites en amas dit « isodiamétrique »

Les *Microcodium* observés dans le bassin nord-pyrénéen sont essentiellement de la forme « corn-cob », bien que la forme laminaire soit aussi observée localement (Freytet et Plaziat, 1982; Wright et al., 1995).

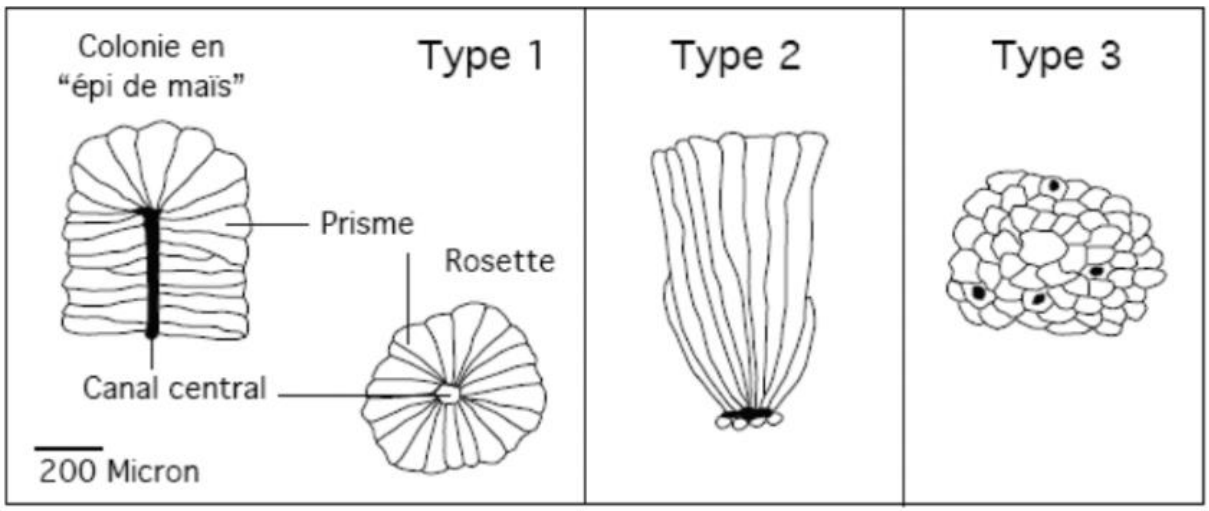


Figure 3-26: Les formes les plus répandues de *Microcodium* composées de calcite. Type 1, forme cylindrique "corn-cob". Type 2 : colonie laminaire. Type 3 : les cristaux de calcite ne sont pas prismatiques, mais isodiamétriques (Elharfi et al., 2007).

Ces cristallisations d'origine organique n'ont pas d'équivalent actuel, il est donc difficile de comprendre leur provenance. Plusieurs hypothèses ont été émises quant à leur origine. Ainsi, la minéralisation des *Microcodium* pourrait être biologiquement induite par des organismes saprophages ou une association microbienne (Kabanov et al., 2008), ou bien, pourraient se former par calcification

des structures racinaires avec ou sans influence de micro-organismes (Alonso-Zarza, 2003).

3.5.2 **Dépôts de système chenalisé**

3.5.2.1 Grès fins bariolés massifs (f3)

3.5.2.1.1 Description

Ces grès fins tabulaires sont d'extension variable, de quelques mètres à quelques centaines de mètres (Figure 3-27 B, E). Leur couleur est rouge à grise (selon l'altération pédogénétique). Ils sont le plus souvent intercalés dans les argiles et silts bariolés (f1) et peuvent être juxtaposés à des grès plus grossiers à figures de courant (f4 voir §3.5.2.2). Leur base n'est pas ou peu érosive. L'épaisseur des bancs peut varier rapidement, pour passer de 90 cm à 10 cm en une dizaine de mètres. Ils ont souvent un aspect « en boule » (Figure 3-27 A, F). Le cœur de ces bancs est généralement gris (moins altéré). Les séquences de dépôt sont grano-décroissantes (dépôt en « fining-up ») et ne comportent pas de structures sédimentaires visibles. Localement les bancs peuvent comporter de petits clastes (Figure 3-27 C). Ces grès fins ont une proportion de matrice carbonatée assez importante (jusqu'à 60%). Les grains de quartz sont souvent associés à des débris de *Microcodium* souvent remaniés (Figure 3-28 A, B, C). La pédogénèse est fréquente et altère principalement les sommets de bancs bien que celle-ci puisse se propager à plus d'un mètre sous la surface. Les indices de cette pédogénèse sont une marmorisation prononcée, un aspect noduleux et des traces de racines (Figure 3-27 D, F).

En microscopie, les grains sont essentiellement de deux sortes : carbonatés et siliceux. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux et représentent 40 à 80%. Les grains carbonatés sont essentiellement des prismes de *Microcodium* (10 à 30%) (Figure 3-28). Il peut également arriver que les *Microcodium* colonisent ce milieu, et altèrent de préférence les parties de la roche les plus carbonatées, à la faveur de fractures, ou de zones de moindre compétence de la roche (Figure 3-28 D).

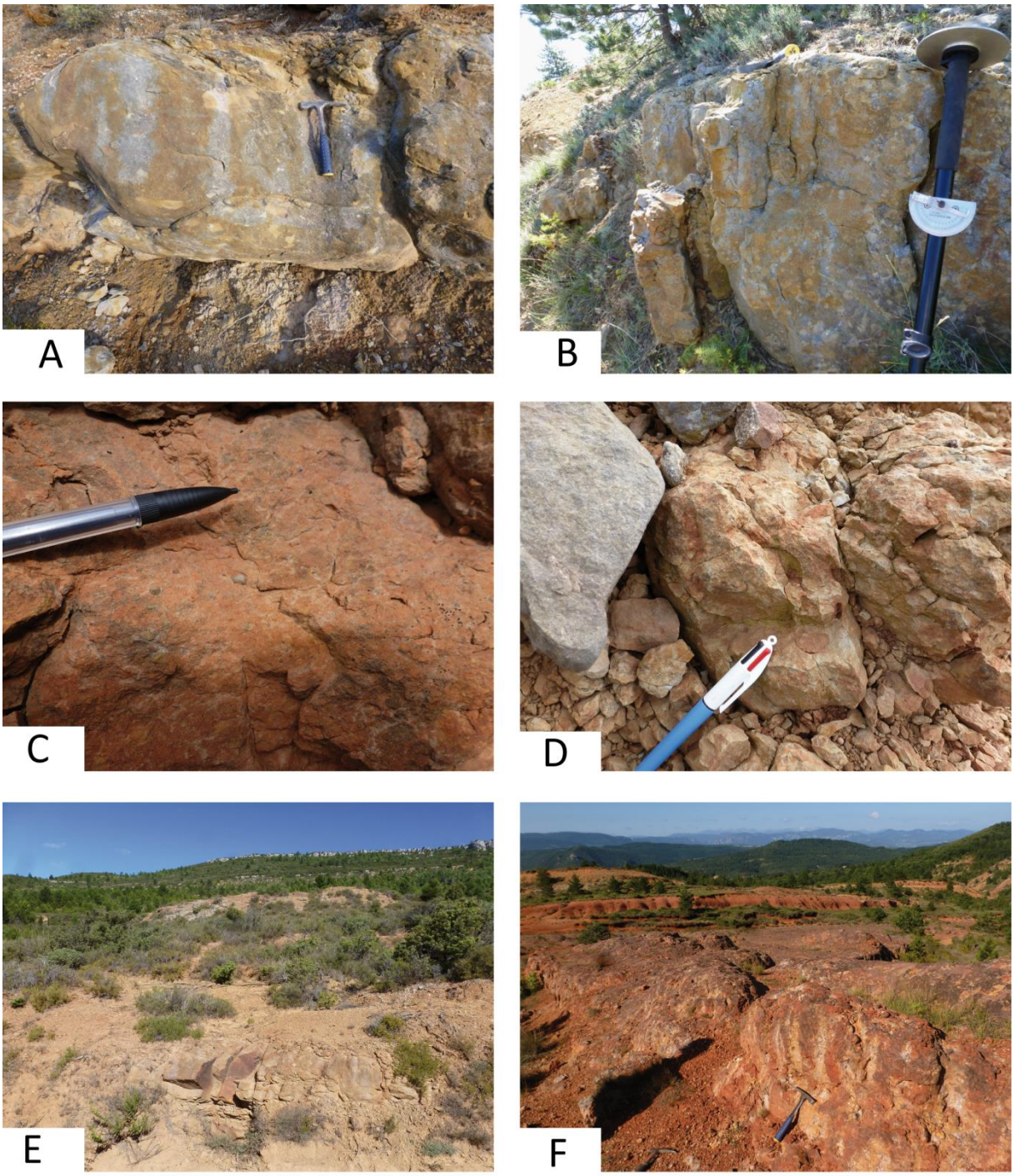


Figure 3-27 : Planche de faciès des grès fins bariolés massifs (f4). A : Grès marmorisés et pédogénétisés donnant un aspect "en boule" dans le Thanétien de Lairière. B : Variation d'épaisseur dans un banc de grès (texture grès fin à moyen) dans le Thanétien de Peyrolles. C : Clastes dans une matrice gréseuse des grès massifs du Danien de la série d'Albas. D : Traces de racines (rouges) dans les grès massifs du Danien de la série d'Albas. E : Lentille de grès fin à matrice carbonatée dans le Thanétien supérieur à Albas. F : Grès massif d'aspect en "boule", entièrement colonisé par des *Microcodium*, dans le Danien de Lairière.

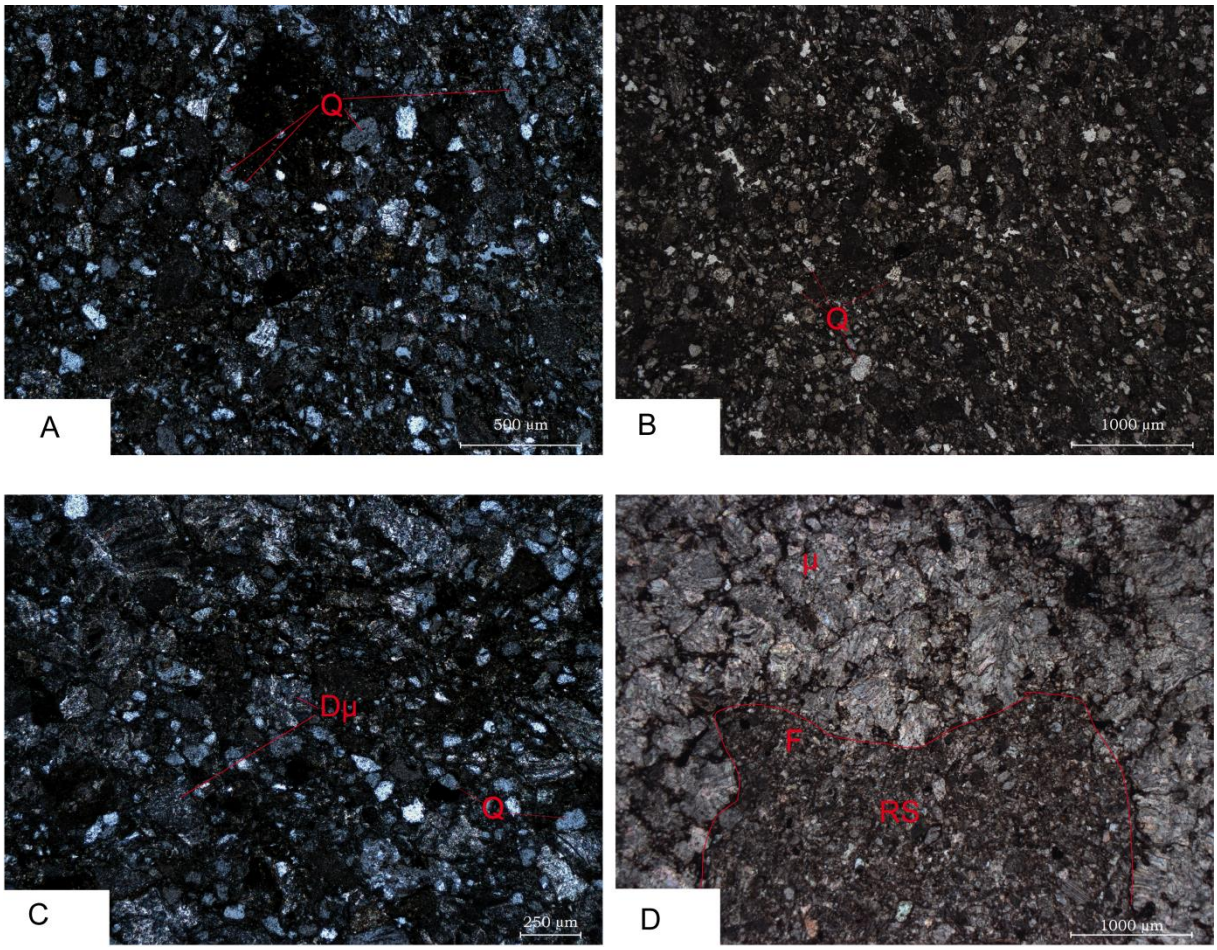


Figure 3-28: Planche de microfaciès des grès fins bariolés massifs pris dans le Thanétien de Lairière. A : La matrice carbonatée (micritique) contient des quartz sub-arrondies à anguleux (Q), lame La-01-19 en LPA. B : Quartz sub-arrondie à anguleux et matrice carbonatée, comportant des grains assez mal triés, lame La-01-19 en LPNA: C : Quartz et Dµ : débris de *Microcodium, lame* La-01-16, en LPA. D : Colonie de *Microcodium* en « corn-cob ». µ : *Microcodium* en place, F : front d'attaque des *Microcodium,* RS : roche saine (grès carbonatés, lame La-01-20 en LPNA.

3.5.2.1.2 Interprétations

Ces grès sont des dépôts de débordement dans la plaine d'inondation (Bridge, 2007; Plaziat, 1984). La présence de rares clastes dans la partie basale des bancs témoigne de courants tractifs qui sont plus importants pendant la crue (Figure 3-27 C). Le taux de carbonate élevé dans ces grès est dû à la cimentation carbonatée qui précipite sous l'action du battement de la nappe et à la présence de *Microcodium* démantelés provenant de l'évolution diagénétique et le remaniement de la plaine d'inondation adjacente.

Ce faciès de grès massifs carbonatés se localise latéralement aux chenaux principaux. Les dépôts ont lieu lors de crues et correspondent aux dépôts de débordement des chenaux principaux dans la plaine d'inondation (Plaziat, 1984). Les dépôts en « fining-up » témoignent d'une diminution du courant lors du dépôt : la force du courant diminue pour déposer les fractions plus fines au sommet des bancs (Bridge, 2007). L'installation quasi systématique de paléosols au sommet des bancs de grès indique un arrêt de la sédimentation, l'abandon du chenal principal, avec une probable migration de celui-ci dans la plaine. Le dépôt est donc intermittent et non

continu. L'étude et la cartographie de ces bancs gréseux les classent dans les « wings » des chenaux (Gibling, 2006). La migration du chenal souvent isolé permet la conservation des « wings » (ce faciès).

3.5.2.2 Grès à figures de courant (f4)

Ces grès sont moyens à fins avec des passées plus grossières. Généralement, l'extension latérale des bancs est de de l'ordre de 10 à 300 mètres selon les intervalles stratigraphiques (Figure 3-37). Ils sont peu épais dans les séries des Corbières et forment des lentilles d'épaisseur métrique à pluri-métriques dont certaines présentent (Figure 3-30) une stratification oblique sur toute la hauteur de la lentille. Dans les lentilles, deux types de figures sédimentaires sont visibles, du litage entrecroisé et du litage plan. Le litage entrecroisé comporte des sets de lamines de 1 à 10 cm d'épaisseur obliques à base concaves, planes ou sub-planes (Figure 3-29, A, C, D, F). L'espacement entre lamines est de l'ordre du millimètre, elles sont inclinées selon un angle de 10 à 20°. Le litage plan (Figure 3-29 D) est défini par des variations dans la taille des grains et leur composition. La base des bancs est érosive. Elle peut être soulignée par des graviers, une granulométrie plus grossière, ou des galets d'argiles (Figure 3-29 B). Les séquences de dépôt s'affinent vers le sommet du banc (grano-décroissance). Les bancs passent graduellement et latéralement aux faciès de grès fins bariolés massifs (f3) (wings), puis aux argiles et silts bariolés (f1) et enfin aux paléosols.

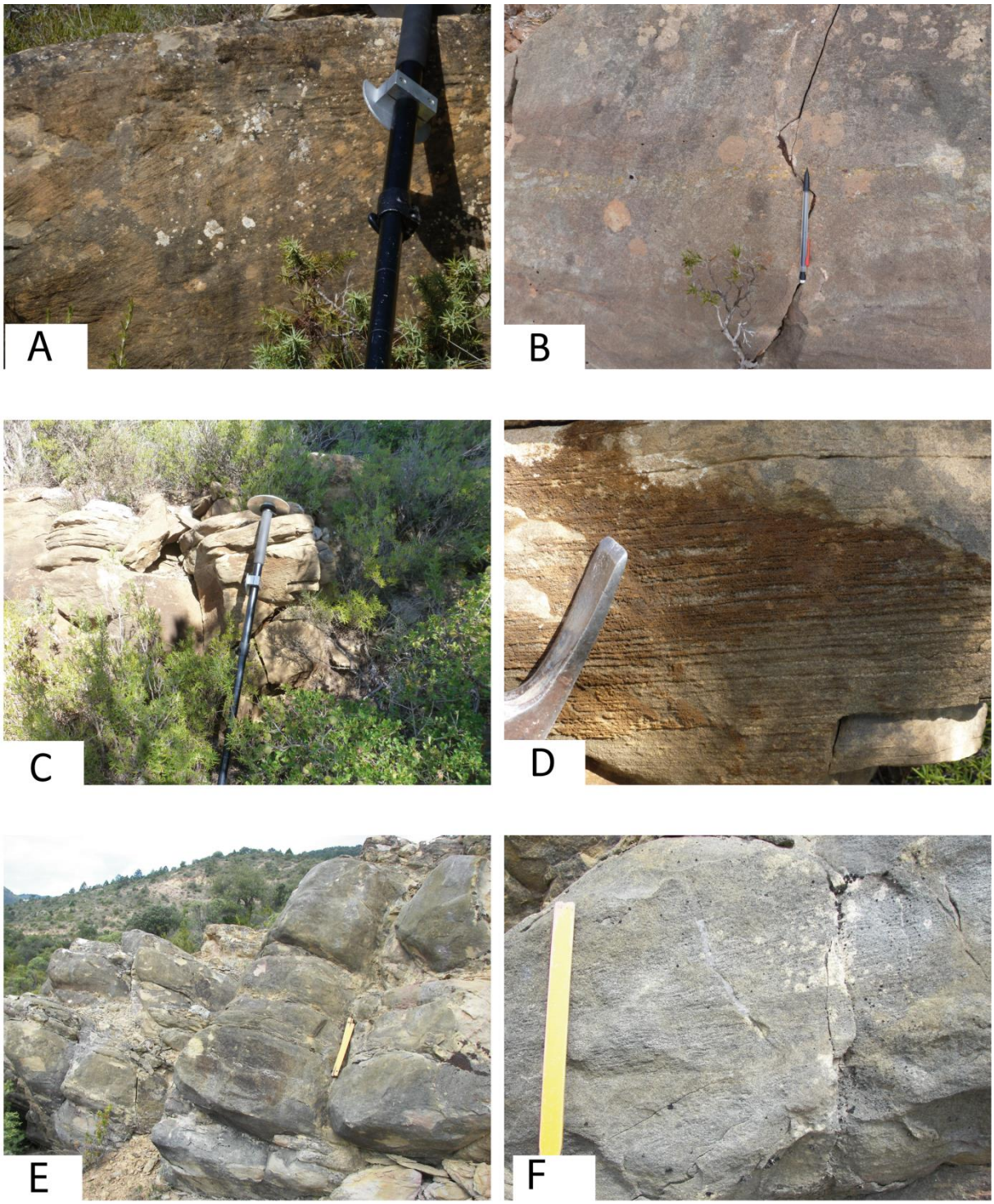


Figure 3-29 : Planche faciès des grès à figures de courant (f4). A : Litages obliques de mégaride et litages sub-plans au sommet du chenal d'âge Thanétien supérieur à Albas. B : Grès moyen danien comportant un lit de galets mous, Albas. C : Litages sub-plans au niveau d'un chenal du Thanétien supérieur à Albas. D : Zoom sur le litage plan du banc de la vue C. E: Chenal multi-épisodique à Lairière. F: Zoom sur le litage entrecroisé recoupé par des traces de racine verticale observé dans le banc de la vue E.

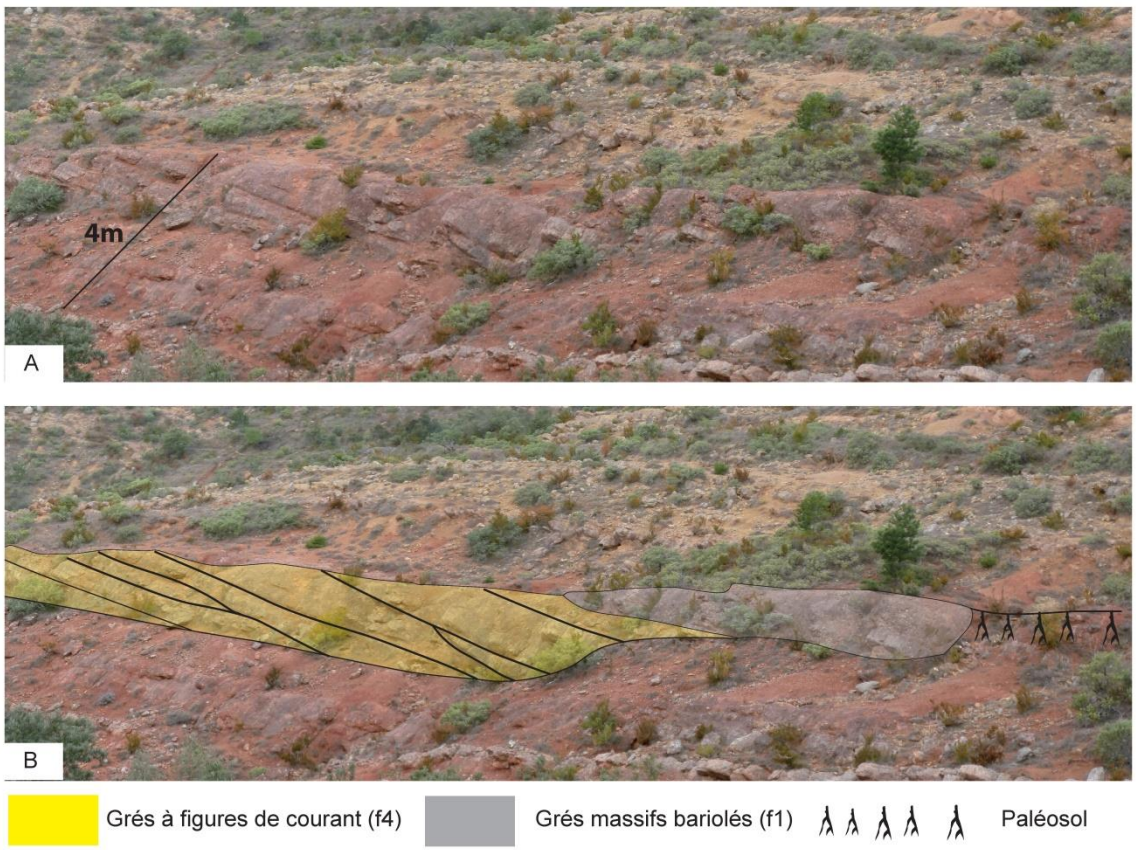


Figure 3-30: Chenal gréseux (grès moyens) danien de Lairière dont les grandes stratifications obliques témoignent d'une accrétion latérale vers l'ouest. Ils sont juxtaposés à des grès fins et à un paléosol.

3.5.2.2.1 Interprétations

Deux modes de dépôts sont interprétés en fonction des figures sédimentaires visibles :

- La stratification oblique observée à Lairière à l'échelle des bancs (Figure 3-30), témoignent de l'accrétion latérale d'un chenal méandriforme (Miall, 2006), la base du chenal érodant la plaine d'inondation encaissante. Le système chenalisé érode sa rive concave (« cut bank ») tandis que les sédiments sont déposés sur la partie convexe (« point bar ») du chenal (Prothero et Schwab, 2013). Les « point bars » accumulent les sédiments érodés des « cut banks » en amont, créant une accrétion latérale (Bridge, 2007; Miall, 2006). Les dépôts grossiers de la base des bancs ainsi que les galets mous constituent un lag érosif arraché à la plaine alluviale (Miall, 2006). Ces bancs contiennent des rides de courant et du litage plan. Les litages plans se déposent dans un courant turbulent (Allen, 1982; Bridge, 2007). L'alternance de sédiments fins et grossiers dans les lamines planes tend à montrer les variations saisonnières de haut régime (Bridge, 2007).
- Il existe également des dépôts dont les figures sédimentaires sont plus fines, moins visibles (essentiellement des dépôts en « finning-up »). Des fractions de plus en plus fines se déposent les unes au-dessus des autres, à mesure que

le courant diminue lors de la décrue). Le litage oblique ride correspond à la migration de petites dunes lors des crues (harms, 1975; Harms et al., 1982; Miall, 2006). Par la suite, les particules fines décantent et viennent coiffer le sommet des bancs (Miall, 2006). Ces chenaux sont interprétés comme moins sinueux, aux dimensions plus réduites et moins pentus que les chenaux ayant enregistré de l'accrétion latérale. Parfois, ce mode de dépôt coiffe les systèmes à accrétion latérale décrits ci-dessus.

Du fait de la strato-décroissance, la grano-décroissance et la stratification oblique, ces dépôts sont apparentés à des systèmes de chenaux sinueux (système distributaire) qui migrent à travers la plaine d'inondation et représentent des séquences de comblement (Allen, 1963; Miall, 2006).

A noter que les chenaux visibles dans le Thanétien des Corbières ont généralement une granulométrie plus importante. Les figures sédimentaires, en liens avec les courants fluviaux, sont mieux préservées et ont des dimensions plus grandes que celles des chenaux daniens. Leur extension latérae (au moins à Albas, et sans doute à Lairière) est également plus importante (Plaziat, 1966).

3.5.2.3 Grès à graviers (f5)

3.5.2.3.1 Description

Ce faciès est peu fréquent et local. Il constitue une variation locale du faciès précédent de grès à figures de courant (f4). Ces grès à graviers ont été observés à Albas (Figure 3-31 B) et au Mas d'Azil (Figure 3-31 A). Ils sont de forme lenticulaire, d'une dizaine de mètres d'extension latérale pour 20 à 50 cm d'épaisseur à Albas, et d'une cinquantaine de mètres de long et de deux mètres d'épaisseur au Mas d'Azil. Les graviers soulignent le litage oblique. Ce faciès se retrouve à la base des bancs de grès. Les clastes sont millimétriques de formes sub-arrondies (Figure 3-31 A). Ils ne sont pas jointifs et s'intercalent dans une matrice de sables moyens à grossiers. La base des bancs est érosive et le sommet comporte une granulométrie plus fine (grano-décroissance).

3.5.2.3.2 Interprétations

La taille des éléments, les figures sédimentaires et l'érosion des sédiments sous-jacents des faciès de plaine d'inondation laissent penser que ces grès se déposent dans une structure chenalisée à courants tractifs. Par ailleurs, ils peuvent se rencontrer à la base de faciès plus fins de type grès à figures de courant (f4) (Figure 3-31 C), ce qui les placent à la base des séquences grano-décroissantes de remplissage des chenaux, au niveau du lag érosif (Miall, 2006). Ils constituent une « variante » plus grossière des grès à figures de courant (voir § 3.5.2.2), due à des vitesses de courant plus importantes.

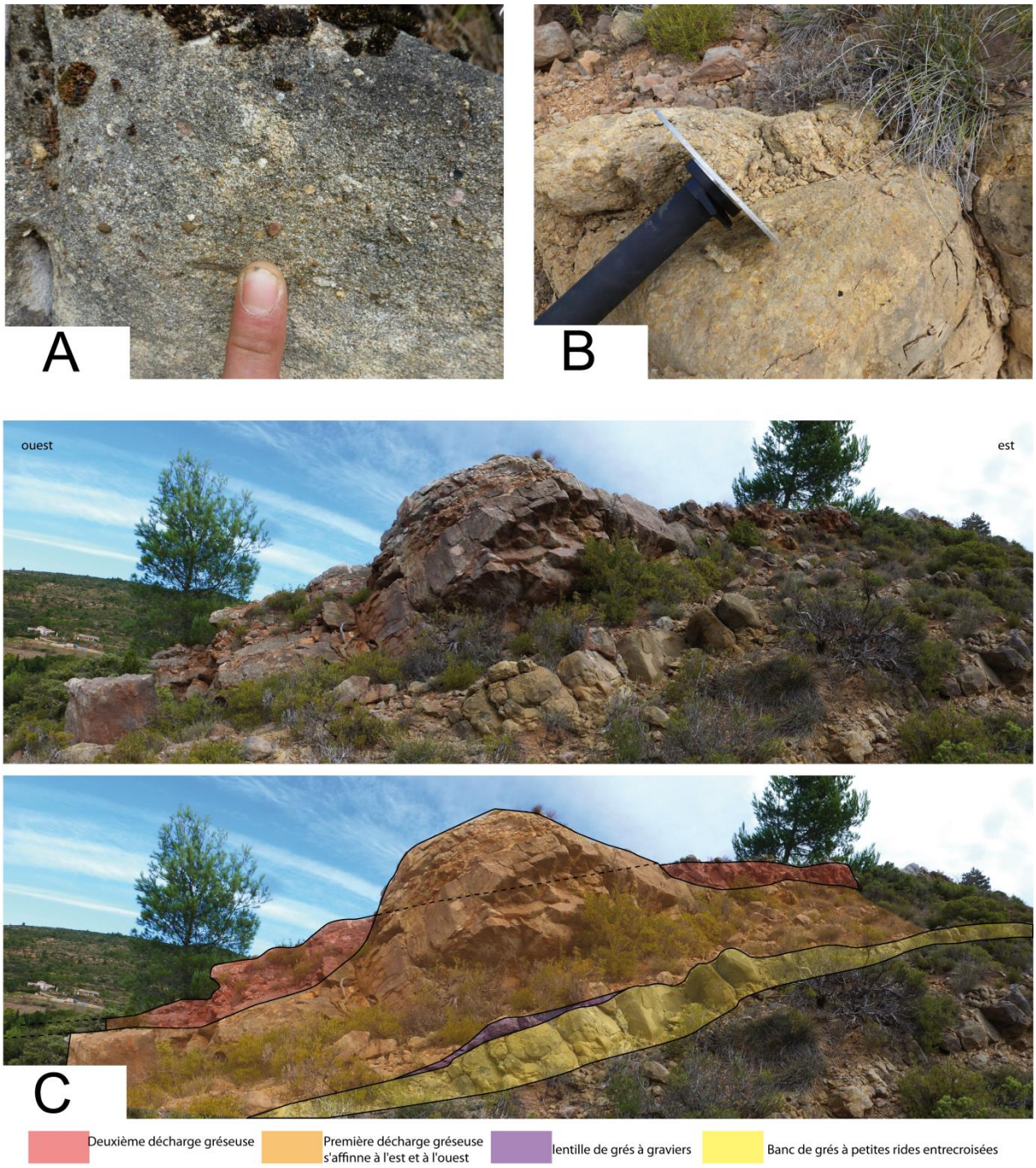


Figure 3-31: Planche faciès des grès à graviers et mégarides. A: Graviers soulignant le litage 2D de mégaride dans des grès moyens au Mas d'Azil. B: Grès à graviers à la base d'un chenal grèseux à Albas. C : séquence de comblement multi-épisodique d'un chenal avec de la base au sommet : un banc de grès à cross-bedding, une lentille de grès à gravier, un bancs de grès à cross-beding, et un banc de grès massifs qui vient clore la séquence de comblement (Albas).

3.5.2.4 Conglomérats (f6)

3.5.2.4.1 Description

Les conglomérats présentent des galets jointifs qui peuvent comporter une certaine organisation localement (imbrication), ou des figures de compression (Figure 3-32 A). Ce sont des galets de carbonates (majoritaires), de grès ou de socle (minoritaires), arrondis à sub-arrondis, souvent bien triés et de taille centimétrique à

décimétrique (rare). La patine des galets calcaires s'altère, si bien que les rares galets de socles et de grès sont aisément identifiables, puisqu'ils forment un relief (Figure 3-32 D). La matrice est essentiellement gréseuse, souvent grossière à ciment carbonaté, parfois même colonisée par des *Microcodium*.

Les dépôts conglomératiques sont lenticulaires. Leur extension latérale varie entre 1 m à plusieurs centaines de mètres. Les bancs peuvent être grano-décroissants (Figure 3-32 B). Dans la série des Corbières, les conglomérats sont plus abondants dans les coupes situées au pied du massif du Mouthoumet. Leur épaisseur varie d'une vingtaine de centimètres pour les lentilles les plus fines à 2 à 3 m pour les plus épaisses, ainsi ce sont généralement des barres qui se suivent bien dans le paysage, mais parfois ce sont juste de petites lentilles. Les conglomérats contiennent fréquemment des bancs de grès moyens à grossiers à litages obliques d'extension métrique à décamétrique et d'épaisseur variable (de 10 à 80 cm) (Figure 3-32 B, C).

Figure 3-32: Planche faciès des conglomérats A: Conglomérats jointifs à matrice gréseuse montrant des traces de compression sur les galets et une imbrication des galets donnant une direction de courant vers le NW, Lairière. B: Lentille de conglomérat à galets jointifs à la base et à matrice gréseuse. La proportion de galets et leurs tailles diminuent vers le sommet, Peyrolles. C: Conglomérats jointifs avec lentille de grès à litage plan, Lairière. D: Conglomérats polygéniques jointifs (galets de grès à rides, quartzite, et galets de grès rouge). A la patine, les galets de calcaires ne ressortent pas tandis que les grès et les quartzites sont en reliefs, Arques.

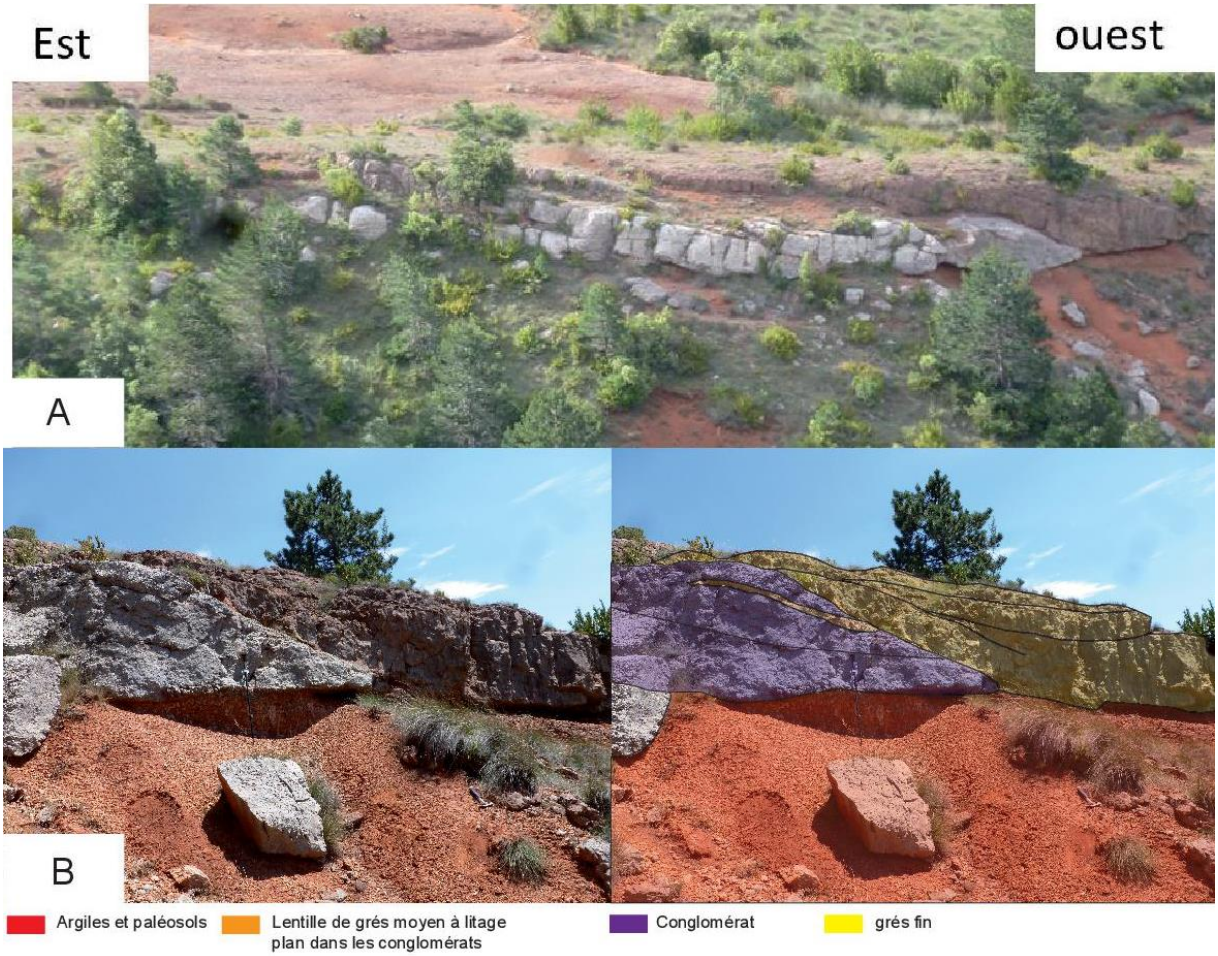


Figure 3-33: A : Chenal conglomératique à stratification oblique marquant une accrétion latérale dans un chenal fluvial à Peyrolles dans le Danien. Il est érodé par un chenal gréseux. B : détail du contact entre conglomérat et grès : les conglomérats en partie basale sont érodés par les grès qui sont recouverts par les sils et argiles bariolés de la plaine d'inondation (hors photo) qui marquent la fin du comblement du chenal.

3.5.2.4.2 Interprétations

La stratification oblique observée à Peyrolles dans les conglomérats (Figure 3-33) indique une accrétion latérale, et la migration du chenal selon le même mode que pour les grès à figures de courant (Bridge, 2007; Miall, 2006) (voir §3.5.2.2). Les conglomérats indiquent une position proximale du système proche des reliefs. Les conglomérats jointifs à lentilles de grès correspondent à des dépôts de chenaux, conservant une certaine organisation.

Ces conglomérats témoignent de dépôts de chenaux, lors d'un courant tractif important (Bridge, 2007; Miall, 1996; Plaziat, 1984). Entre les chenaux s'intercalent des bancs de sables et graviers lors des crues (Plaziat, 1984, Figure 3-34). La grano-décroissance à l'intérieur des bancs (Figure 3-32 B), indique une diminution de l'hydrodynamisme en fin de séquence.

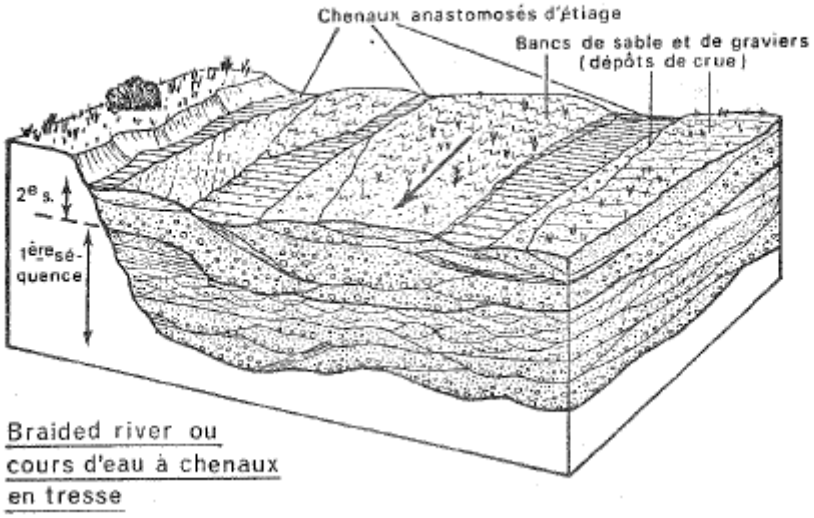


Figure 3-34: Chenaux de cours d'eau en tresse, dépôt de bancs conglomératiques séparés par des bancs de graviers et de sables (Plaziat, 1984).

3.5.2.5 Cartographie et observation de l'architecture fluviale de Lairière.

L'analyse et la cartographie des différents chenaux de Lairière ont deux buts principaux : dégager le type de système fluvial en jeu au Paléocène et également définir des séquences hautes résolutions dans les sédiments continentaux (voir chapitre 4).

Les dépôts paléocènes des Corbières (Figure 3-35) présentent une série continentale épaisse dans laquelle s'intercalent de minces bandes de dépôts marins carbonatés formant des marqueurs régionaux. La paléogéographie du Paléocène met en évidence des systèmes de dépôts apparentés à des cônes alluviaux juxtaposés (Plaziat, 1984). A Lairière, les sédiments proviennent du sud, via le massif du Mouthoumet et d'un relief à l'est (proto-Pyrénées ?).

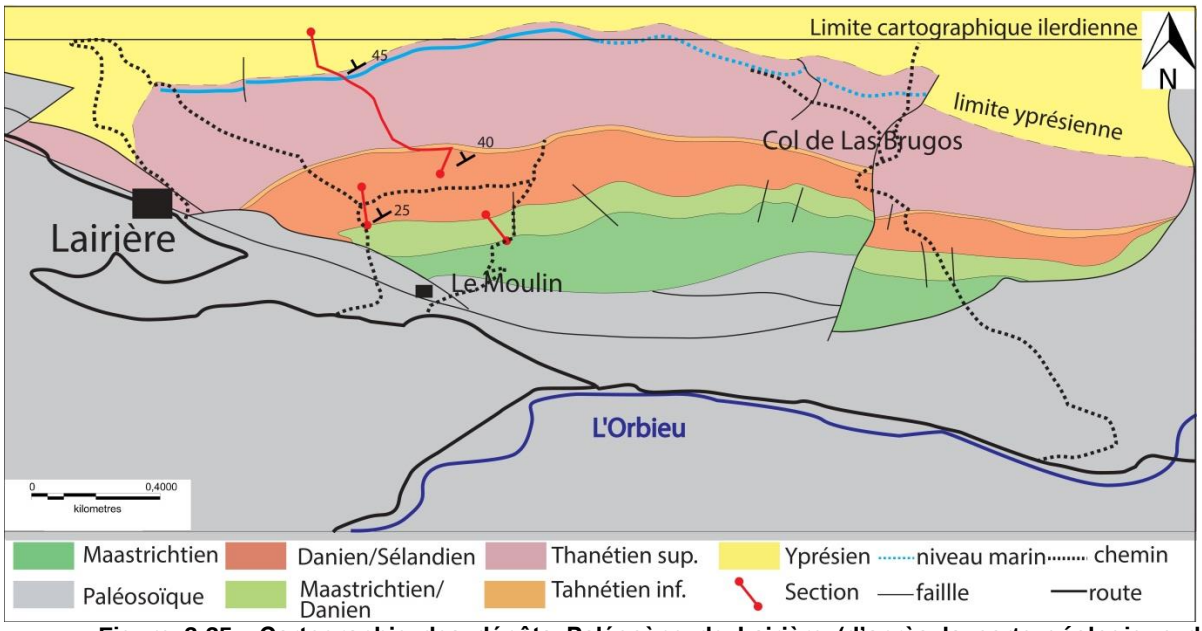


Figure 3-35 : Cartographie des dépôts Paléocène de Lairière (d'après la carte géologique de Quillan au 1/50 000, BRGM, 1997 modifiée). La limite de l'Yprésien a été revue et redessinée.

La série fluvio-lacustre a été cartographiée (Figure 3-36), jusqu'à la première venue marine (de 100 à 170 m). Les chenaux et leurs architectures ont été mesurés à l'aide d'un décamètre et de GPS et cartographiés le plus précisément possible. Trois coupes ont été recueillies latéralement pour compléter ces mesures. Généralement, l'extension latérale des chenaux ne dépassent pas 400 m pour les plus importants pour 1 à 2 m d'épaisseur

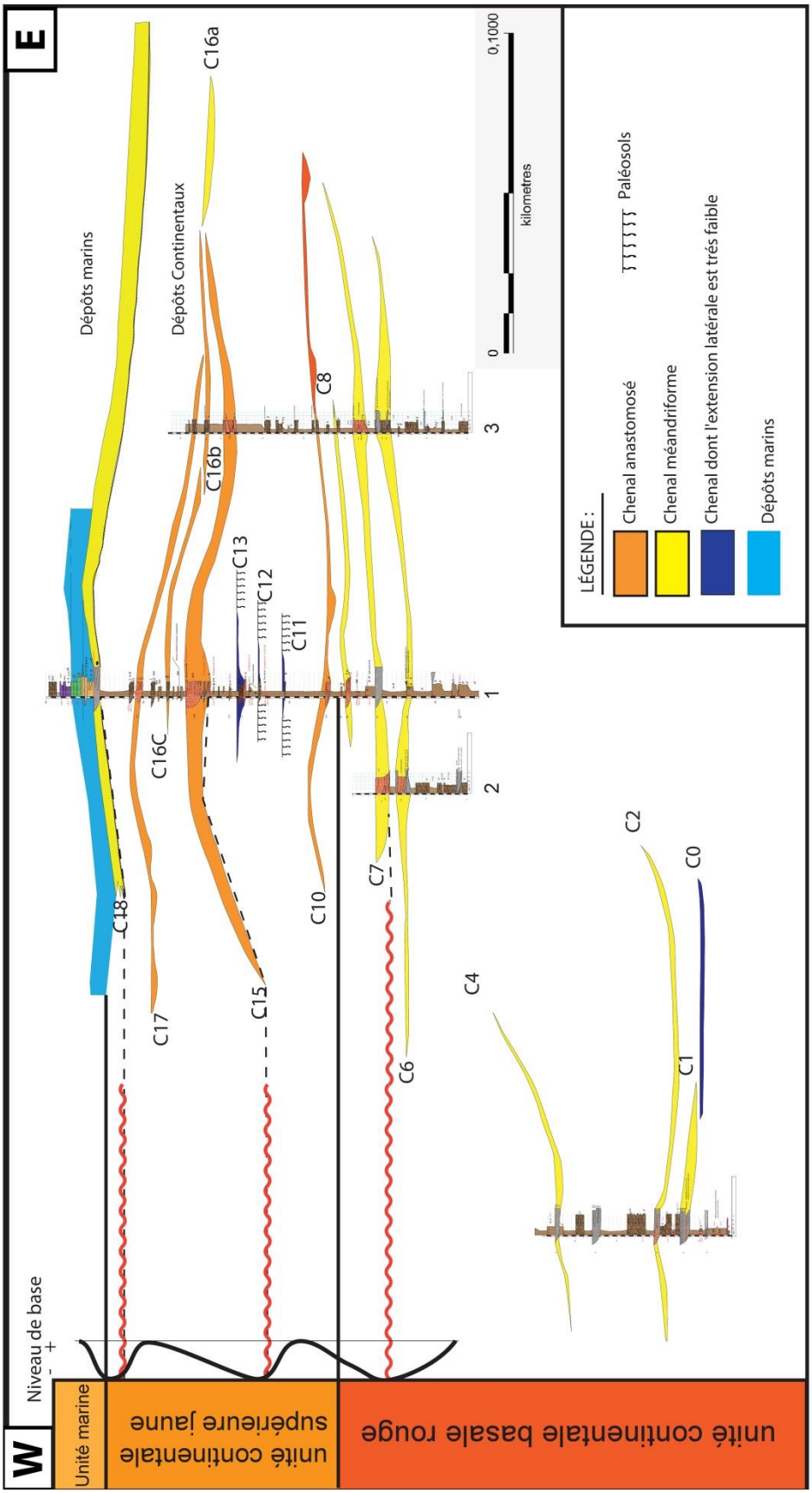


Figure 3-36: Cartographie des systèmes chenalisés de la partie basale du Paléocène de Lairière.

En observant l'architecture sédimentaire et les dimensions des bancs de grès (Figure 3-36), ceux-ci peuvent être classés en trois catégories principales :

- Le premier groupe correspond aux chenaux assez épais (C6, C7, C8), comportant de l'accrétion latérale, essentiellement situés à la base de notre étude (Figure 3-36). Ces chenaux sont composés de grés moyens, à passées conglomératiques. L'accrétion latérale est bien conservée dans le chenal C7 (Figure 3-29)
- Le second groupe s'apparente à des chenaux dont l'épaisseur est moindre, mais l'extension latérale plus importante (C10, C15, C16, C17), ils sont localisés dans la partie supérieure (Figure 3-36). Ce sont de longs bancs, généralement fins (moins d'un mètre d'épaisseur), qui comportent localement des épaisseurs bien plus importantes (sur quelques mètres), pouvant correspondre à la préservation du chenal principale. Ces bancs de grès d'une extension de 300 m et plus sont le plus souvent interconnectés.
- Enfin, le dernier groupe comporte des bancs de grès tabulaires de débordements, dont l'épaisseur est généralement inférieure au mètre.

A partir des mesures effectuées, un diagramme d'épaisseur en fonction de l'extension latérale (W/T) est réalisé (graphique 1 Figure 3-37). Il permet grâce au tracé d'une enveloppe de situer le système fluvial dans un environnement de dépôt (Gibling, 2006).

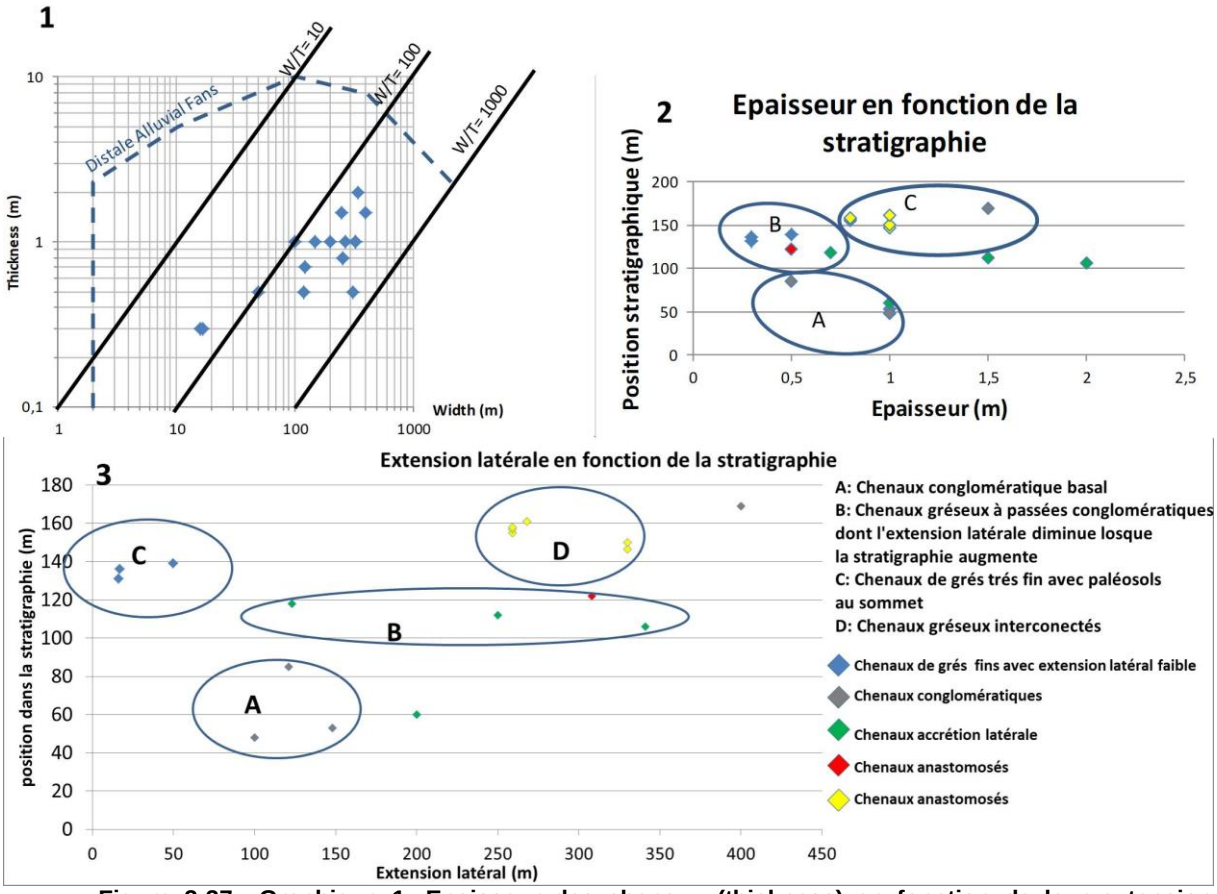


Figure 3-37 : Graphique 1: Epaisseur des chenaux (thickness) en fonction de leur extension latérale (width) (ratio w/t). Ce rapport, allié aux enveloppe de Gibbling et al., 2006, permet de définir un environnement de dépôts pour les dépôts fluviaux, ici : distale alluvial fans. Graphique 2 : Epaisseur en fonction de la stratigraphie, A : chenaux conglomératiques. B : Chenaux gréseux fins. C : chenaux gréseux plus épais. Graphique 3 : A- Chenaux conglomératiques. B- Chenaux à accrétion latérale. C- Chenaux très peu épais de grès très fins ayant subi une pédogénèse importante. D- Chenaux gréseux interconnectés (chenaux anastomosés).

Trois tendances se dégagent de l'épaisseur des chenaux en fonction de leur position stratigraphie au cours du Paléocène (Figure 3-37, graphique 2) : la présence de chenaux conglomératiques assez épais au niveau basal (A), puis la partie médiane contient des chenaux plus fins, gréseux (B) et enfin la partie sommitale des chenaux plus épais gréseux (C).

Le rapport extension latérale en fonction de la position stratigraphique (Figure 3-37, graphique 3) révèle des tendances: A- Chenaux conglomératiques de faible extension latérale à la base de la série. B- Chenaux à accrétion latérale d'extension variable. C- Des chenaux très peu épais de grès très fins ayant subi une pédogénèse importante. D- De larges chenaux gréseux interconnectés au sommet de la série (chenaux anastomosés).

L'étude de l'architecture fluviale de Lairière donne une moyenne pour le ratio longueur/épaisseur (width/thickness) de 230, ce qui correspond à l'intervalle 60-250 des systèmes méandriformes (Gibbling, 2006). Cependant, deux groupes de chenaux gréseux peuvent être distingués, une catégorie correspondant au système méandriforme et une seconde avec des ratios compris entre 50-100 pouvant

s'apparenter à un système anastomosé (Gibbling, 2006). Une rivière anastomosée est composée de deux ou plus chenaux interconnectés. Ce sont des systèmes de faible énergie qui transportent majoritairement la charge sédimentaire en suspension (Makaske, 2001). Les chenaux actifs d'un système anastomosé peuvent avoir une sinuosité importante et sont assez stables dans la plaine d'inondation (Miall, 2006). Le phénomène d'accrétion latérale peut avoir lieu dans ces systèmes, mais est très limité, voire inexistant, comme c'est le cas à Lairière (absence d'accrétion latérale dans les chenaux C10, C15, C16, C17, comportant des chenaux interconnectés par des bancs de grés très peu épais). Généralement, la dimension des chenaux est de 1 à 3 m d'épaisseur et jusqu'à 1 km de long. Ils se décomposent en deux objets : les dépôts en « ribbon » et les dépôts « tabulars » (Makaske, 2001). Les premiers correspondent aux chenaux avec une base concave et des dépôts sommitaux fins. Les seconds sont des dépôts de débordement tabulaires dont la base n'est pas érosive, généralement de moins d'un mètre d'épaisseur, avec peu de variations verticales (Makaske, 2001). Les dépôts « tabulars » sont généralement attachés aux « ribbons », comme des « wings » sur les côtés. La préservation des « wings » est assez rare dans les systèmes méandriformes, tandis qu'ils sont mieux conservés dans les systèmes anastomosés (Makaske, 2001). Cependant, l'étude des systèmes anastomosés repose essentiellement sur des observations actuelles sous des climats humides, or le climat Paléocène est caractérisé comme semi-aride (Plaziat, 1981). Les systèmes anastomosés de climats arides, bien drainés sont définis comme ayant plusieurs canaux de faible énergie, avec des zones plus résistantes (cohésives) dans lesquelles s'installent les chenaux séparés par des ilots (North et al., 2007a). Le Paléocène des Corbières peut correspondre à cette définition, avec un système « mud-dominated », bien qu'il subsiste des différences avec ce modèle. Par exemple, North et al., 2007 mentionnent l'absence de lac, de matière organique, ainsi qu'une absence de différence granulométrique entre les dépôts de chenaux et les dépôts de la plaine d'inondation.

Donc les dépôts gréseux préservés dans la plaine d'inondation peuvent se classer en deux groupes :

- Les dépôt de chenaux principaux (faciès f4 et f5) contenant des figures de courant (stratifications obliques) dont certaines s'organisent en accrétion latérale (Bridge, 2007; Daz-Molina, 1993; Martinius, 2000; Miall, 1996; Prothero et Schwab, 2013). Ce groupe est typique des chenaux sinueux méandriformes de la plaine d'inondation (Miall, 1996). Lorsque l'accrétion latérale n'est pas préservée, il peut également s'agir de chenaux anastomosés. Dans les deux cas, le système est très basse énergie.
- Les dépôts de bordures de chenaux, plus tabulaires correspondant à des grès fins (f3) de débordement (Gibling, 2006). Ils se déposent dans des profils de dépôt très plats, après la crue maximale, quand le courant diminue, permettant aux particules les plus fines de se déposer (Bridge, 2007). La reconstruction de l'environnement sédimentaire de ces dépôts est rendue

difficile par l'absence de structures sédimentaires et la finesse des bancs. Il peut s'agir d'un système anastomosé qui alternent avec le système méandriforme dominant (Gibling, 2006).

Les géométries, la granulométrie ainsi que le haut niveau de la nappe (établissement de paléosol au sommet des bancs) suggèrent un environnement de dépôt de très faible énergie ce qui est en accord avec un système fluvial distal (Miall, 2006; Gibling, 2006; Bridge, 2007).

Remarque : Il est probable que la source de ces conglomérats soit différente de celle des sédiments de la plaine d'inondation (beaucoup plus locale, puisque ces passées conglomératiques sont absentes dans d'autres secteurs d'étude).

3.5.3 **Association de faciès du domaine lacustre (f7)**

3.5.3.1 Wackestone à charophytes (f7a)

3.5.3.1.1 Description

Généralement de couleur sombre, constitué de bancs tabulaires d'extension allant d'une centaine de mètres à kilométrique, ce faciès est intercalé dans la plaine d'inondation. La cassure de la roche est conchoïdale et ce calcaire ne contient que peu d'éléments observables macroscopiquement. Il s'agit généralement d'un wackestone (très rarement d'un packstone) contenant des sections de tiges de charophyte (Figure 3-38 A, B, C, D), et parfois des oogones (Figure 3-38 D, E). Plus rarement, ce calcaire peut contenir des gastéropodes (Figure 3-38 E), des ostracodes (Figure 3-38 F) et des fragments de *Microcodium* (Figure 3-38 E). La matrice qui compose majoritairement ce calcaire est micritique, peu ou pas remaniée, et bien préservée.

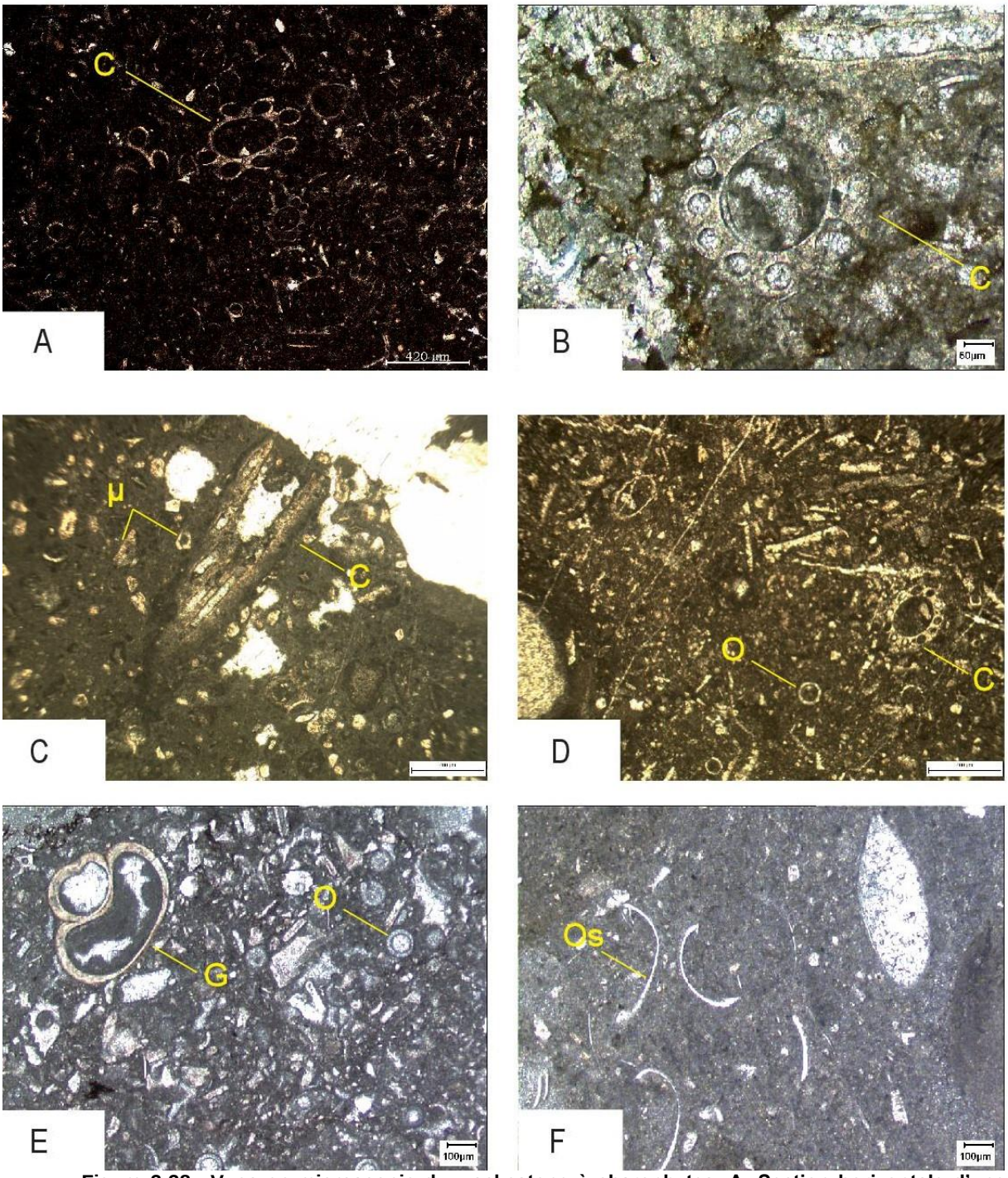


Figure 3-38 : Vues en microscopie du wackestone à charophytes. A: Section horizontale d'une tige de charophyte prise dans le Thanétien à Rivel. B : Section horizontale d'une tige de charophyte dans le Maastrichtien supérieur de Montplaisir. C : Section transversale d'une tige de charophyte dans le Danien du Mas d'Azil. D : Tiges de charophytes, oogones et ostracodes dans le Danien du Mas d'Azil. E : Oogones de charophytes, gastéropode dans le Maastrichtien supérieur de Montplaisir. F : Ostracodes et cristaux de calcite détritique dans le Danien inférieur à Lairière. La signification des lettres sur les photographies est la suivante : (C) : charophytes, (O) : oogones, (G) : gastéropodes, (Os) : ostracode, (µ) : fragment de *Microcodium*.

3.5.3.1.2 Interprétations

Les charophytes sont des algues vivant essentiellement en eau douce. Il est possible d'observer dans les lames minces des sections horizontales (Figure 3-38 A, B, D) et transversales (Figure 3-38 C). L'organe reproducteur est une oogone

appelée gyrogonite lorsqu'il est fossilisé (Figure 3-38 D, E). Les gyrogonites s'observent en lame sous forment de sphère de calcite.

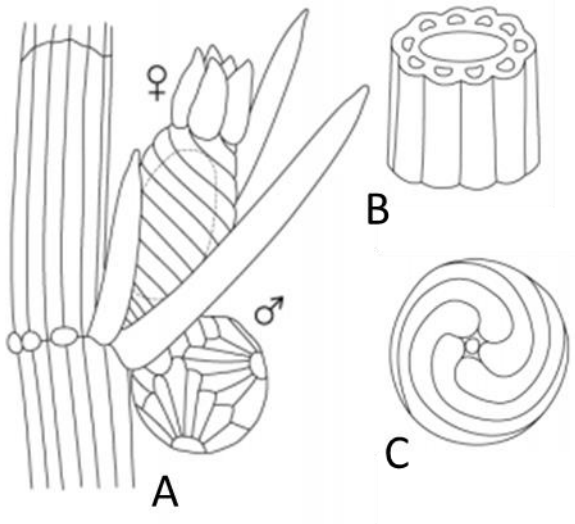


Figure 3-39: Charophytes A : Nœuds, organes reproducteurs femelles (oogone). B : Section d'une tige. C : Gyrogonite (modifié d'après Mathieu et al., 2011).

La présence de boue et de charophyte indique un milieu de dépôt d'eau douce calme, sur le continent. Ce faciès correspond à des dépôts lacustres, les débris de charophytes et les gyrogonites sont transportés par les courants et les vents et indiquent les zones les plus profondes des lacs permanents. L'absence de laminations indique que le lac n'a pas de stratification thermique, avec une masse d'eau relativement homogène et peu profond (Freytet et Plaziat, 1982).

3.5.3.2 Mudstone à laminations (f7b)

3.5.3.2.1 Description

Ce sont des bancs de calcaire sombre tabulaire, qui ont un débit en plaquette (Figure 3-40). Ils sont assez rares dans la série des Corbières et absent plus à l'ouest. Généralement peu épais (50 cm maximum), aucun élément n'est identifiable en macroscopie. Ils s'intercalent dans la plaine d'inondation. L'observation en lame montre des laminations relativement planes dans lesquelles peuvent s'intercaler des débris de *Microcodium* (Figure 3-41 A), ou des débris de charophytes et d'ostracodes (Figure 3-41 C). Cependant, certaines laminations ne sont pas soulignées par des éléments et ne sont constituées que de micrite plus ou moins sombre contenant possiblement de la matière organique (Figure 3-41 B).

Figure 3-40: Mudstone à laminations fines de l'ordre du millimètre. Les lamines sont facilement observables à gauche de la photographie, au niveau de la roche altérée (Albas).

3.5.3.2.2 Interprétations

Ces laminations sont des lits de débris de charophytes compactés (Freytet et Plaziat, 1982). L'absence de bioturbations et de remaniements pédogénétiques ainsi que les dépôts fins dans un environnement calme indiquent un milieu de dépôt lacustre relativement profond (Freytet et Plaziat, 1982). Dans le cas de lacs brassés de manière saisonnière et donc assez profond, ce faciès peut être placé sous la thermocline (Platt et Wright, 1992). Les laminations peuvent résulter du brassage saisonnier des eaux du lac.

3.5.3.3 Wackestone à packstone à débris de *Microcodium* (f7c)

3.5.3.3.1 Description

Ce calcaire tabulaire (wackestone à packstone) est assez sombre. Les bancs peuvent être épais (de l'ordre du mètre à Rivel). Ils comportent essentiellement une accumulation de prismes de *Microcodium* dissociés (Figure 3-41 D, E, F). La proportion des débris de *Microcodium* est variable et peut atteindre près de 50%. Localement, d'autres éléments peuvent être identifiés comme des débris de charophytes (Figure 3-41 D), des bioclastes (Figure 3-41 E) ou encore des grains de

quartz (taille d'environ 10 µm) (Figure 3-41 F). La matrice est micritique et faiblement remaniée.

3.5.3.3.2 Interprétations

L'accumulation des prismes dissociés de *Microcodium* indique un transport assez court puisque ces prismes sont fragiles. Ils se déposent dans une boue carbonatée qui peut comporter des restes de charophytes. Ces dépôts prennent place en bordure de lac, les prismes de calcite issus des *Microcodium* proviennent de l'érosion de zones émergées de la plaine d'inondation. Les rares apports gréseux (Figure 3-41 F) indiquent que localement de petits « deltas lacustres » peuvent se mettre en place et amenés des sédiments dans le lac. Ces apports peuvent aussi correspondre à un transport éolien. Ils peuvent se localiser soit au niveau de la zone d'alimentation du lac, soit proche de zone de ruissellement, ou soit être due à des déstabilisations des berges. Cependant, au vu des faibles courants dans les environnements de dépôt lacustre, ce faciès doit se limiter aux bordures des lacs.

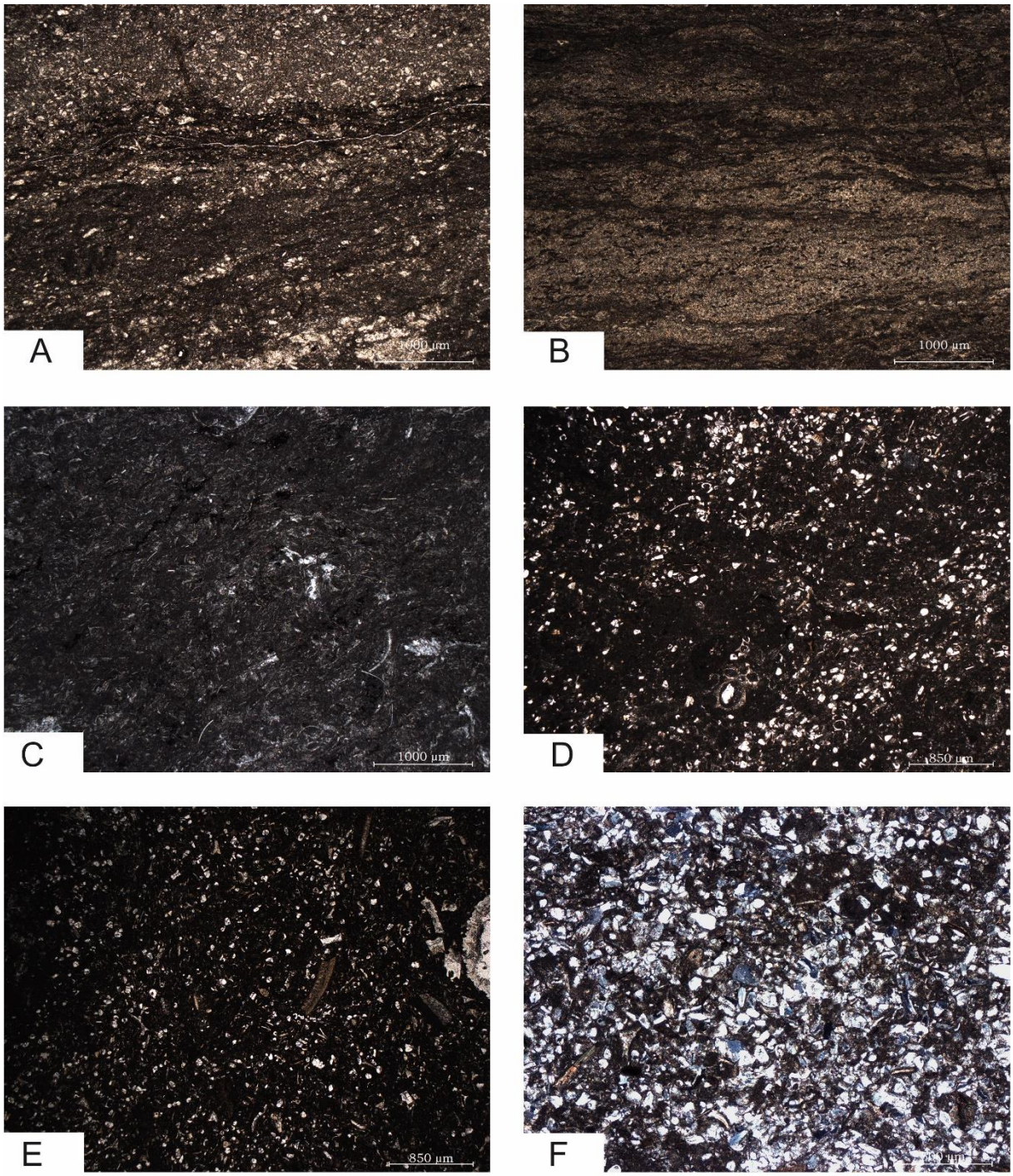


Figure 3-41: Vues en microscopie des faciès mudstones à laminations (A, B, C) et des faciès wackestones à packstones à débris de *Microcodium* (D, E, F). A : mudstone à laminations soulignées par des débris de calcite (prisme isolé de *Microcodium*) et charophytes compactés (Albas). B : mudstone à laminations, aucun élément visible, hormis une alternance entre les couleurs plus sombres et claires (Albas). C : mudstone à laminations soulignées par des débris de charophytes et d'ostracodes (Rivel). D : wackestone à débris de *Microcodium* (prismes isolés) et de charophytes (Rivel). E : wackestone à packstone à débris de M*icrocodium* (prismes isolés) et bioclastes (Rivel). F : packstone à débris de *Microcodium* (prismes isolés) et quartz (Rivel).

3.5.4 **Association de faciès du domaine palustre (f8)**

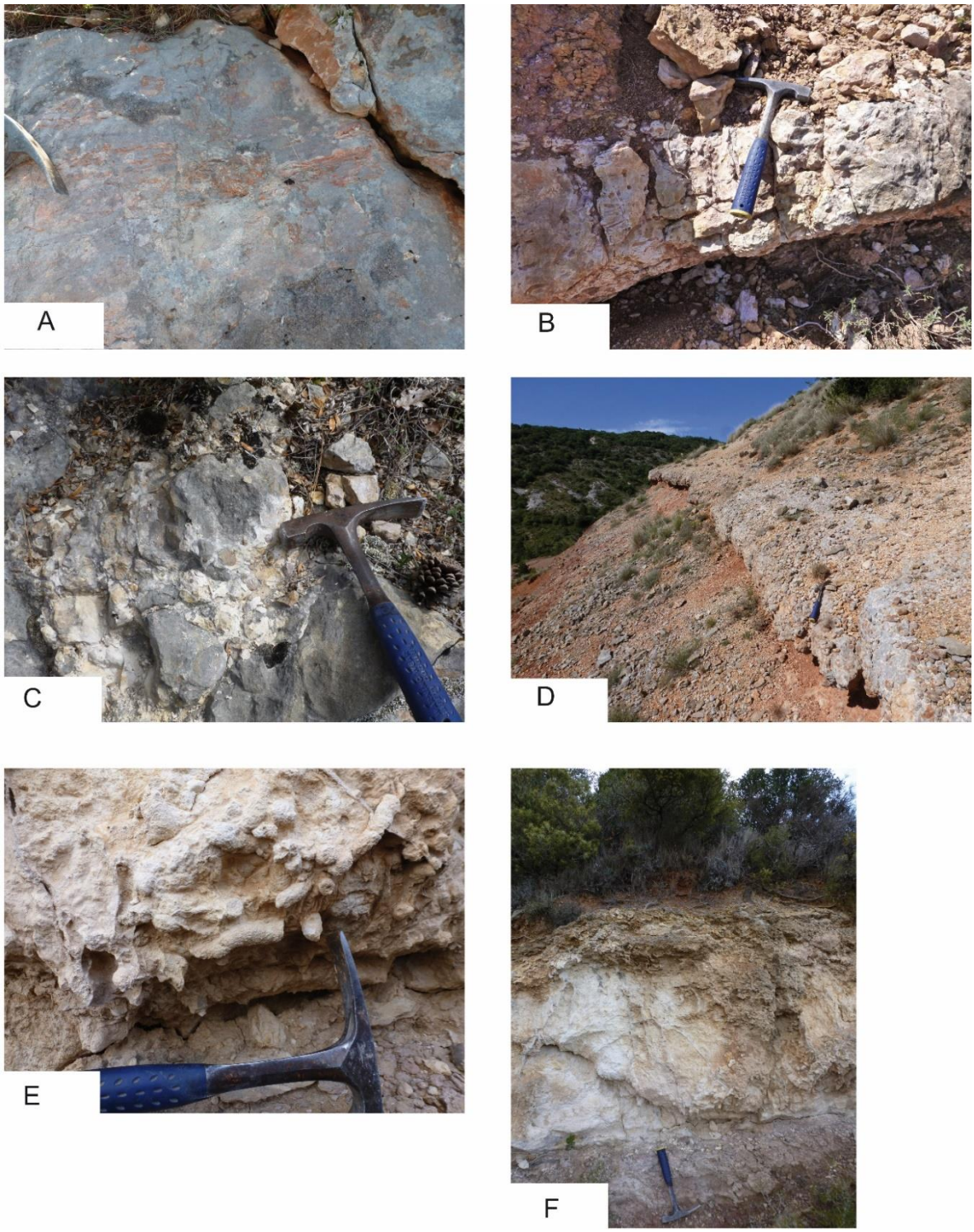


Figure 3-42 : Vues macroscopiques du faciès palustre. Mudstone (A et B). A : mudstone à laminations irrégulières soulignées par un changement de couleurs (rouge) pouvant être un remplissage argileux (Montplaisir). B : mudstone bioturbé : traces de racine dans ce petit banc de calcaires palustre de 20 cm d'épaisseur. Calcaire bréchique (C et D). Altération des carbonates par remaniements pédogénétiques *in situ* donnant un aspect bréchique, en particulier au sommet des bancs (Peyrolles). Mudstone blanc à traces de racine (E, F) (Albas). E : mudstone crayeux blanc comportant de nombreuses bioturbations sous la forme de traces de racine. F : Vue d'ensemble du banc E, aspect très altéré dû aux remaniements pédogénétiques.

3.5.4.1 Calcaire à bréchification *in situ* (f8a)

3.5.4.1.1 Description

Ce mudstone (gris/blanc) forme des bancs tabulaires d'extension variable, allant jusqu'à la centaine de mètres. Il a généralement un aspect bréchifié (Figure 3-42 C et D) et comporte des traces de racine et des fentes de dessiccation. L'aspect bréchique est donné par des intra-clastes très anguleux, avec des limites bien définies pouvant atteindre quelques centimètres, dans une matrice micritique.

3.5.4.1.2 Interprétations

Lors des périodes d'étiage, les bordures de lac ou les marais sont colonisés par les charophytes, tandis que les berges sont colonisées par des plantes hygrophiles. Ceci favorise un remaniement pédogénétique dû aux racines (Figure 3-45, 1). Lorsque l'eau se retire, le milieu se ferme par eutrophisation, les racines laissent des zones de vide en disparaissant. L'alternance de périodes humides et sèches crée des fentes de dessiccation et favorise la création de cavités (Figure 3-45, 3). Lors de périodes de hautes eaux, les clastes anguleux et les sédiments fins sont remaniés et s'accumulent dans les cavités et les fissures et forment le faciès à bréchification *in situ* (Marty et Meyer, 2006a) (Figure 3-45, 5). Ces structures sont typiques de climat semi-aride (Platt et Wright, 1992).

3.5.4.2 Mudstone à traces de remaniement pédogénétique (f8b)

3.5.4.2.1 Description

Ces calcaires sont assez abondants dans toute la série paléocène des Corbières jusque dans les Petites Pyrénées. Souvent marmorisés, ils ont un aspect très altérés. Ils conservent rarement de traces d'élément biologique qui sont uniquement observable en microscopie. Ces éléments peuvent être des *Microcodium* (Figure 3-43 D, Figure 3-44 F) en place, des restes de charophytes et des fentes remplies de cristaux de calcite (Figure 3-43 A, B, C), ou des traces de racines. Cependant, ils contiennent de nombreuses figures pédogénétiques comme des agrégats de boues (Figure 3-43 B) ou des intraclastes (Figure 3-44 B). Les agrégats de boue ont des textures mudstone à packstone. Les éléments figurés à l'intérieur sont des débris calcaires, notamment des prismes de *Microcodium*. Les agrégats se distinguent de la matrice micritique de par leur couleur et leurs concentrations en débris carbonatés. Les intraclastes sont délimités par une fissure qui les entoure (Figure 3-43 B). Certains calcaires semblent également avoir conservés la trace de cristaux d'évaporite (Gypse) (Figure 3-43 E). Ces mudstones comportent localement des laminations irrégulières (Figure 3-43 F) et un remaniement.

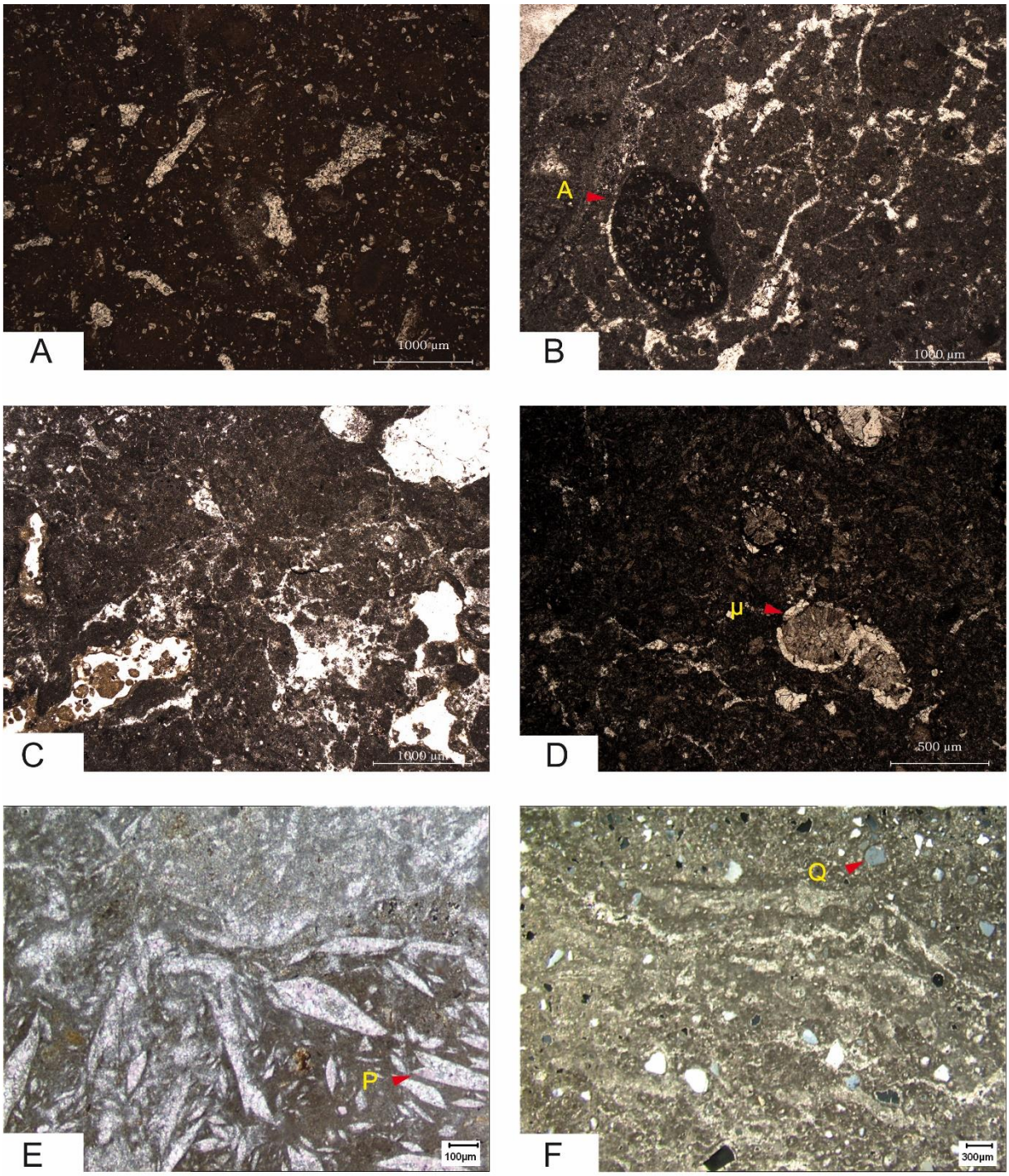


Figure 3-43 : Vues microscopiques des mudstones à traces de remaniement pédogénétique (f8b). A : dissolution, fentes de dessiccation et remaniements pédogénétiques d'un mudstone d'Albas (nodular limestone). B : Calcaire à intraclastes : (A) boule de wackestone contenant des prismes remaniés de *Microcodium* et délimitée par une fissure (Rivel). C : Calcaire à intraclastes de boule de mudstone, poches de dissolution dues à la bioturbation (granular limestone) (Rivel). D : *Microcodium* (µ) solitaire dans un mudstone comportant des fissures remplies par un ciment sparitique (fentes de dessiccation) (Albas). E : Pseudomorphoses de gypse (P) dans une matrice micritique (Montplaisir). F : calcaire à laminations irrégulières et rares grains de quartz (Q) (Montplaisir).

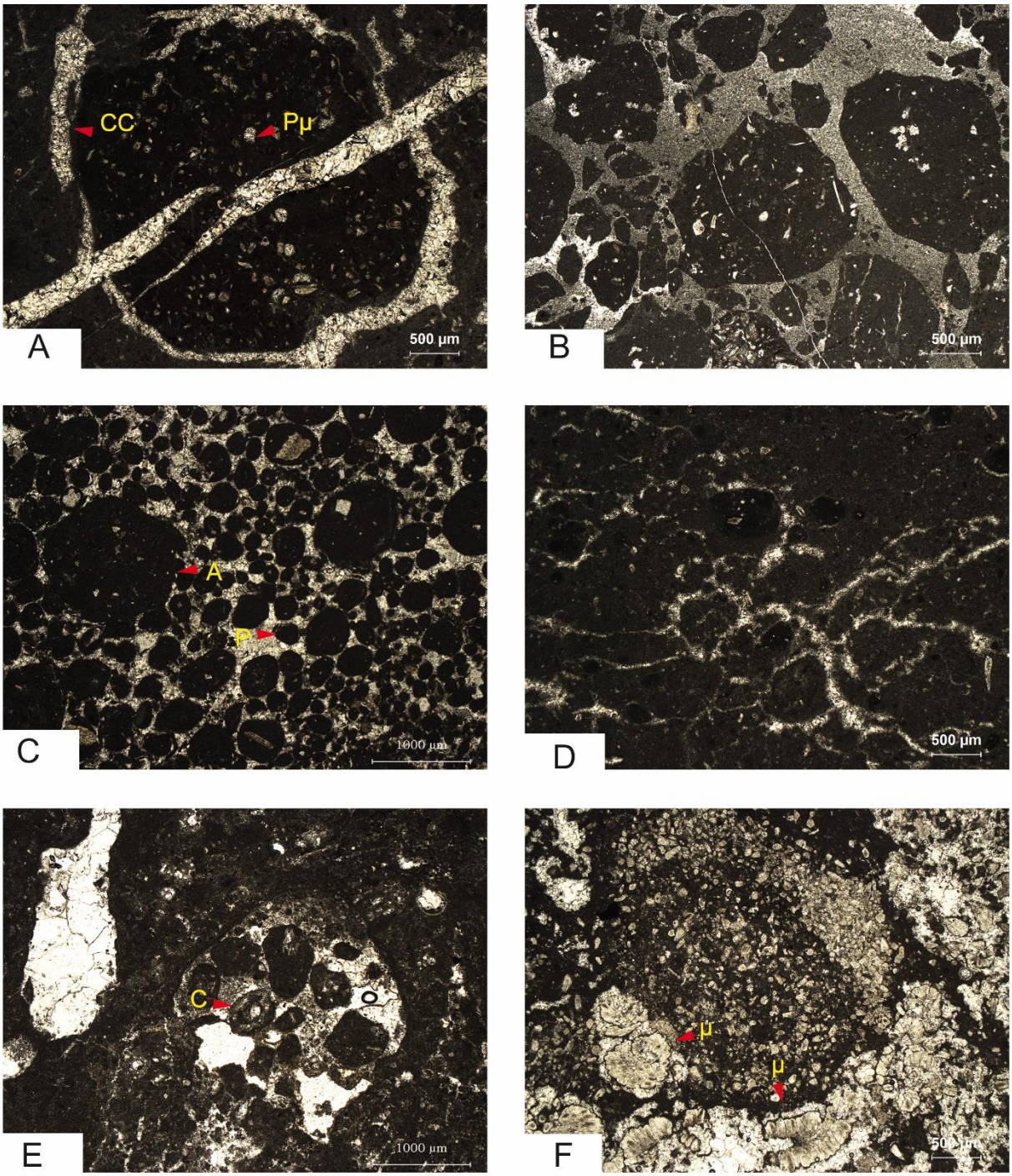


Figure 3-44: Vues microscopiques des figures pédogénétiques communes rencontrées dans l'association de faciès palustre. A: Circumgranular cracks (CC) et prismes de *Microcodium* (Pμ) (Albas). B: calcaire à bréchification *in situ* (Montplaisir). C: calcaires à pelletoïdes (P) et intraclastes (A) (Montplaisir). D : mudstone alvéolaire montrant des fentes de dessiccations irrégulières (Rivel). E : pseudo-microkarst à remplissage de d'agrégats et débris de charophyte (C) (Rivel). Calcaire à *Microcodium* (μ) (Montplaisir).

3.5.4.2.2 Interprétations

Le modèle de dépôt semble identique au faciès précédent (Figure 3-45) mais avec une altération pédogénétique et un remaniement moins important. Les cristaux d'évaporite se forment lors des périodes d'étiages, lorsque les eaux se concentrent en sels minéraux (Figure 3-45).

3.5.4.3 Mudstone blanc à traces de racine (f8c)

3.5.4.3.1 Description

Ce faciès de type mudstone est très peu présent au sein de la série paléocène des Corbières (observé uniquement à Albas et à Rivel). Il est constitué de bancs lenticulaires de calcaire crayeux blancs, parcourus de filons de calcite et de racines fossilisées (Figure 3-42 E, F). Les traces de racines sont larges, irrégulières, verticales et horizontales allant jusqu'à la dizaine de centimètres de long et 1 à 2 cm d'épaisseur. En lame mince, ce faciès est formé essentiellement de deux éléments : des pellets et des intraclastes de boue (Figure 3-43 C). Les pellets sont irrégulières, formées de micrite et de couleur plus ou moins sombre. Les intraclastes sont de taille plus importante, hétéromètrique, et sont composés eux aussi de micrite. Des fentes de dessiccation sont également visibles en lame mince, et la porosité créée est comblée par des cristaux de calcite.

3.5.4.3.2 Interprétations

La présence de racines fossiles indique un couvert végétal important. La texture en lame est dite « granular » et apparait comme marqueur d'une pédogénèse importante, dont la maturité est très élevée (Alonso-Zarza, 2003; Marty et Meyer, 2006a). La mise en place de ce faciès résulte de plusieurs étapes :

- la mise en place du faciès primaire (mudstone) ;
- l'installation d'un couvert végétale important (donc une période d'exposition aérienne assez importante) ;
- les racines induisent des mouvements d'eau par l'altération mécanique du mudstone et des précipitations biochimiques (Alonso-Zarza, 2003) ;
- l'alternance de périodes sèches et humides.

Il est fort probable que ces étapes soient cycliques et que le remaniement pédogénétique ait lieu plusieurs fois avant d'arriver au faciès du mudstone blanc à traces de racine.

3.6 Modèle d'association de faciès en milieu continental

3.6.1 **Environnement lacustre et peu profond ou d'étang**

Des mudstones, wackestones et des packstones forment des faciès lacustres. Les éléments sont liés par une matrice micritique fine issue de phénomène de précipitations physico-chimiques en milieu calme. Ces faciès renferment des éléments biologiques comme les charophytes et les ostracodes, ainsi que des éléments non biologiques comme de la calcite détritique (débris de *Microcodium*). Ce

sont des calcaires primaires puisque une partie de la micrite est préservée et n'est pas transformée par l'action de la pédogénèse. Il n'est pas rare de retrouver des *Microcodium* en fragment dans ces faciès. Ceci témoigne de la présence de faibles courants ou de pentes. Pour Marty et al., 2006, ce faciès se déposent dans des creux paléo-topographiques. L'association de faciès lacustres s'identifie donc par son caractère primaire, les restes biologiques conservés et son faible remaniement pédogénétique. De la bordure du lac jusqu'au centre, les faciès se juxtaposent selon la séquence wackestone à packstone à débris de *Microcodium* (f7c), wackestone à charophytes (f7a) et au centre mudstone à laminations (f7b).

3.6.2 **Environnement de zone humide/palustre**

Les traces d'émersion et les figures pédogénétiques (Tableau 3-2) caractérisent l'association de faciès palustres. L'oscillation de la tranche d'eau favorise la mise en place de fentes de dessiccation donnant un aspect bréchique et la mise en place d'intraclastes autochtones (expression microscopique de l'aspect bréchique), (Freytet et Plaziat, 1982). Ce faciès contient des colonnettes (traces de racines) et est marmorisée. La marmorisation apparaît quand la teneur en fer est supérieure à 2% et que des fluctuations du niveau de la nappe surviennent : les ions de fer migrent et se fixent dans le sédiment, donnant des couleurs rose, rouge, jaune, violette, dans les niveaux d'accumulation du fer et blanche à grise dans les déplétions (Freytet et al., 2002). Les traces de vie autres que les racines ne sont généralement pas préservées. Ceci est sans doute dû à la pédogénèse importante.

Tableau 3-2: Principales figures pédogénétiques observées dans les calcaires palustres de la série paléocène nord-pyrénéenne.

Figures observées	Interprétations
laminaire diffus (Figure 3-43 F) : laminations irrégulières avec une alternance de teinte plus sombre et plus claire comportant des grains détritiques de quartz et de calcite	Calcification d'origine biologique (Alonso-Zarza, 2003)
Calcaire à pelletoïdes (Figure 3-44 C) : grainstone à pelletoïdes et intraclastes (agrégats). Les pellets sont arrondis formés de micrite. Les agrégats sont formés de calcite détritiques (prismes de *Microcodium*) et de micrite, souvent plus sombre.	Ce faciès se forme dans des cavités en plusieurs phases de « grainification » (Wright, 1990) et forme un réseau complexe qui peut être associé aux laminations diffuses (Alonso-Zarza, 2003). Son aspect peut aussi être qualifié de « granular » (Wright, 1990).
Bréchification *in situ* (Figure 3-44 B) : Les intraclastes sont irréguliers, plus ou moins anguleux, constitués de micrite dans une matrice microsparitique. Cette bréchification peut être associée à de la micrite fenestrae.	La formation de ce faciès est polyphasée. Premièrement, elle passe par la formation de fente de dessiccation. Puis lors d'un ré-ennoiement, ces fentes sont remplies (agrégats de boue, lithoclastes, ciment sparitique). Ce

	processus se produit lors de l'alternance de périodes sèche et humide) (Alonso-Zarza et Tanner, 2010). Les bancs entiers prennent alors un aspect bréchifiés.
Pseudomicrokarst (Figure 3-44 E) (Plaziat et Freytet 1978): poche créant des cavités irrégulières, généralement remplies de sédiment dans un second temps.	La création de ces cavités est mécanique (action des racines et fentes de dessiccation généralement verticales). Le remplissage complexe comporte des pellets, des agrégats et différents types de ciment (Alonso-Zarza et Tanner, 2010).
Alvéolaire/nodulaire et fentes de dessiccation (Figure 3-44 D, A) : le réseau de fentes de dessiccation et la micrite fenestrae créent des nodules de micrite de même composition que la matrice. Les fentes de dessiccation peuvent être « circumgranulars », planes ou irrégulières, et remplies de sparite.	Communément associé avec des agrégats « circumgranulars » (Figure 3-44 A) (Marty et Meyer, 2006a).

La présence de figures pédogénétiques conditionne le caractère palustre plutôt que lacustre de ces calcaires continentaux (Marty et Meyer, 2006a). Les fentes remplies de calcite (Figure 3-43 A, B, C) sont associées à la présence de racines et de fentes de dessiccation. Ce phénomène se produit lors de l'alternance de périodes sèches et humides, et reflète une modification du faciès par pédogénèse lors d'une diminution du niveau des eaux (Marty et Meyer, 2006a). Les intraclastes résultent eux aussi de phénomènes de gonflement/rétractation du milieu lors de l'alternance de périodes sèches et humides. Les aggrégats sont apportés lors de la saison humide (et forment ainsi des lithoclastes de boue). Les laminations irrégulières et les traces de remaniement illustrent une saisonnalité (Freytet et Verrecchia, 2002).

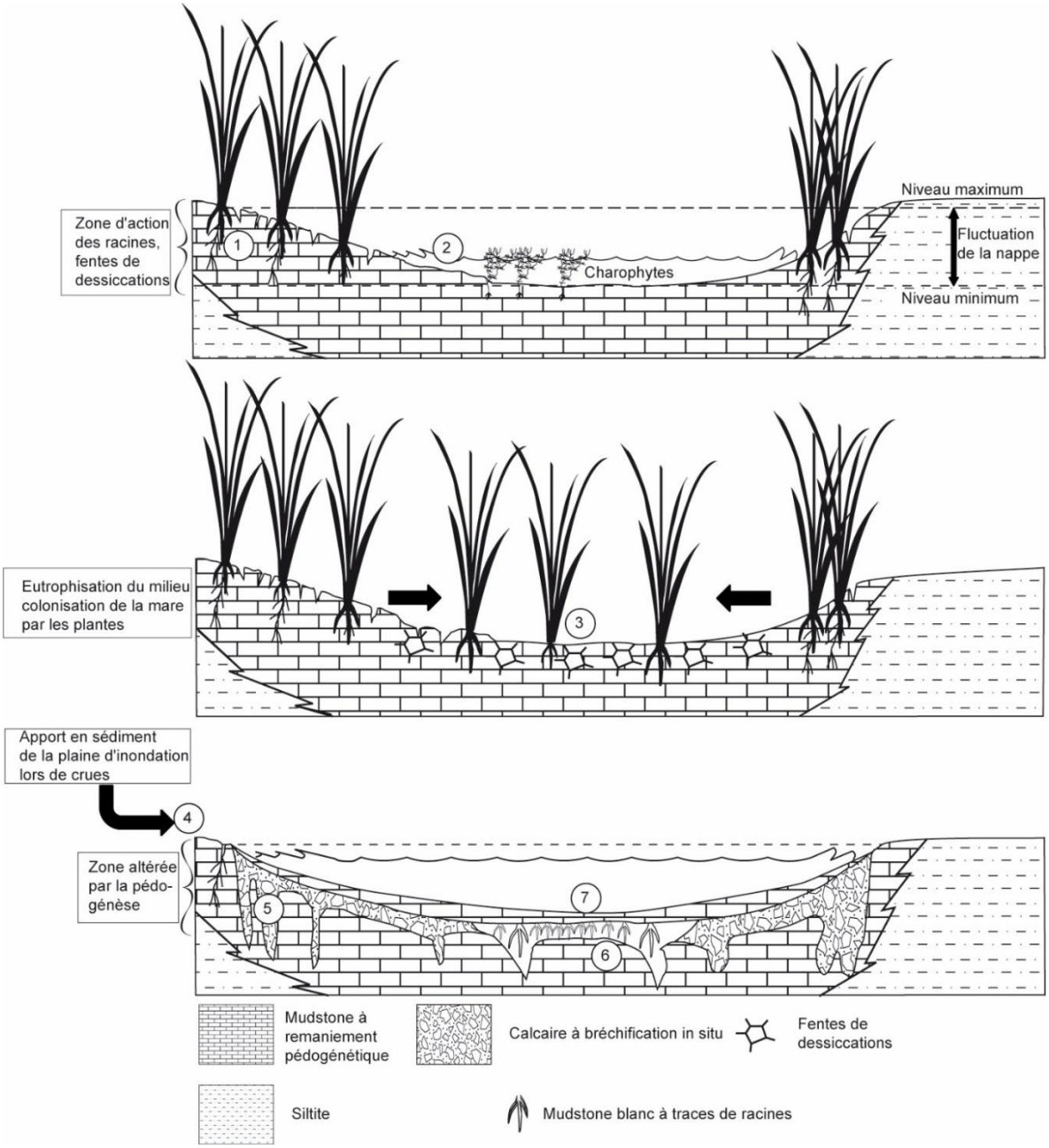


Figure 3-45: Modèle de formation des carbonates à intraclastes (bréchification *in situ*). 1 : zone d'action des racines de charophytes dans un sédiment carbonaté. 2 : remaniements de sédiments par de petites vagues. 3 : assèchement de la mare temporaire lors de période d'étiage, colonisation du milieu par les plantes et mise en place de fentes de dessiccation, création de cavités. 4 : apport de sédiments fins de la plaine d'inondation et remaniement de sédiments *in situ* par de petites vagues. 5 : comblement des cavités. 6 : en latéral au faciès à bréchification *in situ* peut se mettre en place un mudstone à traces de racine. 7 : dépôt d'un nouveau carbonate.

La distinction entre ces deux associations de faciès (lacustre et palustre) se base sur la présence ou non d'organisme(s) et de figure(s) pédogénétique(s) (Marty et al., 2006), et la présence de marqueur(s) d'émersion. Plaziat (1984) distingue deux types de dépôts lacustres au Paléocène. Les lacs d'interfluves, de tailles modestes, sans doute saisonniers, qui s'intercalent dans les plaines d'inondation. Et des lacs aux caractères plus permanents occupants un vaste territoire situé dans le

sillon nord-pyrénéen. Marty et al. (2006) distinguent aussi deux ensembles de faciès (Figure 3-46):

- Faciès de zones humides saisonnières, comportant des preuves évidentes d'exposition aérienne prolongée, et dans lesquels le calcaire primaire n'est pas préservé (correspond au faciès de bordure de lac peu profond de Freytet et Plaziat ,1982). Ce calcaire est fortement remanié par la pédogénèse. Il correspond à f8 dans cette étude.
- Faciès lacustre peu profond: dans ce faciès certains éléments biologiques (ostracodes, charophytes) sont conservés. Il s'agit de calcaires primaires. Il est très localisé, vraisemblablement dans les anciennes cuvettes topographiques d'eau stagnante, ne subissant pas ou peu d'exposition aérienne, correspondant à f7 dans cette étude. Ce calcaire peut servir de base, s'il est altéré, à l'association de faciès palustres.

L'association de faciès lacustres caractérise des étendues d'eau pérenne, qui durent dans le temps et restent inondées lors des périodes d'étiage. L'association de faciès palustres quant à elle se place en bordure de ces lacs (variations saisonnières du niveau de l'eau sur les berges) ou dans des étendues d'eau saisonnières comme des marais ou des mares, subissant l'alternance de périodes sèches et humides. Les fluctuations du climat ainsi que la tectonique conditionnent largement la répartition et le dépôt de ces calcaires continentaux.

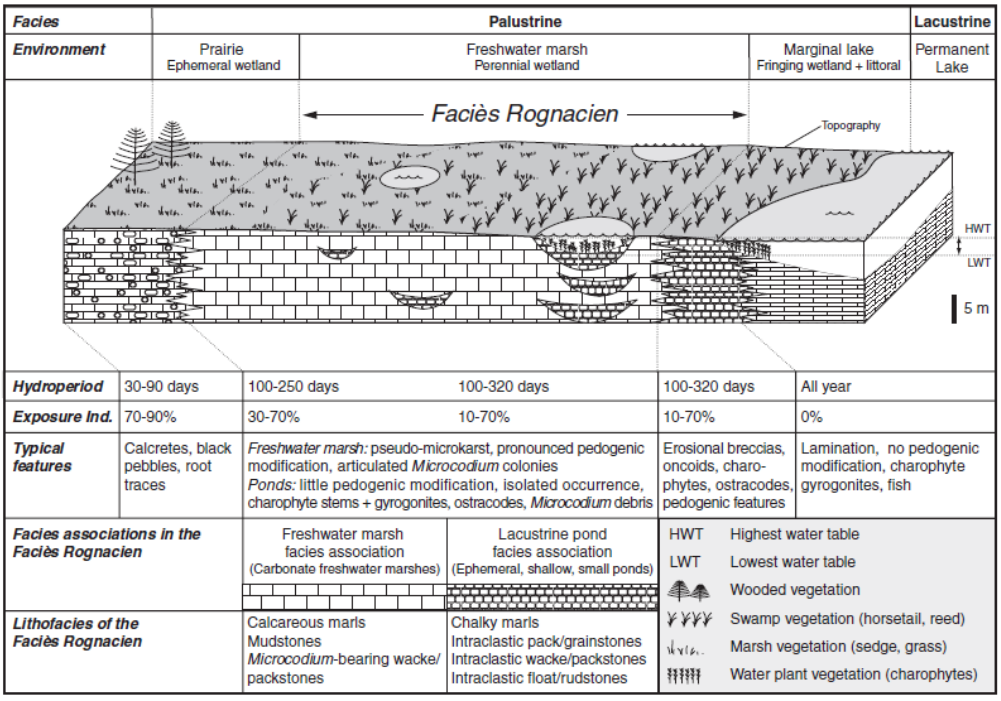


Figure 3-46: Modèle d'association des faciès de carbonates continentaux du Rognacien du bassin nord-pyrénéen : association de faciès de type "Lacustrine pond facies" et "freshwater marsh facies" (Marty et al., 2006). Ces deux faciès correspondent également aux deux faciès de type « bordure de lac soumis à des émersions/submersions » et « centre du lac » de Freytet et Plaziat, 1982.

3.6.3 **Association de faciès continentaux des Corbières**

Les facteurs principaux contrôlant la répartition des faciès dans un milieu continental sont essentiellement la pente (et la vitesse des courants qui en découle) et la proximité d'une source sédimentaire (apport en sédiments) (Bridge, 2007). D'autres facteurs induisent des variations puisqu'ils ont une action directe sur les deux premiers : le drainage du bassin, le profil de dépôt hérité, le climat influençant l'érosion et l'accommodation contrôlée par les variations du niveau de base et la tectonique (Bridge, 2007). Le profil de dépôt hérité au Paléocène est assez plat, avec des reliefs à l'est (Baceta et al., 2005; Plaziat, 1981; Pujalte et al., 2014; Vacherat et al., 2017) avec sans doute une partie de ces reliefs dans l'actuelle Méditerranée. Le massif du Mouthoumet est le relief émergé le plus proche de notre zone d'étude. L'axe de drainage suit une ligne est-ouest, parallèle à l'actuelle chaîne de montagne avec un gradient de pente faible (Plaziat, 1981; Yvette Tambareau et al., 1995).

Les dépôts fluviaux de basse énergie du Paléocène des Corbières semblent montrer une cohabitation entre deux systèmes. Des systèmes fluviaux méandriformes et anastomosés. Le passage d'un système à l'autre peut se faire lors de variations du niveau de base, ou de la pente.

Les dépôts conglomératiques sont assez rares dans la série paléocène des Corbières et absents plus à l'ouest au niveau du Plantaurel et en Ariège. Ce système diffère du système classique de chenaux (f4 et f5) se mettant en place dans la plaine d'inondation. Les chenaux de grès fins se déposent dans un environnement fluvial calme : cours d'eau à pente faible, sans doute avec une sinuosité importante et loin des reliefs. Tandis que les conglomérats révèlent un hydrodynamisme bien plus important et une proximité de la source de sédiment. Ces deux modes de dépôt doivent "s'interdigiter" et ceci essentiellement en bordure du massif du Mouthoumet, ou les conglomérats sont les plus abondants. Ainsi, il est donc probable que l'environnement de dépôt le plus commun soit un système faible énergie dans la plaine d'inondation. Occasionnellement se surimpose un système dont l'énergie est beaucoup plus forte, et dont la source en sédiments est proche (Massif du Mouthoumet).

Les dépôts dominants sont ceux de l'association de la plaine d'inondation et constituent généralement 70 % de la série du Paléocène. Ces dépôts fins se déposent loin des chenaux actifs, lors des dé-crues (Bridge, 2007; Marriott et Wright, 1993). Dans ces dépôts fins s'intercalent des sédiments lacustres et palustres au niveau de creux paléotopographiques. Ceci est le signe d'une pente faible et d'un apport faible en sédiments.

Le sommet des bancs (chenaux, plaine d'inondation et calcaires continentaux) est colonisé par un sol quasi-systématiquement. Ceci implique un niveau piézométrique de la nappe relativement haut, précipitant du carbonate (Freytet et Plaziat, 1982; Freytet et Verrecchia, 2002), ainsi qu'un développement de la

végétation, lors de la migration des chenaux à travers la plaine d'inondation en climat semi-aride (Freytet et Plaziat, 1982; Plaziat, 1984). Les plantes protègent la plaine d'inondation des érosions et favorisent également la précipitation des carbonates (Dunagan et Driese, 1999). Cependant, les inondations détruisent ces sols et réduisent leur durée de développement dans la plaine d'inondation (Hupp, 2000). Dans les systèmes méandriformes, la végétation a plutôt tendance à retenir les sédiments silico-clastiques au détriment de la préservation des carbonates. Par opposition, les systèmes anastomosés favorisent la précipitation de carbonate et la préservation de la plaine d'inondation (comme c'est le cas dans les Corbières).

Des études récentes sur de nombreux bassins, sous divers climats ont élargi l'éventail des modèles de faciès (Fielding et al., 2012; Hartley et al., 2013, 2010; North et al., 2007b; Weissmann et al., 2010). Cependant, la compréhension de la répartition des faciès, d'un point de vue spatio-temporel est complexe et soumise à débat.

D'après l'étude de 700 systèmes fluviaux, il s'avère que la majorité des sédiments fluviaux conservés sont de types distributaires (DFS). D'autres modèles s'opposent au modèle DFS (Fielding et al., 2012) en avançant qu'une grande variété de systèmes fluviaux, y compris tributaires, sont préservés dans les sédiments fossiles. Les DFS s'apparentent aux « alluvial fan » de la littérature plus ancienne. Les critères de reconnaissance d'un tel système sont :

- Un développement radial des chenaux par rapport à un point d'entrée (apex)
- Une diminution de la pente qui s'accompagne de la diminution de la taille des chenaux
- Une diminution de la taille des grains vers la partie aval du système fluvial distributaires
- Une absence de confinement lateral des chenaux

Ce modèle s'oppose radicalement aux modèles tributaires, dont la taille des canaux augmentent dans la partie avale, ce qui limiterait leur potentiel de préservation des sédiments (Weissmann et al., 2010). Un tel modèle pourrait correspondre avec l'étude de l'architecture des Corbières. Cependant, il est difficile d'observer le développement des chenaux à l'échelle d'un affleurement. Par contre, les petits chenaux (C11, C12, C13 Figure 3-36) peuvent correspondre à la partie distale du système, avec des chenaux plus étroits, comportant des sédiments plus fins (Weissmann et al., 2010). De plus, ces petits chenaux sont flanqués de paléosols matures (en comparaison avec le reste de la série). Selon un autre modèle, la maturité des paléosols, est croissante vers l'aval du système (Hartley et al., 2013), ce qui est en accord avec des dépôts plus distaux. L'absence de confinement latéral des chenaux pourrait également expliquer les chenaux très extensifs du sommet de la série (C15, C16, C17 Figure 3-36).

La série paléocène du bassin de Bighorn est très étudiée et se pose en modèle et analogue pour l'étude des séries fluviatiles (Owen et al., 2017).

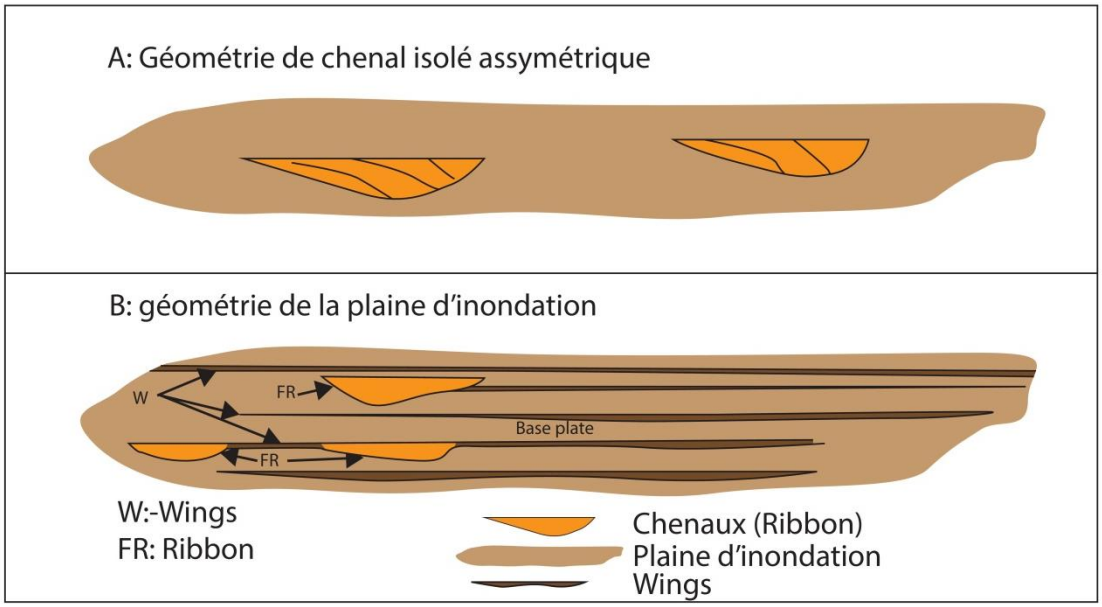


Figure 3-47: Architecture fluviale schématique (modifiée d'après Owen et al., 2017). A : géométrie de chenal isolé, de forme asymétrique de la base de la coupe, comportant des accrétions latérales. B : géométrie de la plaine d'inondation avec les bancs gréseux interconnectés comportant des « wings » ou dépôts de débordement et des « ribbons » correspondant au chenal.

Deux géométries décrites dans ce modèle sont identifiables (Figure 3-47) dans les Corbières.

La première correspond aux chenaux comportant de l'accrétion latérale (A Figure 3-47), se situant dans la partie médiane du système (Owen et al., 2017). La seconde correspond aux chenaux fins de la plaine d'inondation, située dans la partie plus distale du système distributaire. Cependant, ce modèle n'explique pas les interconnections observées dans l'architecture de Lairière pour les chenaux C15, C16, C17 (Figure 3-36). Nous pensons qu'il s'agit d'un rare cas de système anastomosé préservé, ce qui pourrait expliquer ces interconnections.

Le modèle de dépôt établi (Figure 3-48) s'insère parallèlement à l'axe actuel des Pyrénées. La pente faible et la granulométrie des dépôts plaident en la faveur d'un éloignement important des reliefs par rapport à la zone d'étude. Les variations des facteurs de contrôles de la sédimentation du système fluviale distributaire font varier les faciès (passant par exemple de A à B Figure 3-47). A cela se surimpose un second système localement, transverse de plus haute énergie sous forme de dépôts conglomératiques...

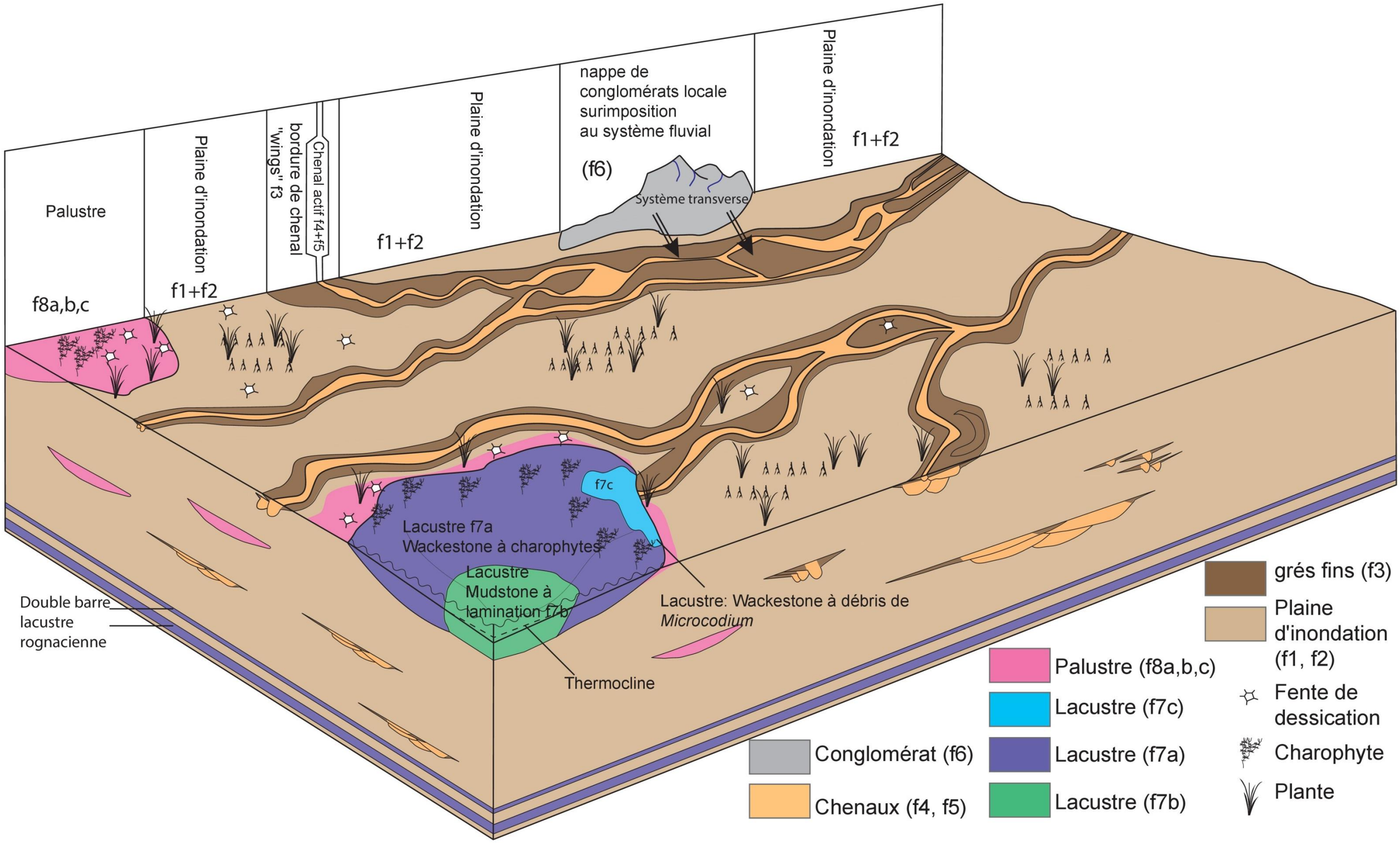


Figure 3-48: Modèle de dépôt continental des Corbières. La série est entièrement dominée par l'association des faciès de la plaine d'inondation, entrecoupés par des dépôts chenalisés et des calcaires continentaux. Seul un relief émergé vient perturber de temps en temps ce système très basse énergie en déposant une « nappe » conglomératique (massif du Mouthoumet)

3.7 Conclusion

Dans les Corbières, au Paléocène, l'environnement de dépôt est fluvial de très basse énergie et comporte localement des signes d'énergie plus forte, intermittente, sous forme de passées conglomératiques. Ce système laisse fréquemment place à des dépôts carbonatés continentaux. Dans cette série, les dépôts ne semblent pas continus mais intermittents, laissant le temps à des sols de se développer. Les différents stades de maturation des paléosols observés donnent des indices sur une durée relative d'arrêt de la sédimentation.

Dans le domaine distal de notre étude, à l'ouest une plateforme carbonatée peu profonde se met en place. Celle-ci ne semble pas affectée par les apports détritiques venus de l'est, puisque la production carbonatée reste importante (voir chapitre 7). Cette plateforme particulière montre une zone « protégée », et une zone plus agitée. La protection séparant ces deux grands ensembles ne semblent pas continue (Tambareau et al., 1995) et formée par des récifs algo-coralliens en majorité.

Chapitre 4 : Analyse séquentielle de la série paléocène des Petites Pyrénées jusqu'aux Corbières.

Après une description détaillée des faciès rencontrés, ce chapitre est une analyse séquentielle au cours du Paléocène (Petites Pyrénées – Corbières) allant du domaine marin de plateforme peu profonde à des dépôts continentaux.

Ce chapitre a pour but :

- de rappeler les principes et les limites de la stratigraphie séquentielle pour définir la méthode utilisée ;
- de décrire la succession sédimentologique de chaque coupe ;
- d'analyser les coupes en termes de séquence de dépôts.

Que ce soit dans le domaine continental ou dans le domaine marin, la notation adoptée des séquences est identique, dans un souci de simplification, afin d'établir les corrélations ultérieurement. Les séquences définies sont nommées Pal1, Pal 2 etc. et sont d'ordre 3.

In fine, la stratigraphie séquentielle sera donc établie pour réaliser les transects de corrélation entre les différentes coupes (Chapitre 6).

4.1 Stratigraphie séquentielle

4.1.1 Définitions préalables et principes

La notion d'accommodation développée par les groupes de travaux d'Exxon est une avancée majeure dans le domaine de la géologie. Elle correspond à l'espace disponible pour accumuler les sédiments (Jervey, 1988). Les variations de l'accommodation sont conditionnées par les fluctuations du niveau marin (eustatisme et subsidence régionale) et l'apport en sédiments (Catuneanu, 2002).

Le niveau de base (Figure 4-1) est une surface théorique sur laquelle il n'y a ni érosion ni dépôt. Le domaine marin est en général situé en dessous du niveau de base, et tend à accumuler des sédiments. Le domaine continental au contraire en érosion est situé au-dessus du niveau de base (Catuneanu, 2002). Ces deux domaines tendent à rejoindre le niveau de base. Le prolongement de cette surface sur le continent définit le niveau d'érosion maximal que les rivières peuvent atteindre.

Sur le continent, les processus d'aggradation versus incision sont régulés par le concept de profil d'équilibre fluvial « graded fluvial profile ». Pour simplifier, le niveau de base est souvent assimilé au niveau marin (Schumm, 1993). Cependant, il est le plus souvent situé en dessous de ce niveau, dû aux processus d'érosion marin (Catuneanu, 2002).

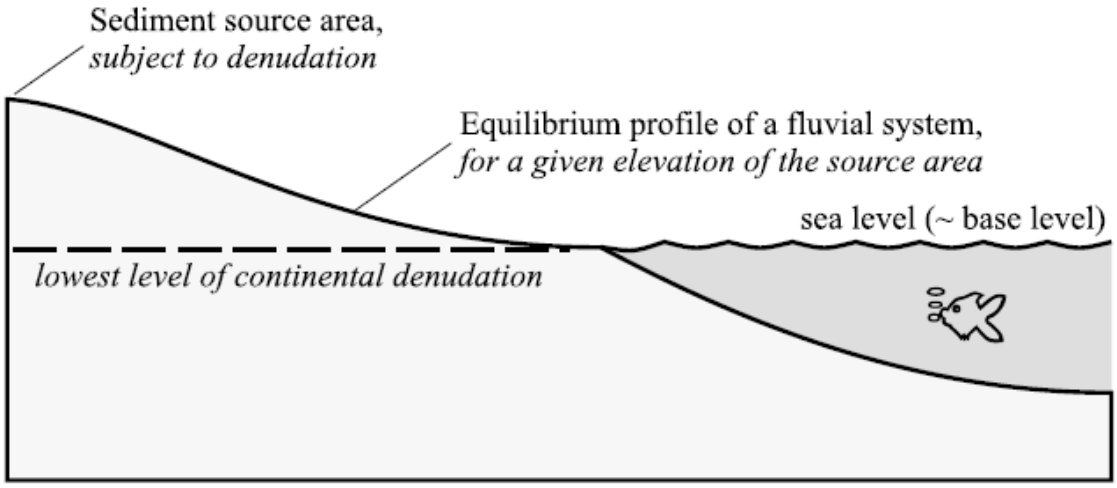


Figure 4-1 : La notion de niveau de base : elle est définie comme le plus bas niveau d'érosion des continents. Le profil d'équilibre des rivières rejoignent le niveau de base au niveau de la ligne de rivage. Lors de l'élévation de la source sédimentaire, en réponse à une érosion ou à une surrection, le profil d'équilibre fluvial s'ajuste en conséquence (Catuneanu, 2002) .

Les séquences de dépôts sont un assemblage en trois dimensions d'association de faciès délimités par des surfaces particulières. Le concept de séquence est une succession de dépôt ayant lieu dans un cycle complet de changement d'accommodation et d'apport en sédiments (Trangression-Regression = cycle T/R) (Catuneanu et al., 2011). Les sédiments ou cortèges de dépôts sont séparés par des surfaces particulières. Dans un cycle complet, une chute d'accommodation induit une surface d'érosion (limite de séquence ou « sequence boundary, SB ») ainsi qu'une migration des dépôts en partie distale (progradation). Sur cette surface se dépose le prisme de bas niveau marin (« lowstand system tract, LST »), progradant et délimité en partie supérieure par la surface de transgression (Miall, 1997). La surface de transgression correspond à l'inversion entre tendance progradante et rétrogradante du système. Et, elle correspond au maximum de régression (Catuneanu, 2002). Le cortège transgressif se dépose sur cette surface. Il est délimité en partie supérieure par la surface d'inondation maximale. La surface d'inondation maximale correspond à l'inversion entre une tendance rétrogradante et progradante du système (Catuneanu, 2002; Miall, 1997). Puis, se dépose le prisme de haut niveau marin, généralement aggradant puis progradant, délimité en son top par une nouvelle séquence de dépôt (Catuneanu, 2002; Miall, 1997). Les maximums d'inondation et les limites de séquence ont une valeur temporelle (ligne temps) permettant des corrélations entre cycles.

4.1.2 **Définition des cycles dans le domaine de plateforme peu profonde**

L'étude des séquences dans les plateformes carbonatées réside essentiellement dans la compréhension des fluctuations du niveau marin et du taux de production de carbonate (Miall, 1997). Quand le niveau marin chute et dépasse le taux de subsidence, une exposition aérienne engendre la formation de surface karstifiée (Miall, 1997). Durant les bas niveaux marins, il ne subsiste peu ou pas de dépôt. Ceci est dû à l'absence de place pour aggrader durant ces périodes. Un ennoiement lent de cette surface lors d'une montée du niveau marin conduit à la mise en place des producteurs de carbonate (« catch-up architecture » (Kendall et Schlager, 1981). Le système aggrade durant cette phase transgressive. Il est souvent plus difficile d'identifier les cortèges de dépôts, cependant les surfaces d'érosion et les maximums d'inondation peuvent être mis en évidence (notamment par la faune et la flore fossile) (Catuneanu et al., 2011). Dans cette étude les séquences dans le domaine de plateforme sont délimitées grâce aux surfaces particulières et à la faune et la flore observées.

4.1.3 **Définition des cycles dans le milieu continental**

Les modèles de stratigraphie séquentielle ont initialement été développés pour être appliqués au domaine marin, mais des auteurs ont mis au point des modèles transposables au domaine continental (Catuneanu et al., 2011; Miall, 1997; Schumm, 1993; Shanley et McCabe, 1994) (Figure 4-2). L'architecture des systèmes fluviaux est contrôlée par différents facteurs selon la position avale ou amont (Shanley et McCabe, 1994). L'influence des variations du niveau marin diminue dans la partie amont du système, au profit de la tectonique et du climat (Shanley et McCabe, 1994). Les fluctuations du niveau marin affectent seulement quelques dizaines de kilomètres les plus en aval des systèmes fluviaux (Blum et Törnqvist, 2000) et jusqu' à quelques centaines de kilomètres pour certains systèmes.

Dans les séquences continentales, les limites sont communément des vallées incisées à la base d'un système fluvial. Ces vallées se forment durant la chute du niveau de base. Latéralement au système de chenaux, ces limites de séquences peuvent également être représentées par des paléosols bien développés (Miall, 1997). Les paléosols bien que résultant de différents processus peuvent servir de marqueurs afin de définir certaines limites de séquences.

Paradoxalement, les paléosols les plus matures peuvent également être liés au maximum du niveau de base. Lorsque l'accommodation devient nulle, et que les sédiments ne se déposent plus, un sol mature peu se développer (développement d'horizon carbonaté).

Le prisme de bas niveau marin correspond à des dépôts fluviaux complexes de chenaux amalgamés, durant une période ou l'accommodation augmente peu, avec un apport sédimentaire fort (Catuneanu et al., 2011).

La transition des dépôts fluviaux à tidaux est diachrone, cela est due à une augmentation du niveau de base lorsque le remplissage de la vallée passe de dépôts aggradants à rétrogradants (Miall, 1997). La surface de transgression est généralement surmontée par des dépôts de plaine d'inondation, des calcaires continentaux, ou des paléosols matures. Le cortège transgressif est marqué par des dépôts à influence tidale (rides tidales, fossiles marins…) (Shanley et McCabe, 1994). Ces dépôts marquent le maximum d'inondation et forment le cortège transgressif ou Transgressive System Tract (=TST). Plus en amont sur le continent, ce changement peut être repérable par une modification du système fluvial (par exemple, passage d'un système méandriforme à anastomosé), ou le dépôt de niveau à charbon (Miall, 1997). Les paléosols formés en début de phase transgressive sont relativement bien développés et présentent souvent des profils de type cumulatif du fait d'un faible taux de sédimentation. Lors de la phase d'inondation maximale, le niveau de la nappe est haut, ce qui entraine des précipitations carbonatées dans le profil des sols ou des dépôts lacustres ou palustres.

Le prisme de haut niveau marin se développe quand le niveau de base diminue, induisant une diminution de l'accommodation (Miall, 1997). Il a pour limite inférieure, la surface d'inondation maximale et pour limite supérieure la limite de séquence. La rétrogradation du système laisse une pente douce, permettant la mise en place d'un système très basse énergie avec une accumulation de dépôts de plaine d'inondation et avec des paléosols (Shanley et McCabe, 1994). Les dépôts se font de moins en moins fréquents, au profit de paléosols plus matures.

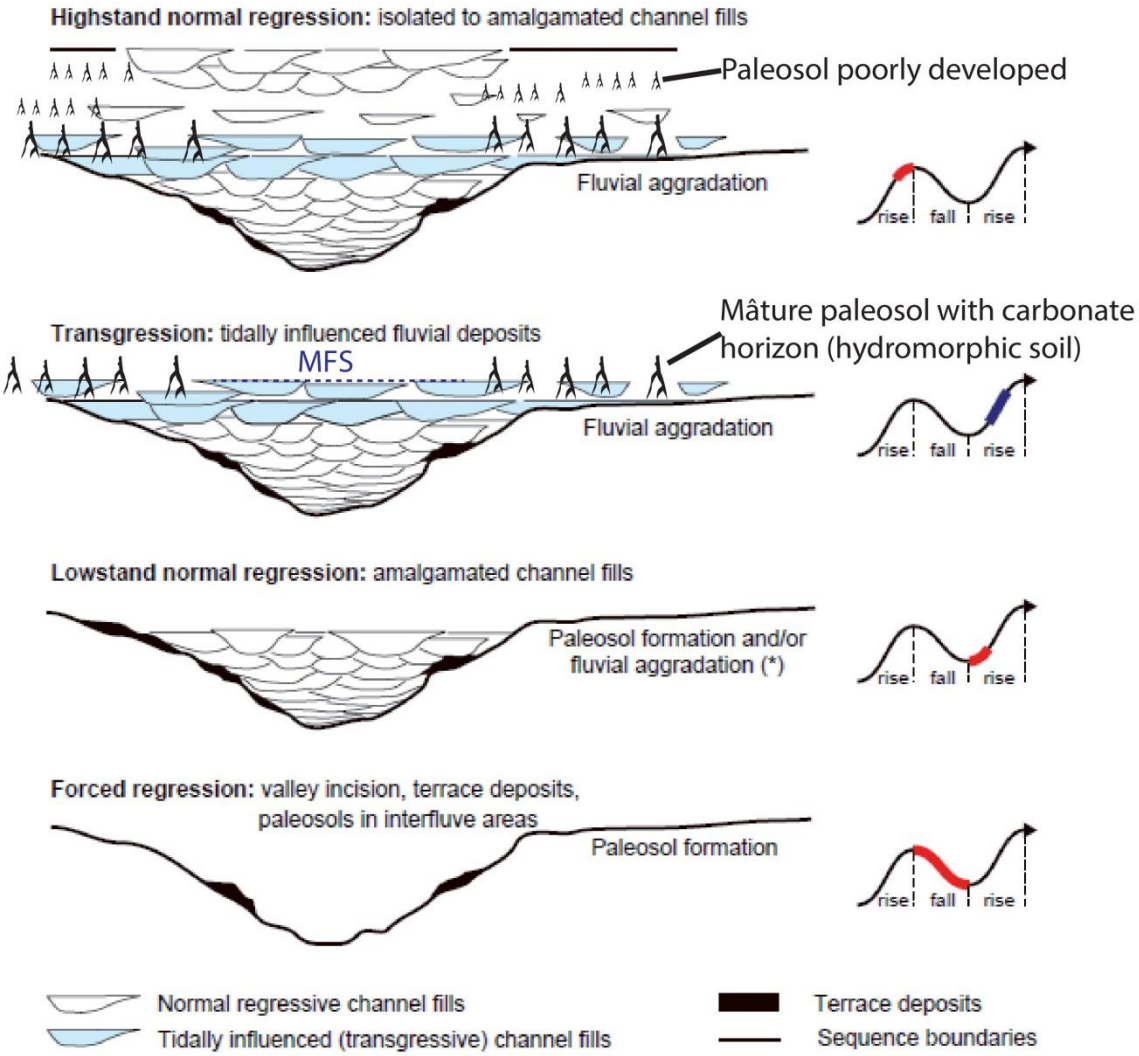


Figure 4-2: Architecture stratigraphique d'une séquence de dépôt fluviatil. (Catuneanu, 2006). La partie supérieure des chenaux amalgamés (lors du highstand normal regression) est souvent tronquée par la limite de séquence sus-jacente. Ceci explique la faible préservation de ce type de dépôt. Sur les terrasses, le développement de paléosols cessent lorsque ceux-ci sont recouverts par des dépôts à influence tidale ou de la plaine d'inondation. Cependant, leur formation durant la phase de bas niveau marin, sur les terrasses peut conduire au développement de paléosols matures. Des paléosols avec un horizon carbonaté peuvent se développer au niveau du maximum d'inondation (MFS), puisque le niveau de la nappe est relativement haut. Ce haut niveau peu également favorisé le dépôt de calcaires continentaux. Le changement de ratio height/width des chenaux tends à montrer qu'ils passent d'un système méandriforme à amalgamé vers le haut de la série, ce qui peut être lié à une diminution du gradient de pente.

Tableau 4-1 : Principes majeurs de la stratigraphie séquentielle appliqués aux systèmes fluviaux (Catuneanu, 2006).

1. Les incisions fluviales peuvent se produire lors d'une chute du niveau de base augmentant ou diminuant la charge sédimentaire.
2. L'aggradation des systèmes fluviaux intervient durant la période de chute du niveau de base, augmentant ou diminuant la charge sédimentaire.
3. La réponse des systèmes fluviaux aux variations du niveau de base reflète essentiellement les variations eustatique et tectonique. Les changements de charge sédimentaire sont liés au climat.
4. Les systèmes fluviaux à faible sinuosité (rivière en tresse) s'installent durant des périodes de faible accommodation.
5. Les systèmes fluviaux de type anastomosé sont associés à des niveaux importants du niveau de base, comme durant une transgression ou un prisme de haut niveau.
6. Les systèmes fluviaux de type méandriforme caractérisent des périodes de taux d'augmentation faible à modéré du niveau de base.
7. Les systèmes montrant des preuves d'accrétion latérale sont typiques des zones comportant une pente faible et un faible taux d'accommodation.
8. Les vallées incisées peuvent être comblées par tous types de système fluvial.
9. Les indices d'influence marine dans le domaine fluvial surviennent durant une période ou l'accommodation est supérieure à la sédimentation.

4.2 Successions sédimentaires et définition de séquences

Pour faciliter la lecture, les coupes sont décrites d'ouest en est (du domaine distal au proximal). Les séquences sont mieux définies dans le domaine de plateforme carbonatée, grâce à la succession de faciès et notamment la présence de producteurs carbonatés. Ils donnent des indices sur la hauteur de la colonne d'eau. Dans le domaine continental, la reconstitution de séquence se base sur les principes évoqués au §4.1.3. Pour chaque coupe la description de la succession sédimentaire et l'interprétation en termes de stratigraphie séquentielle s'appuie sur un log synthétique. Pour plus de précision, les coupes à plus grande échelle sont également disponibles en annexes numériques. Une carte permet de situer précisément le levé de chacune des coupes étudiées (annexes). Sept séquences ont été interprétées et notées de Pal1 à Pal7, chaque séquence étant composée d'une phase transgressive et d'une phase régressive.

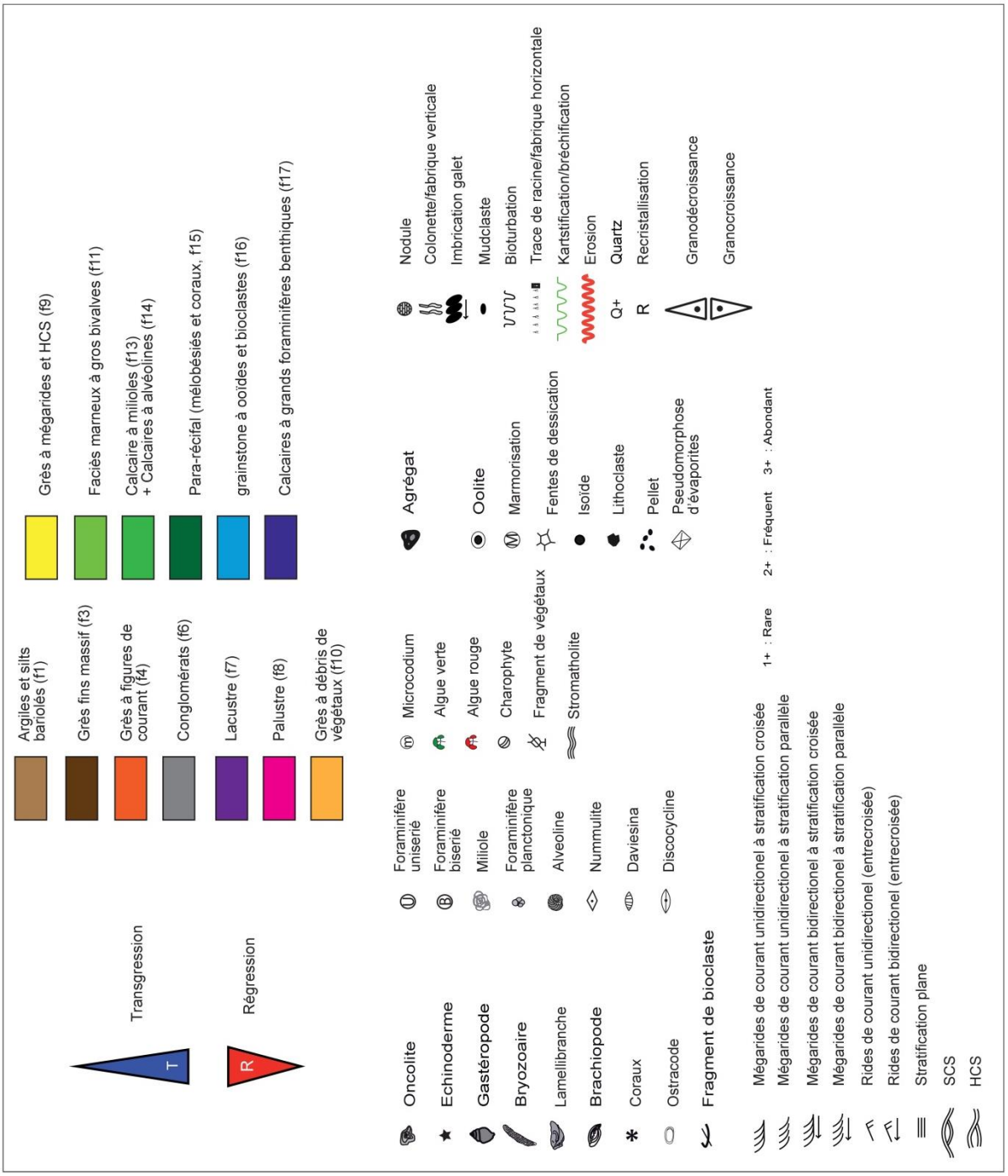


Figure 4-3: Légende des 10 coupes étudiées et présentées dans la suite de ce chapitre.

4.2.1 **Coupe de La Cassine**

La coupe de La Cassine est la plus occidentale de la zone d'étude. Les conditions d'affleurement n'étant pas toujours bonnes, elle a été recueillie dans les trois localités suivantes, de la base au sommet : au lieu-dit « Brie » (à l'est de La Cassine), dans l'ancienne carrière de La Cassine (Figure 4-4 A et B), et à l'ouest de cette carrière (Figure 4-4 C), le long de la départementale D435, reliant Cérisols à Plagne.

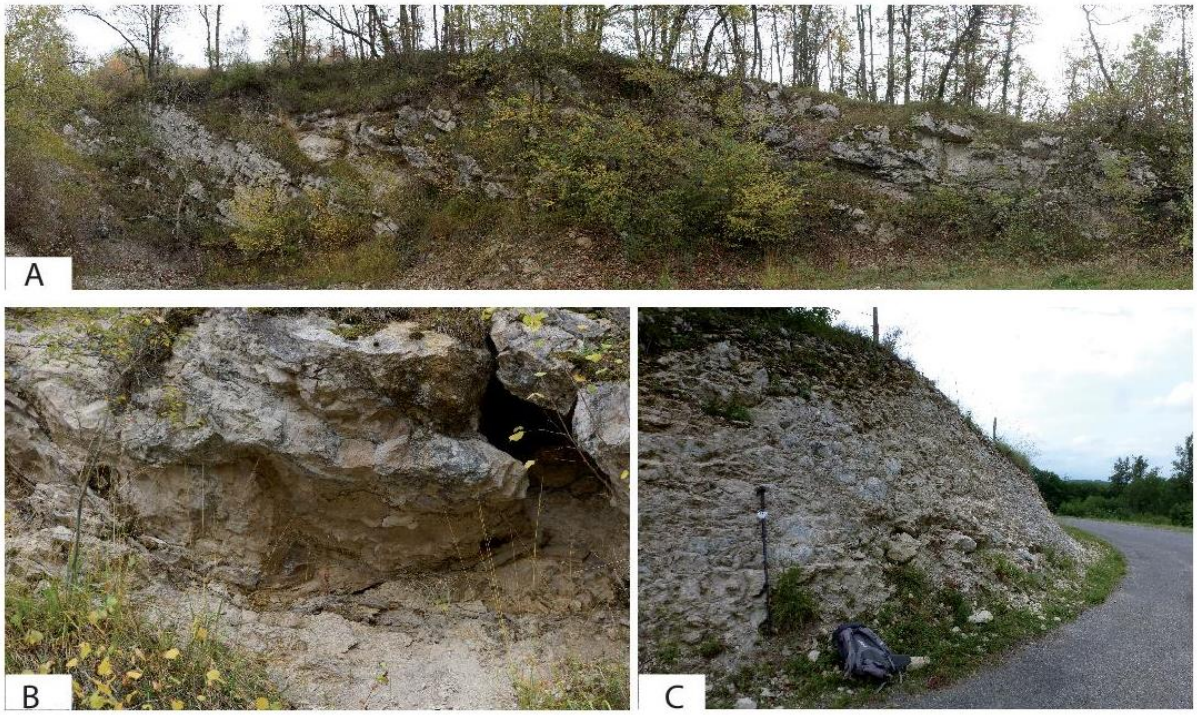


Figure 4-4: Planche photographique de la coupe de La Cassine. A : Carrière de La Cassine (Danien). B : Niveau à plis disharmoniques (Gruas-Cavagnetto et al., 1992), comportant un fin niveau ligniteux retrouvé au Mas d'Azil. C : Affleurement le long de la départementale D435, proche de Cérisol, des calcaires à algues et coraux.

Séquence Pal1 : La base de la coupe étudiée à Brie, montre un dépôt calcaire crayeux surmontant les grès et marnes du Maastrichtien (Marnes d'Auzas). Aucun élément n'a été reconnu dans ce niveau. Ils s'insèrent dans un ensemble de calcaires lagunaires marins de 12 m de puissance. Leur attribution au Danien « élevé » est justifié par la présence de pollens et dinoflagellés dont *Dissostoma spyrenaicum* (Gruas-Cavagnetto et al., 1992), mais également par la présence de *Bangiana hanseni,* marqueur de la biozone SBZ1 (Serra Kiel, 1998 ; Schneibner et al., 2005). Cette première invasion marine danienne du Tertiaire correspondrait au deuxième cycle marin eustatique (Haq et Schutter, 2008). Ceci place la limite Crétacé/Tertiaire dans la partie supérieure des marnes d'Auzas sous-jacentes (Gruas-Cavagnetto et al., 1992). Le maximum d'inondation est atteint aux environs de 18 m, marqué par la présence de foraminifères planctoniques. Un calage stratigraphique grâce aux dinoflagellés et aux foraminifères benthiques a été réalisé sur cette zone (Figure 4-5, Gruas-Cavagnetto et al., 1992). Tout d'abord *Bangiana hanseni* caractérise la biozone SBZ1 aux environ de 15 m. Les dinoflagellés permettent de contraindre un peu plus la stratigraphie par la présence de *Danae californica* (*Damassadiniium californicum*) apparaissant dans la biozone D1 et *Thalasiphora delicata* apparaissant au sommet de D2 (Powell in GTS 2004) aux environs de 20 m. Les premiers marqueurs de la biozone SBZ2 apparaissent aux environs de 100 m (*Ornatonion. minitus, Miscellanea globularis).* Donc, un hiatus important caractérise la base du Danien, au moins jusqu'au sommet de D2 ou début de D3 (Powell in GTS 2004), soit l'équivalent d'un intervalle de temps de 3.5 Ma

compris entre 66 et 62.5 Ma, correspondant à la biozone D1 et à la base de D2 (Powell in GTS 2004).

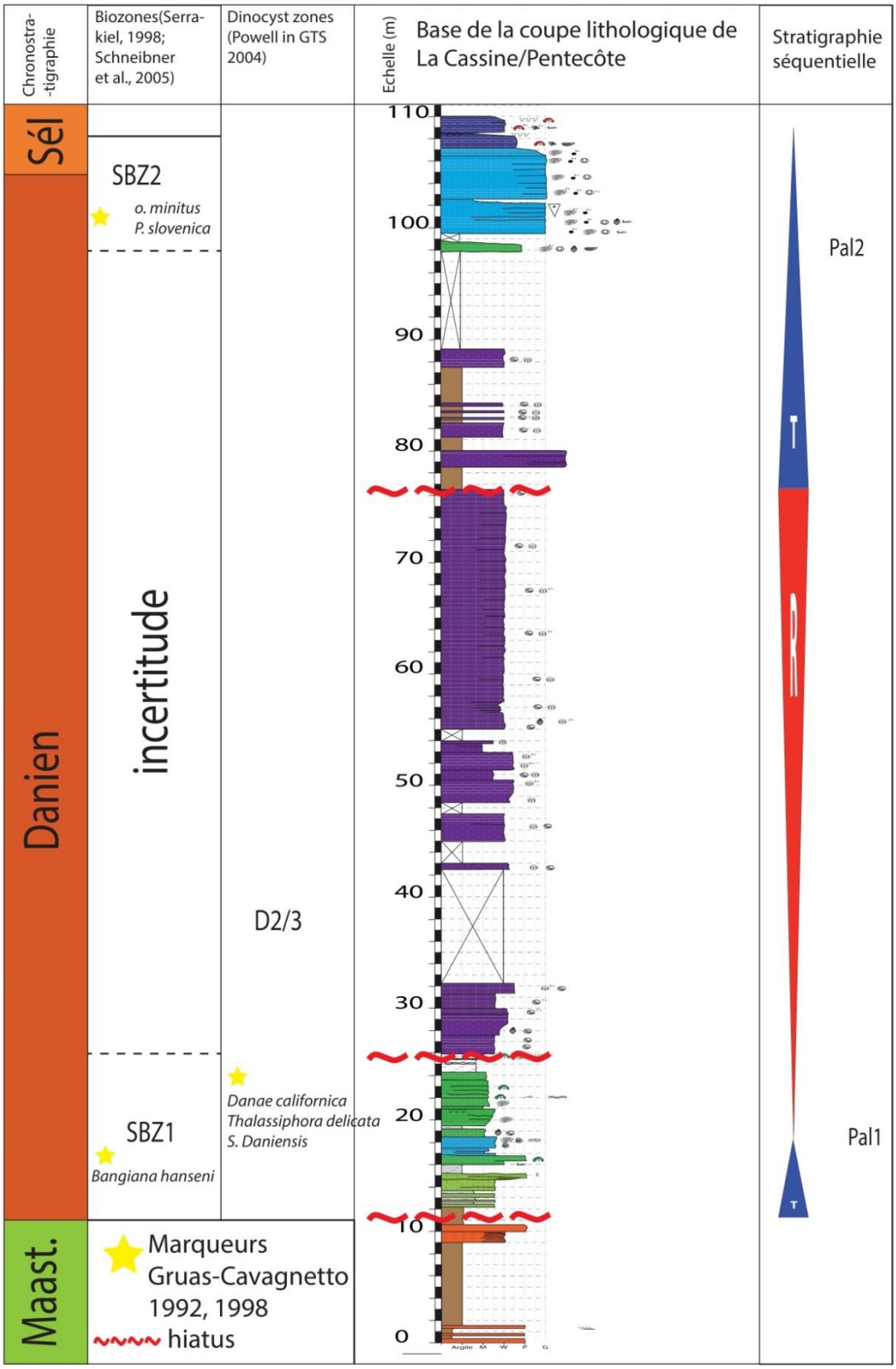


Figure 4-5: Séquences de la base de la coupe de La Cassine et détails des marqueurs stratigraphiques (Gruas-Cavagnetto et al., 1992; Gruas-Cavagnetto et Tambareau, 1998). Trois hiatus sont mis en évidence.

Sur cette assise marine se dépose des marnes blanchâtres, comportant un niveau ligniteux et des rognons calcaires (supposés d'origine palustre). Ces dépôts semblent déformés (Figure 4-4 B). Ce niveau a été également identifié au niveau du Mas d'Azil, sans qu'il soit déformé. Une différence de pendage significative de +15 ° a été relevée sur les bancs sous-jacents au dépôt des marnes déformées par rapport aux calcaires lacustres sus-jacents. Ceci implique un basculement, avant le dépôt des marnes, On peut émettre l'hypothèse que ces marnes déformées se soient déposées sur une bordure de lac.

Sur cette assise marine danienne se dépose des calcaires d'origine lacustre et palustre à charophytes, ostracodes et *Microcodium* sur une épaisseur proche de 40 m. Ces calcaires sont parfois nommés calcaires rognacien en référence à la Provence, ou encore calcaire de l'Entonnoir (Ford et al., 2016). La plupart des bancs sont extrêmement recristallisés. Le sommet de ces bancs lacustres est marqué par une karstification importante, donc une émersion et constitue la limite de séquence de Pal1.

Séquence Pal2 (Figure 4-6) : Une combe contenant très certainement les argiles rouges (masquées par la végétation) se superpose aux calcaires continentaux, contenant encore quelques bancs de calcaires lacustres. Au-dessus, des dépôts lagunaires de plus en plus distaux marquent une seconde invasion marine, plus longue que la phase danienne. De la base au sommet, elle comporte des calcaires à miliolidés, des calcaires à ooïdes et *Miscellanea*, des calcaires à algues et bryozoaires. Le niveau à algues rouges et faciès à grands foraminifères benthiques à 108 m marque le maximum d'inondation, tandis que les calcaires marneux à huîtres (113 m) marquent la limite de séquence.

Séquence Pal3 : Cette séquence est essentiellement composée de marnes riches en algues rouges, comportant de rares bancs indurés. Le maximum d'inondation est placé dans un intervalle allant de 116 à 126 m. La limite de séquence correspond au retour aux marnes à huîtres proximales (129 m).

Séquence Pal4 : La suite de la série affleure mal et il faut se décaler à l'ouest au niveau de Cérisol pour l'observer. Ce décalage implique un non-vu estimé de 40 m (essentiellement marneux) qui comprend un complexe à *Micraster tercensis*, composé de grès glauconieux, de marnes riches en foraminifères planctoniques (appartenant aux biozones P3 et P4) puis d'un calcaire à *Discocycline seunesi* (Tambareau et al., 1992). C'est dans cet intervalle que doit se situer le maximum d'inondation, placé approximativement à 152 m. La suite de la coupe le long de la route au nord de Cérisol comprend des calcaires gréseux, pauvres en faune, constituant la phase régressive avec une limite de séquence à 180 m.

Séquence Pal5 : Sur ces calcaires gréseux se déposent des bancs à algues, puis à grands foraminifères benthiques (nummulitoïdes) marquant un approfondissement, et le maximum d'inondation à 192 m. Puis, une tendance régressive s'amorce et dépose des calcaires lagunaires, puis marneux à huitres

jusqu'à 235 m, constituant la limite de séquence. Dans ces niveaux ont été identifiées des *Alveolina primaeva* (Tambareau, 1972), ce qui les placent dans la biozones SBZ3 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). Les marnes à huîtres marquent le maximum de régression, sans qu'il ait été retrouvé de niveau lacustre comme au Mas d'Azil, séparant les biozones SBZ3 et 4 (voir § 4.2.2).

Séquence Pal6 : Sur cette assise marneuse se dépose des calcaires lagunaires (présence de milioles et dasycladacées). La végétation masque une partie de la coupe, et reprend à la côte 270m, où ce sont déposés des calcaires à numulitoïdes, associés à des alvéolines (*Alveolina levis* (Tambareau, 1972), appartenant à la biozone SBZ4 (Scheibner et al., 2005), puis, des calcaires à algues rouges et polypiers et enfin de nouveau des calcaires plus proximaux, marneux à moules de gastéropode. Cet ensemble forme un cycle complet de transgression (274 m) - régression (286 m).

Séquence Pal7 : La suite de la série est de nouveau masquée et laisse apparaître proche de Cérisols un ensemble marneux à Mélobésiées, marquant le maximum d'inondation. Cet ensemble marneux est surmonté de calcaire gréseux, voire de grés fins apparentés à des dépôts continentaux, marquant le retrait des eaux marines à 340 m.

L'Yprésien (Y1) affleure sous le village de Cérisols

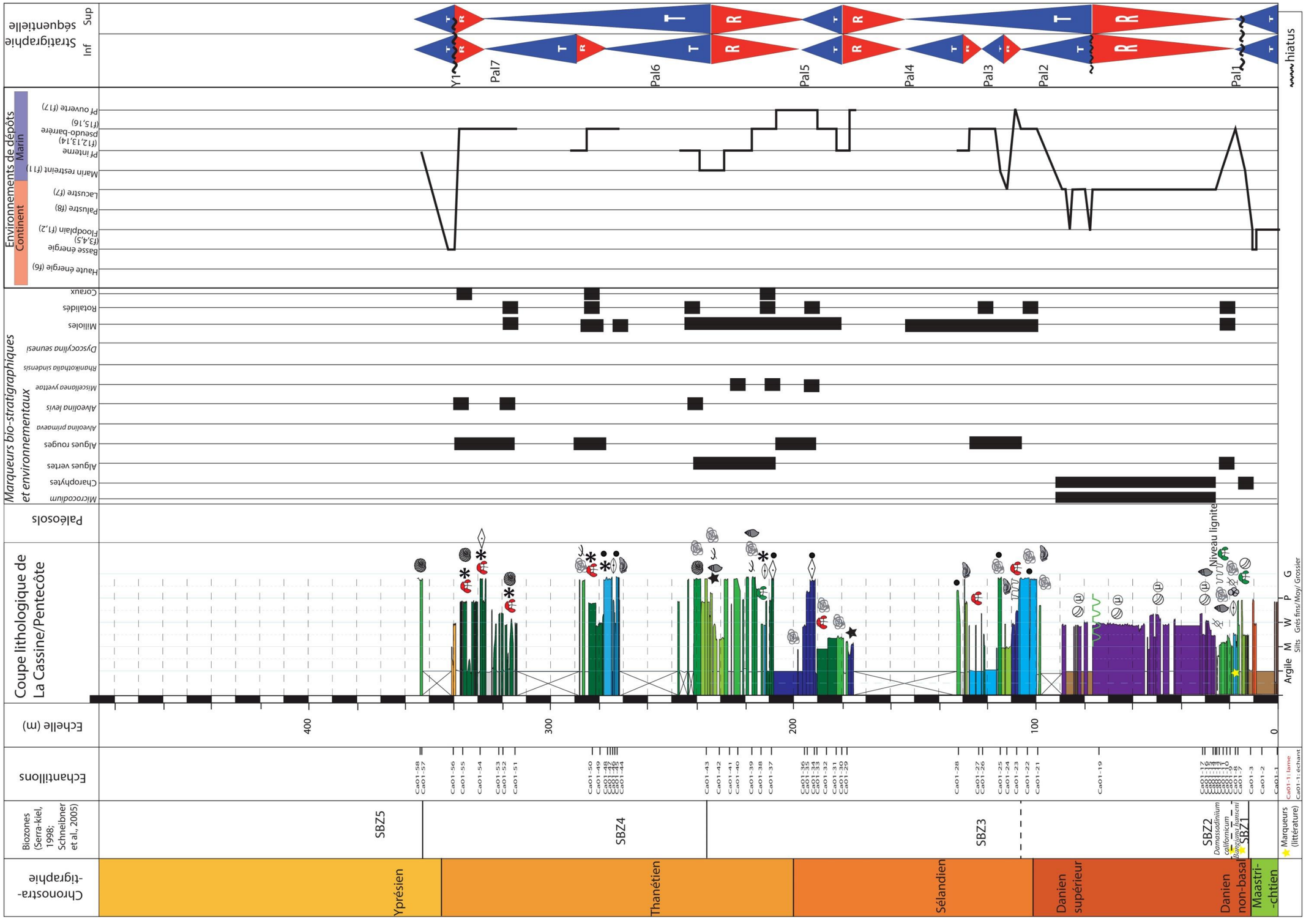


Figure 4-6 : Synthèse des données de la coupe de La Cassine et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle.

4.2.2 **Coupe du Mas d'Azil**

Séquence Pal1 : Au Mas d'Azil, le Paléocène débute par une épaisse double barre lacustre de 65 m. C'est dans ce synclinal que l'épaisseur de l'assise lacustre atteint son maximum. Elle forme les crêtes dans le paysage et arme le pourtour du synclinal (Figure 4-7 A). La base (étudiée au nord de la grotte, le long de la départementale D119) montre un environnement lacustre avec une altération pédogénétique peu marquée, des charophytes ainsi que des ostracodes. Le niveau marin du Danien visible à La Cassine n'est plus présent. Le maximum d'inondation est placé au niveau de calcaires continentaux bien préservés, riches en ostracodes et charophytes (à 19 m), indiquant un milieu lacustre calme et pérenne (Figure 4-8). Le sommet des calcaires lacustres (à 77 m) est plus altéré par la pédogénèse ainsi que par des phénomènes de karstification et constitue la limite de séquence. Dans la partie sommitale, les *Microcodium* et les traces de racines sont plus abondants. A noter la présence d'un niveau ligniteux fin intercalé dans ces calcaires lacustres au sein d'un niveau plus marneux (à 26 m). Ce niveau se retrouve également sur la coupe de La Cassine (à 25m).

Séquence Pal2 : Le contact entre les calcaires continentaux et les argiles rouges sus-jacentes est difficilement visible. Les argiles rouges s'observent au niveau du col au nord de « Bois Redon » et ne contiennent qu'un petit banc de calcaires palustres. Le reste de la coupe a été étudié au niveau du défilé du Pradal, à l'ouest du Mas d'Azil. Sur les argiles rouges masquées par la végétation se dépose un ensemble de calcaire à milioles, algues et coraux de 95 à 108 m. Cet ensemble peut se décomposer comme il suit :

- calcaires marneux comportant des moules de bivalves, des gastéropodes, des milioles et des restes de végétaux (1.5 m) (f11).
- des calcaires à milioles et dasycladacées (1.5 m, f12)
- des calcaires à ooïdes avec de grands foraminifères benthiques, des milioles, des algues vertes, des bryozoaires et des fragments de coraux (5 m, f16).
- un petit niveau à foraminifères perforés et algues rouges (1 à 1.5 m, f15 à f17), marquant le maximum d'inondation.
- des bio-constructions algo-coraliennes (2 m, f15), sur lesquelles se déposent des calcaires plus pauvres, marneux renfermant des moules de bivalves et gastéropodes (f11), marquant la fin de la séquence à 108 m.

Séquence Pal3 : Cette séquence comporte un caractère plus distal que la précédente, marqué par un grainstone à ooïdes (f16) à 118 m, comportant de grands foraminifères, dont *Dyscocline seunesi et Miscellanea sp.* (SBZ3). Puis des calcaires marneux à gros bivalves dont le sommet constituent la limite de séquence à 122 m.

Séquences Pal 4 et 5 : Deux séquences complètes prennent place entre 122 et 240 m. Le caractère le plus distale des coupes correspond au faciès 17 (calcaires à grands foraminifères benthiques) respectivement à 164 et 198 m. Une partie de la

coupe est masquée par la végétation entre 137 et 163 m, correspondant à des marnes à *Micraster tercensis*, à caractère distal (Segura, 1979; Villatte, 1962).

La limite de séquence de Pal4 est marquée par un faciès lagunaire restreint à très petits foraminifères benthiques (à 180 m) et légèrement gréseux. La limite de séquence de Pal5 est marquée par un niveau lacustre à charophytes à de 240 m. Elle sépare également les biozones SBZ3/ SBZ4 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). En effet, un certain nombre de marqueurs de SBZ3 sont présents en dessous de cette limite (*Rhanikotalia sindensis, Alveolina primaeva, Miscellanea yvettae, Discocycline seunesi*). Au-dessus de cette limite, *Alveolina levis* apparait (Tambareau, 1972a). La limite entre le Montien-Thanétien inférieur et le Thanétien supérieur se place aussi sur cette limite de séquence (Tambareau, 1972a; Villatte, 1962).

Séquence Pal6 (240-276 m) : Au-dessus du niveau lacustre se dépose une succession de marnes à huîtres, calcaires lagunaires et calcaires para-récifaux. Le caractère le plus externe et l'hydrodynamisme le plus important est atteint à 268 m dans un faciès de grainstone bioclastique (F16), marquant la surface d'inondation maximum. Le sommet de Pal6 est marqué par un intervalle plus marneux à moules de gastéropodes et bivalves à 276 m, formant la limite de séquence.

Séquence Pal7 : Dans cette séquence trois associations faunistiques se succèdent. La première est un calcaire lagunaire à milioles, dasycladacées et alvéolines. La seconde et la troisième s'apparentent au récif algo-corallien avec d'une part des mélobésiées et d'autres part une abondance plus importante des polypiers associés à des mélobésiées et des foraminifères. Le maximum d'inondation est placé aux alentours de 305 m dans un niveau comportant algues rouges, polypiers et foraminifères planctoniques. Le sommet de la succession est marqué par une forte régression, laissant place à des dépôts continentaux de plaine d'inondation parfois associés à de rares chenaux, observés au niveau de « Lamarge » au cœur du synclinal (aux alentours de 340 m (Figure 4-7 C). La base de ce chenal constitue la limite de séquence de pal7.

Enfin, après cette régression bien marquée, la plateforme carbonatée yprésienne s'installe (Y1).

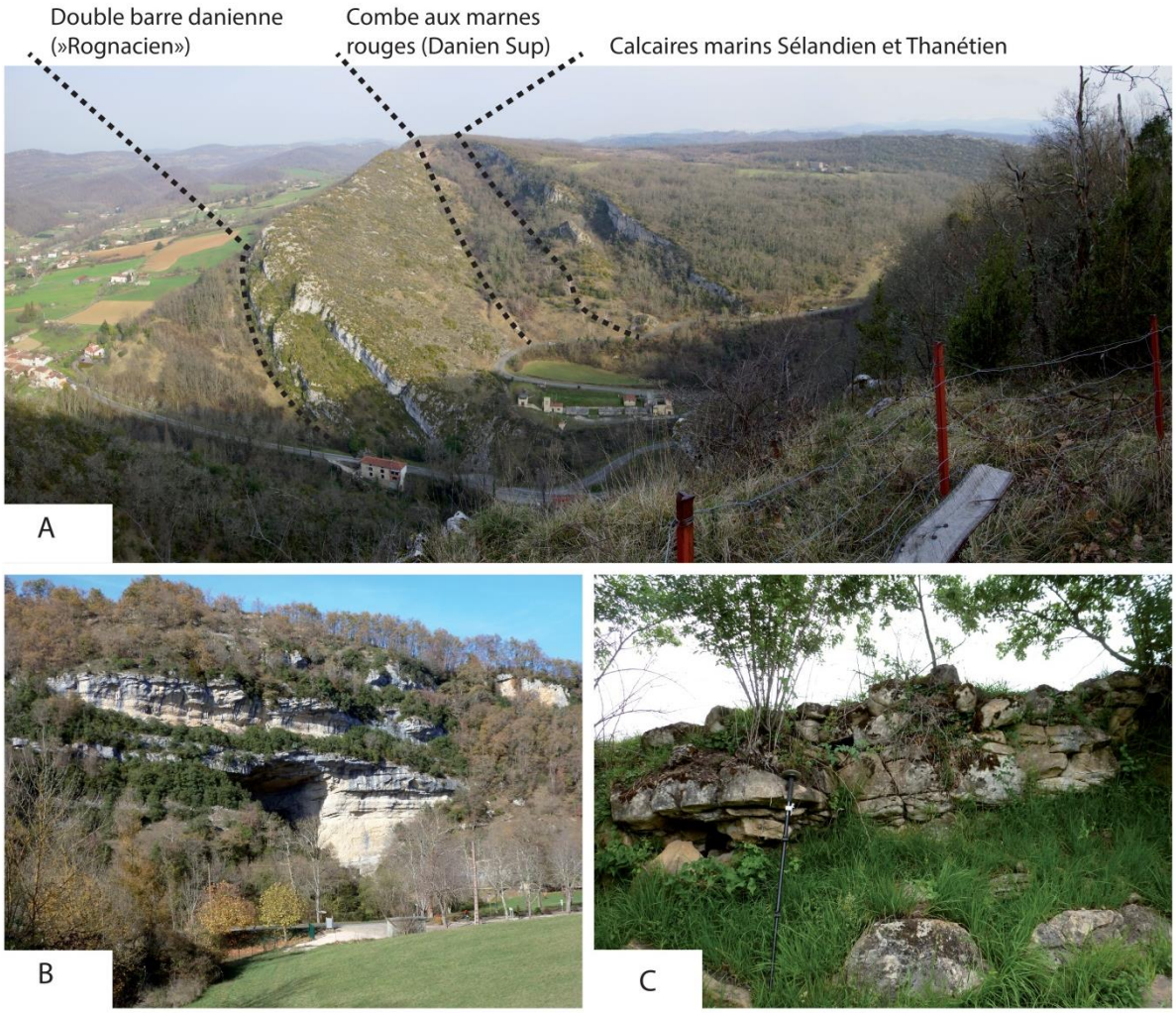


Figure 4-7: Planche photographique de la coupe du Mas d'Azil. A: Succession sédimentaire basale comprenant la double barre lacustre de la transition K/T puis la combe aux marnes rouges daniennes (équivalent du Vitrollien des Corbières) et la base des calcaires marins thanétiens. B : Grotte du Mas d'Azil, entaillant les calcaires de la plateforme carbonatée thanétienne. C : chenal gréso-conglomératique du sommet du Danien.

Figure 4-8 : Synthèse des données de la coupe du Mas d'Azil et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle.

4.2.3 **Coupe de Rivel**

Au Paléocène, la zone de Rivel connait de nombreuses fluctuations de la ligne de rivage comme le montre l'alternance de calcaires lacustres et marins enregistrée (Figure 4-10). Ces fluctuations cycliques permettent de reconstituer des séquences de transgression-régression de hautes fréquences.

Séquence Pal1 : Sur la série fluviatile du Maastrichtien s'installe une série de 20 m de calcaires continentaux. Elle forme la base du Danien. La limite Crétacé-Tertiaire est située dans cette barre unique. La base de la barre est constituée par des calcaires lacustres à charophytes et le maximum d'inondation est enregistré à 46 m. Il s'en suit une alternance de bancs de calcaires compétents et de marnes lie de vin (Figure 4-9 A) passant à des calcaires à lacustres bien préservés à charophytes. Le sommet de la barre à 67 m, a subi une pédogénèse importante ainsi que des phénomènes de karstification résultant d'une exposition aérienne prolongée marquant la limite de séquence.

Séquence Pal2 (67-85 m) : Les argiles rouges qui surmontent cette assise lacustre sont masquées par la végétation. Les premiers bancs visibles apparaissent aux alentours de 80 m sous forme de calcaires à milioles, s'apparentant à des dépôts lagunaires. Leur caractère le plus externe est atteint dans un niveau à oncolites, mélobésiées, échinodermes et bryozoaire à 78 m. Finalement, des calcaires continentaux se déposent sur quelques mètres marquant une phase régressive avec retrait de la mer ; la limite de séquence se place à 85 m.

Séquences Pal3 (85-92.5 m) **et Pal 4** (92.5 à 106 m) : Une plateforme carbonatée, dont le caractère marin est franc, s'installe ensuite. Ces dépôts marins ont une vingtaine de mètres de puissance et s'organisent en deux cycles principaux. Le premier maximum d'inondation est marqué par des calcaires para-récifaux à algues rouges (f15) à 88 m, le second par des dépôts pseudo-oolithiques (f16), sous forme de dunes sous-marine à 103 m (Figure 4-9 B). La limite de séquence Pal3 se situe dans un niveau marneux à huîtres à 92.5 m. Un petit niveau lacustre à 106 m marque la limite de séquence Pal4. Il repose sur des calcaires marneux à milioles et débris de *Microcodium*, marquant la proximité du continent.

Séquence Pal5 (106 à 175m ?) se subdivise en séquences à plus haute fréquence (ordre 4) : les alternances de calcaires marins et lacustres y sont nombreuses

Séquence Pal5.1 (106 à 130 m) : A partir de 106 m, la plateforme est de nouveau ennoyée, et 20 m de calcaires lagunaires se déposent. Les dépôts les plus externes sont marqués par la présence de coraux, d'algues rouges et de grands rotalidés (*Redmondina sp*. et *Daviesina sp.*) aux alentours de 116 m. A 130 m, les dépôts sont des calcaires lacustres reposant sur des calcaires marneux à milioles,

bivalves (huîtres) et débris de *Microcodium*. Ces calcaires lacustres marquent la limite de séquence.

Séquences Pal 5.2, 5.3, 5.4, 5.5 : Le caractère marin diminue au sommet de la série. Ainsi, quatre bancs marins s'intercalent dans l'épaisse série lacustre à 137, 145, 147, 152 m. Les derniers bancs de calcaires continentaux à 175 m s'intercalent dans des argiles et silts. Ils s'apparentent à des calcaires palustres, à nombreuses traces de racines (Figure 4-9 C), marquant un déplacement de la ligne de rivage vers l'ouest.

La seconde moitié de la coupe représentant le Thanétien supérieur affleure mal à Rivel. Le travail de Tambareau, 1972 la décrit bien : elle est constituée de deux ensembles. Le premier renferme des marnes rouges continentales contenant des horizons marins (marnes à huîtres, grès à débris de végétaux), puis de nouveaux des marnes continentales (30 mètres environs) correspondant à la séquence Pal6. La seconde partie débute de nouveau par des marnes continentales sur lesquelles s'installent des calcaires à alvéolines correspondant à la transgression de Pal7. Le retrait de la mer qui s'en suit est très bien marqué et est constitué de dépôts fluviatiles grossiers à horizons grèso-conglomératiques, (Figure 4-9 D) intercalés dans des argiles de la plaine d'inondation. Ceci marque la dernière régression paléocène (limite de séquence Pal7), aux alentours de 260 m.

Enfin les calcaires de la plateforme carbonatée yprésienne (Y1) s'installent sur les marnes rouges sous-forme de bancs gris sombre à foraminifères (Figure 4-9 E).

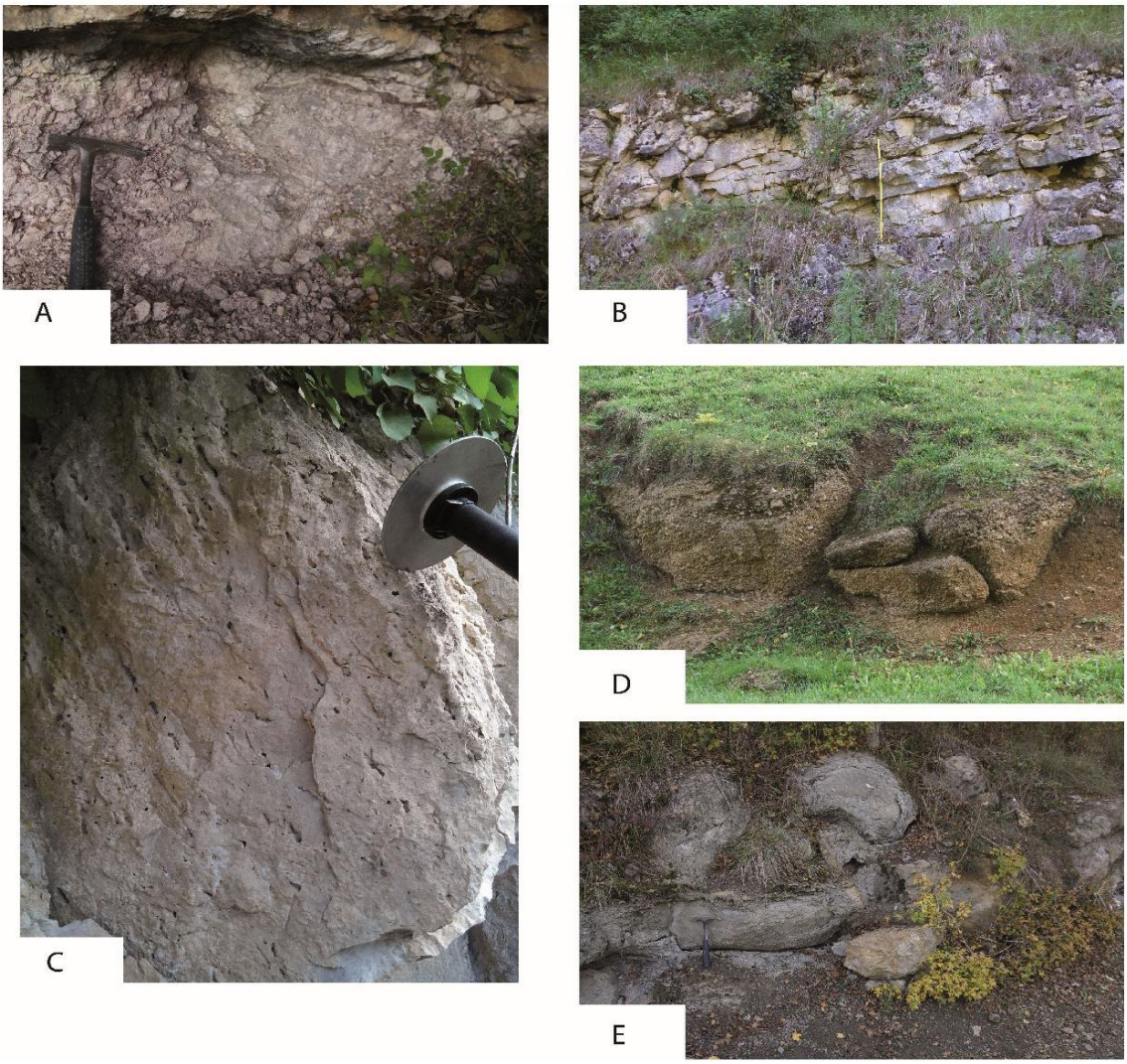


Figure 4-9: Planche photographique de la coupe de Rivel. A : Alternance de calcaires et marnes lie de vin dans la base de la série. B : Dune pseudo-oolithique. C : Calcaires palustres. Chenal conglomératique du sommet de la série paléocène. D : Calcaires yprésiens

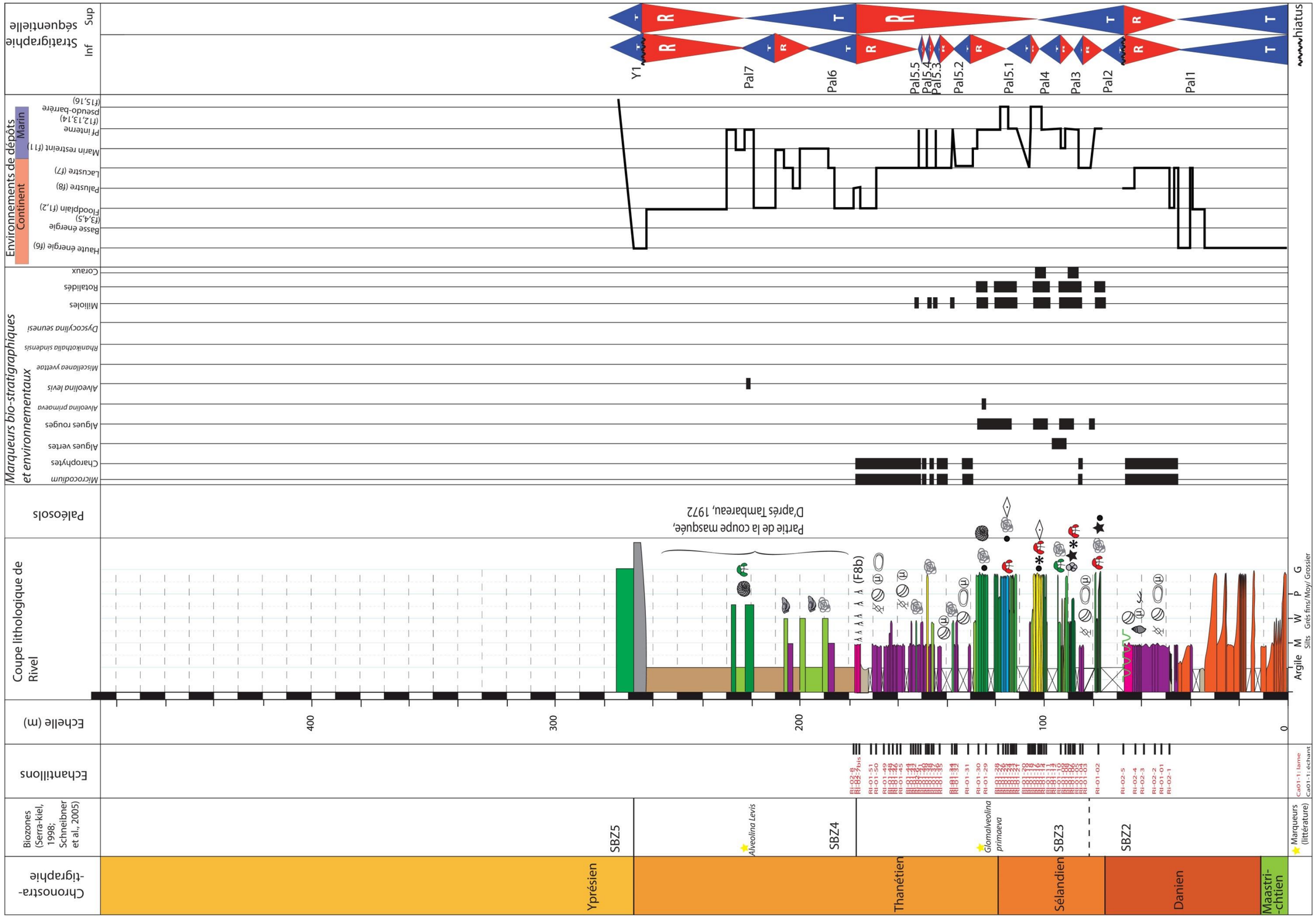


Figure 4-10 : Synthèse des données de la coupe de Rivel et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle.

4.2.4 **Coupe de Peyrolles**

Cette coupe se situe sur le flanc sud du Massif du Mouthoumet, à l'ouest d'Arques. La sédimentation est comparable à celle des coupes bordant le Massif du Mouthoumet étudiées (Lairière, Arques, Albas). Cependant les différences suivantes sont à noter : une abondance des chenaux conglomératiques moindre dans la série danienne et des invasions marines plus marquées (Figure 4-12).

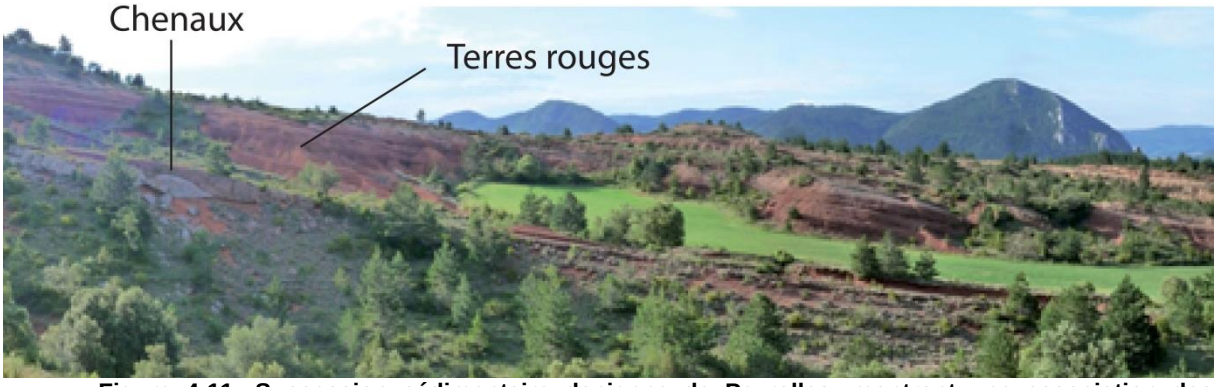


Figure 4-11: Succession sédimentaire danienne de Peyrolles, montrant une association des faciès de la plaine d'inondation (rouge) dans lesquels s'intercalent des chenaux gréseux.

La base de la série comporte une unique barre lacustre. Elle marque la transition entre le Maastrichtien et le Danien. Le Danien est exceptionnellement coloré proche de Peyrolles (lieu-dit « Terres Rouges », Figure 4-11). Il est essentiellement composé de silts et d'argiles de la plaine d'inondation dans lesquels s'intercalent chenaux, niveaux palustres et de très nombreux paléosols. Les chenaux conglomératiques sont plus rares qu'à Arques (trois seulement contre une dizaine à Arques).

Selon (Freytet, 1970; Plaziat, 1984), la limite Crétacé/Tertiaire est située dans les calcaires lacustres de la base de la série (9 à 24 m) et plus précisément au niveau du tiers supérieur. En effet, proche de Peyrolles, à Albas, cette assise lacustre est séparée en deux bancs distincts par une intercalation marneuse à œufs de dinosaures marquant le sommet du Crétacé. La première séquence paléocène débute donc au-dessus de cette limite. Elle correspond aux puissants dépôts de la formation lacustre des Petites Pyrénées (La Cassine, Mas d'Azil) ainsi qu'au hiatus observé en son sommet (Pal 1, voire début de Pal2).

Séquence Pal1 : En fonction des architectures des dépôts de chenaux, des niveaux lacustres et de la maturité des paléosols, il est possible de définir des séquences plus haute fréquences dans ces sédiments continentaux que dans les Petites Pyrénées. Pal1 peut se décomposer alors en 4 cycles, Pal1.1, Pal1.2 et Pal1.3. et Pal 1.4. Le maximum d'inondation de Pal1.1 est compris dans la barre lacustre aux environs de 22 m et la limite de séquence au niveau du chenal situé à 43 m. Pal1.2 correspond à l'intervalle 43-120 m (ou 115m, sommet du dernier paléosol mature). Le maximum d'inondation est marqué par un petit niveau palustre fortement pédogénétisé à 98 m qui surmonte un

intervalle riche en paléosols matures. La limite de séquence correspond à un chenal gréseux. Pal1.3 (120 à 155 m) comporte un maximum d'inondation placé dans un petit niveau lacustre à 134 m, et une limite de séquence au-dessus d'un ensemble de petits chenaux gréseux marquant une phase régressive. La séquence Pal1.4 (155-170 m) comporte un maximum d'inondation dans un petit banc de calcaires palustres, fortement pédogénétisé à 165 m. La limite de séquence est peu marquée, mais peut se situer sur un niveau proche du petit niveau de grès de débordement à 170 m.

Selon les corrélations développées dans le chapitre 6 et les concluson du chapitre 5, Pal 2 est absente à partir de Peyrolles, et plus à l'est.

Séquence Pal3 (170 à 178.5 m) : Cette brève séquence constitue la première invasion marine dans le secteur. Le maximum d'inondation est marqué par des grainstone légèrement gréseux à milioles (faciès lagunaire, f13), intercalés dans des grès à rides riches en matière organique (f10). La limite de séquence est constituée par un très fin niveau conglomératique pouvant signifier un retour à des conditions de dépôts continentales pendant un bref intervalle (178.5 m).

Séquences Pal4 (178.5 à 189 m) et **Pal5** (189 à plus de 215 m ?) : Ces deux séquences comportent un maximum d'inondation qui correspond au faciès gréseux à HCS à 181 et 206 m. Les deux séquences sont séparées par une sédimentation fluviatile qui s'exprime par des argiles de la plaine d'inondation ainsi qu'un horizon conglomératique (marquant la limite de séquence de Pal4 à 189 m). La limite de séquence de Pal5 est inconnue, en raison d'un non vu important au-dessus de cet intervalle marin correspondant à des argiles de la plaine d'inondation (Plaziat, 1966).

La suite de la coupe affleure mal et a été levée en bordure de la route départementale D613, proche de Cassaigne, dans un talweg. Les dépôts sont essentiellement fins et appartenant à la plaine d'inondation (le plus souvent masqués par la végétation). A noter la présence d'une transgression marine aux alentours de 310 m (Pal7 ?), marquée elle aussi par une succession de grès à débris de végétaux et de calcaires à milioles.

Enfin, la transgression yprésienne surmonte un niveau conglomératique important aux environs de 355 m.

Figure 4-12 : Synthèse des données de la coupe de Peyrolles et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle.

4.2.5 **Coupe d'Arques**

Comme Peyrolles, Arques se situe au sud du Massif de Mouthoumet. La présence de niveaux conglomératiques est notable par rapport au reste de la zone des Corbières.

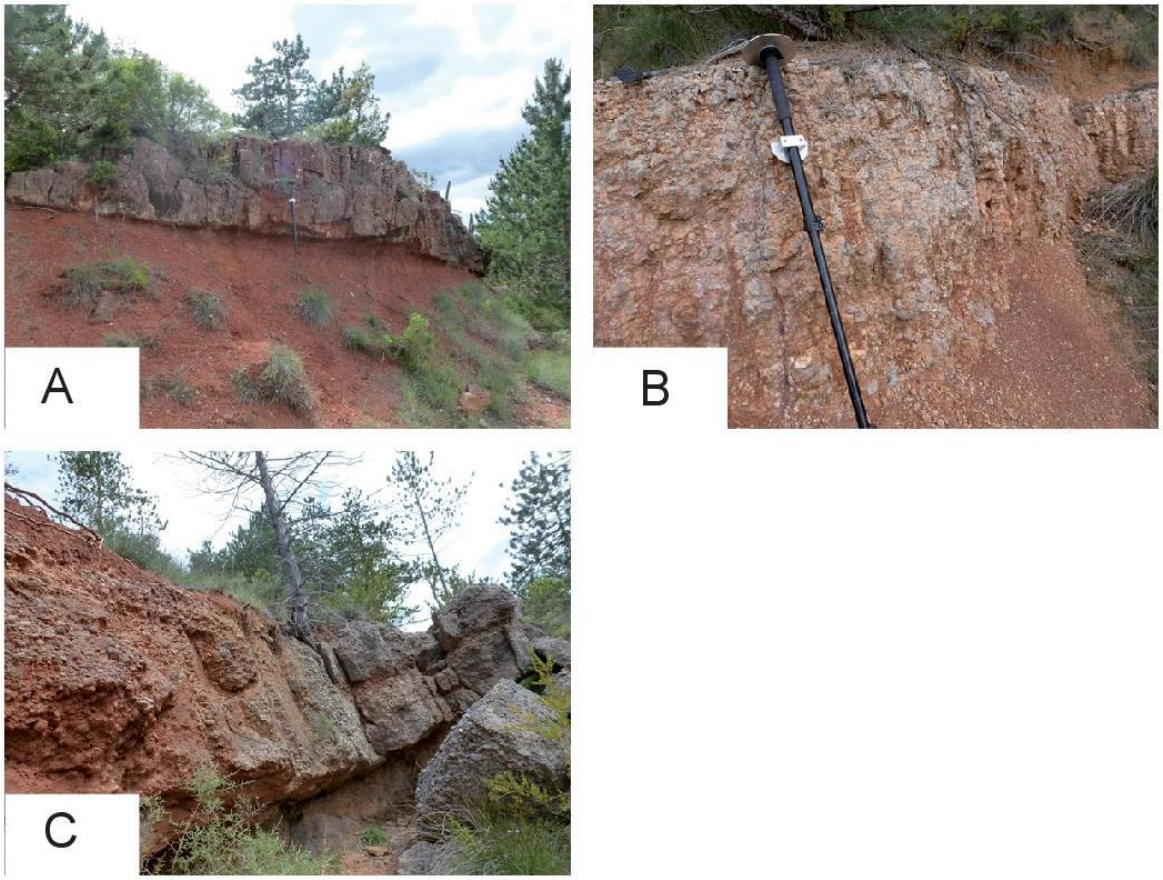


Figure 4-13: Planche photographique des lithologies rencontrées dans le Paléocène d'Arques. A: chenal danien situé à 53 m sur la coupe. B : calcaire palustre fortement pédogénétisé à 126 m. C : niveau conglomératique comportant essentiellement des galets calcaires à matrice gréseuse en latéral du banc situé à 153 m.

La série étudiée comporte la fin du Maastrichtien, le Danien jusqu'à la première invasion marine (Sélandien Pal4, Figure 4-14). Au-delà, la succession sédimentaire n'affleure plus car elle est masquée par une forêt. La puissance du Danien atteint son maximum au niveau d'Arques (proche de 200 m contre 130 m à Lairière). La série est majoritairement composée de silts de la plaine d'inondation dans lesquels s'intercalent des chenaux gréseux, des lentilles conglomératiques et des paléosols. Les grès sont soient des chenaux à stratification oblique, marquant une accrétion latérale (Figure 4-13 A), soit des bancs tabulaires issus du débordement de chenaux. Les lentilles conglomératiques (Figure 4-13 C) sont très abondantes, jusqu'à 12 selon les localités (Berger et al., 1997). Leur ciment calcaréo-gréseux renferme des *Microcodium*. Ces lentilles conglomératiques ont une extension latérale limitée (quelques centaines de mètres) et passent latéralement à des paléosols ou des grès de débordement. Ces lentilles sont locales, situées au pied du massif du Mouthoumet. Ces horizons conglomératiques (provenant d'une

source proche, le massif du Mouthoumet) contrastent avec le système fluvial basse énergie de la plaine d'inondation, qui constitue la majeure partie des dépôts. De ce fait, il est difficile d'utiliser ces niveaux grossiers pour tracer des séquences, puisqu'ils semblent être transverses au système alors en place, et limités à la fois dans le temps et dans l'espace.

Les paléosols les plus matures sont installés sur des niveaux palustres (Figure 4-13 B) leur conférant un aspect brèchifié typique, et marque les maximums d'inondation.

Séquences Pal1.1 (6 à 52 m), **Pal1.2** (52 à 112 m), **Pal1.3** (112 à 179 m) : La double barre de calcaire lacustre basale n'est séparée ici que par une mince intercalation de silts de plaine d'inondation. La première barre est attribuée au Maastrichtien, tandis que dans la seconde est inclue la limite Crétacé/Tertiaire. Pal1.1 atteint son maximum d'inondation vers le sommet de cette seconde barre lacustre, tandis que la limite de séquence est marquée par un chenal gréseux à 52 m. Pal1.2 et 1.3 sont assez similaires et atteignent leur maximum d'inondation au niveau d'un petit banc lacustre pédogénétisé (respectivement à 103 et 146 m).Leur limite de séquence correspond à un chenal gréseux (à 112 et 179 m).

Séquence Pal 1.4 (179-222 m) Cette séquence a un maximum d'inondation au niveau d'un petit banc lacustre (201 m), tandis que la limite de séquence est marquée par un horizon conglomératique. Cette limite de séquence a été choisie car ce banc conglomératique semble avoir une extension régionale. Elle correspond à la limite de séquence de Pal3, plus à l'ouest dans les Petites Pyrénées (voir chapitre 5 et 6). Effectivement un conglomérat latéralement très extensif et grossier est retrouvé à Lairière, sur le flanc nord du massif du Mouthoumet sous ce niveau marin (voir plus bas).

Selon les corrélations développées dans le chapitre 6 et les concluson du chapitre 5, Pal 2 et le maximum d'inondation de Pal3 sont absents à partir d'Arques, et plus à l'est. La limite de séquence de Pal3, constitue la surface sous la séquence Pal4. Cette limite est matérialisée par des dépôts conglomératiques grossiers.

Séquence Pal4 : Les faciès de la transgression marine s'installent comme à Lairière sur un banc conglomératique recoupé par une surface de transgression. Les premiers faciès transgressifs sont composés de grès à petites rides de courant, de rares milioles et des débris de végétaux. Sur ces grès se déposent des calcaires lagunaires, à milioles, gastéropodes marquant le maximum d'inondation.

Figure 4-14: Synthèse des données de la coupe d'Arques et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle.

4.2.6 **Coupe de Lairière**

4.2.6.1 Analyse de l'architecture fluviale du « Vitrollien » Dano-Sélandien

Ce paragraphe constitue l'analyse de l'architecture fluviatile haute-résolution du Dano-Sélandien de Lairière, présentée au chapitre 3. Les mesures effectuées sur les différents chenaux ont permis de définir des séquences dans les sédiments continentaux. L'architecture préservée de ce système fluviatile continental permet de définir des variations du niveau de base suivant quatre cycles (Pal1.2, Pal1.3, et Pal1.4) et un hiatus majeur situé sous la transgression marine sommitale (Figure 4-16). Les érosions sont peu marquées à la base des chenaux à Lairière, sauf celle soulignant le banc C18 (Figure 4-16). Les maximums d'inondations sont représentés par des paléosols matures. Les prismes de haut niveau sont des dépôts fins (silts de la plaine d'inondation en majorité) et constituent les parties les plus épaisses de la série.

La base de la série est constituée de dépôts conglomératiques alternant avec des dépôts fins de la plaine d'inondation. La partie médiane comporte des dépôts gréseux fins de faible dimension avec des paléosols : ceci reflète une accommodation et un apport en sédiments faibles. Enfin, la partie sommitale voit l'installation de corps gréseux interconnectés d'extension latérale plus importante. Le système fluviatile est de faible énergie avec un système méandriforme à la base puis anastomosé au sommet de la série. Un changement de la pente du système peut entrainer ce genre de variation. Le contrôle des variations du niveau de base est attribué à des facteurs généraux tels que le climat ou la tectonique (facteurs de contrôles amont). Cependant, ceci n'est pas vrai pour le sommet de la série qui est plus proche de la ligne de rivage et donc plus sensible aux variations du niveau marins.

Séquence Pal1.1 : La limite Crétacé/Tertiaire comme souvent dans les Corbières est située dans le seconde barre lacustre du début de la coupe. Le maximum d'inondation est compris dans cette barre aux environs de 40 m. La limite de cette séquence est marquée par un chenal gréso-conglomératique située à 52 m.

Séquence Pal1.2 : La limite de séquence peut être placée au niveau de la base des chenaux C6 ou C7 (chenaux de type méandriformes à passées conglomératiques).

Séquence Pal 1.3 : Le maximum d'inondation de cette séquence correspond à un intervalle riche en paléosols, comprenant les bancs C11 à C13. A ce niveau, les paléosols sont matures et comportent un horizon carbonaté. La limite de séquence est située à la base du chenal C15. Celui-ci comporte des bancs interconnectés, dont la géométrie s'apparente à des chenaux anastomosés. Donc entre les chenaux C8 (de type méandriformes) et C10 ou C15 (de type anastomosé), un changement, surement lié à une diminution de la pente s'opère dans la plaine d'inondation.

Séquence Pal 1.4 : Le maximum d'inondation de séquence se situe dans un intervalle riche en paléosols matures, tandis que la limite de séquence est marquée par la base du niveau conglomératique C18, érodant la plaine d'inondation sous-jacente, ou au niveau de la base des grès transgressifs, érosifs eux aussi. Cet intervalle remarquable (conglomérat et surface des grès transgressifs, marque une érosion prononcé dans les sédiments de la plaine d'inondation de Lairière. Cette surface constitue l'équivalent de la limite de séquence de Pal3 à l'ouest, dans les Petites Pyrénées.

L'étude de l'architecture fluviale de Lairière a permis de mettre en évidence un passage de régime fluviale méandriforme à anastomosé, (entre les chenaux c10 et c15, Figure 4-15). Ce changement reflète vraisemblablement une diminution de la pente, et une diminution d'énergie au sein du système fluviale.

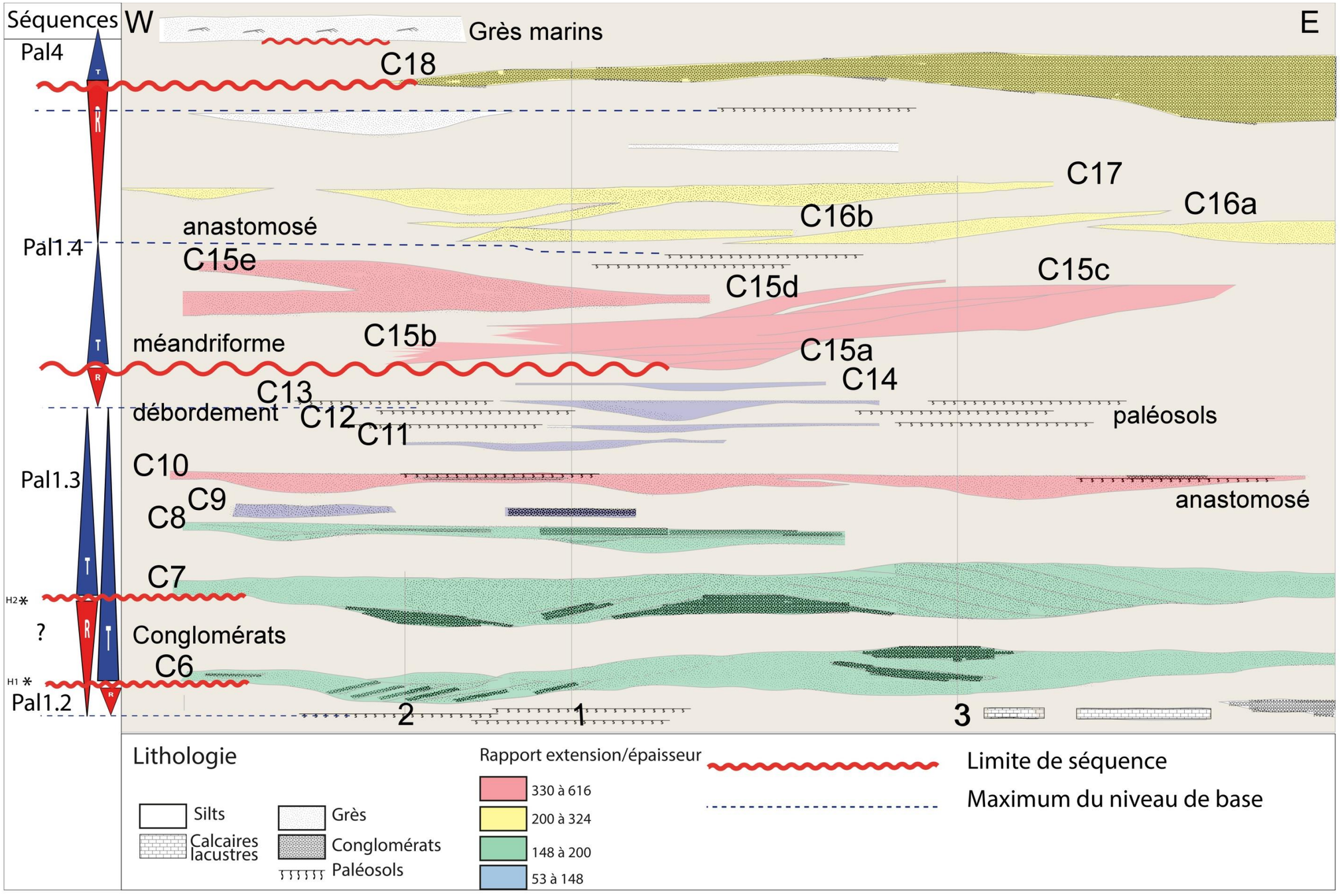


Figure 4-15 : Schéma du système fluviatile dano-sélandien de Lairière. Les chiffres 1,2,3 correspondent aux trois successions lithologiques levées pour cette étude, et 1 correspond à la coupe principale. Le pendage des couches n'a pas été respecté (remise « à plat » du panorama). Les couleurs correspondent au ratio extension latérale/épaisseur. Ce rapport est compris entre 150 et 200 à la base, diminue dans la partie médiane (environ 100) puis augmente fortement au sommet (supérieur à 200). H1 et H2* correspondent aux deux limites de séquence possibles pour Pal1.2. Il a été choisi de favoriser C7 pour cette limite car l'épaisseur du banc est plus importante, ainsi que la granulométrie, mais les deux limites sont possibles.

Séquence d'ordre 2 :

Bien qu'il soit possible d'interpréter en termes de stratigraphie séquentielle trois cycles d'ordre 3 dans la série danienne, il est également possible de définir un cycle d'ordre supérieur. L'ensemble de la série étudié sur la Figure 4-16, correspond alors à une seule séquence d'ordre supérieure. La base de la série avec les chenaux méandriformes (C6, C7, C8) correspondent au prisme de bas niveau marin. Puis les nombreux paléosols présents dans l'intervalle des bancs C11 à C13, marquent à la fois le cortège transgressif (profil cumulatif) et le maximum d'inondation. Le système anastomosé (C15, C16, C17) du sommet de l'affleurement peut quant à lui correspondre au prisme de haut niveau.

4.2.6.2 Les séquences stratigraphiques au Sélandien et au Thanétien

Le Sélandien et Thanétien de Lairière sont eux aussi essentiellement constitués de dépôts fins de la plaine d'inondation entrecoupés de chenaux gréseux (Figure 4-16). Les chenaux sont mieux « définis » que dans la base de la série : leur base est concave, leur granulométrie plus grossière et ils comportent des stratifications obliques et des figures de courants plus grandes. Leur géométrie reflète une accrétion latérale (système méandriforme de faible énergie).

Séquence Pal4 : elle constitue la première incursion marine dans la série paléocène de Lairière, sous la forme de grès à rides (contenant de rares milioles et des végétaux fossiles) et sous la forme de calcaires à milioles (caractère le plus externe). Le maximum d'inondation est placé dans un banc à milioles à 174 m. Au-dessus du niveau marin, des calcaires lacustres peuvent représenter le prisme de haut niveau marin. Un banc de grés intercalé dans des dépôts gréseux de débordement constitue la limite de séquence de Pal4 à 204 m

Séquence Pal5 : (204-262 m) : elle constitue un retour à la sédimentation de plaine d'inondation, avec un maximum d'inondation situé dans un petit niveau lacustre à 225 m. La limite de séquence est quant à elle au niveau de la base d'un chenal gréseux érosif à 262 m.

Séquence Pal6 (262-338 m), est constituée d'un maximum d'inondation au niveau d'un paléosol mature, intercalé dans les sédiments de la plaine d'inondation. La limite de séquence est placée à la base d'un chenal assez grossier, comportant des figures de courant, etdont l'extension latérale est importante.

Séquence Pal7 : elle enregistre un bref épisode marin (10 cm d'épaisseur), déposant des calcaires à milioles et alvéolines (*Alveolina levis*) (à 377 m) correspondant au maximum d'inondation, puis des calcaires lacustres sombres (3 m) dont la barre se suit aisément dans le paysage. La limite de séquence est bien marquée par un horizon conglomératique de plusieurs mètres d'épaisseur, juste en dessous de la plateforme carbonatée yprésienne (aux alentours de 460 m). Remarque : A partir de 300 m, les chenaux gréseux deviennent grossiers, leurs

bases franchement érosives et sont le plus souvent associés à des lentilles conglomératiques. Les galets sont essentiellement calcaires (bien que quelques galets de grès soient également présents) et proviennent de l'érosion de la couverture mésozoïque (Plaziat, 1984). Ces nombreuses intercalations grèso-conglomératiques de Lairière proviendraient sans doute de l'érosion de la couverture crétacée du Massif du Mouthoumet à proximité direct de la coupe de Lairière lors de petits pulses tectoniques et marquent ainsi très nettement les 2 phases régressives de Pal6 et Pal7.

Séquence Y1 : Le sommet de la succession de Lairière est marqué par l'installation de la plateforme carbonatée yprésienne.

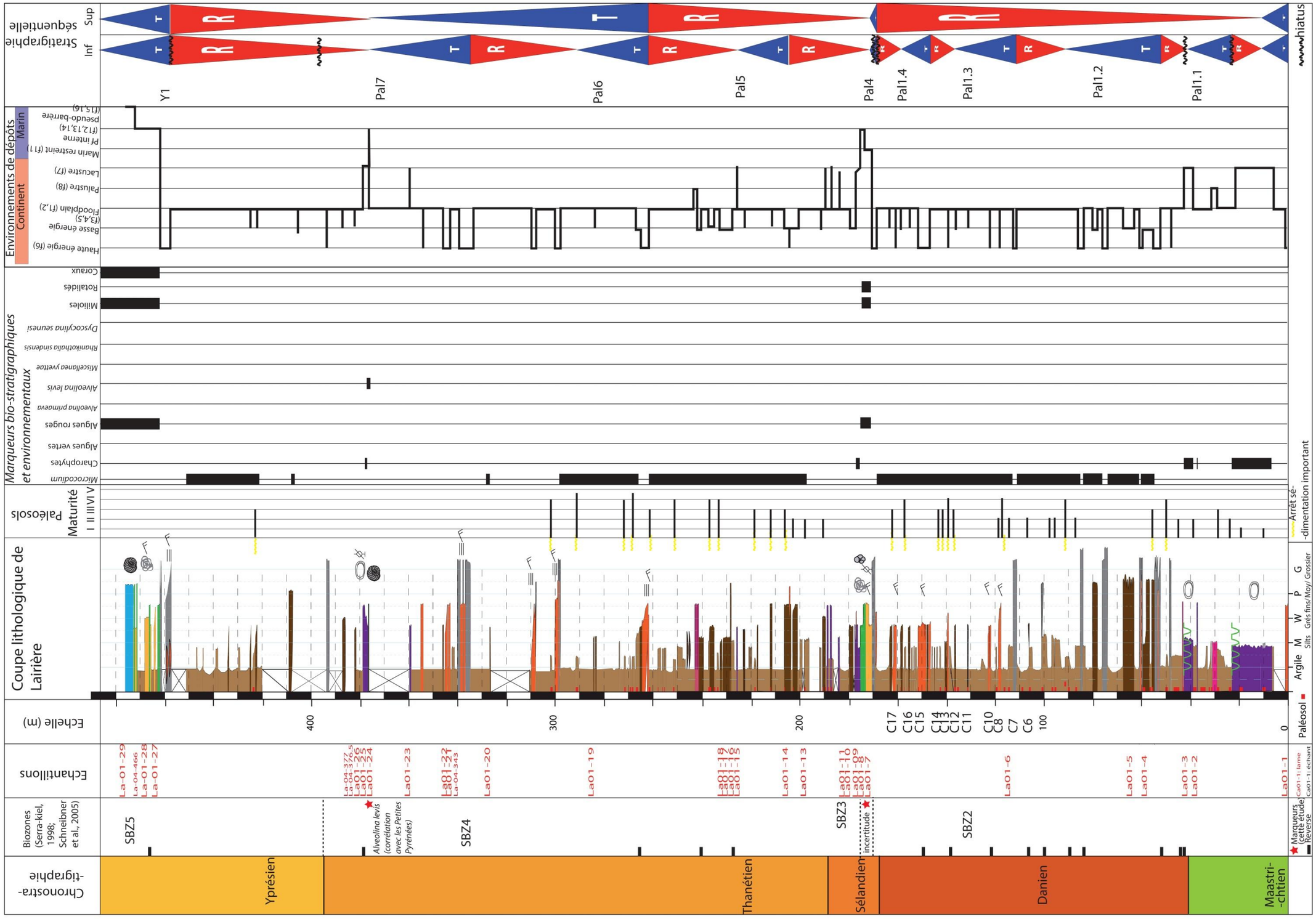


Figure 4-16 : Synthèse des données de la coupe de Lairière et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle.

4.2.7 **Coupe de Côte Aigre**

La Montagne d'Alaric sur laquelle se situe la coupe de Côte Aigre, est le chaînon le plus septentrional étudié. Il est constitué de séries crétacées et tertiaires reposant en discordance sur le socle Paléozoïque (Plaziat, 1966). La Montagne d'Alaric correspond à un anticlinal complexe allongé d'est en ouest découpé par deux failles principales nord-sud. La série paléocène est épaisse de 260 m. Elle est moins puissante que celles observées plus au sud à Albas et Lairière. Ceci est due au socle paléozoïque qui remonte topographiquement en pente douce vers le nord (vers le Massif Central) et sur lequel les couches crétacées et tertiaires reposent en onlap (Ford et al., 2016).

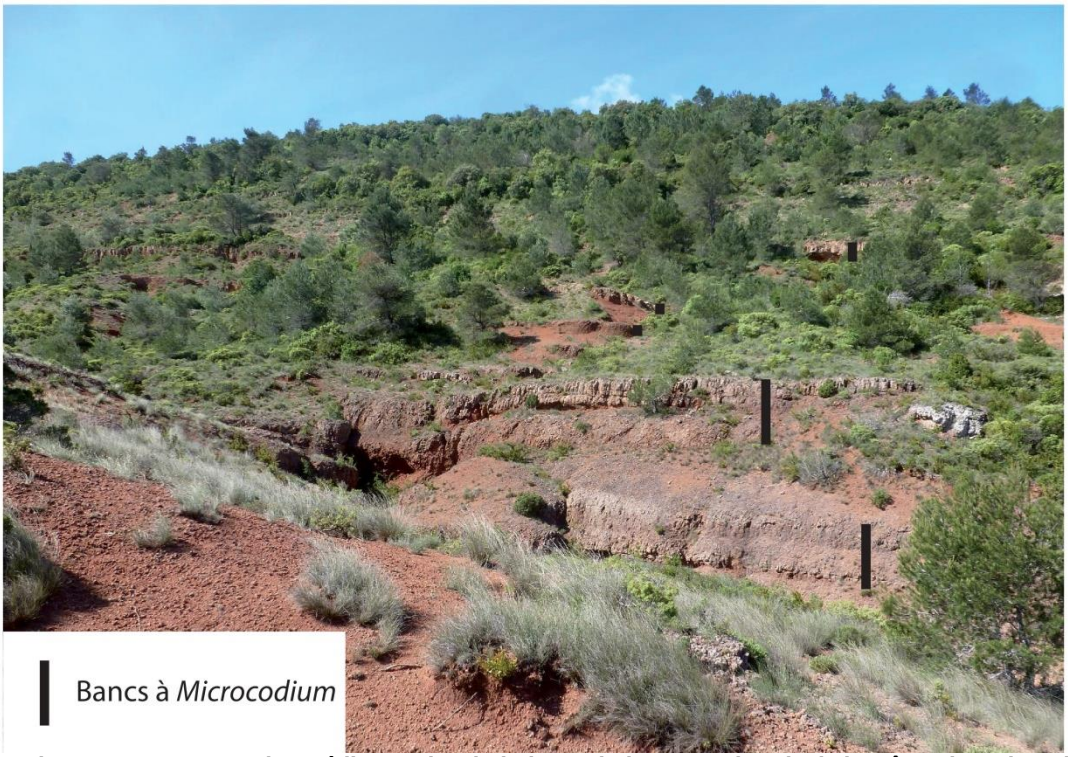


Figure 4-17: Succession sédimentaire de la base de la coupe (Danien) de Côte Aigre, les niveaux plus compétents correspondent à des paléosols colonisés par des *Microcodium*.

Séquence Pal.1.1 et Pal1.2 (Figure 4-18) : Les calcaires « rognaciens » forment la base de la coupe sédimentaire de Côte Aigre. Ces calcaires formant souvent une double barre lacustre/palustre semblent ici n'en former qu'une seule. Le maximum d'inondation de Pal.1.1 doit être situé dans la partie sommitale de cette barre (à 1 m).

Le Danien de Côte Aigre affleure remarquablement bien, comparé au reste de la série. Sa base (de 0 à 50 m) est composée de dépôts fins de la plaine d'inondation, et de nombreux bancs à *Microcodium* (Figure 4-17) plus compétents et qui ressortent bien dans le paysage. Les bancs de grès sont peu abondants, tabulaires et non érosifs. Un seul banc lacustre/palustre vient s'intercaler dans cette série monotone. De 50 à 80 m, de petits chenaux gréseux apparaissent intercalés dans les sédiments de la plaine d'inondation. Le chenal le plus épais à 76 m peut

marquer une limite de séquence de Pal1.x. Les autres sous séquences correspondant Pal1.3, 1.4 doivent également être comprise dans cet ensemble (entre 5 et 84 m), sans qu'il soit possible de les définir. La sédimentation semble correspondre à une sédimentation de plaine d'inondation en aggradation.

La fin des sous-séquences Pal1.x, est définie par la présence d'un banc conglomératique (comme à Lairière, ou Peyrolles) marquant la régression qui précède la transgression marine. Cette limite, située à 84 m corresponds à la limite de séquence dans le centre du bassin nord-pyrénéen (La Cassine, Mas d'Azil, Rivel).

Séquence Pal 4 (84 ? à 120 m?) : Un système lacustre s'installe (de 85 à 117 m) dans la plaine d'inondation. Une incursion marine (de 3 m d'épaisseur) s'intercale dans ces carbonates continentaux sous forme de calcaires à milioles, gastéropodes et oncolites. Elle constitue un niveau repère permettant de caler cette coupe et de placer le maximum d'inondation à 119 m. Puis, une sédimentation continentale carbonatée se remet en place jusqu'à 165 m (cet ensemble est pratiquement entièrement masqué par la végétation).

Séquences Pal 5 et 6. Il est possible que l'intervalle non vu entre 123 à 165 m comprenne une ou plusieurs séquences (Pal5 et Pal6), c'est ce postulat qui est utilisé lors des corrélations (chapitre 6)

Séquence Pal7 : Au-dessus du banc chenalisé, la sédimentation lacustre se remet en place. Le maximum d'inondation peut se situer dans la partie sommitale de ces dépôts aux environs de 210 m. Puis, l'environnement lacustre laisse place à une sédimentation de plaine d'inondation, entrecoupée de chenaux gréseux. Les mieux définis se placent sous la plateforme marine yprésienne, à 254 m, et constituent la limite de séquence de Pal7.

Séquence Y1 : Le sommet de la coupe est marqué par deux transgressions marines qui s'intercalent dans des sédiments de plaine d'inondation comportant de nombreux paléosols. Une seule est enregistrée dans le log. La seconde compte tenu des conditions d'affleurement n'a pu être observée. La première intercalation marine est composée de bancs grèso-carbonatés, comportant du litage plan, des débris de végétaux et des milioles. La faune et la flore retrouvées dans ces niveaux les situes dans un environnement de mangrove (Plaziat, 1984).

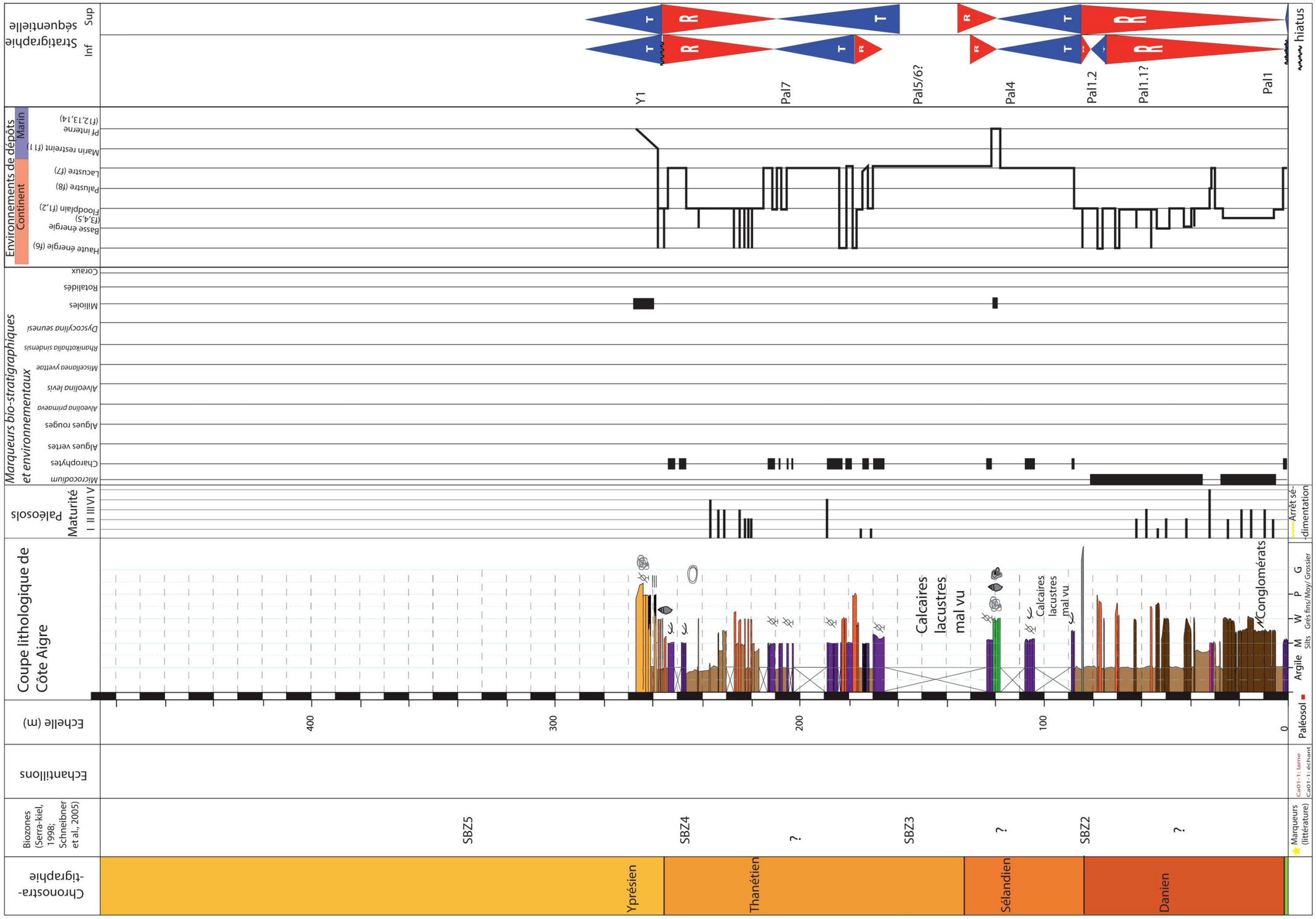


Figure 4-18 : Synthèse des données de la coupe de Côte Aigre et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle

4.2.8 **Coupe d'Albas**

La coupe d'Albas a été très étudiée (Combes et al., 1975; Freytet, 1970; Plaziat, 1984, 1966; Yans et al., 2014; Tambareau et al., 1995) Figure 4-23). La base de la série est marquée par une double barre « rognacienne » marquant le passage Crétacé/Tertiaire (Figure 4-19). Dans les argiles intercalées entre ces deux barres, des œufs et des nids fossiles de dinosaures ont été retrouvés (Berger et al., 1997; Plaziat, 1975b). Cette découverte permet d'attribuer la barre inférieure ainsi qu'une partie des argiles au Maastrichtien. La seconde barre ne montre plus de signe de présence de dinosaures (Plaziat, 1984). Une étude paléomagnétique révèle que le sommet de la barre inférieure se trouve dans la zone de polarité magnétique 30N. La base de la seconde appartient au chron 29R (Galbrun, 1997). La limite Crétacé/Tertiaire se situe donc dans cette deuxième barre lacustre.

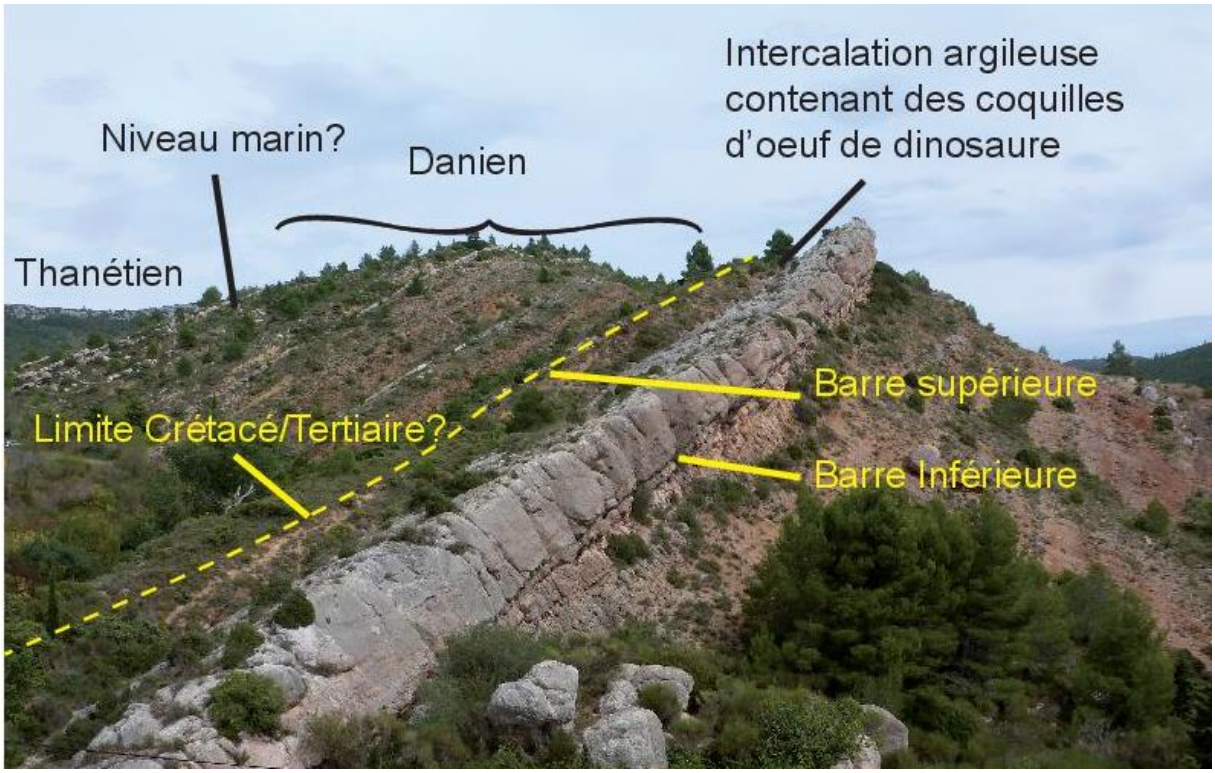


Figure 4-19: Panorama de la base de la coupe d'Albas présentant une double barre lacustre rognacienne marquant la limite Crétacé/Tertiaire. Dans l'intervalle séparant ces deux barres ont été retrouvés des œufs et des nids de dinosaure fossilisés.

Séquences Pal1.1 (19 à 40 m) et **Pal1.2** (40-62 m) : Au Danien un système fluvial basse énergie se met en place entrecoupé de dépôts lacustre et palustre. Le maximum d'inondation de Pal1.1 étant situé à 20 m dans les calcaires lacustres de la base de la coupe (dans le sommet du banc rognacien supérieur). Au-dessus, les sédiments sont essentiellement des dépôts de plaine d'inondation comportant de rares bancs de grès. Ces grès sont généralement tabulaires, peu érosifs sans figure sédimentaire visible ; qui sont des dépôts de débordement (« wings » des chenaux, faciès f3), à l'exception d'un chenal signalé par Freytet, 1970. Les grès de débordement situés à 40 m constituent la limite de séquence de Pal1.1. Le chenal

situé à 56 m comporte une stratification oblique signe d'une migration du chenal par accrétion latérale. Ce chenal est érosif dans la plaine d'inondation et contient un remplissage gréseux et conglomératique à la base (Figure 4-19). Il constitue la limite de séquence de Pal1.2. Le maximum d'inondation est compris dans un mince banc de calcaire lacustre à 46 m.

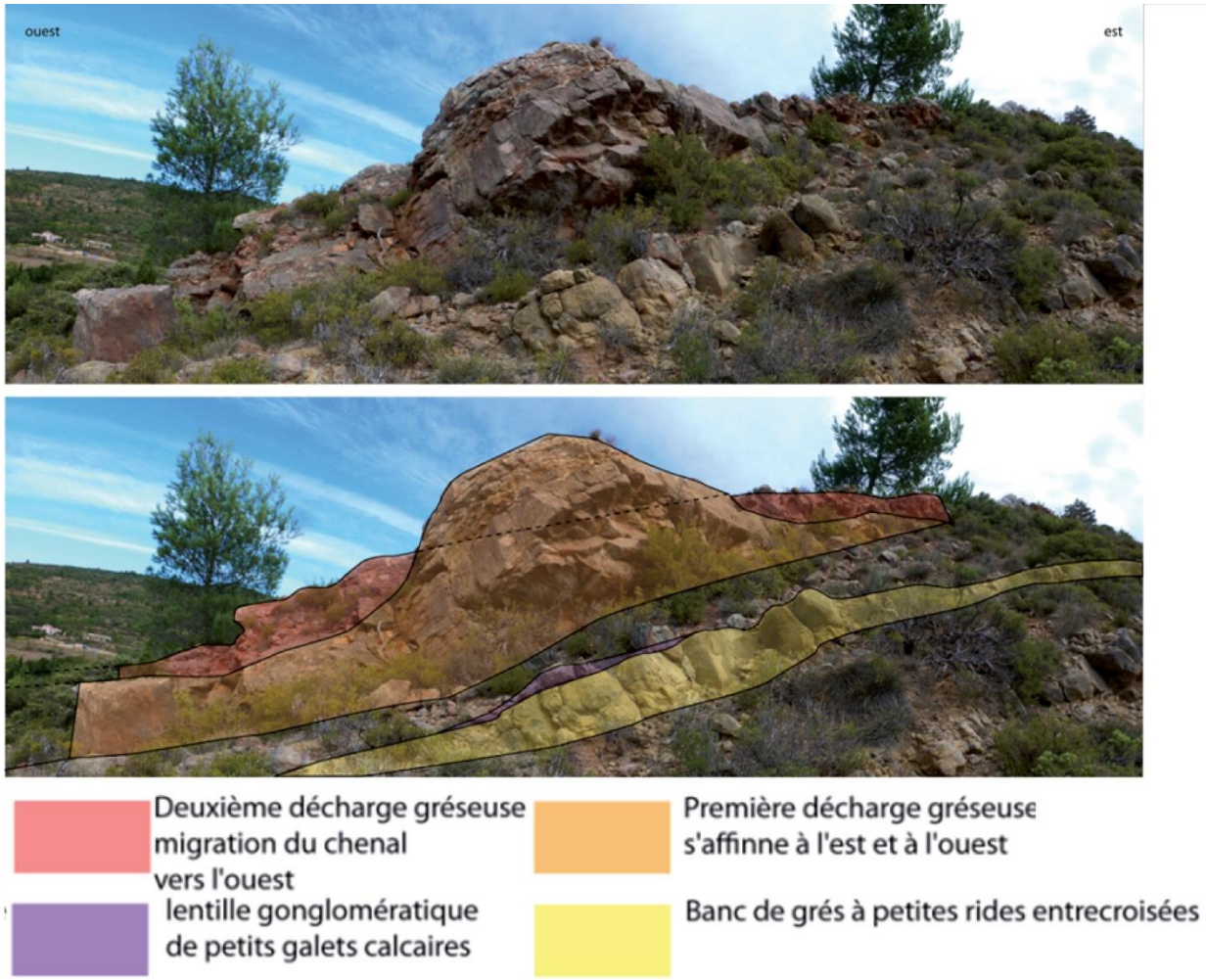


Figure 4-20: Photographie des uniques chenaux daniens à Albas contenant un remplissage de grès à figures de courant et de conglomérat. La base des bancs est érosive et soulignée par des galets.

Séquence Pal1.3 (56 à 79 m) : Ce cycle comporte un maximum d'inondation situé à 70 m au niveau d'un banc de calcaire lacustre tabulaire comportant des charophytes et des ostracodes. La limite de séquence se situe dans un banc de grès à 79 m.

Séquence Pal1.4 (79 à 85 m) : Cette séquence très courte voit son maximum d'inondation au niveau de paléosols matures, aux environs de 82 m. La limite de séquence se situe juste au-dessus, au niveau d'un petit chenal gréseux à 85 m.

Séquence Pal4 (85 à102 m) : Une mince lentille de marnes contenant une faune marine, non observée dans cette étude, mais signalée par Plaziat (1984) est placée sur la coupe et constitue le maximum d'inondation de cette séquence. Au-dessus, une sédimentation lacustre se met en place de 100 à 107 m, comportant des

traces d'émersion et de pédogénèse. La limite de séquence de Pal4 peut correspondre à un ensemble gréseux aux alentours de135 m.

Séquence Pal5 (135 à 222 m?) : La succession de plaine d'inondation qui suit est masquée par les champs, et forme une combe assez plate à proximité du village d'Albas (de 150 à 200 m). Il s'agit de sédiments fins, déposés dans la plaine d'inondation (Plaziat, 1984). La composante gréseuse réapparait aux environs de 200 m. Le chenal situé à 222 m peut constituer la limite de séquence de ce cycle.

Séquence Pal6 (222 à 304 m) : Les calcaires continentaux sont bien plus rares que dans la base de la série ; Ils sont essentiellement représentés par des dépôts palustres qui constituent ici le maximum d'inondation à 282 m. Les chenaux sont bien mieux définis que dans la base de la série. Ils ont une extension latérale importante (plusieurs centaines de mètres). La limite de séquence est placée à 304 m au niveau de la base érosive d'un chenal.

Séquence Pal7 (304 à 406 m) : Certains niveaux sont fortement transformés par la pédogénèse et s'apparentent à des calcrètes (Wright et al., 1995), (Figure 4.4-21) .

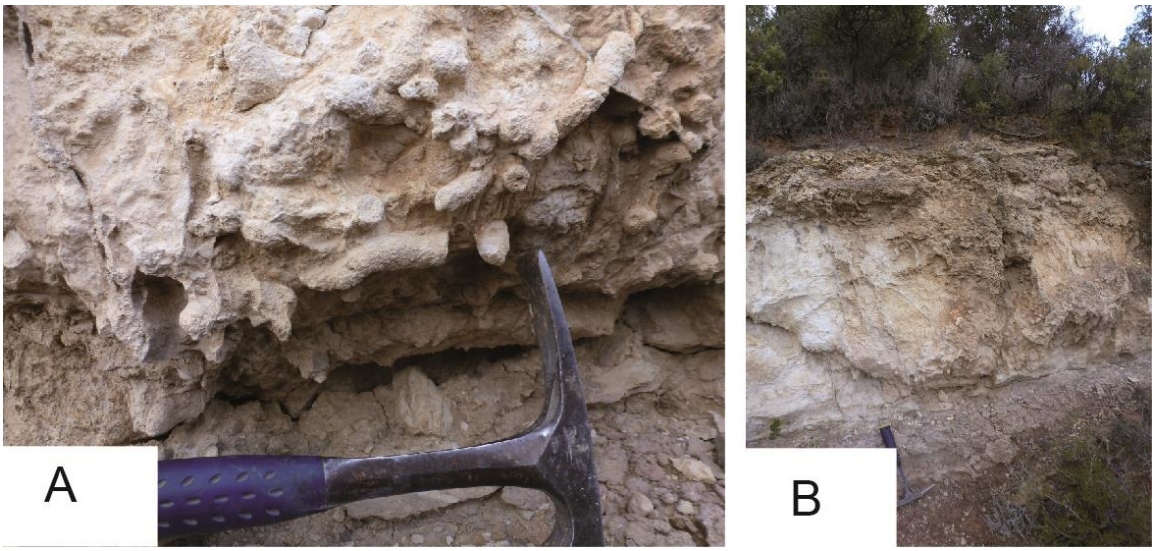


Figure 4.4-21: Faciès palustre d'Albas fortement pédogénétisé, s'apparentant à un calcrète .A : Détails du calcrète présentant des racines calcifiées. B : Vue générale des bancs s'apparentant à un calcrète.

La seconde incursion marine aux alentours de 330 m, signalée par Plaziat (1984) au lieu-dit les Courtils, n'ayant pas été retrouvée, c'est un niveau de calcrète aux environs de 330 m qui marque le maximum d'inondation (Figure 4.4-21). Selon Plaziat (1984), l'incursion marine est très brève et correspond au rivage sud du golfe pyrénéen. La limite de séquence est comprise dans un intervalle comportant plusieurs chenaux entre 386 et 406 m.

Séquence Y1 : La transgression yprésienne est progressive et passe de calcaire à milioles puis alvéolines. Ces dernières sont des *Alveolina cucumformis* (Figure 4-22), appartenant à SBZ5 (Scheibner et al., 2005).

Figure 4-22: Calcaires à Alvéolines (*Alveolina cucumformis*) daté de l'Yprésien au top de la série sédimentaire d'Albas (échantillon Al-01-23).

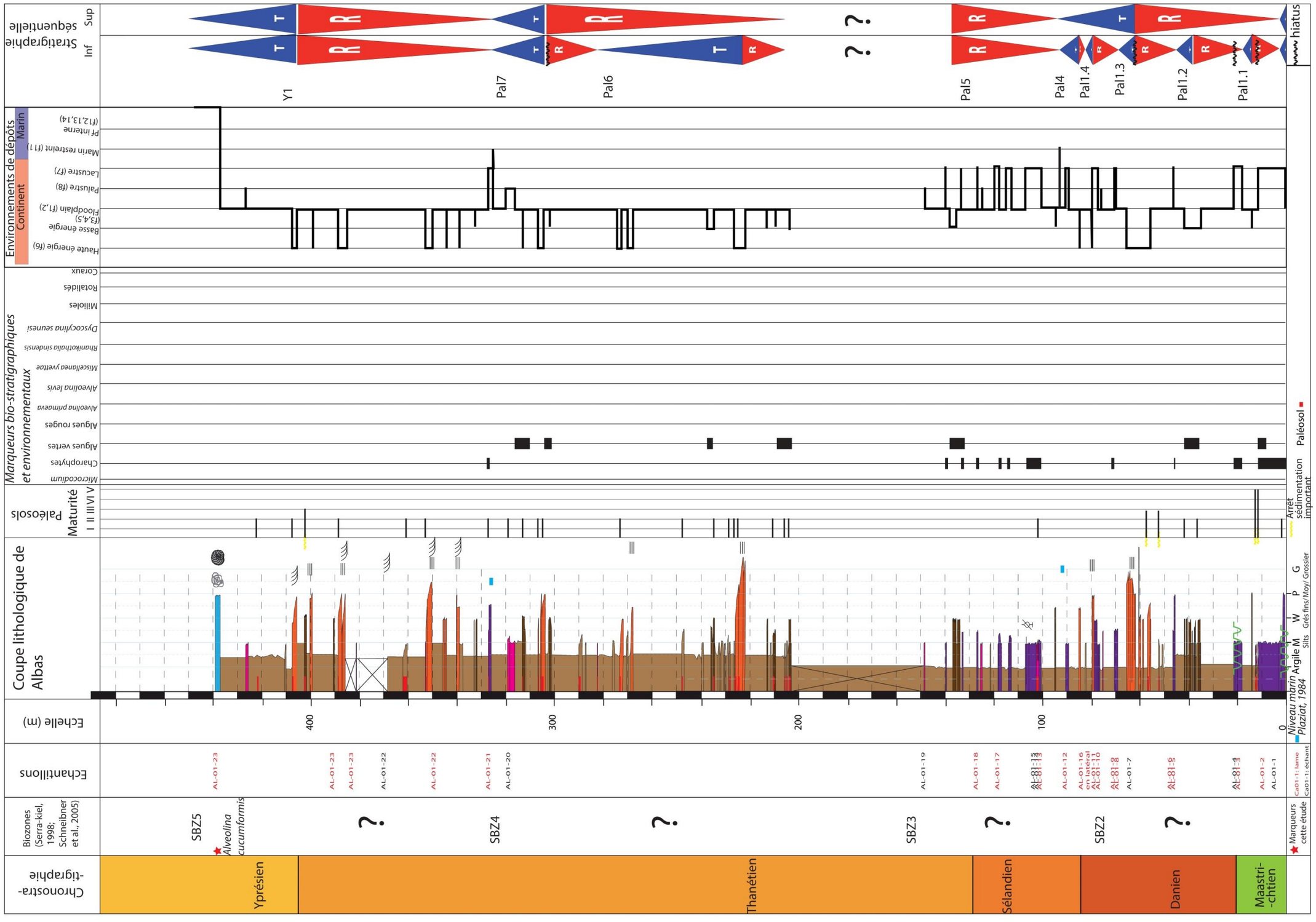


Figure 4-23 : Synthèse des données de la coupe d'Albas et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle

4.2.9 **Coupe de Montplaisir**

Le Danien à une puissance de 200 m environ, il est difficile de contraindre stratigraphiquement cet étage dans cette localité. Il comporte trois cycles d'ordre inférieur (Figure 4-24). Il est surmonté par une puissante formation de calcaires continentaux. Les limites de séquence de Pal1.1 et 1.2 sont placées au niveau des deux seuls chenaux gréseux existants à 100 et 134 m.

Séquence Pal1.3 ?1.4 ? : Un vaste système lacustre se met en place dans la zone de Montplaisir. Il est difficile de tracer les limites séquences de dépôts, dans ces calcaires continentaux. Les séquences sont interprétées grâce aux maigres indices donnant une indication de la hauteur de la colonne d'eau (détermination en lame grâce notamment aux travaux de Marty et Meyer, 2006. Ainsi, un maximum d'inondation a été placé à 303 m, au niveau de calcaires lacustres francs comportant des charophytes et des ostracodes. La limite de séquence est placée dans un niveau palustre montrant de nombreuses traces d'émersion à 317 m.

Séquence Pal4 : Un niveau marin a été observé dans cette épaisse série lacustre (Plaziat, 1984 ; par ailleurs, il est dessiné sur la carte géologique de Capendu), bien qu'il n'ait pas été retrouvé ici. Il est replacé sur la coupe de Montplaisir et constitue le maximum d'inondation de cette séquence (à 324 m). La limite de séquence est placée dans un intervalle de calcaires palustres à traces d'émersions à (330 à 338 m).

Séquence Pal5 (335 à 374 m) : C'est un intervalle comportant des silts fins passant à des calcaires lacustres représentant le maximum d'inondation à 358 m. Puis, des sédiments fins de la plaine d'inondation jusqu'à la côte 371 m, passant à des grès à débordements marquent la limite de séquence.

Séquences Pal6 (374 à426 m) **et Pal7** (426 à480 m). Les maximums d'inondation sont placés respectivement à 408 et 451 m, dans des faciès lacustres francs. Les limites de séquences correspondent à des intervalles détritiques un peu plus grossiers que les silts de la plaine d'inondation à 426 et 480 m. Il est possible que ces deux cycles soient dans le même intervalle et constituent une aggradation de sédiments fluvio-lacustres.

Il est cependant difficile de définir des cycles dans la série paléocène de Montplaisir. La sédimentation est très épaisse, monotone, et comporte peu de bancs datés et donc ces interprétations en terme de séquence sont moins robustes que sur les autres coupes. Aussi, cette interprétation permettra essentiellement des comparaisons avec des cycles mieux définis à l'ouest de la zone d'étude.

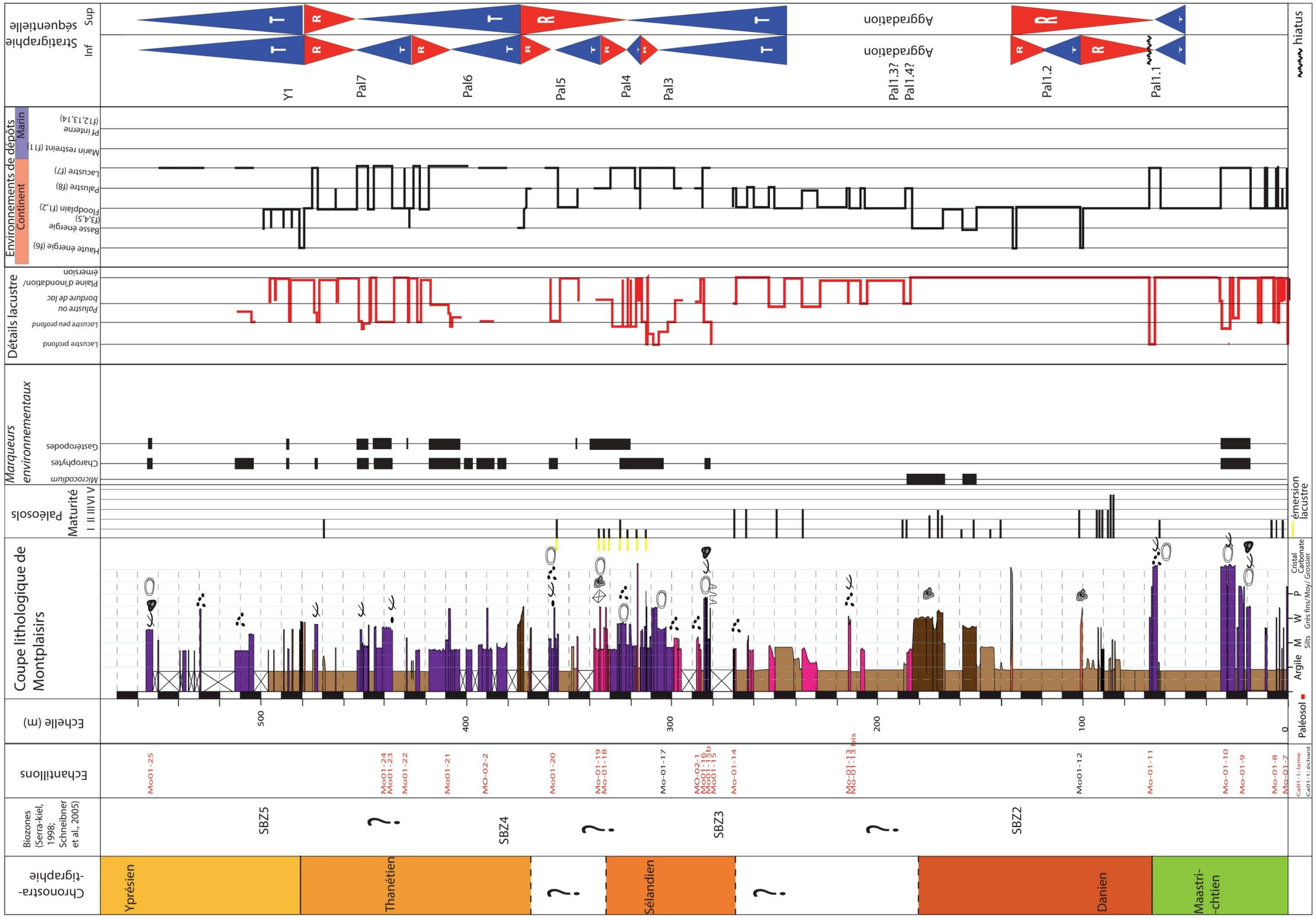


Figure 4-24 : Synthèse des données de la coupe de Montplaisir et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle

4.3 Conclusion

La méthode de stratigraphie séquentielle a permis de définir des séquences entre le Maastrichtien terminal et la base de l'Eocène, aussi bien dans la plateforme carbonatée marine peu profonde des Petites Pyrénées que dans les Corbières. Sept séquences d'ordre 3 peuvent être définies sur l'ensemble des coupes et trois séquences d'ordre 2. Pal1 semble se scinder en plusieurs cycles de variation du niveau de base dans le continental, correspondant à une grande tendance régressive. Les séquences Pal2 et Pal3 se déposent uniquement dans la partie distale (Petites Pyrénées) du bassin. Dans les Corbières, l'épaisseur sédimentaire et les marqueurs en termes de stratigraphie séquentielle ont rendu possible la définition de séquences d'ordre 4 pour la séquence de Pal1. Lors de cette séquence, il se dépose des sédiments fluviaux à l'est dans le domaine proximal et des sédiments lacustres dans la zone distale, comportant un hiatus bien marqué par un niveau de karstification, au sommet des calcaires « Rognaciens » ou « de l'Entonnoir ». C'est à cause des différences d'épaisseurs entre les deux domaines (Petites Pyrénées/Corbières) et la présence d'un hiatus bien marqué au sommet des calcaires « Rognacien » des Petites Pyrénées qu'il a été choisi de scinder Pal1 en plusieurs séquences d'ordre 4 dans les Corbières. D'autres arguments vont dans ce sens dans les chapitres 5 (arguments géochimiques) et 6 (arguments géométriques). La limite de séquence supérieure de ces sous-séquences (Pal1.x) semble correspondre à la limite de séquence de Pal3 dans les Petites Pyrénées. Dans les Corbières, cette surface est marquée par une érosion prononcée, s'accompagnant parfois de dépôts conglomératiques.

Sur cette surface, marquant une érosion, la mer envahit brièvement l'est du bassin nord-pyrénéen lors des maximum d'inondation des séquences Pal4 et Pal7, retrouvés jusque dans l'est de la zone d'étude (Berger et al., 1997, Plaziat, 1966). La régression fini-Paléocène (phase régressive de Pal7) est bien marquée dans la plupart des coupes avec des chenaux érosifs dans la partie ouest comme dans la partie est de la région des Corbières. Les séquences, grâce au calage bio-stratigraphique de certaines coupes, sont de solides éléments de corrélation entre les séries, et permettent des comparaisons.

Cependant, la stratigraphie séquentielle, comme toutes méthodes connait des limites. La hiérarchie dans les séquences peut être une source d'erreur en stratigraphe séquentielle, car les frontières sont minces entre les divers ordres, particulièrement lorsque l'environnement de dépôt diffère (Rey, 1994). Enfin, dans le domaine continental, même s'il est possible de définir des variations du niveau de base, celles-ci ne reflètent pas toujours les variations du niveau marin, ce qui rend les corrélations entre les deux environnements incertaines. Pour travailler dans le domaine proximal, ce travail tente d'utiliser l'architecture fluviatile comme marqueur d'évolution de l'espace d'accommodation et ainsi de l'utiliser pour définir des

séquences, mais le temps reste une variable difficile à estimer et à caler dans ce domaine.

Il a donc fallu allier d'autres méthodes, permettant notamment des calages stratigraphiques afin de pouvoir consolider l'architecture du bassin qui se dessine grâce aux travaux de stratigraphie séquentielle. Ces méthodes sont développées dans le chapitre suivant, et correspondent à la géochimie, à la magnétostratigraphie à la biostratigraphie, et à l'analyse par rayon X des roches, réalisées pendant ce travail de thèse en partenariat avec le BRGM (projets de Master RGF), l'Université de Rennes.

Chapitre 5 : Apport de la géochimie isotopique du carbone organique dans la corrélation entre les séries continentales et marines

Les chapitres 3 et 4 ont permis une analyse faciologique dont découle la définition de séquence. Cette analyse séquentielle permet des corrélations à l'échelle du bassin nord-pyrénéen. Cependant, la série paléocène de l'est des Pyrénées (Corbières) souffre d'un manque important de calages stratigraphiques, aussi est-il difficile de la comparer à des analogues. En effet, le Paléocène des Corbières est constitué de séries continentales ou les marqueurs biostratigraphiques sont absents ou peu abondants voire mal conservés. Tout d'abord, ce chapitre traite des événements géochimiques du Paléocène en tant que potentiels marqueurs stratigraphiques. Puis, il propose au travers d'un article, dans un premier temps, de pallier à ce problème en fournissant, une courbe du $\delta^{13}C_{org}$, ainsi que quelques points de calage biostratigraphique pour la coupe de Lairière. Dans un second temps, ce chapitre mettra en évidence la géométrie sélandienne, qu'il a été choisi de caractériser pour deux raisons : 1-le Sélandien est méconnu dans le bassin nord-pyrénéen ; 2-l'analyse séquentielle révèle des cycles condensés durant cet étage. Pour cela, d'autres données isotopiques seront fournies, auxquelles s'ajoutent des données biostratigraphiques et des analyses DRX. Cette deuxième partie du chapitre est également un essai de couplage de méthodes sédimentologique, isotopique, biostratigraphique et magnétostratigraphique comme base de corrélations entre le domaine continental et marin.

5.1 Evènements du δ13C au Paléocène

5.1.1 Signal global du δ13C au Paléocène

La plupart des études isotopiques du carbone sont réalisées dans le domaine marin. Des compilations existent et regroupent les données de plusieurs sites afin de donner une bonne approximation du signal isotopique mondial du $\delta^{13}C$ (Cramer et al., 2003; Zachos, 2001b) sur l'ensemble du Cénozoïque (Figure 5-1). Ces données sont issues de mesures sur le carbone des carbonates (tests de foraminifères). Le Paléocène est marqué par deux grandes tendances isotopiques : une variation positive au niveau du Paléocène moyen et une CIE (Carbone Isotopic Excursion)

négative à la transition Palèocène/Eocène, notée LPTM (Late Paleocene Thermal Maximum) sur la Figure 5-1, également appelé PETM (Paléocène Thermal Maximum) (Cramer et al., 2003; Lourens et al., 2005; Sluijs et al., 2008; Zachos, 2001b; Zachos et al., 2008).

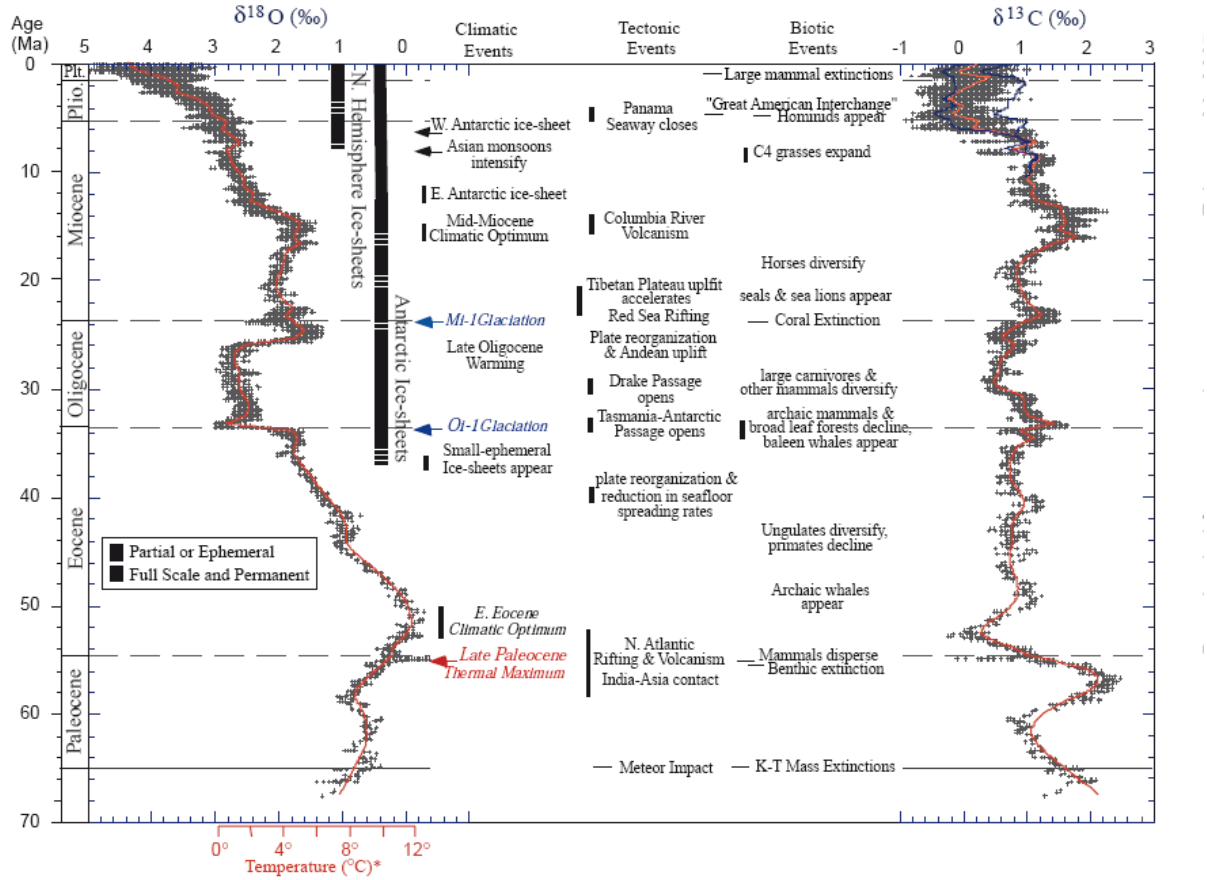


Figure 5-1 : Enregistrements globaux des isotopes de l'oxygène et du carbone en eau profonde au cours du Cénozoïque (basés sur des données compilées à partir de plus de 40 sites DSDP et ODP). Les événements liés au climat, à la tectonique et changement de biodiversité sont également reportés sur cette figure (Zachos, 2001b).

5.1.2 Enregistrement de la limite Crétacé/Tertiaire dans le signal du δ13C

La limite K/T marque un bouleversement de la vie sur Terre. Le stratotype de la base du Danien est défini en Tunisie (Molina et al., 2006). Cet événement est probablement associé à un impact d'origine extraterrestre. Il est commun d'utiliser différents marqueurs comme le niveau riche en iridium associé ou encore des quartz choqués pour la mettre en évidence.

Cependant, ce niveau connait également une excursion négative de $\delta^{13}C$ (Figure 2-11) à la fois pour le carbone organique et minéral (Molina et al., 2006; Vandenberghe et al., 2012). Un shift de 2 à 3 ‰ est fréquent et synchrone de l'enrichissement en iridium comme par exemple à Bidart ou en Tunisie. Il est également associé à une augmentation du T.O.C. (Keller et Lindinger, 1989; Molina

et al., 2006) Cette variation négative du $\delta^{13}C$ synchrone du pic d'irridium s'accompagne par une chute de la productivité biologique, une disparition/diminution des producteurs carbonatés dans les océans, et un enfouissement de la M.O. (Zachos et Arthur, 1986).

5.1.3 **PETM et signal du δ13C**

La base de l'Eocène est définie en Egypte (Aubry et al., 2007). Le meilleur marqueur étant l'onset d'une excursion négative en carbone isotopique de 2 à 5 ‰ reconnue dans les sédiments marins et de 3 à 7 ‰ dans les sédiments terrestres tout autour du monde (Cojan, 2000; Domingo et al., 2009a; Dunkley Jones et al., 2010; Koch et al., 2003; Manners et al., 2013a; Sluijs et al., 2008; Zachos, 2001b). La plupart des auteurs s'accordent sur un fort réchauffement climatique (Coccioni et al., 2012; Cojan, 2000; Cramer et al., 2003; Domingo et al., 2009; Kennett et Stott, 1991; Quillévéré et al., 2008; Sluijs et al., 2008; Lourens et al., 2005; Westerhold et al., 2011; Yans et al., 2014; J. C. Zachos et al., 2008). Les modèles donnent un âge estimé entre 150 000 et 200 000 ans pour cet intervalle (Sluijs et al., 2007).

Ce changement climatique brusque se traduit par une augmentation de température rapide de 5 à 9°C, ce qui implique une augmentation des gaz à effet de serre (Dickens et al., 1995; Sluijs et al., 2007; Thomas et al., 1999; Zeebe et al., 2009). Plusieurs hypothèses existent proposant un modèle de déplétion du ^{13}C dans les réservoirs que sont les océans et l'atmosphère au niveau de la limite Paléocène/Eocène :

- Une augmentation du volcanisme (Schmitz et al., 2004), pouvant conduire à des émissions de méthane thermogénique (Svensen et al., 2004).
- Un apport en hydrate de méthane provenant de forçages tectoniques (Maclennan et Jones, 2006).
- Une origine extraterrestre, l'impact d'une comète (Kent et al., 2003)
- Une dissociation de clathrates de méthane le long des talus continentaux (Dickens et al., 1995).
- De grands incendies, ayant conduit à l'enfouissement d'une forte proportion de matière organique provenant des continents, notamment sous forme de charbon (Kurtz et al., 2003)
- D'autres événements associés à des réchauffements climatiques surviennent dans l'Eocène. Si le mécanisme est le même que pour le PETM, un lien comme le forçage climatique orbitale peut expliquer ce mécanisme (Lourens et al., 2005).

Cependant, des études tendent à montrer qu'un apport seul de CO_2 déplété en ^{13}C ne suffit pas à expliquer un changement climatique et une hausse de température comme celle survenue lors du PETM (Zeebe et al., 2009). Les causes probables du déclenchement de la PETM restent encore débattues, un apport de la lithosphère sous différentes formes reste probable. Pour comprendre les causes amenant à cet événement hyperthermique d'autres études doivent être réalisées,

notamment sur les événements hyperthermiques de l'Eocène, pour obtenir des points de comparaison, et voir si les mécanismes en jeu sont similaires.

Selon les endroits du monde, la forme du signal $\delta^{13}C$ du PETM peut varier. Cependant, une « forme » générale se dégage, avec un pré-PETM, un corps et un retour vers des valeurs plus positives ou recovery (Sluijs et al., 2007). Le corps du PETM, comporte des valeurs faibles, mais assez stables, qui peut suggérer que le ^{13}C continu à être libéré dans les réservoirs carbonés durant cette période (Manners et al., 2013a; Zeebe et al., 2009). Le plateau peut également refléter le lag de temps entre le relargage du carbone et sa séquestration. La recovery qui est un retour à des valeurs moins négatives, mais demeurent plus négatives que le pré-PETM (Sluijs et al., 2007).

5.1.4 **Signal du $\delta^{13}C$ intra-Paléocène**

Des compilations de données isotopiques sur le $\delta^{13}C$ issues de mesures sur des foraminifères benthiques existent également pour l'ensemble du Paléocène (Coccioni et al., 2012; Westerhold et al., 2011) (Figure 5-2). Elles mettent en évidence plusieurs événements isotopiques du $\delta^{13}C$ s'assimilant à des marqueurs stratigraphiques pouvant être globaux (Coccioni et al., 2012; Quillévéré et al., 2008; Storme et al., 2014; Westerhold et al., 2011). Généralement, les données de $\delta^{13}C$ sont couplées avec les variations de $\delta^{18}O$, servant de paléo-thermomètre.

D'autres études se focalisent sur des variations précises du signal du $\delta^{13}C$ dans le Paléocène (Cojan, 2000; Domingo et al., 2009a; Koch et al., 2003; Lourens et al., 2005; Quillévéré et al., 2008; Sluijs et al., 2008; Storme et al., 2014; Yans et al., 2014). En analysant les variations du signal, et en interprétant les événements géochimiques correspondant, ces études proposent de nouveaux marqueurs stratigraphiques pour l'intervalle du Paléocène (Figure 5-2).

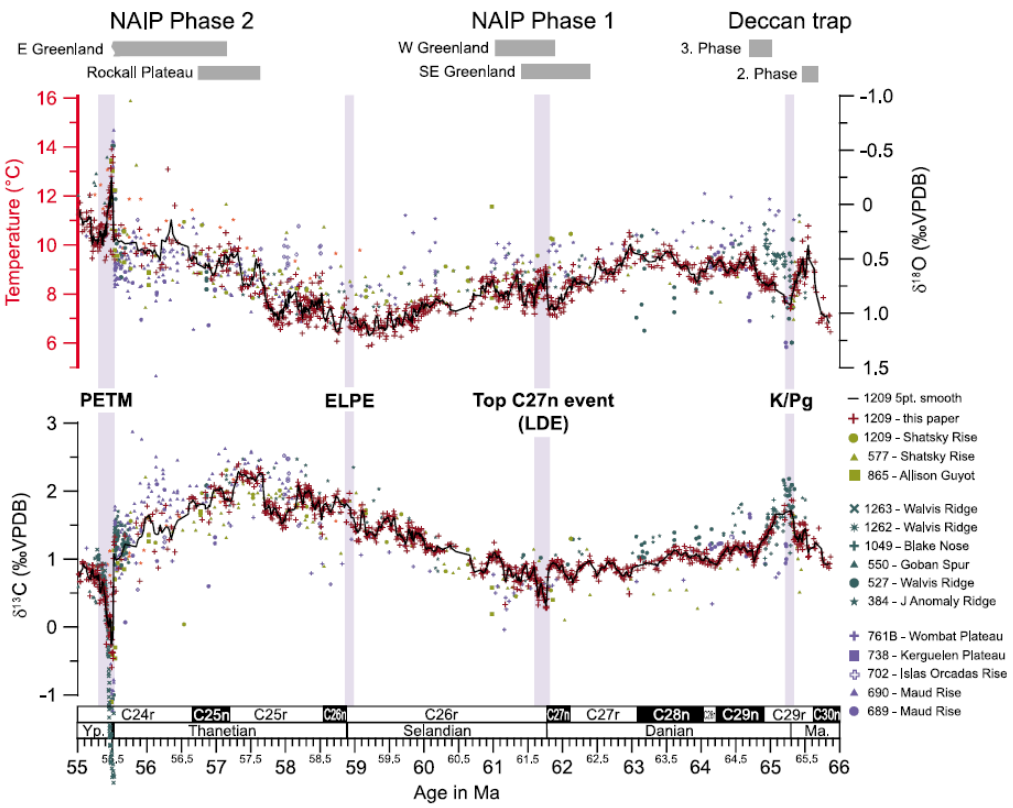


Figure 5-2 : Compilation des variations du carbone isotopique inorganique de foraminifères benthiques. Les températures sont issues des données isotopiques de l'oxygène. K/Pg : Limite Crétacé/Paléogène. Top C27n event (LDE): Top du chron C27, correspondant au Latest Danian Event. ELPE : Early Late Paleocene Event. PETM : Paleocene Eocene Thermal Maximum (Westerhold et al., 2011).

Les événements marqués par des variations du signal isotopique du carbone dans le paléocène sont :

- Dan-C2 un événement de courte durée d'environ 100 000 ans, surement hyperthermal, marqué par une CIE négative (Coccioni et al., 2012; Quillévéré et al., 2008; Storme, 2013). Il se situe vers la fin du chron C29r et à la limite entre les biozones P0/P1a.
- Lower C29n marqué par une CIE négative, symétrique d'une durée estimée de 38 000 ans (Coccioni et al., 2012). En Espagne, à Zumaia, cet événement est enregistré par une CIE de - 2 ‰ dans le $\delta^{13}C_{org}$ associée à une diminution du T.O.C, suivit d'une excursion positive de 2 ‰.
- MLDME (Middle-Lower Danian Multiple Event) est un intervalle de 2 Ma débutant dans le chron C29n jusqu'au chron C27r à la limite des biozones P1 et P1c (Coccioni et al., 2012). Il est composé d'une série de CIE s'apparentant à des événements pouvant être hyperthermiques tels que le Dan-C2 ou le C29n (Quillévéré et al., 2008).
- Middle C27r correspond à une CIE négative au milieu du chron C27n, au niveau de la limite de biozone P1c/P2 (Coccioni et al., 2012).
- Top Chron C27, aussi appelé LDE (Latest Danian Event) ou encore CIE DS1 (Arenillas et al., 2008; Bornemann et al., 2009; Coccioni et al., 2012; Westerhold et al., 2011). Dans le Pacifique ouest, cet événement marque le passage entre le Danien et le Thanétien, sans doute à cause d'un hiatus au sommet ou à la base du Danien (Westerhold et al., 2011). Cependant, depuis

la définition du GSSP du Sélandien à Zumaia, il est admis que le LDE se place dans le Danien sommitale (Bornemann et al., 2009). Selon les localités le LDE se traduit par un double pic négatif de $\delta^{13}C$ en Tunisie et dans l'ouest du Pacifique (Bornemann et al., 2009; Westerhold et al., 2011), ou un simple pic en Egypte et à Zumaia, en Espagne (Arenillas et al., 2008; Bornemann et al., 2009). L'amplitude de la variation du $\delta^{13}C_{carb}$ est de 1 à 2 ‰, et un peu moins importante dans le $\delta^{13}C_{org}$ de Zumaia (1.5‰) (Storme, 2013). Cet événement est considéré comme un analogue au PETM, un événement hyperthermique durant lequel la température des océans s'est élevée de 2°C (Westerhold et al., 2011), ayant une durée similaire d'environ 200 000 ans (Bornemann et al., 2009). Les causes d'un tel réchauffement climatique pourrait être un enfouissement plus important de la matière organique due à une augmentation de la productivité primaire des océans, ou un enfouissement de la matière organique terrestre (Kurtz et al., 2003). Le LDE se trouve à la limite entre P3a et P3b (zone de foraminifères planctoniques). Par ailleurs, il semble que parfois ce niveau connaisse un enrichissement en fer (Westerhold et al., 2011).

- DSTE (Danian/Selandian Transition Event) aussi appelé CIE-DS2 (Arenillas et al., 2008; Coccioni et al., 2012) correspond à une tendance négative suivie d'une CIE positive, dont l'onset marque la transition Danien/Sélandien. La tendance négative du $\delta^{13}C_{org}$ correspond à une augmentation du TOC et du $CaCO_3$ à Zumaia, tandis que la CIE positive marque une chute du TOC et de la concentration en $CaCO_3$ (Storme, 2013).
- STTE (Selandian Thanetian Transition Event) correspond à un changement environnemental brusque qui se traduit par un bouleversement du monde vivant, notamment dans les associations de fossiles. Il est marqué par une CIE à tendance très négative. Cet événement centré sur la transition Sélandien/Thanétien dure environ 250 000 ans (Gradstein et Ogg, 2004). La partie supérieure de cet intervalle aussi appelé ELPE (Early Late Paleocene Event) ou encore MPBE (Mid Paleocene Biotic Event) (Bernaola et al., 2007; Petrizzo, 2005; Westerhold et al., 2011), marque le passage entre les chrons C26r/C26n. Le début de l'intervalle connaît une CIE négative avec un shift de -4‰ à Zumaia, une diminution du TOC et une augmentation du $CaCO_3$ (Storme, 2013). La fin de l'événement est constituée d'une CIE positive bien marquée pouvant souligner selon les localités une inconformité. Le retour est plus positif que les valeurs du signal au début de l'événement.
- MTIM (Middle Thanetian Isotope Maximum), n'est pas réellement un événement mais le seuil le plus positif du $\delta^{13}C$ dans le Thanétien et point d'inversion des tendances : d'une tendance positive, le signal passe à une négative.

5.2 A unique expanded Paleocene δ13Corg record in the terrestrial domain of the Northern Pyrenean Basin (Corbières, southern France)

Authors:

Adrien Maufrangeas, Sophie Leleu, Corinne Loisy, Pierrick Roperch, Oriane Nguyen-Thuyet, Constance Vinciguerra,

Keywords: Paleocene, chemostratigraphy, organic carbon isotope, magnetostratigrphy, Corbières, Pyrenees, PETM, Selandian, terrestrial succession, Garumnian and Vitrollian facies

Abstract:

The Palaeocene sedimentary succession in the Minervois Basin (Corbières, Southern France) is characterized by floodplain and fluvial deposits, occasionally intercalated with lacustrine carbonates and thin shallow marine sediments. The stratigraphy of dominantly continental sediments between the Uppermost Cretaceous units and Ilerdian marine deposits is not well constrained in the Northern Pyrenees and the lack of robust biostratigraphic markers has prevented high-resolution correlation between the eastern terrestrial and western marine domains.

This study provides an extended dataset of δ13Corg throughout the Palaeocene succession, up to the PETM interval, together with magnetostratigraphic attempt along the succession of 476 meters in thickness at Lairière, in order to calibrate the continentally-dominated succession and present an integrated high-resolution stratigraphy scheme.

This work managed to identify δ13Corg events in the Lairière record and assigned them to global δ13Corg and δ13Ccarb events in records from Pyrenean / Atlantic and Tethys successions, where stage boundaries were calibrated. As the isotopic measurements were performed on the dispersed organic matter of low-content sedimentary rocks with no calibration of the organic matter types, this contribution proposes an analysis of the signal depending on the depositional environments for which the organic matter might vary and therefore impact the signal.

This work shows that in Lairière: (1) a potential well identified K/P boundary at the base of the section; (2) the presence of the Selandian (formerly not suspected in the Corbières area) based on isotopic stratigraphy; (3) major hiatuses within the Danian and Selandian succession; (4) a P/E boundary lower than expected; (5) an thick PETM interval, almost 60 to 95 m in thickness depending on where to place the onset, encompassing mainly continental deposits and the base of the Ilerdian shallow marine carbonates, and (6) despite some excursions that might be of less amplitude,

every excursions, after corrections on local signal due to potential variability of organic matter, are present and might be correlated to global atmospheric changes.

5.2.1 **Introduction**

In a large area spanning from southern France to north-eastern Spain, Palaeocene succession was deposited in almost only terrestrial environments and therefore is not well stratigraphically constrained. The Cretaceous/Paleogene (K/P) and Palaeocene/Eocene (P/E) boundaries are not precisely delineated.

The current Palaeocene stratigraphy in the Northern Pyrenean foreland is based on the correlation with the marine deposits, located further west of the Corbières area, and known as the “Petites Pyrénées”, relatively well-calibrated by biostratigraphy (Gruas-Cavagnetto et al., 1992; Tambareau et al., 1995) while the terrestrial deposits, mainly fluvial (generally floodplain) and lacustrine facies have been studied less intensively due to their poorness in biostratigraphic markers. Nevertheless some studies were attempted on ostracods, palynomorphs and correlation proposed using marine incursions (Lepicard et al., 1985; Tambareau et al., 1995; Tambareau et al., 1997; Gruas-Cavagnetto et al., 1992).

More accurate and precise stratigraphic records are therefore needed for the Palaeocene interval. Isotopic stratigraphy using $\delta^{13}C$ variations is a worldwide correlation tool within and between marine and terrestrial sedimentary settings (Cojan et al., 2000; Koch et al., 1992; Magioncalda et al., 2004). The Early Paleogene is considered as a rather warm interval and was punctuated by a few hyperthermal events related to massive and brief episodes of greenhouse gases liberation in the atmosphere, the strongest one being the PETM (Dickens et al., 1995; Mc Inerney and Wing, 2011). Therefore, during the Palaeocene interval, many carbon excursions were identified and defined in some reference marine sections, e.g. Pacific ODP site 1209 (Westerhold et al., 2011), Gubbio (Coccioni et al., 2012). Their recognition in terrestrial environments allows the definition of a high-stratigraphical scheme in such poorly dated successions.

We present here a new $\delta^{13}C_{org}$ record performed on 131 samples including a complete Palaeocene succession, from an almost 500 m thick section of a location in the Corbières area (Lairière, Southern France). Our aim is 1) to refine the Palaeocene stratigraphy while first placing and updating lithostratigraphic units and international stages boundaries in the North Pyrenean domain and 2) to establish regional and global correlations based on $\delta^{13}C_{org}$ from the latest Cretaceous to the earliest Eocene.

5.2.2 **Geological setting**

The Palaeocene is a peculiar epoch in Earth history as it begins with major events such as asteroids impacts. The most famous one is being the Chicxulub on

the Yucatan peninsula, Mexico, which occurred at the K/P boundary (e.g. Schulte et al., 2010) and the closest one being at Boltysh, Ukraine (Kelley and Gurov 2002; Jolley et al., 2010). It also records a later meteoritic impact on the Isle of Skye, Scotland during Mid Palaeocene times (Drake et al., 2017). These had major controls on the Palaeocene atmosphere compositions together with the emplacement of large igneous province that happened simultaneously in India (e.g. the Deccan Trapps) at 66.25 Ma (Renne et al., 2015) and later in the North Atlantic starting in the Late Danian and lasting up to the earliest Eocene times (Knox and Morton, 1988; Watson et al., 2017). These major events were responsible for massive, global and rapid floral and faunal extinctions and turnover (Alvarez et al., 1980; Schulte et al., 2010; Renne et al., 2013) and might be important parameters controlling the sedimentary records and their δ13C variations.

Structural, paleogeographical and sedimentological context

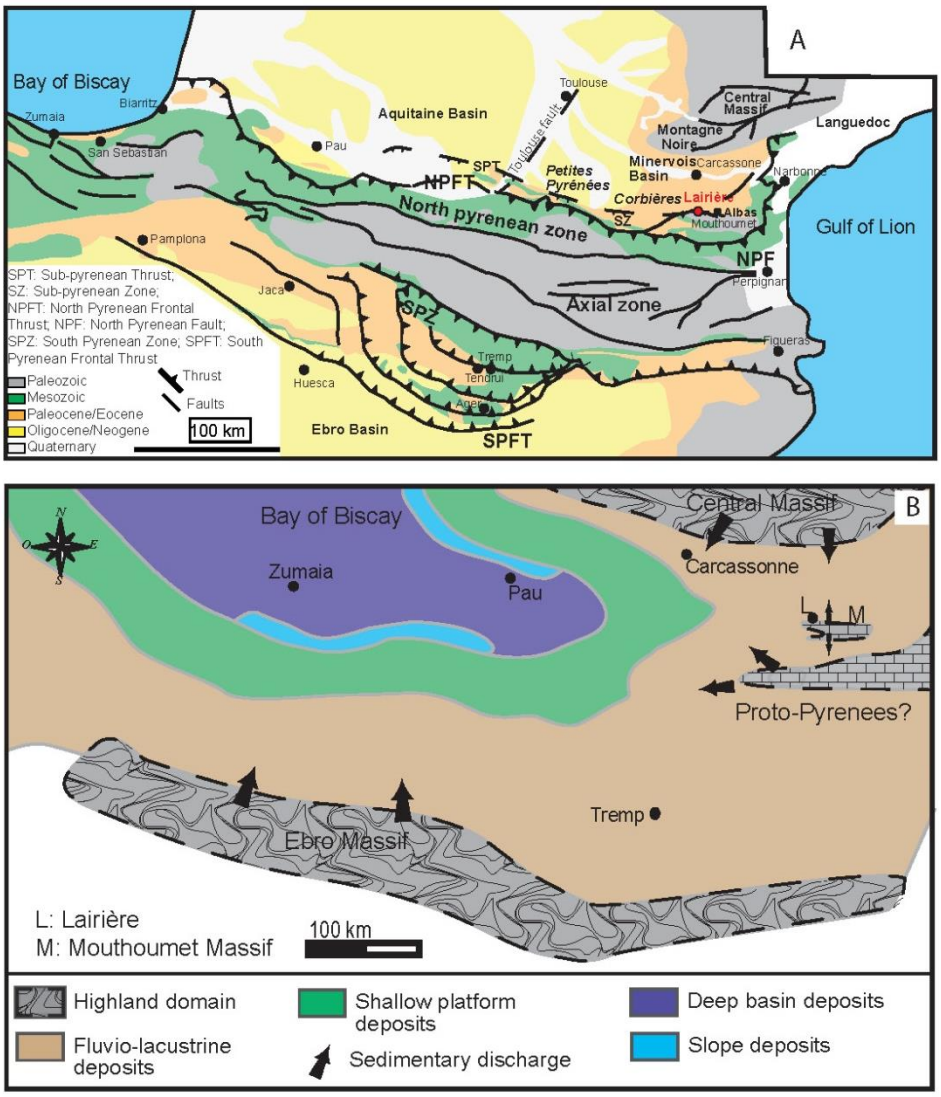


Figure 5-3: Regional location of studied area. A: Detailed geological map (modified from geological map 1/1000000, BRGM). B: Paleogeography around early Danian (modified from Baceta et al., 2003, Plaziat 1981).

The Pyrenean orogen results from the collision between the Iberian and the European plates (Olivet, 1996) forming an E-W trending topographical structure (Figure 5-3). The Pyrenean axial zone is largely made of Palaeozoic basement and flanked by a southern large pro-foreland and a northern narrow retro-foreland (Naylor and Sinclair, 2008; Ford et al., 2016) mainly structured by thrusted Mesozoic and Cenozoic rocks. The northern foreland geometry is largely inherited from the initial Lower Cretaceous rift margin geometry (Debroas, 1990; Souquet et al., 1985; Canérot, 2008; Tugend et al., 2014; Ford et al. 2016). So initial normal faults were reactivated creating steep thrusts and narrow inverted basins. Locally old basement, like the Mouthoumet Massif, was uplifted (Christophoul et al., 2003). Overall the development of the Pyrenees is interpreted to be two-phased (Choukroune, 1992; Vergés et al., 2002; Ford et al., 2016) : after an initial convergence supposed to be Santonian in age (Filleaudeau et al., 2012; Sibuet et al., 2004). The main compressional phases are dated Campanian to Maastrichtian and Ypresian to Early Miocene (Vergés et al., 2002; Sibuet, 2004; Bilotte and Canérot, 2006; Filleaudeau et al., 2012; Ford et al., 2016) intercalated by a tectonic quiescence interval lasting from latest Maastrichtian to latest Palaeocene (Christophoul et al., 2003; Pujalte et al., 2014; Ford et al. 2016), although important thickness variations among Palaeocene successions were reported (Plaziat, 1984; Tambareau et al., 1995).

During the Palaeocene, the Pyrenean domain is connected to the Atlantic Ocean to the west, towards the Bay of Biscay (Figure 5-3), and forms an E-W marine gulf (Plaziat, 1981). The basin presents deep marine facies with pelagic carbonates and turbidites (Baceta et al., 2005; Gély & Sztràkos, 2000) in the western part of the Pyrenean realm. This deep domain is surrounded by a carbonate platform (Plaziat, 1981, 1984), to the east of which lies the terrestrial domain where the continental facies were deposited. The continental sequence is dominated by red calcareous sandy mudstones with Microcodium intercalated with conglomeratic or sandy fluvial channel fills and subordinate lacustrine carbonates (Plaziat, 1981, 1984; Figures, 3, 4 and 5).

In the Pyrenean domain, the sea level was at its lowest during the Early Paleocene (Danian) times for which the shoreline was located to the west of Toulouse (Figure 1). Later in the Palaeocene, three marine transgressions are reported (Tambareau et al., 1995). Only two reached the Corbières area, with thin beds of shallow marine carbonates (containing locally biostratigraphic markers). Then the sea level rose during the Early Ypresian, and persisted in time, as indicated by the thick carbonate platform deposits known regionally as the Ilerdian limestones (Figure 5-3) that will be called here Ilerdian Marine Unit (IMU).

Chronostratigraphy

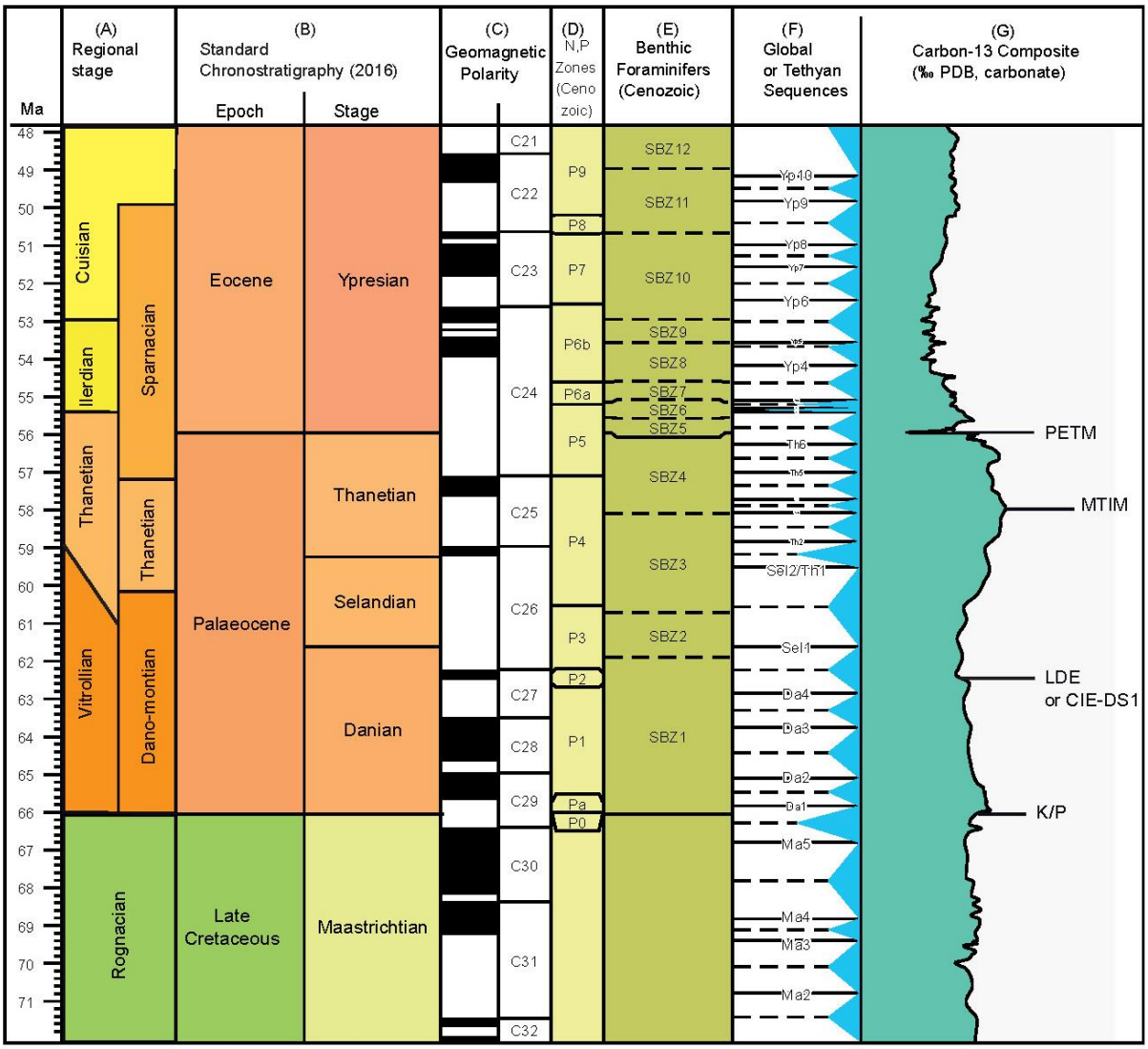


Figure 5-4: Chronostratigraphic chart showing regional stage, based on GSSP (2016) compare with regional stage, based on Plaziat 1984 and Tambareau et al., 1995. Polarity chrons: GTS2016 composites for Cenozoic-Late Jurassic C- and M-sequences from chapter on geomagnetic polarity time scale. Planktonic Foraminifers = Berggren et al. (1995a,b) with age updates from Berggren and Pearson (2005) and Wade et al. (2010). NP zone from Blow, 1979; Berggren and Miller, 1988; Berggren et al., 1995. SBZ from (SEPM chart) by Serra-Kiel and L. Hottinger. Sequences: SEPM Global or Tethyan, Haq and Schutter, 2008. Carbon-13 Composite: derived from Cramer et al; 2009, we replace on it PETM: Paleocene Eocene Thermal Maximum, MTIM: Middle Thanetian Isotope Maximum, LDE: Latest Danian Event or CIE-DS1 : negative carbon isotope excursion.

The base of the Palaeocene known as the Maastrichtian/Danian or K/P boundary was defined in the GSSP of Tunisia (Dupuis et al., 2001; Molina et al., 2006) and lies within the magnetochron C29r (Figure 5-4) and is marked by an iridium and osmium anomaly (Alvarez et al., 1980). The K/P boundary is characterized by a 0.5 to 4 ‰ negative shift in the carbon isotope records in various carbonates and organic matter materials from both marine and continental sediments (Keller and Lindinger, 1989; Schmitz et al., 1992; Arens and Jahren, 2000; Schulte et al., 2010; Sprain et al., 2015), potentially due to a transfer of 4,600 GT of carbon from the lithic to atmospheric reservoir (Beerling et al., 2002). It corresponds to a global

and a rapid turnover of life on earth (Schulte et al., 2010).The current international chronostratigraphic chart defines three stages in the Palaeocene (Vandenberghe et al., 2012): Danian, Selandian and Thanetian.

The Danian/Selandian and Selandian/Thanetian boundaries were defined in the Zumaia section along the Basque coastal cliffs (Dinarès-Turell et al., 2007; Schmitz et al., 2011). Their definition criteria correspond to biostratigraphic and magnetostratigraphic events. Danian, Selandian and Thanetian stages have been astronomically calibrated at Zumaia (Dinares-Turell et al., 2007, 2014). The Danian/Selandian boundary is also associated to a strong facies shift at Zumaia. It is considered to be correlative of the major Sel1 sequence boundary (Haq and Schutter, 2008) and sea-level low, while the Selandian/Thanetian boundary is not associated to any facies shift, but corresponds to a sea-level high.

The Palaeocene/Eocene boundary has been defined in the Dababiya section in Egypt on geochemical arguments (Aubry et al., 2007). The main criterion adopted to recognise this boundary is a geochemical very brief event (probably < 3 000 years; Kirtland Turner and Ridgwell, 2016) : it corresponds to the onset of a pronounced (2.5 to 6 ‰) negative carbon isotope excursion (CIE) within the magnetochron C24r (Aubry et al., 2007). This negative CIE is coeval with the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum (PETM), a major global warming event, which lasted around 170 ka (Röhl et al., 2007). The PETM's CIE has been recognized in both marine and terrestrial successions (Koch et al., 1992; Magioncalda et al., 2004) and coincide with several major paleontological global events (Scheibner et al., 2005, 2008; Aubry et al., 2007).

Litho- and bio-stratigraphy in the Corbières

In the northeastern terrestrial Pyrenean domain, numerous regional stages (Figure 5-4) and facies (lithostratigraphic units) are still used since the earliest geological investigations (Villatte, 1962; Freytet, 1970; Plaziat, 1966, 1984; Tambareau, 1972): Rognacian and Vitrollian were used by these early workers to describe fine-grained continental facies and taken from Provençal geology showing similar lithology for similar ages; Garumnian was mainly used by Spanish geologist for similar lithologies; Sparnacian was borrowed from the Paris Basin for similar gypsiferous fine-grained lithologies but brings confusion about the age, much older in the Corbières area (Figure 5-4). Some of them have been defined within the Pyrenees such as Ilerdian (Hottinger and Schaub, 1960; Pujalte et al., 2009), while other have been defined outside the Pyrenees, such as the Vitrollian in Provence and the Montian, Sparnacian and Cuisian in the Mons and Paris Basins (Figure 5-4). They are largely used and sometimes combined with international stages (Danian, Thanetian) in various publications, geological maps of the BRGM. A recent overview of the North Pyrenean Foreland Basin has compiled the various lithological formations and ages and suggested a new stratigraphical scheme using the present-day international chart (Ford et al., 2016).

In most regional sections, the K/P boundary is not well localized and is supposed to lay within the upper part of two thick lacustrine beds (Rognac Limestone Formation) in relation with the respective occurrence of 1) Maastrichtian and Danian charophyts key taxa and 2) eggshells of dinosaurs for the oldest bed and bird eggs for the youngest (Freytet, 1970; Gruas-Cavagnetto et al.,1992; Fondevilla et al., 2016). The Danian and Selandian stages are known regionally as Vitrollian or Dano-Montian, (Plaziat, 1984; Villatte, 1962). But the exact position of the Danian/Selandian boundary is not known, first because it is difficult to delineate it in terrestrial successions, second because the international Selandian stage was not introduced officially before 2007 (Schmitz et al., 2011). The last publications related to the stratigraphy of the Palaeocene in the Corbières predate by more than ten years the creation of the Selandian stage.

The Thanetian has been found in the thin shallow marine beds intercalated within the terrestrial facies in the Corbières, with the occurrence of *Glomalveolina primaeva* and *G. levis* reported from various beds of those Miliolids limestones (Plaziat, 1984; Tambareau et al., 1995).The Palaeocene/Eocene boundary was formerly defined at the base of the marine carbonates (IMU) by the apparition of the benthic foraminifera *Alveolina vredenburgi (ex A. cucumiformis)*, marine microfauna belonging to the regional Ilerdian stage (Plaziat, 1975; Serra-Kiel, 1998; Pujalte et al., 2009). Now the onset of the negative CIE of the PETM defining the P/E boundary is recorded below this IMU in few sections from the Spanish Pyrenees and only one from the Corbières area (Domingo et al., 2009; Minelli et al., 2013; Pujalte et al., 2015; Yans et al., 2014).

In the literature, Plaziat (1966) introduced, in the Corbières area, the Sparnacian term, initially defined in the Paris Basin. Later some authors put the Corbières Sparnacian in the Thanetian stage (Tambareau,1972; Berger et al.,. 1997) for the terrestrial and lagoonal facies intercalated between the marine respective units of the Thanetian and the Cuisian (Dollfus, 1880; Figure 5-4).

In the Corbières, the Paleocene/Eocene boundary has not been well defined because it should be located in terrestrial deposits beneath the IMU which contain *Glomalveolina vredenburgis.* Two negative CIEs are reported by Yans et al. (2014) within the Sparnacian deposits of the Albas section, 20 km to the east of Lairière (this study).

Carbon isotope events as Palaeocene stratigraphic markers

For a few decades, carbon isotope excursions are used as chemostratigraphic markers that reflect major changes in the carbon cycle. Variations of carbon isotopes ratio in the atmosphere follow global trends on which are superimposed brief and also global events such as the CIEs of the PETM and other hyperthermals of smaller

amplitude. The isotopic signal recorded in marine and terrestrial environments, biota and sediments are considered to be isochronous at global scale and therefore marine and terrestrial sediments should be correlated using those isotopic events, once calibrated through integrated stratigraphy on key-reference sections.

Moreover, Palaeocene and Eocene floras contained only C3 photosynthetic vegetation (Cerling and Quade 1993; Jacobs et al., 1999), which have rather homogeneous negative $\delta^{13}C$ organic values, in opposition to C4 plants which yield much more positive $\delta^{13}C$ signatures. This avoids interpretation problems of the $\delta^{13}C$ organic curves and shifts related to the variation in amounts of C3 and C4 plant components in the studied sediments.

During the Palaeocene and Eocene, a few isotopic events (shifts, peaks and excursions) and trends can be used worldwide as stratigraphic markers (Coccioni et al., 2012; Koch et al.,1992; Zachos, 2001; Zachos et al., 2008; Westerhold et al., 2011; Storme, 2013).

In the Gubbio section (Figure 5-11), Coccioni et al. (2012) have recognised thirty eight isotopic events in the Palaeocene and Early Eocene. Some of them are brief and more or less pronounced negative CIEs and correspond to drastic environmental changes related to hyperthermals and have thus been intensively studied in other oceanic and continental cores and sections. From bottom to top, the main Palaeocene CIEs that can be cited are: the Dan-C2, the LDE (Latest Danian Event, also called Top Chron C27 or CIE-DS1, Arenillas et al., 2008; Bornemann et al., 2009; Westerhold et al., 2011; Coccioni et al., 2012), the STTE (Selandian Thanetian Transition Event, including the MPBE event (Mid Paleocene Benthic Extinction), also known as the ELPE (Petrizzo, 2005; Bernaola et al., 2007; Westerhold et al., 2011) and the PETM (see above and references *in* Aubry et al., 2007), which are now all recognised worldwide.

Other notable but less studied events of the Palaeocene recognised in Gubbio (Figure 5-11, Coccioni et al., 2012) can be recognized elsewhere such as in Zumaia (Storme 2013; Figure 5-11). These events are defined by some negative simple and less pronounced CIEs than the one of the major events, or show multiple sets. From bottom to top such events that can be cited are the Lower C29n, the MLDME (Middle-Lower Danian Multiple Event, Storme, 2013), the Mid C27r events, and in the Thanetian more events are recognized such as B1, B2, C1, C2 (Figure 5-11).

Other events are defined by trend inversions in the isotopic curves such as the DSTE (Danian Selandian Transition Event) and the MTIM (Middle Thanetian Isotope Maximum). The DSTE might last around 500 ka at the base of the Selandian (Storme et al., 2014), and the MTIM is located within the upper part of the C25r (Storme, 2013; Figure 5-11).

5.2.3 **Material and methods**

Field work and samples collection

The 476 m thick main succession at Lairière, tilted at 20 to 30° dip (Figure 5-5, Figure 5-6), exhibits an almost continuous exposure from Late Cretaceous to Early Eocene, thus encompassing the Palaeocene interval. It was logged in detail to determine sedimentary facies (Figure 5-5, Figure 5-6) and collect sample for petrographic characterization, isotopic measurement of $^{13}C_{org}$, TOC, magnetic studies and biostratigraphic marker recognition. Another section of 84 m in thickness and corresponding to the upper part of the main succession was logged around 500 m to the west of the main section, with the same purposes and in order to verify the occurrence of the P/E boundary and earliest Eocene.

$\delta^{13}C_{org}$ measurement (including calcimetry and TOC measurements)

In terrestrial environments, carbon isotope analyses are often realized on soil nodules, lacustrine or palustrine carbonates (Koch, 1998; Cojan et al., 2000; Bowen et al., 2001; Schmitz et al., 2001). They are sometimes also performed on organic matter dispersed in the sediments (e.g. Magioncalda et al., 2004). In this study we have measured the $\delta^{13}C_{org}$, considering the isotopic signature of organic matter remains more stable from the time of deposition than that of carbonates, to avoid diagenetic effect.

In Lairière section and associated subsection, 122 and 9 sediment samples respectively were collected from siltstone, sandstone and carbonate (marine and lacustrine), most of which are continental deposits (Figure 5-7). Average spacing between samples is 3.5 m with a higher sampling rate in area of interest (K/P, Danian/Selandian, Selandian/Thanetian and Thanetian/Ypresian boundaries). However some intervals could not be sampled due to important vegetation cover. Prior to isotopic measurements, the samples needed preparation in the lab following the protocol described in Magioncalda et al. (2004) and Storme (2013). Bulk samples of about 15-20 g each were dried and cleaned for removing oxidation surface to avoid contamination with present-day organic matter. They were grinded and carbonate content was measured. Samples powders were then treated with 25 % HCl solution for at least 1 hour for decarbonation. They were neutralized by multiple centrifugations (7 to 15 times) with distilled water until neutral sediment was obtained, and finally residues were dried at 30° Celsius and then powdered again.

The total organic carbon (TOC) was first measured on each decarbonated sample with an elemental analyser C-S Horiba Emia 820V at the BRGM lab. It is assumed that for a reliable $\delta^{13}C_{org}$ measurement a TOC > 0.07 % is necessary. The $\delta^{13}C_{org}$ content of each sample was double-measured using a mass spectrometer Thermo Flash EA 112 coupled to a continuous flow isotope ratio mass spectrometer

(Thermo Finnigan Delta V plus) in the BRGM lab (France). Quantities required for isotope analysis (between 0.3 and 55 mg) were calculated on the basis of the TOC values. Each sample was weighed into tin capsules and combusted at 900°C under oxygen. Organic carbon isotope $^{13}C/^{12}C$ values are reported in $\delta^{13}C$ notation normalized to the international PDB standard (V-PDB, Vienna Pee Dee Belemnite). The isotopic ratios were determined using a calibration based on the international standards LSVEC (- 46.5 ‰ V-PDB), IAEA-C5 (- 25.5 ‰ V-PDB), IAEA-C6 (- 10.6 ‰ V-PDB), IAEA-C1 (+ 2.4 ‰ V-PDB) and an in-house standard close to the samples (PROLABO RP - 26.6 ‰ PDB). Standards for calibration were analyzed in triplicate. Each sample analysis was performed at least twice using two different sequences. The overall analytical precision is within 0.3 ‰ (1σ). In addition, to control the accuracy of the method and to account for possible instrumental drift over time, the international standards USGS 40 (- 26.25 ± 0.09 ‰ V-PDB) and IAEA-C5 were introduced every fifth sample within each sequence.

Magnetostratigraphy

Along the Lairière section, 268 samples were collected using a gasoline-powered drill and oriented with magnetic and sun compasses. Each core, 2.54cm in diameter provided 2 or 3 standard 22mm specimens.

Natural remanent magnetization (NRM) was measured with a 2G cryogenic magnetometer in a shielded room at the paleomagnetic laboratory of Geosciences Rennes. Thermal demagnetization was done with a MMTD furnace. Isothermal remanent magnetization (IRM) and thermal demagnetization of IRM were done to constrain the remanent magnetic carriers. Low temperature experiments with a MPMS-XL5 were done at IPGP.

5.2.4 **Results**

Sedimentology of Lairière Section

The studied succession (Figure 5-5, Figure 5-6, Figure 5-7), located at Lairière, (Aude, France) shows an almost continuous exposure from the Late Cretaceous to the early Ypresian that was originally studied by Plaziat (1966, 1984). Lairière Paleocene succession is composed of mainly fluvio-lacustrine sediments with some subordinate intercalations of marine beds. Another small section of 84 m in thickness was logged about 200 meters to the west of the main section (Lairière subsection), corresponding to the upper part of the main section.

8 lithofacies are recognized in the Lairière section and described in Tableau 5-1.

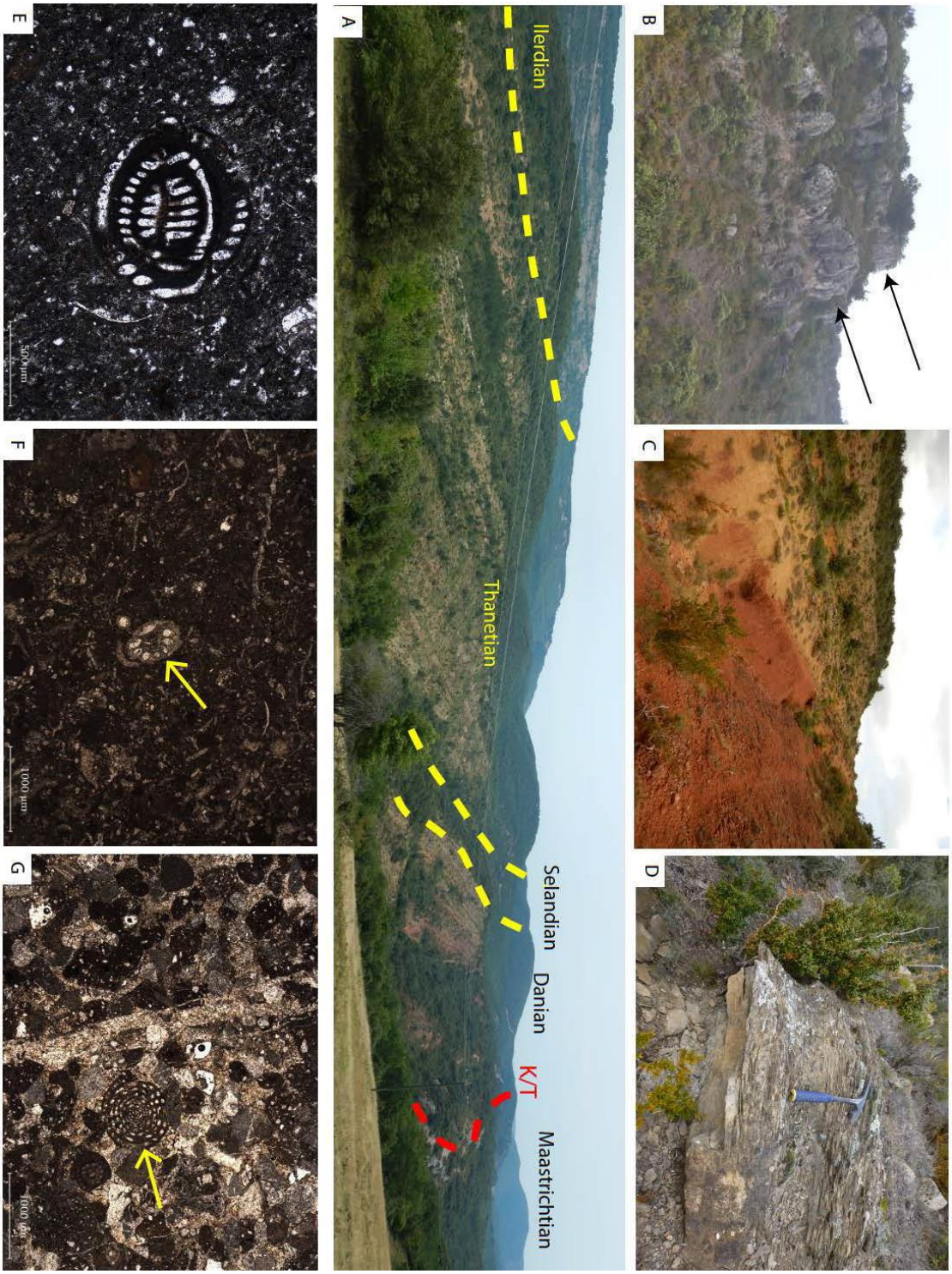


Figure 5-5 : Lairière Paleocene section with main interest facies which are : A : Basal carbonate lacustrine, a double rock layer 40 m of thickness with some charophyta and *Microcodium*; B : red to yellow calcareous sandy mudstones, with mottling; C : Conglomerate with carbonate pebbles, show a compression figure; D : Fluvial sheet sand bodies are spread in silts flood plain. They are generally rich in *Microcodium;* E: Shallow marine facies, contains millimeter sandy ripple, rich in carbon and small miliolidae; F: Wackestone, with miliolids and alveolinids.

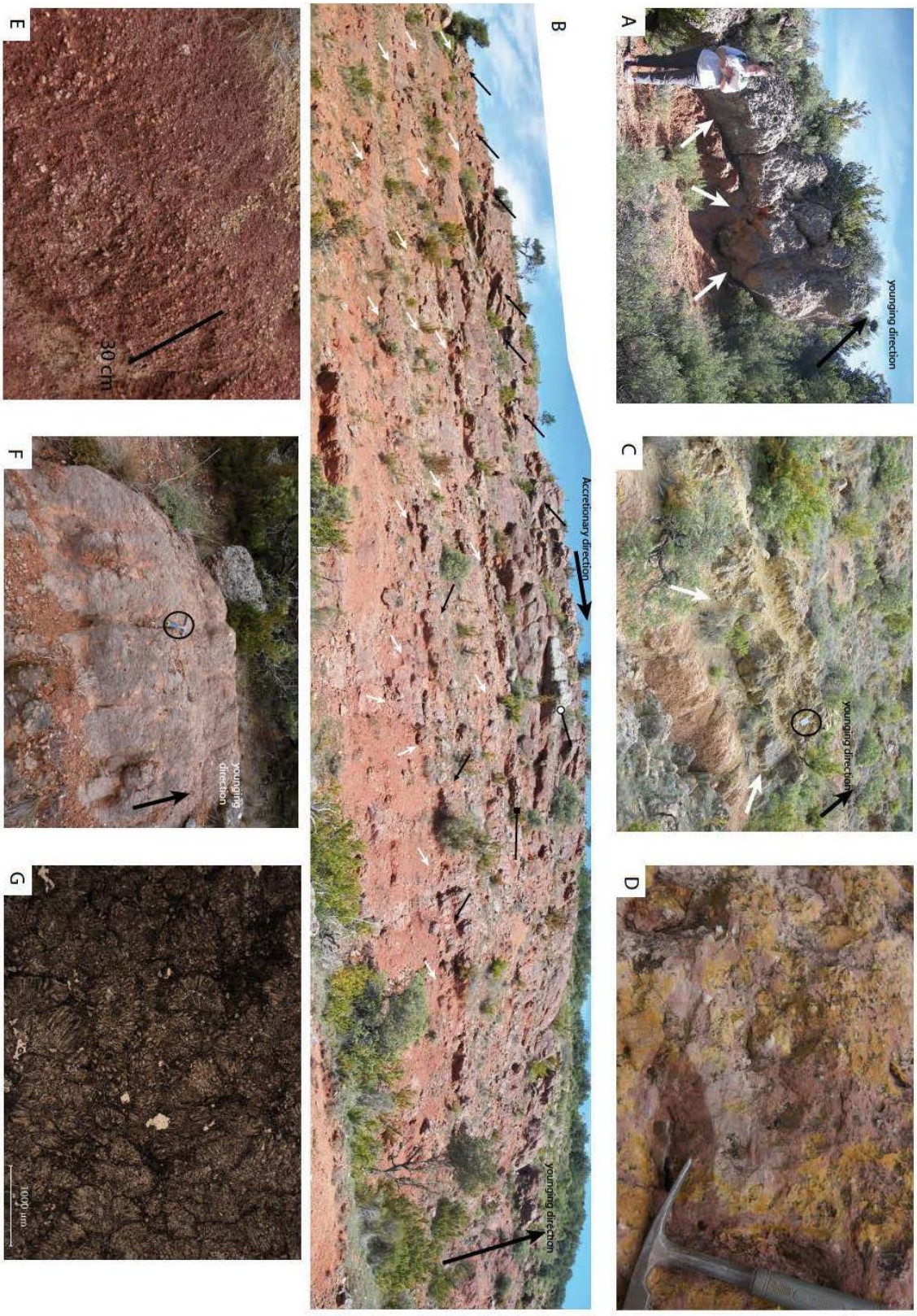


Figure 5-6 : Main fluvial and floodplain facies of Lairière section.

Tableau 5-1: Description of the main litho-facies of Lairière section.

Description	Interpretation	Facies associations
Lithofacies 1 (L1): Conglomerate. Clast-supported conglomerates with a medium-grained sandy matrix, eventually containing *Microcodium* debris. Pebble sizes range from 1 to 10cm. Pebble lithologies are mainly of local Mesozoic carbonates (80%), and subordinate quartzite and sandstones. Imbrications are occasional and compression marks on pebbles are frequent. Conglomeratic beds are 20 cm in thickness and up to 2 meters; they show erosive bases and are locally intercalated with medium-grained sandstone lenses, that show planar and through cross-stratification. They form lenticular units up to 5 meters in thickness with meter to kilometre-scale lateral extension. Their occurrence is very low in the succession (< 2%).	L1 are fluvial sediments deposited in erosive channel-forms within floodplain deposits (see L3, below). Preserved conglomeratic bedforms (L1) show little indication of imbrications but cross-stratification is frequent. However they are punctuated by smaller cross-bedded sandstone beds which indicate that deposition occurred within a two-phase turbulent flow (Allen, 1985), probably during the waning phase of the flood (Bluck, 1979; Smith, 1974). In contrast, clast-supported conglomerates together with the sandy matrix were deposited during higher stage flood when the stream capacity was higher (Bluck, 1979). The clasts come from local sources (Plaziat, 1984), probably the Mouthoumet Massif, suggesting that these deposits are characteristics for a short pebbly fluvial system with a high gradient.	Fluvial channel Figure 5-5, Figure 5-6
Lithofacies 2 (L2). Fine sandstones. These sandstones contain very well sorted very fine to fine grains, with occasional sparse conglomeratic lenses. Grains are mainly quartz. Beds are 10cm to 1 m thick. Some beds show planar cross-stratification, trough cross-stratification and ripple-lamination but more often there are no lamination due to very well sorting. They form units up to 2 meters that are fining upwards and showing erosive base. These units display either channel-form bodies that are erosive or roughly erosive tabular beds. They present a limited lateral extension from 10m and up to 300m. Top of the sandbodies shows mottling, nodules fabric and root traces, and some beds contain *Microcodiums*. These channel deposits represent about 20% of the section.	L2 are fluvial sediments deposited in erosive channels within floodplain deposits (see L3, below). Preserved sandstone bodies comprise two groups: (1) large bodies showing planar cross-stratifications that correspond to lateral accretion of a fluvial bar within the channel (Daz-Molina, 1993; Martinius, 2000), (2) smaller sandbodies showing well sorted very fine sandstones within channel-forms that pass laterally to tabular channel wings (Gibling, 2006). Group 1 is typical of sinuous channels that meander within floodplain (Miall, 1996). Group 2 show less sedimentary structures and therefore the sinuosity cannot be reconstructed with confidence but channel-forms are narrow and do not exceed 2 meters in thickness (ribbon geometry), therefore depositional channels were small ones (Nadon(), 1994; Nanson and Croke, 1992) and the wings attest that sandy overbank deposits were very common. Most of these sandbodies were affected by pedogenesis with numerous root traces, which suggest that groundwater level were relatively high and vegetation development was fast relatively to channel migration and floodplain sedimentation (Wright et al., 1995).	Fluvial channel
Lithofaciès 3 (L3): Siltstone and claystone: Fine to very fine, yellow, grey or red color, showing pervasive mottling. It contains high carbonate content, often more than 60%. This lithofacies constitutes more than 70% of section.	L3 consists of floodplain deposits. These sediments were deposited in low gradient areas and show various grain sizes. They are deposited after maximum flow, when current decreased allowing fine particle deposit (Bridge, 2007). Carbonate content and mottling are pedogenesis indicators. Carbonate ciment forms in the vadose zone when groundwater is high and sediments are saturated. Mottling forms during migration of Fe.	Floodplain Figure 5-5, Figure 5-6
Lithofacies (L3a) Mottled claystone to siltstone. Red to yellow siltstone with high carbonate content, showing occasional root traces associated with mottling.	Stade 1 paleosol of low maturity	
Lithofacies (L3b). Mottled claystone to siltstone containing sparse to abundant carbonaceous glaebules and occasionnaly roots traces	Stade 2-3: paleosols of medium maturity	
Lithofacies (L3c) Mottled claystone to siltstone with roots traces and containing coalescent glaebules and showing vertical fabric, to pedogenetic carbonate bed	Stade 4-5: mature paleosols	
Lithofacies (L3d) *Microcodium* Beds. Red *Microcodium* bed containing coarse *Microcodium* grains with clay coatings forming irregular beds of 10 cm to 1 m in thickness and of large lateral extension (hundred meter-scale)	Beds always located close to the main channels. No original grains are preserved but *Microcodium* crystals invaded the initial sediments. Due to its position relative to depositional channels, it is interpreted as ancient coarse overbanks/ levees deposits totally transformed by very peculiar “pedogenesis” that left *Microcodiums* behind but no mottling.	
Lithofacies 4 (L4) Grey carbonates mudstone. These mudstones contain occasional charophytae, ostracods and gastropod fragments. They form tabular, regionally extensive, beds of 50 cm to 2 m in thickness.	Lacustrine carbonate (L4), and swamp or edge lacustrine (L5). Lacustrine carbonate indicates a large and long term installation of lakes. Instead of swamp facies may be edges of these lakes, or seasonal wetlands, reflecting an alternation of wet and dry seasons, with strong pedogenetic figures (Freytet and Verrecchia, 2002; Marty and Meyer, 2006c).	Lacustrine carbonate Figure 5-5, Figure 5-6
Lithofacies 5 (L5) Mottled carbonate mudstone. White to pink mottled carbonate mudstone showing dessication cracks and root traces. They are largely recristalised. They form roughly tabular beds with irregular tops, often showing nodular fabric. Beds are 50 cm to few meters in thickness.		
Lithofacies 6 (L6) Rippled sandstones. Yellow to grey organic-rich sandstone containing fine to medium grains. Grains are mainly quartz, milliolids and coal and plant fragments. Beds are centimeter scale, with erosive base. They show millimeter scale trough cross-stratifications and hummocky cross-stratifications. They form packages up to 2 meters overlying a major erosional surface.		Shallow marine Figure 5-5, Figure 5-6
Lithofacies 7 (L7). Wackestone to packstone, with miliolid, alveolinid and planktonic foraminifera. Some beds contain quartzitic fine grains. Beds are 50 cm to 1 m in thickness. Regional extension. Occasional bioturbation		
Lithofacies 8 (L8). Packstone to grainstone with abundant miliolids, alveolinids, coral, and algual (Ilerdian platform).		

Lithofacies are grouped into 4 facies associations, namely, the fluvial channel facies association, the floodplain facies association, the lacustrine carbonate facies association, and the shallow marine facies association.

The fluvial facies association consists of conglomerates and fine-grained sandstones (L1 and L2; Figure 5-5, Figure 5-6) and subordinate siltstones (L3a). The fluvial sandbodies are overall very thin (<1 m) with a limited lateral extension averaging 100 to 300 m. The sandbodies expose erosive channel fills that pass laterally to channel wings (Figure 5-6) and for which two groups are defined : Group 1, large fluvial sandbodies, showing lateral accretion bedforms that indicate relatively high sinuosity rivers (Figure 5-6); Group 2, smaller sandbodies, contains well sorted, very fine-grained sandstones with little sedimentary structures. Reconstruction of Group 2 geomorphology is less certain due to the lack of sedimentary structure but channels were very narrow and limited by well-developed overbanks (Tableau 5-1) and it may reflect anastomosed (“fixed”) system (Gibling, 2006) although it is difficult to demonstrate multi-channel simultaneity. The abundance and types of pedogenesis features indicate a semi-arid seasonal climate with relatively high water table allowing vegetation development (Freytet and Plaziat 1982). Overall the fluvial sandbodies geometry, grainsize and sorting as well as high water table suggest very low energy sinuous fluvial channels that are consistent with a very distal fluvial system (Bridge 2007; Gibling 2006; Miall 2006).

This low energy fluvial system is punctuated by conglomeratic beds (Figure 5-6, Figure 5-7), the dimension of which varies greatly from few meters to kilometre-scale lateral extension. Conglomerates contains pebbles originating from the Mesozoïc regional cover, essentially carbonates and rarely quartzite (Plaziat, 1984), most likely coming from the Mouthoumet Massif erosion. Conglomeratic channel-forms attest of high capacity streams and steeper slopes nearby the low energy fluvial system (Plaziat, 1984). Conglomeratic and sandstone channels are intercalated in the floodplain facies association that is dominant in the Lairière section. Channel bodies constitute less than 20 % of the total stratal volume with minor conglomerates.

The floodplain facies association consists of siltstones (L3) that are little to moderately mottled by pedogenesis, *Microcodium*-rich beds (L3b) and subordinate thin beds of fine-grained sansdtones (L2). It also shows a great variability in palaeosols with different degree of maturity (Figure 5-6) from little to moderately mottled claystones (L3a, L3b and L3c) to more mature palaesols containing glaebules (L3b, L3c; Figure 5-6).

The lacustrine facies association consists of grey carbonate mudstone (L4) and mottled carbonate mudstone (L5). Those lacustrine limestones are generally fossil-poor mudstone (Figure 5-5), including in places remains of Charophitae, ostracods and *Microcodium* (Figure 5-5). Fluctuations of body water table and aerial exposure transformed occasionally this mudstone in palustrine limestones (L5).

Evidences are mottling, nodulization and pedogenic recrystallization, desiccation cracks and roots traces (Freytet and Verrecchia, 2002; Marty and Meyer, 2006).

Presence of the sea is shown in two marine occurences, in the continentally-dominated section, before the emplacement of the Ilerdian carbonate platform (Figure 5-5). The first excursion is 5 meters in thickness (between 170 m and 175 m in the logged section). The base is composed of rippled-sandstones rich in coal debris and Miliolidae (L6, Figure 5-5), overlain by carbonate packstone beds containing ostracods, peloids, molluscs shells, frequent Miliolidae and other benthic and very rare planktonic foraminifera, and some quartzitic grains (L7). The second excursion in only 10 centimeters in thickness (at 376 m in the logged section) and is composed of marine carbonate packstone with numerous peloids, no planktonic but numerous benthic forminifera, including abundant Miliolidae, and rare *Alveolina*. In the upper part of the section, the base of the Ilerdian platform is well marked by dominant packstone to grainstone (L8) and subordinate wackestone to packstone (L7). Oolithised grains are abundant in some beds. Gastropods, bivalves shells and coral as well as remains of echinoderms, ostracods are present. Green algae are sometimes common to abundant such as Dasycladaceae, and various benthic foraminifera including Miliolidae are common, and often ferrruginised or micritised.

The TOC and $\delta^{13}C_{org}$ record in Lairière section

The TOC values of the Lairière section (measured on whole rock, not only on the decarbonated fraction, Figure 5-7) range from 0.003 % to 0.32 % and their mean is 0.05 %. Samples richest in organic matter are from mouthbar, lacustrine and fluvial depositional environments, while poorest ones are from i) some of the palustrine and lacustrine carbonates, ii) siltstones of the floodplain deposits affected or not by pedogenesis or *Microcodium*, iii) marine limestones of the Ilerdian.

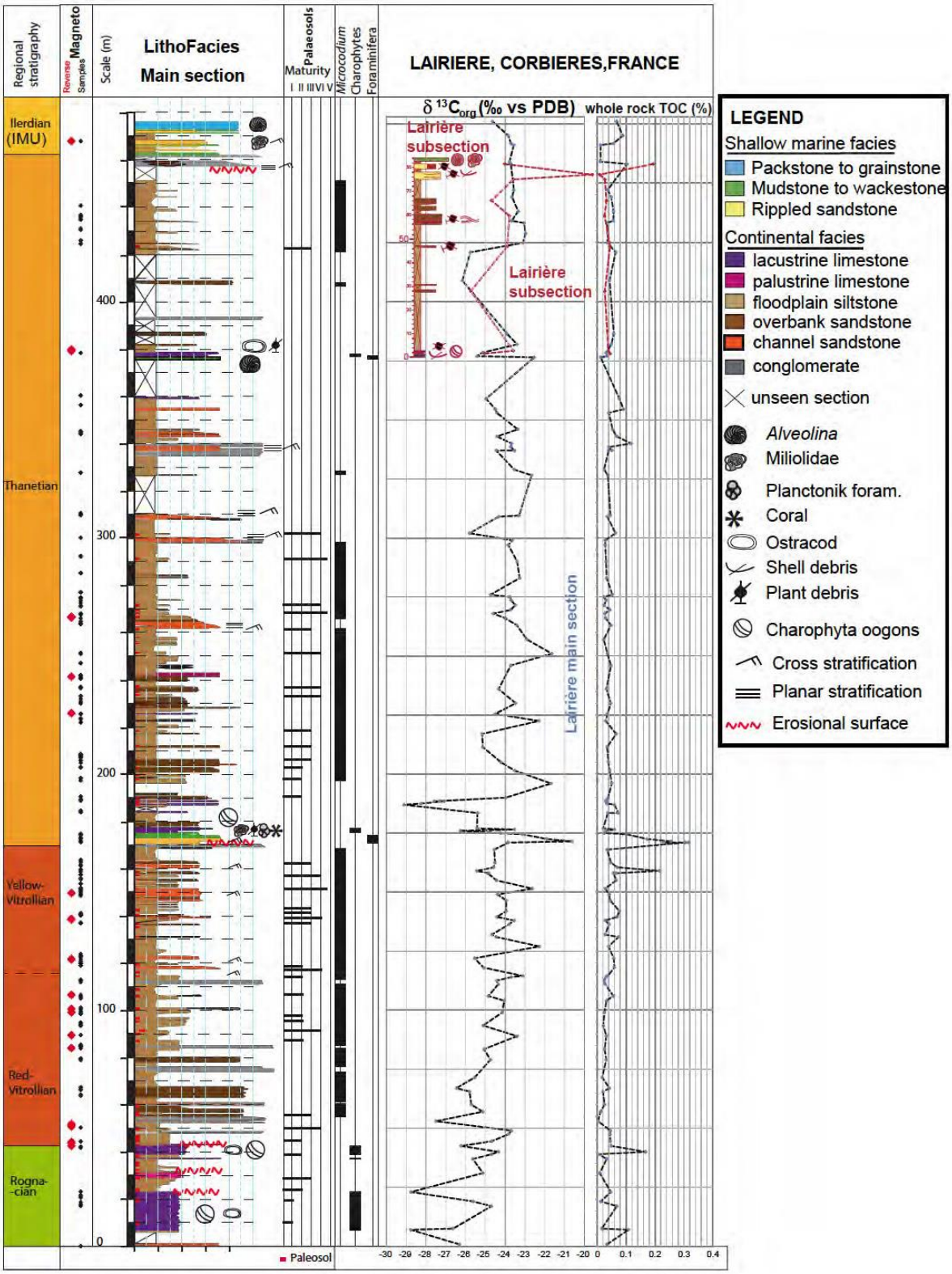


Figure 5-7: δ^{13}Corg result of the main Lairière section with lithofacies, δ^{13}Corg data in VPDB ‰, TOC contents, and magnetostratigraphy. Red curve present a Lairière sub-section, which correspond to the upper interval. All samples are located on this figure.

The $\delta^{13}C_{org}$ mean is 24.5 ‰, values range from - 19.6 ‰ to - 29.1 ‰. It shows successive trends, positive and negative excursions (CIEs) and smaller peaks from bottom to top (Figure 5-7; Tableau 5-2). At the base of the section, the dataset shows two negatives shifts of - 2.5 ‰, and - 3.2 ‰ respectively at 7 m, 23 m followed by a

globally positive trend up to 49 m where a sharp negative shift of - 3.8 ‰ occurs up to 53 m. Then, a long positive trend from 53 m to 89 m represents a total variation of + 4.1 ‰. A reversal trend occurs with a negative shift of - 2.1 ‰ up to 122 m, where a sharp positive peak of + 3.2 ‰ started with a maximum value at 127 m. A globally stable $\delta^{13}C_{org}$ around - 24 ‰ up to 150 m can be observed before a rather sharp positive trend at 151 m followed by a regular negative trend ending at 159 m. It is directly followed by major positive excursion of 4.5 ‰ to reach a maximum value of $\delta^{13}C_{org}$ (- 20.6 ‰) at 171.5 m after a very sharp shift. This corresponds to the most positive value of the main section. The following interval shows a very large negative trend up to 187 m, with a minimum value of - 29.1 ‰, representing a negative shift of - 8.5 ‰, during the deposition of only 15.5 m of sedimentary succession. This major event is followed by a positive return up to 196 m (showing a swing of + 7.4 ‰) and a negative tendency of - 3.4 ‰ up to 217 m. The $\delta^{13}C_{org}$ record shows rather stable values around – 24 ‰ between 225 m to 298 m except for the positive excursion between 248 m and 262 m, and two minor negatives excursions (a double shift) at 268 m and 276 m. Above 298 m, a noticeable negative peak (- 1.8 ‰) up to 310 m, with a minimum value at 302 m is recorded before a rather long interval with no measurements (17 m). It is followed by a double negative minor shift in the $\delta^{13}C_{org}$ record between 330 m and 346 m, and a long negative trend up to 359 m, before another long interval (17.5 m) with no measurements, but showing a global positive trend with a shift of 2.5 ‰. At 377m, a major sharp negative shift is recorded (- 2.9 ‰) underlying a negative peak lasted over only a few meters. Between 386.5 m and 409 m, another long interval (22.5 m) with no measurements unables a high-resolution analysis of the $\delta^{13}C_{org}$ record but a global negative trend is well marked with the lowest value (- 26.2 ‰) at 409 m, followed by a positive return, rather sharp above 421 m. Therefore above 376.5 m, the $\delta^{13}C_{org}$ values show a first small negative peak overlain by a larger negative peak that is confirmed by a similar shift on the Lairière subsection dataset (Table 3). This pattern in the $\delta^{13}C_{org}$ record is followed by a small positive peak around 23 ‰ and a long interval of stable values around - 23.6 ‰ and - 23.8 ‰. At the top of the section, above 470 m, the onset of a negative trend is recorded. The upper part of the Lairière subsection shows much higher variations in the $\delta^{13}C_{org}$ values. In this subsection the three uppermost values correspond to the succession between 462 m and 472 m of the main section and the upper major negative shift probably corresponds to the negative trend on top of the main section (Figure 5-7).

For summary, negative CIEs peaks exceeding 1.5 ‰ in amplitude and not too short in elevation) are the most striking events of that δ13Corg record, the majority of them exceeding -2 ‰ and some of them reaching - 5.5 ‰ even more for nearby and cumulated ones. Nevertheless, it is to note that the most negative values are recorded in the lacustrine carbonate, but those facies exhibit also positive peaks or intervals, at the base of the succession. Anyway cares have to be taken when interpreting the δ13Corg variations and analysis of the signal depending on facies will be presented in the discussion.

Tableau 5-2: Carbon-isotopes $\delta^{13}C_{org}$ values, TOC and $CaCO_3$ contents on samples of the studied Lairière main section.

Sample	Metering (m)	$CaCO_3$ (%)	TOC (%)	$\delta^{13}C_{org}$ (± 0.3‰)
La-04 0,8	0,8	81,00	0,03	-26,3
La-06 7	7,0	94,25	0,11	-28,8
La-06 7,5	7,5	94,74	0,02	-26,6
La-07 17	17,0	82,96	0,07	-24,7
La-06 19	19,0	90,26	0,01	-25,6
La-06 23	23,0	91,03	0,05	-28,8
La-06 31	31,0	95,71	0,01	-25,1
La-06 37	37,0	91,46	0,03	-25,6
La-06 39	39,0	98,72	0,00	-24,7
La-04 40	40,0	93,00	0,17	-24,3
La-06 42,5	42,5	99,46	0,05	-26,2
La-04 44,5	44,5	76,00	0,05	-24,7
La-04 47,5	47,5	84,00	0,04	-23,8
La-04 49	49,0	73,00	0,05	-23,7
La-04 53	53,0	99,00	0,00	-27,5
La-07 57	57,0	68,85	0,01	-25,1
La-04 60	60,0	80,00	0,03	-25,7
La-07 65,5	65,5	65,51	0,02	-25,8
La-06 67	67,0	76,43	0,04	-26,5
La-07 71,5	71,5	60,43	0,02	-25,5
La-06 79	79,0	80,36	0,03	-24,7
La-04 83,5	83,5	63,00	0,03	-25,1
La-04 89	89,0	71,00	0,03	-23,4
La-04 93,5	93,5	76,00	0,02	-25,1

La-04 99	99,0	72,00	0,03	-24,2
La-04 104	104,0	64,00	0,03	-24,1
La-04 106	106,0	60,00	0,06	-24,8
La-07 111	111,0	57,11	0,03	-24,3
La-06 112,5	112,5	86,51	0,02	-24,4
La-07 114	114,0	38,82	0,03	-23,7
La-07 114,5	114,5	34,55	0,04	-23,1
La-04 118	118,0	70,00	0,06	-25,1
La-04 122	122,0	77,00	0,06	-25,5
La-07 127	127,0	38,49	0,04	-22,3
La-04 131	131,0	47,00	0,07	-24,4
La-07 132	132,0	41,54	0,03	-24,7
La-07 136,3-136,5	136,4	40,62	0,04	-23,8
La-07 138	138,0	56,61	0,03	-23,5
La-04 139,5	139,5	54,00	0,07	-24,4
La-04 142	142,0	36,00	0,08	-23,9
La-04 146,5	146,5	55,00	0,05	-23,9
La-06 149	149,0	47,87	0,04	-24,4
La-07 151,5	151,5	56,68	0,03	-22,6
La-04 155	155,0	55,80	0,07	-24,4
La-04 158	158,0	53,00	0,06	-24,9
La-04 158	158,0	53,00	0,07	-24,8
La-04 159	159,0	46,43	0,21	-25,4
La-04 160,5	160,5	59,00	0,07	-24,6
La-04 162,5	162,5	68,00	0,05	-24,5
La-06 168	168,0	61,29	0,03	-24,6
La-04 171	171,0	69,00	0,30	-23,8

La-04 171	171,0	69,00	0,32	-23,9
La-04 171 bis	171,0	50,00	0,23	-23,9
La-04 171,5	171,5	64,00	0,26	-20,6
La-04 172,5	172,5	82,00	0,17	-21,9
La-04 174,5	174,5	87,00	0,10	-23,1
La-06 175	175,0	97,31	0,03	-24,2
La-06 176	176,0	96,34	0,03	-26,3
La-06 176,5	176,5	49,57	0,06	-23,5
La-04 177	177,0	99,00	0,02	-25,4
La-06 183,5	183,5	99,08	0,04	-25,4
La-07 183,5	183,5	96,48	0,07	-25,4
La-04 187	187,0	99,00	0,06	-29,1
La-07 187,5	187,5	98,82	0,03	-28,3
La-04 188,5	188,5	99,00	0,03	-27,1
La-07 188,5 bis	188,5	97,53	0,03	-27,3
La-07 188,5 ter	188,5	99,11	0,03	-27,6
La-06 190	190,0	45,43	0,04	-24,0
La-04 196	196,0	77,00	0,05	-21,7
La-04 201,5	201,5	71,00	0,04	-23,5
La-06 205	205,0	50,97	0,04	-24,2
La-06 211,5	211,5	80,76	0,03	-25,1
La-04 217	217,0	67,00	0,07	-25,2
La-07 222,5	222,5	40,34	0,03	-22,3
La-04	225,5	97,00	0,04	-24,5

225,5				
La-04 230	230,0	66,00	0,05	-23,5
La-04 236	236,0	68,00	0,03	-24,3
La-04 246	246,0	63,00	0,05	-23,7
La-07 251	251,0	67,48	0,04	-21,6
La-07 257	257,0	61,89	0,02	-22,9
La-04 263	263,0	68,00	0,05	-23,4
La-06 266	266,0	86,05	0,03	-24,0
La-06 268	268,0	79,37	0,03	-24,6
La-04 269,5	269,5	66,00	0,04	-23,7
La-07 271,5	271,5	52,44	0,02	-23,5
La-07 273,6	273,6	45,90	0,03	-23,7
La-07 275	275,0	52,84	0,02	-23,8
La-07 276	276,0	83,54	0,05	-24,7
La-04 283	283,0	67,00	0,03	-23,3
La-04 290	290,0	72,00	0,03	-23,4
La-07 297	297,0	60,64	0,03	-23,8
La-04 299	299,0	81,00	0,03	-23,6
La-06 302	302,0	71,05	0,06	-25,8
La-04 309	309,0	78,00	0,04	-24,3
La-04 309,5	309,5	76,00	0,05	-23,3
La-07 326,5	326,5	84,44	0,04	-22,7
La-07 329	329,0	59,62	0,02	-23,5
La-04 337A	337,0	79,00	0,04	-24,4
La-04 337B	337,0	68,00	0,05	-23,5
La-04 338,5	338,5	83,00	0,04	-23,7
La-04 340	340,0	62,00	0,12	-23,7

La-04 343	343,0	74,00	0,07	-24,4
La-07 346	346,0	58,94	0,05	-23,4
La-07 353	353,0	52,96	0,04	-24,4
La-04 354,5	354,5	76,00	0,09	-24,5
La-04 359	359,0	96,00	0,08	-25,0
La-04 376,5	376,5	96,00	0,01	-22,5
La-04 377	377,0	96,00	0,03	-25,4
La-04 378,5	378,5	99,00	0,03	-25,1
La-04 382	382,0	74,00	0,05	-23,4
La-04 386,5	386,5	64,00	0,06	-23,9
La-04 409	409,0	52	0,04	-26,2
La-04 421	421,0	34,00	0,06	-25,8
La-07 425	425,0	42,97	0,04	-23,1
La-07 429	429,0	39,59	0,04	-23,0
La-07 433	433,0	35,31	0,03	-23,0
La-04 434	434,0	49,00	0,06	-23,7
La-04 438	438,0	43,00	0,06	-23,3
La-04 444	444,0	46	0,05	-23,7
La-04 447	447,0	48	0,04	-23,6
La-04 458	458,0	77,00	0,10	-23,7
La-04 459	459,0	95,00	0,01	-23,8
La-04 466	466,0	99,00	0,01	-23,6
La-04 466,7	466,7	73,00	0,06	-23,7
La-07 470	470,0	94,77	0,09	-23,8
La-07 476	476,0	95,17	0,07	-24,6

Tableau 5-3 : Carbon-isotopes $\delta^{13}C_{org}$ values, TOC and $CaCO_3$ contents on samples of the studied Lairière sub-section.

Sample	Metering (m)	$CaCO_3$ (%)	TOC (%)	$\delta^{13}C_{org}$ (± 0.3‰)
La-05 1.5	1,5	-	4,60	-25,0
La-05 2,75	2,8	-	0,84	-23,6
La-05 28	28,0	-	0,09	-25,7
La-05 47	47,0	-	0,13	-23,9
La-05 59,5	59,5	-	0,11	-23,8
La-05 66	66,0	-	0,13	-24,7
La-05 75	75,0	-	0,34	-23,6
La-05 77	77,0	-	0,93	-19,6
La-05 81,5	81,5	-	0,39	-24,0

Magnetostratigraphy

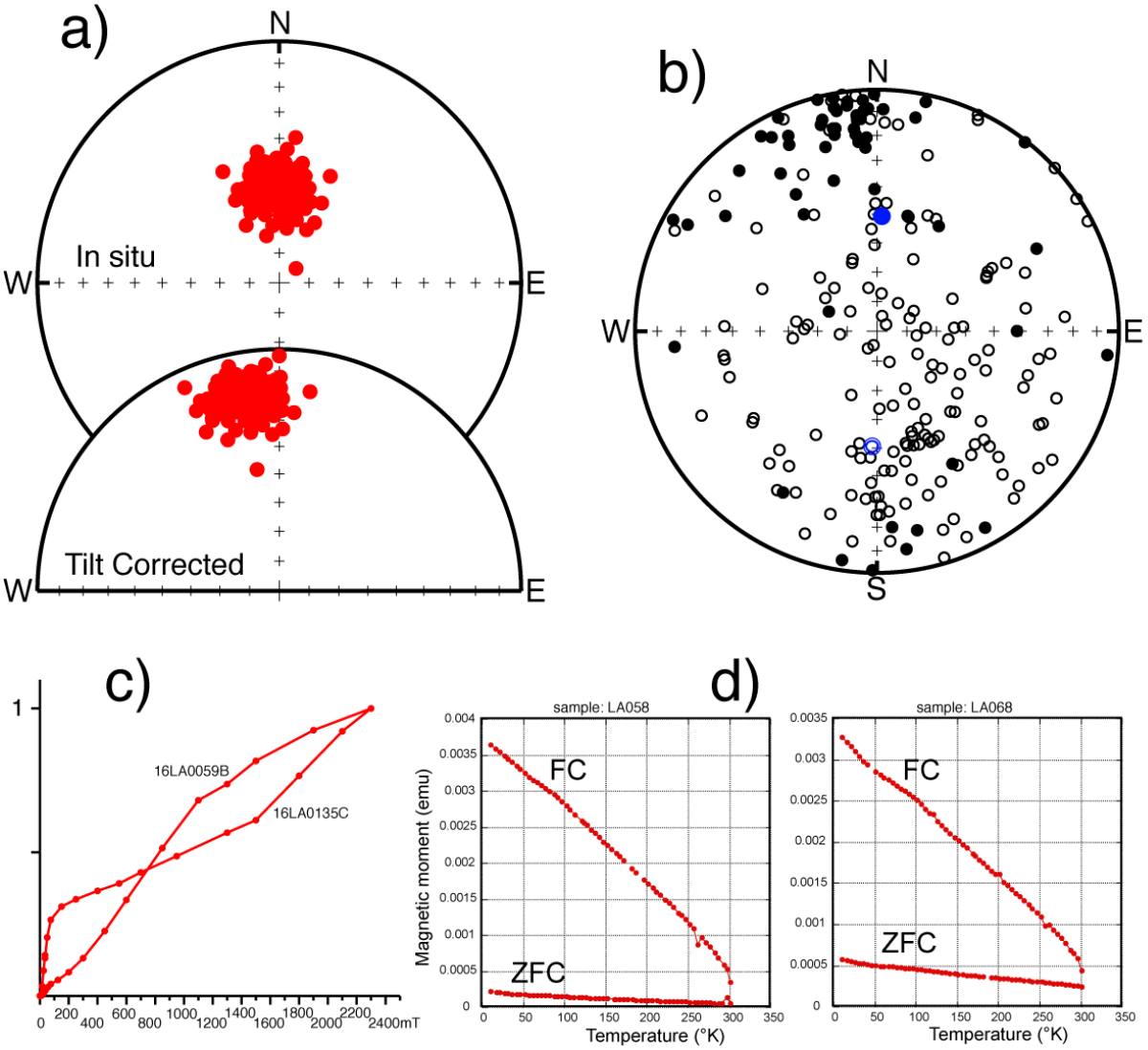


Figure 5-8: a) Equal-area projections of the low temperature component of magnetization determined in the temperature range 80°-210°C in in situ and after tilt corrected direction. b) Paleomagnetic directions observed in samples demagnetized at 210°C, shown after tilt correction. Most samples have negative inclinations. Directions of magnetizations with positive inclination correspond mostly to present-day field directions not removed at 210°C. c) Acquisition of isothermal remanent magnetization showing the presence of high coercivity minerals like goethite and/or hematite. Magnetite is also identified in sample 16LA0135C. d) Examples of low-temperature magnetic measurements showing the large difference between the zero-field (ZFC) and field cooled (FC) experiments.

The limestone beds sampled below the K-T boundary have very low NRM (geometric mean 0.015 mAm^{-1}) and diamagnetic susceptibility. The NRM intensity (0.76 mAm^{-1}) and the magnetic susceptibility (3.7 10^{-5} SI) are slightly higher in the Paleogene siltstone and claystone. During thermal demagnetization, the intensity of the NRM was halved at 130°C for more than 70% of the samples with 50% of the samples having lost 70% of their initial NRM.

The direction of the low temperature component of the magnetization determined in the temperature interval 80-210°C is well defined (D= 359.4°, I= 56.9°,

α95= 1.1°, k=96, N=175) and close to the present-day field at the site location (D=0.7°, I= 58.5°) in *in situ* coordinates. After tilt correction, this low temperature component (D= 350.7°, I= 18.9°) is far from the expected Paleocene direction for southern France (Figure 5-8). IRM acquisition data show that the magnetic mineralogy is dominated by high coercivity minerals as goethite and hematite while magnetite was only identified in few samples (Figure 5-8). Thermal demagnetization of Isothermal remanent magnetization and low temperature measurement with the MPMS XL5 magnetometer (IPG Paris) confirm that goethite is an important magnetic phase in many samples of the Lairière section (Figure 5-8). After thermal cleaning at 210°C, most samples have paleomagnetic directions with negative inclination and far from the present day field. Unfortunately, many samples provided scattered demagnetization diagrams and we are able to assign a magnetic polarity to only 47 samples, all showing the reverse polarity (Figure 5-9, Figure 5-10). From the Paleocene to the Early Eocene, the Earth's magnetic field was mainly of reverse polarity with short-lived normal chrons except for chrons c29n and c28n. There are several possible explanations for the lack of normal polarity samples. Several hiatus were recognized in the field. On the other hand the available results are not numerous and poorly distributed throughout the section (Figure 5-10). Thus we cannot discard that some normal polarity intervals were not sampled in the Lairière section. The large goethite content and the poor magnetic record indicate also chemical alteration and samples with reverse polarity may have a chemical remanent magnetization acquired during the roughly 10 Myr-long mainly reverse polarity period (63.5-54 Ma) rather than a detrital magnetization acquired during or shortly after deposition. The large goethite content and the poor magnetic record also indicate chemical alteration, so samples with reverse polarity may have a chemical remanent magnetization acquired during the roughly 10 Myr-long mainly reverse polarity period (63.5-54 Ma) rather than a detrital magnetization acquired during or shortly after deposition. But for interpreting the isotopic signal we make the assumption that (1) the inverse signal was acquired during or shortly after deposition and (2) sediments giving normal polarity were not sampled. Finally, from this dataset we considered the inverse polarity samples in red (on Figures 5-7, 5-11 and 5-12) as robust anchor points for comparing the Lairière isotopic record with global isotopic events of the calibrated sections, but we also supposed that the other measurements represent sediments deposited under inverse polarity period. So, some isotopic CIE of the Lairière dataset are assigned to inverse polarity measurement and therefore can only be correlated to similar calibrated events in the reference sections that belong to inverse chrons. Together with rough biostratigraphy, this method allows the allocation of some Lairière CIEs to global CIEs with some uncertainties in the Danian and Selandian intervals as possible allocations for normal polarity periods remain only over very thin sedimentary successions. Therefore, we decided to present two hypotheses (Figure 5-11) for CIEs allocation depending in which chron the annotated CIE could be attributed (see below) as the Lairière dataset does not allow either the definition of magnetic chrons, nor the boundaries between potential chrons (Figure 5-11). The presented potential chrons in Figure 6 is speculative and cannot be taken

for granted. Only the reverse polarity points in red are considered to be relatively robust data.

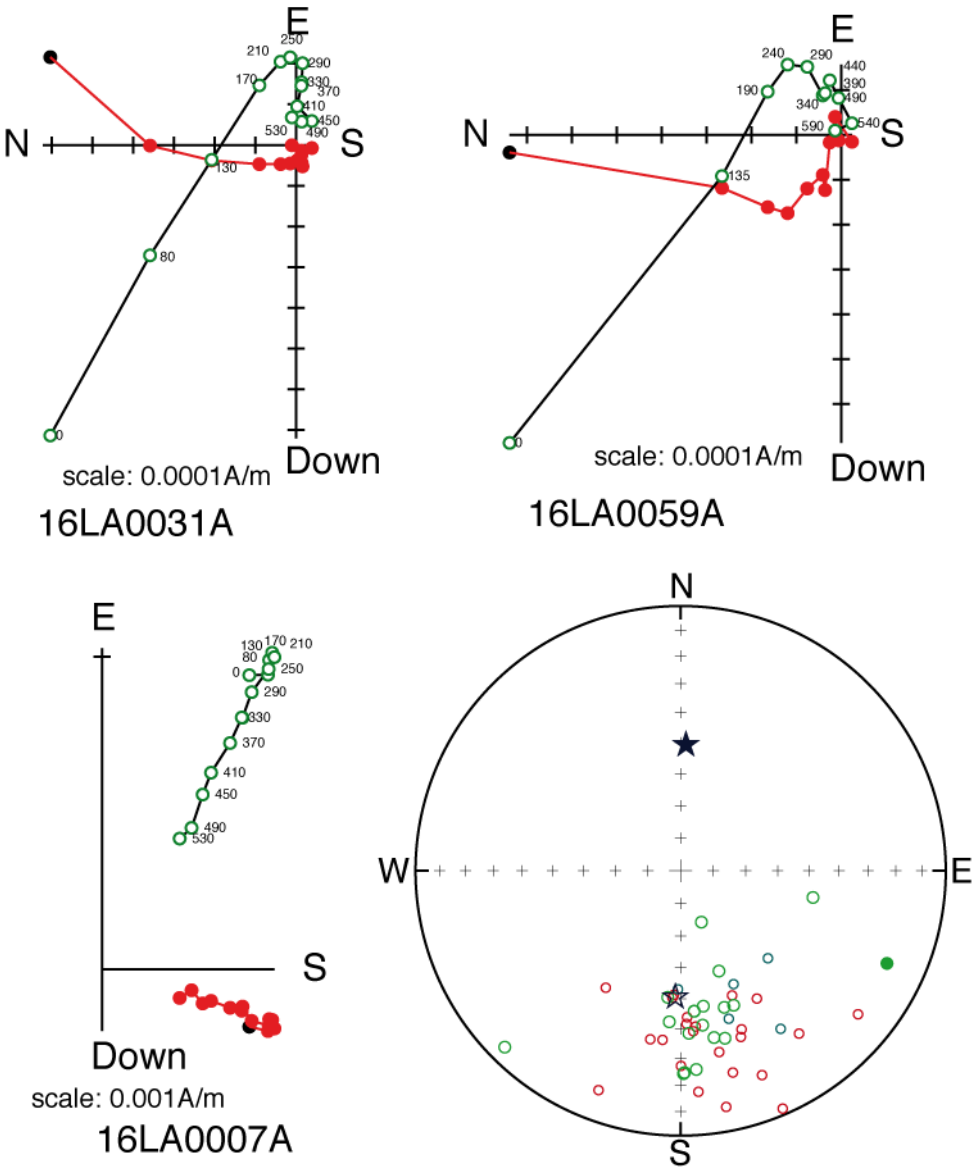


Figure 5-9: Examples of orthogonal plots of thermal demagnetization data in in situ coordinates. Red and green circles correspond respectively to the projection in the horizontal and vertical planes. Samples 16LA0031A and 16LA0059A have a strong overprint in the present-day field while sample 16LA0007A has a very stable magnetization of reverse polarity. Equal area plot of the characteristic remanent magnetizations (ChRM) determined in the sections in tilt-corrected coordinates. Green circles correspond to ChRMs determined by vectors anchored to the origin. Blue circles correspond to ChRMs determined by vectors not anchored to the origin and red circles correspond to directions determined by Fisher statistics on the demagnetization data. Open (filled) symbols correspond to negative (positive) inclination.

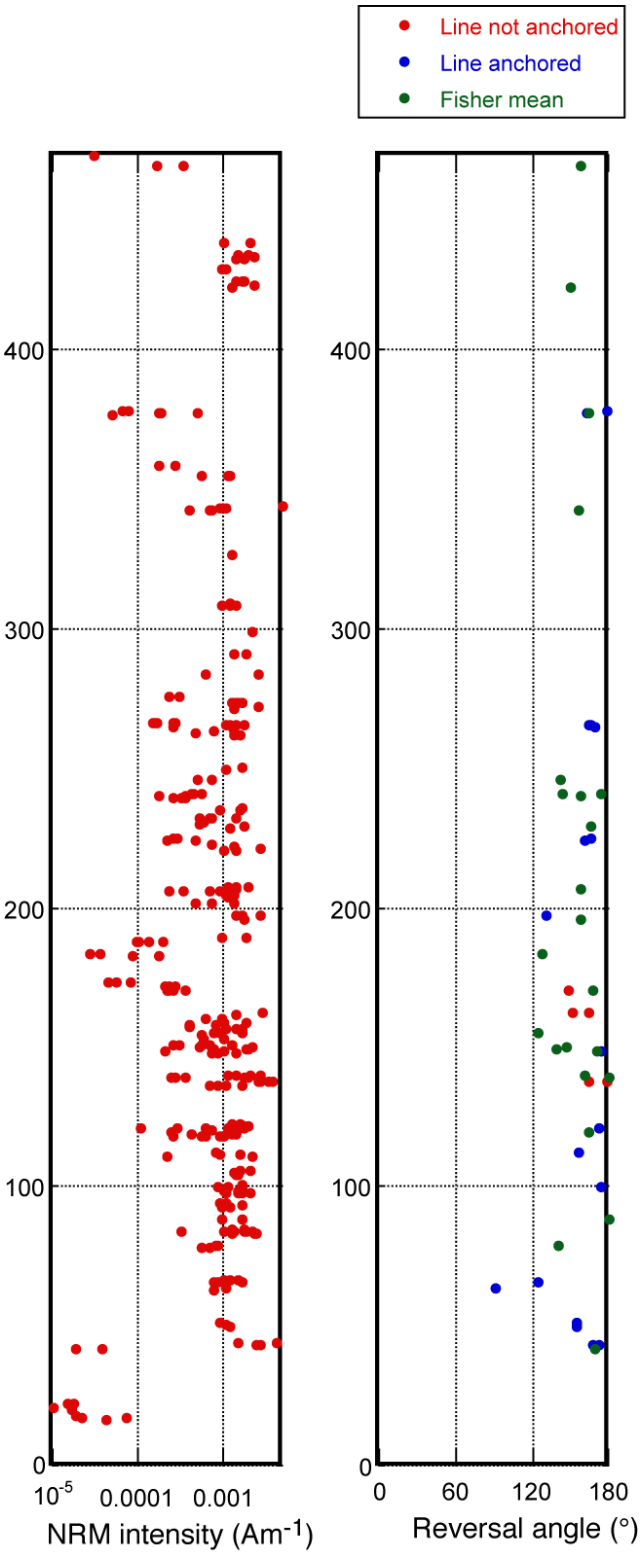


Figure 5-10 : left) plot of the intensity of the natural remanent magnetization. right) plot of the reversal angle of samples for which a polarity can be assigned. The reversal angle is the angle between the characterisc magnetization and the expected direction for stable Europe at 60Ma. (0 for normal polarity, 180 for reverse polarity)

5.2.5 **Discussion**

High-resolution stratigraphy within Paleocene continental deposits using $\delta^{13}C_{org}$ variations and inverse polarity records

This study compares a roughly 400 m Paleocene sedimentary succession deposited in mainly terrestrial environments at Lairière with two marine reference sections of approximately 150 m at Zumaia (Spain; Storme, 2013; Dinarès-Turell et al., 2007; Schmitz et al., 2011) and 45 m at Gubbio (Italy, Coccioni et al., 2012) on which $\delta^{13}C_{org}$ has been measured for the first one, and $\delta^{13}C_{carb}$ for the two sections (Figure 5-11). These latter are well calibrated by magnetostratigraphy and biostratigraphy. This study proposes a correlation scheme between the sections in order to improve the stratigraphical allocation for continental Lairière succession (Figure 5-11). Some intervals present less robust correlations and therefore we propose two hypotheses

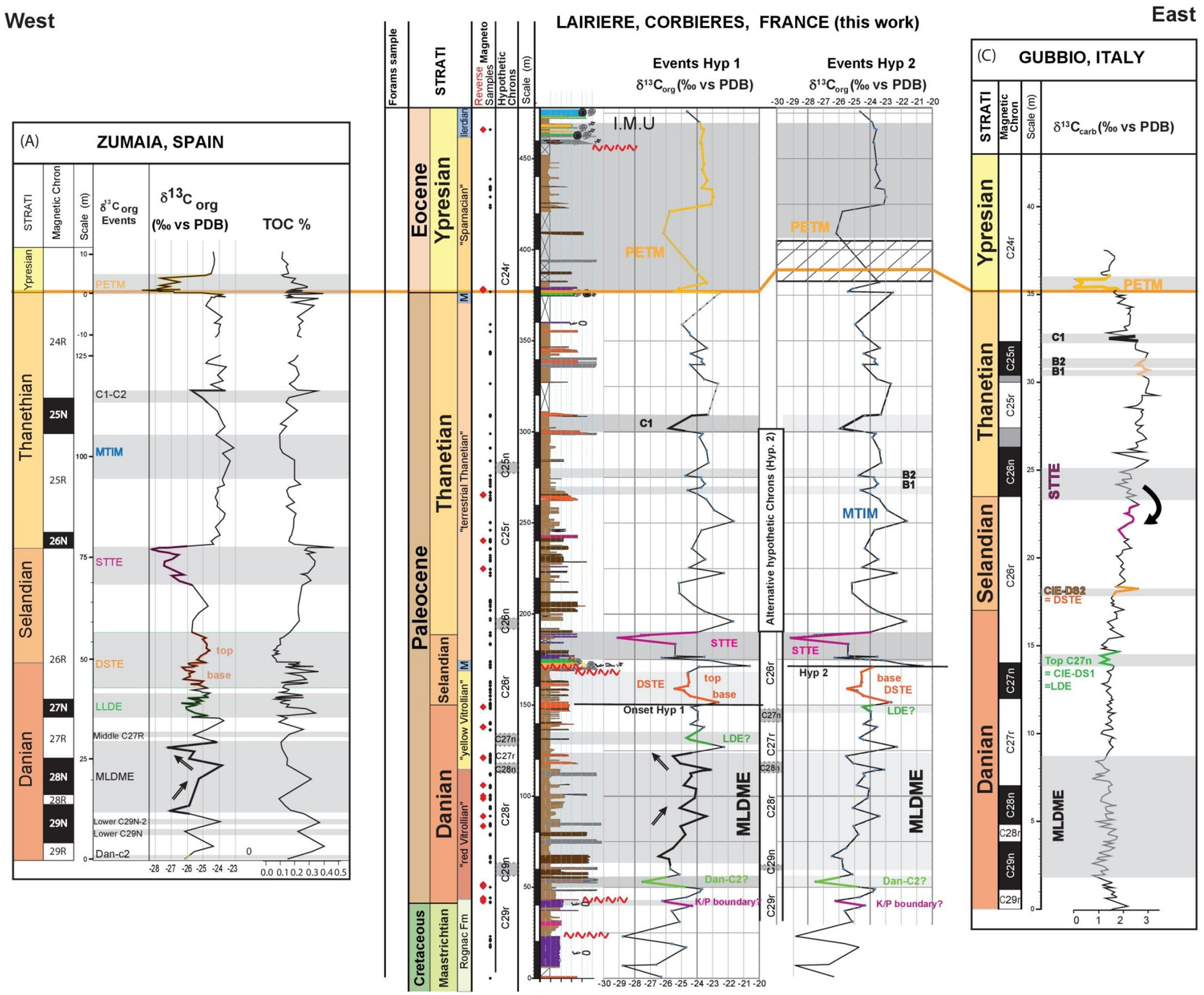


Figure 5-11: High-resolution geochemistry, carbon isotope, magnetosratigraphy, and biostratigraphy across the Paleocene in a Thetis domain (Zumaia from Storme, 2013, 2014, Schmitz et al., 1997; and Gubbio from Coccioni et al., 2012).

In the Corbières area, the K/P boundary is not well constrained as the area is dominated by continental lacustrine deposits and the magnetic signal is not well decipherable. Previous authors (Freytet, 1970; Plaziat, 1966, 1984) placed the boundary at the top of the upper Rognac Formation lacustrine bed above the last dinosaur eggshell occurrence observed at the close Albas section in the claystone interval between the two lacustrine beds (Berger et al., 1997). The K/P boundary is defined by a negative shift in δ13Ccarb and within the chron C29r (Keller and Lindinger, 1989; Schmitz et al., 1992; Cojan et al., 2003; Molina et al., 2006). At Lairière, few intervals show negative CIEs. The two first ones (at 7 m and 22 m) show important shifts (respectively – 2 ‰ and – 4 ‰) are located beneath the last dinosaur eggshell occurrence. One negative CIE of - 1.9 ‰ occurs at 42.5 m at the top of the second lacustrine bed and it is associated with a sudden increase of TOC content which is consistent with data from Bidart and Tunisia (Bonté et al., 1984; Keller and Lindinger, 1989; Minoletti et al., 2004; Molina et al., 2006) that show a negative shift of - 2 to - 3 ‰. More arguments are in favour of placing the K/P boundary at 42.5 m: the magnetic signals bear an inverse polarity that could correspond to chron C29r, and this is consistent with the last occurrence of dinosaur eggshells and previous author hypothesis (Freytet, 1970; Gruas-Cavagnetto et al., 1992; Sztràkos et al., 1997; Marty and Meyer, 2006; Fondevilla et al., 2016). For this reasons, we place the K/P boundary at 42.5 m, despite the relative low amplitude of the δ13Corg value. Beneath the K/P boundary, the two main negative excursions might be comprised in chron C29r as a recent magnetostratigraphical study in the Aude Valley (c.a. 25 km southwestern of Lairière, near Espéraza village) suggests that a major hiatus occurred in the area between chron C31n and the base of chron C29r (Fondevilla et al., 2016).

After the K/P boundary, a sedimentary hiatus is recorded by a palustrine facies marking the end of the lacustrine phase. Another major excursion (- 3.7 ‰) is well marked at 53 m within a mature palaeosol, and associated to a robust inverse magnetic polarity record, it could correspond to the late C29r event known as the Dan-C2 event (Gilmour et al., 2014). It is followed by a long interval with no inverse magnetic record that could be interpreted as part of the C29n. They are not many samples within this thin interval, thus no excursions can be noted. It is most likely that part of the C29n, or the whole C29n, was truncated and not recorded due to fluvial erosion as it lies within conglomeratic and sandstone channel bodies. Therefore, hiatuses might be suspected and the Lower C29n events would be missing in the Lairière section.

The first overlying small negative excursion at 67 m may correspond to the base of C28r representing the base of the rather long MLDME that shows a positive trend and followed by negative peak like the defined MLDME of Zumaia that lies from C29n and C27r. The upper negative peak of the MLDME is rather prominent in the reference sections at Zumaia and Gubbio (Storme, 2013; Coccioni et al., 2012) as well as in our dataset at c.a.120 m for which an inverse polarity was measured, and

interpreted as C27r. In our dataset, the MLDME shows a long positive trends up to c.a. 108 m associated with reversal magnetic records. In the reference sections, the more positive values of the MLDME are within a normal polarity chron (C28n) that could be placed on a thin interval around 108 m in the Lairière section for which the base of C28n is marked by a conglomeratic body. The erosive nature of these sediments may explain a thin C28n.

Above the negative peak at 120m, the most prominent excursion is the sharp positive isotopic excursion at 168-171 m. It is a major hiatus well expressed in the isotopic signal as well as in the sedimentary record. It is related to a major extensive conglomerate body and the main transgressive surface in the basin, laterally merging in one single transgressive erosional surface. The more positive values lay within the mouthbar rippled sandstones (L6 facies) directly overlying the transgressive surface.

In between the negative peak at 120 m and the sharp positive isotopic excursion at 168-171 m, the dataset does not allow straightforward interpretation and therefore we suggest two possible interpretations and thus two hypotheses for the Late Danian Event (LDE) and the Danian/Selandian boundary (DSTE for Danian Selandian Transition Event).

In our hypothesis 1 (Figure 5-11), the onset of DSTE is at 151 m and thus the major hiatus/transgression surface is located within the Selandian.

In our hypothesis 2: the Danian/Selandian boundary is at 170 m at the base of the conglomerates lying directly beneath the transgression surface and therefore the hiatus would last much longer and the base of Selandian would be entirely missing, except for the conglomerates representing the global lower Selandien low stand.

Concerning hypothesis 1, the base of Selandian (DSTE for Danian Selandian Transition Event) is defined in Zumaia δ13Corg data showing a low-frequency negative trend followed by a positive CIE, with a decoupled carbon isotope succession on δ13Ccarb data (Dinarès-Turell et al., 2007; Schmitz et al. 2011; Storme, 2013; Storme et al., 2014). This interval shows an increasing of TOC content in Zumaia. These δ13Corg variations are similar in the Lairière dataset when considering hypothesis 1, with a negative CIE at the base of the DSTE followed by a positive shift. This interval is also associated with an increasing of TOC content in our dataset The negative CIE following this major hiatus (related to the transgressive surface) in our dataset corresponds in Zumaia to the upper Selandian (STTE for Selandian Thanetian Transition Event interval) showing also major negative trend. The hiatus would correspond thus to the middle Selandian where the values are the more positive in Zumaia, and would thus represent a short time period. Concerning our hypothesis 1, the overall δ13Corg signal of Lairière section for the Selandian interval can be correlated with the one of Zumaia and therefore the hiatus of the transgressive surface in Lairière would be “minor”, despite the sedimentary succession showing a major hiatus.

So from 120 m to 170 m, our hypothesis 1 suggests that the Latest Danian Event (LDE) also called Top C27n (Arenillas et al., 2008; Bornemann et al., 2009; Westerhold et al., 2011) may be represented in Lairière section by the negative shift (- 2.4 ‰) at 132 m. The LDE is often marked by a double negative CIE in reference sections (Bornemann et al., 2009; Westerhold et al., 2011) and in Zumaia, the LDE is defined as a larger events called LLDE (Largest Latest Danian Event) with a total shift of 2.5 ‰ in δ13Corg, starting at the beginning of C27n, with more negative recovery than the onset (Storme, 2013). These observations are consistent with δ13Corg from Lairière, 132 m with - 2.4 ‰ but we do not see two peaks but the sampling frequency in Lairière is not as high resolution that this other sections, therefore we might have missed it, or a hiatus might be invocated on the mature palaeosol present at the base of the shift (Figure 5-9). Positive magnetic records may be present in the magnetic samples gap, and C27n might be invocated. This event is considered as a major hyperthermal event, temperature ocean increasing by 2 degrees Celsius (Westerhold et al., 2011), over 200 Ky (Bornemann et al., 2009).

Above the MLDME, we could argue another hypothesis (hypothesis 2). The chron C27n could be placed in Lairière around the negative excursion at 150 m, suggesting a C27n higher than in hypothesis 1. A hiatus marked by the palaeosol on top of the sandstone (at 152 m) would mark the boundary between C27n and C26r, implying that only the lower part of the LDE excursion would be preserved in our hypothesis 2. The major hiatus well observable with the sharp positive shift at 171 m would encompass the upper part of SSTE and therefore the entire lower Selandian, except for the conglomerates that could represent a condensed lower Selandian deposit, related to the global low stand. The hiatus would represent a much longer time period in the case of hypothesis 2.

Coherence between isotopic and sedimentary records seems better with hypothesis 2 because of the significance of the major hiatuses associated to the conglomerates and the transgressive erosional surface. In our hypothesis 1, the overall δ13Corg signal of Lairière section for the Selandian interval can be correlated with the one of Zumaia and therefore the hiatus (at 171 m) in Lairière would be minor, which is not as much in agreement with the sedimentary succession as the conglomerates and transgressive surface must reflect a rather long time interval.

For both our hypotheses, the two close and very negative CIEs at 175 et 185 m (Figure 5-9) could be correlated to the major part of the STTE event which is also very negative in the δ13Corg record of Zumaia (Storme, 2013) (Figure 5-13). At Zumaia, the STTE is defined by a rapid decreasing (- 2.5 ‰) of carbon isotope value followed by a positive recovery (4 ‰) (Storme, 2013). The δ13Corg dataset of Lairière section follows the same trend. At Lairière, a major negative CIE (- 3.7 ‰) is followed by an abrupt positive shift between 187 m and 196 m (+ 7.3 ‰). This major range value occurs in an interval of 37 m in thickness. The base of the Thanetian is defined by the C26r/C26n chron boundary, and lies where the δ13Corg shows the sharp shift from very negative to a more positive values recovery in Zumaia. So, we

place this boundary at Lairière at 192 m where the sharp shift occurs towards more positive values.

Interestingly, the very negative CIE of the Late Selandian seen in the δ13Corg data at Lairière and Zumaia, is not observed in the δ13Ccarb data of Zumaia (Storme, 2013) nor in Gubbio (Coccioni et al., 2012). Neither it has been observed in the δ13Corg dataset of the Sidi Nasseur section of Tunisia (Storme, 2013); indeed, the STTE shows a positive trend ending on a negative peak. This very negative CIE in the δ13Corg record might be a regional (Pyrenean) signal but the discrepancy with the δ13Ccarb is not understood but beyond the scope of this study. No clear biostratigraphical marker within the marine deposits above this main transgressive surface allows a precise age indication despite the presence of benthic and rare planktonic foraminifera. This first marine transgression within the Lairière succession was formerly attributed to the Early Thanetian (Tambareau et al., 1995; Figure 5-9) but is now believed to be “Upper” Selandian in age based on the isotopic values and excursions. However, no alveolina s.s. were found in the foraminifera assemblage and therefore a Selandian age is not contradictory with foraminifera records. However, the recognition of a shallow marine Selandian interval in the terrestrial Pyrenean domain was unexpected as in the southern Pyrenean sections it is not recognized. In the Spanish shallow marine platform, the Selandian is interpreted as a major hiatus marked by a major karstification surface showing rather deep dissolution structure beneath this surface (Robador, 2005). The distal part of the Pyrenean basin shows a major unconformity in the Palaeocene platform in the Aquitaine foreland Basin overlain by deeper facies that is interpreted as a Selandian feature (Serrano, 2001); to the South, deeper facies at Zumaia do not record any hiatus (Schmitz et al. 2011; Storme 2013).

The overlying part of the succession at Lairière shows multiple excursions more or less important between the STTE and the sharp negative shift at 376 m. The most obvious is the low-resolution trend after the STTE recovery above 200 m. This δ13Corg record shows a slight trend towards more positive values with a maximum at 250 m, followed by a slow trend towards more negative values. The swing of the δ13Corg trends is interpreted as the MTIM (Middle Thanetian Isotope Maximum) forming a small positive excursion, occurring at 250 m in Lairière. It is well expressed at Gubbio and Zumaia and lay within the upper part of the C25r. At the end of the interpreted MTIM in Lairière, a double negative peak is present showing similarities with the ones in Zumaia, the upper one marking the limit between the C25r and C25n. The more negative excursion at the top of this low-resolution trend is very well marked in the three sections and we are confident to interpret this excursion in Lairière as the C1 (known as the Lower C24r event) at 301 m, despite no precise interpretable magnetic data to support this hypothesis.

Above 301 m (Lower C24r), the low resolution of the dataset in this part of the section, due to little exposure on the field and highly covered slopes make interpretation less reliable. The upper part of the dataset shows some negative excursions (above 320 m). The last robust stratigraphic anchor point is the thin marine bed at 375.5m that is dated Thanetian by correlation with the “Petites-Pyrénées” area (Tambareau et al., 1995).

The overlying interval encompasses the PETM but the onset is subject to discussion as some covered intervals by vegetation on the section enables high resolution. The PETM definition in Lairière is discussed below (Figure 5-12).

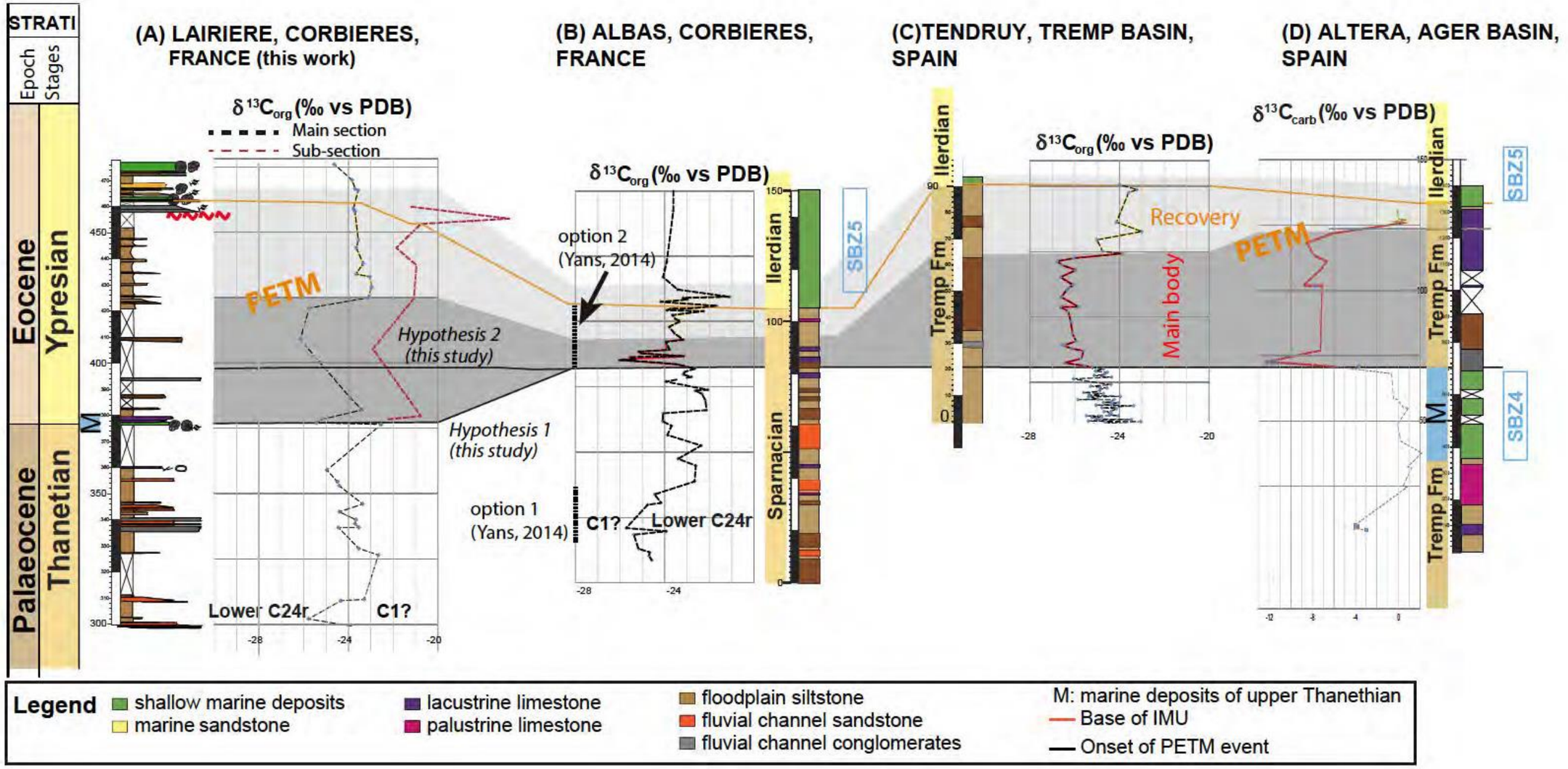
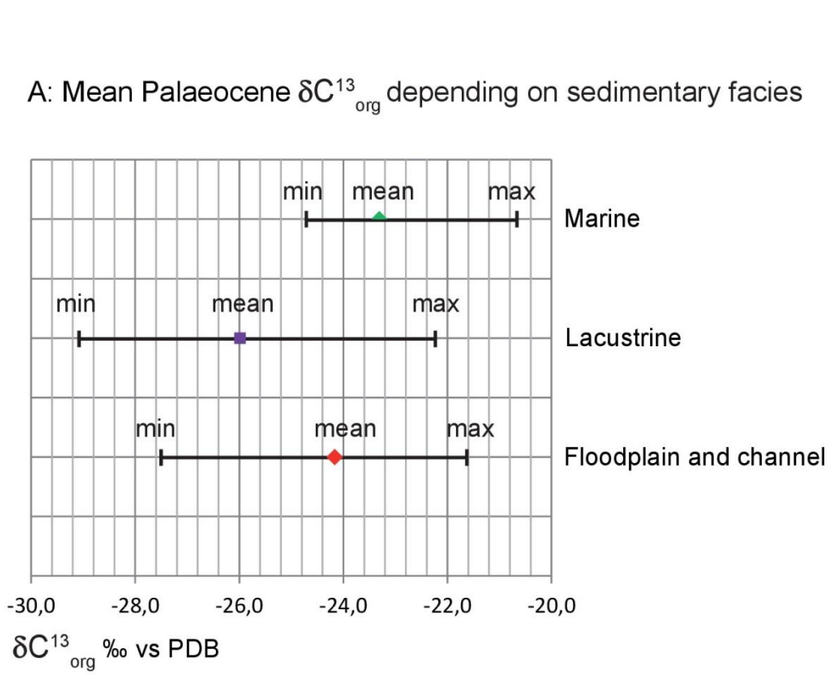


Figure 5-12 : Hight resolution correlation of PETM interval with other Corg study in pyrenean area. ((2) Yans et al., 2014, (3) Domingo et al., 2009; (4) Minelli et al., 2013)).



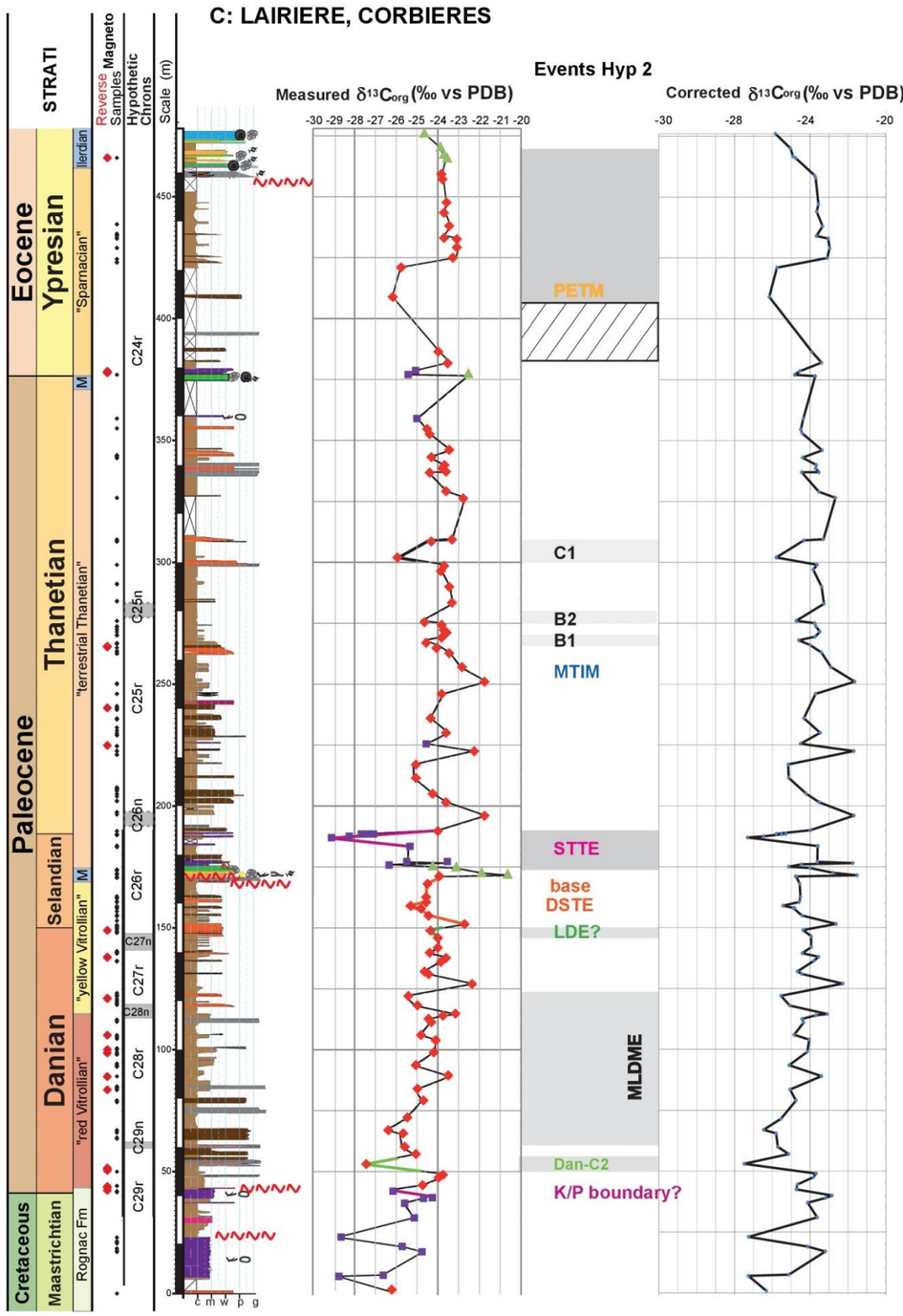


Figure 5-13: A: Mean Palaeocene δ13Corg depending on sedimentary facies. Mean δ13Corg values for each stages depending on sedimentary facies. C: Lairière section with δ13Corg measured and corrected using mean on sedimentary facies.

Identification of the Palaeocene/Eocene boundary in Lairière and Pyrenean domain

In the Pyrenean domain recent studies have identified the PETM on $\delta^{13}C_{org}$ (Schmitz and Pujalte, 2007; Domingo et al., 2009b; Yans et al., 2014; Storme, 2013) beneath and within the basal part of the Ilerdian marine units (IMU), and therefore it is possible to compare our data to those previous studies (Figure 5-11). In the uppermost part of the Lairière section, the base of the IMU is encountered at 462 m, and therefore, the isotopic dataset encompasses the PETM interval as in the other sections of the area (Albas, Tendruy and Altera; Figure 5-11). The onset of the PETM event have been defined by a negative excursion beneath the IMU marker beds (Domingo et al., 2009; Manners et al., 2013; Minelli et al., 2013; Yans et al., 2014). The negative CIE corresponds to the main body of the PETM event with relatively stable low value, with a plateau that may reflect a lag between carbon release and sequestration (Sluijs et al., 2007; Zachos et al., 2005), and followed by a recovery more positive than the beginning of the event. Both the upper Thanetian and PETM periods lay within the C24r.

In the upper part of the study section, between 376 m and 425 m values of $\delta^{13}C_{org}$ decrease with a maximum range of - 3.7 ‰. This interval shows a sharp shift at 376 m corresponding to a small negative excursion followed by a larger negative peak (maximum negative value at 410 m). The first small peak could be interpreted as the initiation of PETM (hypothesis 1; Figures 5-11 and 5-12). In Lairière section, the major negative CIE is well defined between 385 m and 425 m, the base of which is within the thick interval with no data but this major excursion is interpreted as the main body of PETM event (Figure 5-12). Therefore, the PETM's CIE onset could either be placed at 376 m (hypothesis 1) or within the covered interval (hypothesis 2; Figures 5-11 and 5-12). The overlying interval, starting at 425 m, may also contain a part of the PETM event representing the recovery phase, and lasting until the values start the uppermost negative trend (at 453 m). The hypothesis 1 would then equate to a long PETM's CIE body (almost 50 m thick) within continental facies, while hypothesis 2 suggests a thinner main body. Our interpretation suggest that the recovery is also a rather thick interval (almost 50 m thick) in continental to shallow marine facies (Figures 5-11 and 5-12), thus recording a sea-level rise, as globally recognized during the PETM (Sluijs et al., 2007; Dupuis et al., 2011; Quesnel et al., 2011; Pujalte et al., 2014).

The nearest section with $\delta^{13}C_{org}$ data comprising the PETM interval is the Albas section (20 km away to the east), where Yans et al., 2014 identified two intervals that could be interpreted as the PETM event (options 1 and 2, Figure 5.12). Option 1 is 30 m in thickness and 60 m beneath the base of the IMU and option 2 is 20 m in thickness and 10 m beneath the IMU. In the Lairière section, the PETM's CIE onset is either around 88 m (hypothesis 1) below the IMU or roughly 60 m (hypothesis 2), and spreads over an interval of 60 m to 94 m in thickness depending on our hypothesis (Figure 5-12). If we compare Albas section with our dataset, option 2 (from Yans et al., 2014) would fit better Lairière dataset for both TOC content and $\delta^{13}C_{org}$ trends with our hypothesis 2 (Figure 5-12). Therefore, we correlate option 2

with Lairière PETM main body. Option 1 of Yans (2014) could be interpreted as an earlier CIE, potentially the C1 event (Figure 5-12).

On the southern side of the Pyrenean orogen, the PETM interval is identified in two basins, at Claret and Tendruy in the Tremp Basin (Domingo et al., 2009) where the sediments belong to the fluvial Tremp Formation, and in the Ager Basin (Domingo et al. 2009; Minelli, et al., 2013; Figure 5-12). Both intervals are about 60 m in thickness, and the $\delta^{13}C_{org}$ dataset shows similar patterns as in Lairière, with negative trend of 3 ‰, and a recovery overlying phase with more positive values, which is consistent with our hypothesis 2 (Figure 5-12).

On the western part of the Pyrenean domain (Figure 5-5), at Zumaia section, $\delta^{13}C_{org}$ and a very negative CIE (- 4 ‰) in the $\delta^{13}C_{org}$ dataset represents the PETM event (Storme et al., 2012), with an abrupt negative shift at the base (Figure 5-11). The excursion is over a 5 m interval. This interval can be correlated to the Lairière section, because of magnitude and shape and it forms a regional key stratigraphic marker in the Pyrenean domain and enables to place the P/E boundary in continental deposits.

The recognition of the PETM $\delta^{13}C_{org}$ CIE allows the identification of the P/E boundary in the Corbières area (eastern Pyrenean domain), and puts down the Ypresian limit beneath the present-day IMU down to roughly 60 to 80 m, depending on our hypothesis in Lairière. Thus the P/E limit is not located at the base of the Ilerdian alveolinids carbonates, but within continental deposits roughly 60 to 80 m beneath the IMU in Lairière and 30 m down in Albas (option 2 of Yans et al., 2014)..

δ13Corg signal

As the Lairière section comprises different sedimentary environments, organic matter types can be variable throughout this Palaeocene succession. In the floodplain and channel deposits the preserved organic matter is most likely palynomorphs of the catchment area and in situ floodplain, with eventually coal fragments. In lacustrine deposits, organic matter is probably of algal and palynomorph origin while in the shallow marine deposits, the organic matter is probably a mixture of terrestrial palynomorphs, planktonic and algal marine organic components and coal debris that are abundant in some beds (facies L6, Table 1 and 171-173 m in Log section Figure 5-9). Therefore care has to be taken when interpreting the δ13Corg CIE as variations can be due to a change of organic matter that bear a more negative or more positive δ13Corg value due to initial fractionation, and not due to global changes (Dunkley Jones et al., 2010). Indeed, algae preferentially integrate 13C in their tissue and thus record more negative δ13Corg values while planktonic organisms show rather more positive values. However, we do not know the composition of the organic matter, but most of our dataset (samples; Figure 5-9) come from floodplain and channel deposits (71.5 %) for which similar organic matter can be invocated. Only 12 samples come from marine sediments (9.5 %) and 24 samples from lacustrine sediments (19 %, Figure 5-9).

While the average value in this dataset is at -24.5 ‰, the most negative values are recorded in lacustrine carbonates at 7 and 23 m (-28.8 ‰), at 186 m (- 29, 1 ‰;

Figure 5-9), and in a less dramatic amplitude at 176 m and 377 m (respectively – 26.3 ‰ and - 25.5 ‰), so it is clear that care has to be taken when interpreting the δ13Corg variations, considering the nature of the organic matter holding the signal. Nevertheless, those lacustrine facies also exhibit positive peaks in other intervals, such as at the base of the succession (- 24.7 ‰ at 17 m). Interestingly, the facies L6 containing abundant coal fragment does not appear to bear such a negative signal (- 2 7.5 to - 21.6 ‰) as expected due to coal debris that should bear very negative δ13Corg (literature range for coal: - 28.5 to -23.9 ‰ (Warwick et Ruppert 2016)). In the light of these discrepancies, we attempted to calculate the mean signal for the geochemical data depending on the sedimentary facies and therefore on the depositional environment that may reflect a variability in the organic matter. Calculations were made for the entire Palaeocene (Figure 5-13A) and for the different stages defined in our stratigraphical scheme of hypothesis 2 (Figure 5-13B). Figure 5-13A shows that the most negative values (minimum and mean) are measured in lacustrine facies whereas the most positive values (mean and maximum) are measured on shallow marine sediments. However, parts of the lacustrine values are within the range of marine values. Floodplain and channel facies value variations are within the range of lacustrine and marine values. Figure 5-13B shows mean δ13Corg values, for each stage depending on the sedimentary facies. For each depositional environment the mean values show a shift to more positive values from Danian/ Selandian to Thanetian, potentially indicating an atmospheric change in the Thanetian world, although our dataset for lacustrine and marine values is not well expanded. A peculiar negative lacustrine mean value in in the Selandian might not only be due to environment bias as these values are within the STTE and as we discussed above the STTE in the Pyrenean realm (like in Zumaia) shows a very prominent negative excursion. In order to test the robustness of the CIE defined as globally correlate, we tried to correct the dataset in order to guess how the dataset would be if the samples were only from floodplain or channel deposits. To do so, we applied a new value to every marine and lacustrine sample by calculating the difference between the measured values and the variations between the mean value of marine or lacustrine samples and the mean value for the floodplain/channel samples. So for each lacustrine sample, we added +1.5 ‰ for Danian, 1.8 ‰ for Selandian and 0.6 ‰ for Thanetian and for each marine sample we remove – 0.9 ‰ for Selandian Thanetian in order to get a Palaeocene signal corrected from facies and environment potential variations (Figure 5-13C). On the corrected curve (Figure 5-13 C), the excursions are of less amplitude but despite the correction, the pointed CIEs are still recognized, so we believe that they can be interpreted to a global change and not only to major changes of organic matter types. However, it seems evident that a detailed analysis of the organic matter should be carried on (far beyond the simple palynological analysis as the red beds does not preserved well the palynomorphs) and therefore the understanding of δ13Corg variations and their use as correlation scheme can largely be improved.

Palaeocene and PETM sedimentary fluxes

Thanks to our δ13Corg data, and interpreted magnetic chrons, we have been able to ascribe some CIEs and trends to global δ13C events from the latest

Maastrichtian to the earliest Eocene (Figure 5-11), and therefore time has been calibrated in the Lairière succession. From the interpreted time frame, depositional rates can be estimated through time. Indeed, the Danian, Selandian, Thanetian and PETM times represent respectively, 108 to 128 m, 20 to 40 m, 107 to 132 m and between 60 to 94 m of succession (depending on hypothesis), for respective durations of 4.4 Ma, 2.4 Ma, 3.4 Ma and 170 ka (Vandenberghe et al., 2012). This gives mean depositional rates of around 24.5 or 41 m/Ma for the Danian, 8.3 or 16.7 m/Ma for the Selandian, but part of it is missing in Lairière (hiatus), 31.5 or 38.9 m/Ma for the Thanetian and between 353 and 553 m/Ma for the PETM. These sedimentation rate estimations show strong variations in the mean depositional rates across the Palaeocene and earliest Eocene at Lairière. The Palaeocene rates are slightly different than rates in the Petites-Pyrénées area (Dano-Selandian rate around 10 m/Ma, Thanetian rate between 30 and 60 m/Ma) calculated by Ford et al. (2016) but these authors worked on more distal facies (mainly carbonate platform) and they calculated sedimentation rate on decompacted successions. In any case, the estimated sedimentation rates for the Palaeocene are rather low and were interpreted to relate to a major quiescent period in Pyrenean tectonic activity by Ford et al. (2016) when comparing to Upper Cretaceous rates and Eocene to Oligocene rates.

At Lairière, the thickness of the PETM interval is close to 60 to 80 m, similar to the thickness of the southern Pyrenean sections. It thickness and the mean depositional rate of more than 500 m/Ma calculated above may seem important, but a drastic sedimentary change has already been documented in the southern Pyrenees with the Claret Conglomerate, and interpreted as the result of an abrupt increase in seasonal extreme precipitation during the PETM; (Schmitz and Pujalte, 2007; Pujalte et al., 2015; Colombera et al., 2017). This perturbation is largely recorded from the land to the sea, with a massive input of coarse-grained silicoclastics in the southern Pyrenean Basin and a change in fluvial channel size in the continental realm (Chen et al., in press), associated with a high kaolinite content in the turbiditic series of the Basque Country exposures, such as in Zumaia (Pujalte et al., 2015, 2016). Both kaolinite content and change in hydraulic regime have been reported elsewhere across the globe. Indeed, kaolinite was also within oceanic basins during PETM in North America, Antarctica, Asia and Africa (Bolle and Adatte, 2001; Robert and Kennett, 1994). However, kaolinite influx might not reflect weathering during PETM time but export of previously formed clays (Schmitz et al., 2001; Thiry and Dupuis, 2000). In some American PETM records, similar perturbations in the fluvial sedimentation and hydrologic regimes have already been identified, such as in north-west Wyoming (Foreman, 2014) and western Colorado (Foreman et al., 2012) as well as changes in vegetation in Wyoming (Wing et al., 2005). Although, we cannot exclude any tectonic origin in the depositional rates exacerbation at Lairière during the PETM, as it is coeval to the tectonic acceleration due to the main pyrenean phase, a climatic origin seems to be possible as well.

5.2.6 **Conclusion**

The Palaeocene continental succession of the Northern Pyrenean Basin is poor in robust biostratigraphic markers that have prevented high-resolution correlation between the eastern terrestrial and western marine domains. In order to bring temporal constraints and to refine the stratigraphy of those continental facies, this study provides a new large δ13Corg dataset along a dominantly continental succession 476 m thick, from the latest Maastrichtian to the earliest Eocene, at Lairière (Corbières, Aude), together with a magnetostratigraphic attempt to double-calibrate the section.

Eleven geochemical events from Palaeocene to early Eocene have been identified along the succession (namely the K/P, Dan-C2, MLDME, LDE, DSTE, STTE, MTIM, B1, B2, C1, PETM) thanks to high-resolution correlation established with calibrated sections in the Pyrenees (Zumaia, Spain) and the Alpine system (Gubbio, Italy). However, the continental Lairière succession is punctuated by palaeosols throughout the succession from the K/P boundary to the upper Thanetian and therefore the sediments were not deposited in a regular and continuous timeframe. It makes the interpretation of the geochemical data subject to discussion, and some hypotheses were made on potential interpretations for two key stratigraphic intervals (base of Selandian and base of PETM). In addition, major hiatuses were recognized or suggested in the basal part of the section such as the missing Lower C29n CIE (well represented in Zumaia and Gubbio) and the one related to both the conglomerates and transgressive erosional surface beneath the upper Selandian marine beds. In the Thanetian interval, the recognition of more CIE, well seen in Gubbio or elsewhere in reference sections, could be achieved but the low resolution of the δ13Corg dataset precludes more reliable interpretations within this interval. A higher resolution in the δ13Corg dataset would be required in order to refine the stratigraphy with more CIEs recognition and definition of major hiatuses.

A “Middle to Upper” Selandian unit is recognized from isotopic CIEs in the easternmost Pyrenean domain. Indeed, the STTE event of the δ13Corg dataset, immediately preceding the Selandian/Thanetian boundary, is similar in trend but even stronger than the one recorded in the δ13Corg curve of Zumaia (Storme, 2013); it is the strongest argument for interpreting the presence of an Upper Selandian unit in the Lairière succession. So the regional marine transgressions of Tambareau et al. (1995) and associated “Marine Thanetian” units (T2 and T3) are more probably “Middle to Upper” Selandian that may correspond to the main maximum flooding of the global Sel1 sequence (Haq and Schutter, 2008). The shallow marine and continental environments documented in those newly interpreted Selandian units of the Corbières and in the underlying Danian units contrast sharply with the palaeogeographic reconstructions of a few authors indicating a marine connexion between the Bay of Biscay and SE France through the Languedoc area (Peybernes et al., 2000, 2001, 2002, 2003; Husson et al., 2012), but is in accord with other palaeogeographic reconstructions of punctuated shallow marine gulfs within the Pyrenean continental realm throughout the Palaeocene (Plaziat, 1981; Tambareau et al., 1995).

The P/E boundary and potential PETM CIE recognized at Albas, around 20 km to the east (Yans et al., 2014), is confirmed on both the Lairière main section and subsection and lies beneath the Ilerdian marine deposits, adding elements for interpreting the Albas PETM CIE as being the uppermost suggested excursion proposed by the authors (Yans et al., 2014). Therefore, the terrestrial deposits and basal Ilerdian marine units (IMU) are earliest Eocene in age, and record a thick PETM interval, as in other sites across the Pyrenees (Schmitz and Pujalte, 2003, 2007; Domingo et al., 2009; Yans et al., 2014, Pujalte et al., 2014 among others).

Carbon isotope δ13Corg is a good way to compare, correlate, and refine stratigraphy, in continental deposits, but particular caution must be taken in signal interpretation due to existence of sedimentary hiatuses and potential variation in organic matter types inducing shifts in the δ13Corg signal that should not be related to atmospheric changes. In order to discuss the robustness of our interpretation, despite no analysis were performed on the dispersed organic matter used for the δ13Corg measurements of our samples, we proposed a original analysis of our dataset looking at the signal depending on the sedimentary rocks and therefore on the depositional environments and potential changes of organic matter: (1) we compared the values depending on the depositional environment, (2) we calculated a corrected δ13Corg.(based on mean floodplain and channel values) , and (3) we compared the primary measured and the corrected excursions and evaluate if they are still present and therefore could be used as a global signal rather than a change in organic matter. In any case, a detailed analysis of the organic matter should be performed. Considering this dataset we believe that Lairière could become a Palaeocene reference section in the Pyrenees and in continental deposits.

Acknowledgements

This study is part of a PhD project funded by the French government. The analyses were funded thanks to the BRGM/ RGF grants. We are grateful to Christine Fléhoc and Michaela Blessing for their help in the geochemistry lab of the BRGM in Orléans for TOC and δ13Corg measurements, and to Florence Quesnel for her advice on the isotopic methodology and discussions about the Paleocene, K/P and P/E boundaries. Thanks to Thierry Baudin, Philippe Razin, Pierre Nehlig and Caroline Ricordel-Prognon for their support and discussions regarding the geology of the Pyrenees.

5.3 Complément à l'étude de la coupe de Lairière : apports des analyses minéralogiques en DRX

La coupe de Lairière est la seule de la zone d'étude où une étude minéralogique a été réalisée. Les données sont issues d'une collaboration avec F. Quesnel dans le cadre du projet RGF Pyrénées du BRGM et elles ont été réalisées

par C. Dupuis. Sur l'ensemble de la coupe, environ 130 échantillons ont été analysés en DRX. Sur ces mêmes échantillons, ont également été réalisées les analyses du $\delta^{13}C_{org}$ et du TOC. L'analyse en DRX livre deux jeux de données. Le premier correspond à la proportion des minéraux dans la roche totale. Le second donne les proportions au sein de la fraction argileuse.

- Analyses minéralogiques sur roche totale

La proportion de quartz augmente vers la fin du Danien (à 110 m), ainsi que à la fin du Thanétien voire début de l'Yprésien (400 m). De 400 à 440 m, la proportion de quartz est légèrement supérieur à 30%, ce qui correspond au début de l'intervalle de la PETM (hypothèse 2 § 5.2), alors qu'en dessous, il est compris entre 10 et 20%. Ces augmentations peuvent refléter des périodes d'érosion plus importantes comparativement au reste de la coupe ou la calcite est en proportion plus élevée. Ces décharges de quartz durant le Danien et le Thanétien supérieur pourraient être liées à de petits pulses tectoniques en relation avec la surrection du Mouthoumet ou à des variations climatiques conduisant à une intensification de l'érosion (comme par exemple la diminution du couvert végétal lors de période d'aridité). Ces épisodes ou l'érosion est plus forte, sont également accompagnés par des épaisseurs en sédiments plus importantes dans les Corbières.

A 110 m, la chute de la proportion en carbonate correspond au changement de couleur au sein du Vitrollien passant du rouge au jaune.

La proportion d'argiles semble assez constante sur l'ensemble de la coupe. Seule la base de la coupe est très pauvre en éléments détritiques et est majoritairement composée de calcite. Cependant, au vu de l'abondance des *Microcodiums*, qui ont altérés les sédiments à la base de la coupe, cette observation est à relativiser.

- Analyses minéralogiques de la fraction argileuse

La série comporte très peu d'argiles néoformées, donc peu d'indications sur le climat de ce point de vue. Les observations des cortèges argileux au MET indiquent que les kaolinites sont détritiques, ainsi que les smectites, illites, chlorites et vermiculites (comm. Pers F. Quesnel, C. Dupuis et J.M Baele). De 0 à 60 m, le trio kaolinite, inter-stratifiés IR0 et chlorite constitue la majeure partie des argiles. A partir de 60 m, les inter-stratifiés sont remplacés par de l'illite. A 110 m, le passage des sédiments rouges à jaunes ne semble pas refléter un changement dans l'association du cortège argileux. Mais il pourrait refléter le passage d'un cortège contenant de l'hématite (Fe_2O_3: oxyde de fer de couleur rouge) à un cortège contenant de la goethite (FeO(OH), oxyhydroxyde de fer de couleur plus brune). Donc le changement de couleur ne serait pas dû aux argiles mais à ces 2 composés ferriques. La formation de l'un ou de l'autre est fonction des conditions d'oxydo-réduction et d'hydrolyse en relation avec le drainage et des phases climatiques plus pluvieuses. Ce changement peut marquer une évolution climatique, avec un passage

à une période plus pluvieuse. La kaolinite est détritique et provient essentiellement de l'altération et l'érosion des profils latéritiques crétacés, développés sur le socle hercynien (Pujalte et al., 2015). Elle est très abondante tout au long de la série, particulièrement entre 170 et 200 m et sous la plate-forme carbonatée yprésienne, aux alentours de 400 m, ou elle constitue entre 15 et 20 % du totale de la roche.

5.4 Géométrie sélandienne et calage stratigraphique

Le Sélandien est mal caractérisé sur le versant nord-pyrénéen. Il est confondu avec le Dano-Montien en Ariège et le Vitrollien dans les Corbières. La base et le sommet du Paléocène quant à eux sont assez bien définis. En Ariège, la limite Crétacé/Tertiaire est située dans les Marnes d'Auzas (Gruas-Cavagnetto et al., 1992; Villatte, 1962; Yvette Tambareau et al., 1995), et la limite Paléocène/Éocène au-dessus de la grande régression fin-Paléocène. Dans les Corbières, la limite Crétacé/Tertiaire est située dans l'assise lacustre de la base de la série paléocène (Marty and Meyer, 2006b; Plaziat, 1984). Comme vu précédemment (article), la limite Thanétien/Yprésien peut être descendue, par rapport à la limite cartographiée actuellement. Cette dernière correspondait à l'Ilerdien et à la base de la plate-forme carbonatée yprésienne. Donc, seules les limites sélandiennes semblent très mal caractérisées dans ce secteur.

Nous avons étendu l'analyse géochimique à deux autres coupes afin d'identifier le Sélandien. Le but étant de cibler précisément l'intervalle sélandien, sans réaliser une étude géochimique sur l'ensemble de la série Paléocène comme il a été fait à Lairière. Les deux coupes investiguées en plus de Lairière sont celles du Mas d'Azil et de Peyrolles. Ces deux coupes ont été choisies car l'intervalle supposé sélandien semble continu dans la série (sans non vu). De plus, elles permettront de comparer l'expression géochimique du domaine marin de plate-forme carbonatée dans les Petites Pyrénées (coupe du Mas d'Azil) avec celle du domaine continental fluvial basse énergie dans les Corbières (coupe de Peyrolles).

5.4.1 **Signal du $\delta^{13}C$ comme outil stratigraphique au Mas d'Azil**

5.4.1.1 Données bibliographiques

La série du Mas d'Azil a fait l'objet d'étude stratigraphique (Tambareau, 1972a; Villatte, 1962). La base de la coupe comporte une assise lacustre épaisse. C'est par corrélation avec la série marine de la base de la coupe de La Cassine qu'il est possible de rattacher ces calcaires à un Danien non basal (Gruas-Cavagnetto et al., 1992). De plus, ces deux coupes comportent un niveau ligniteux qu'il est possible de corréler (à La Cassine, au-dessus du niveau marin à 25 m). La limite SBZ3/SBZ4 est située au Mas d'Azil dans un banc de calcaires lacustres intercalé dans des carbonates marins à 242 m (Tambareau, 1972a). L'intervalle de 80 à 240 m entre les calcaires lacustres basaux et la limite SBZ3/SBZ4 appartenant au Thanétien (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998) constitue donc une bonne zone d'investigations pour identifier le Sélandien au niveau du Mas d'Azil.

5.4.1.2 Données biostratigraphiques

Bien que les lames de la coupe du Mas d'Azil (80 lames environ), n'aient pas été étudiées en détail par des biostratigraphes, elles ont permis un calage stratigraphique. D'une part, la série de lame a été étudiée deux fois (durant ces travaux de thèse et lors du stage de Master 2 de Benoît De Lagausie). D'autre part, certaines photos de lames ont été aimablement analysées par M. Tosquella et M. Baceta. De plus, les travaux précédents (Tambareau, 1972a; Villatte, 1962, Gruas Cavagneto et al., 1992) apportent déjà un bon niveau de précision quant au calage biostratigraphique.

Ainsi, cette étude biostratigraphique du Mas d'Azil a permis un calage relatif des roches grâce aux foraminifères benthiques qu'elles contiennent. La base des formations marines contient *Rhanikothalia sindensis* (lame Ma 03-14), *Miscellanea yvettae* (lame Ma 03-5), *Alveolina primaeva* (Lame Ma 04-14) et *Fallotella alavensis* (lame Ma 03-32), caractéristiques de la SBZ 3. Cette biozone est à cheval sur le Sélandien et le Thanétien (Serra-Kiel et al., 1998). La limite inférieure de cette biozone (SBZ2/SBZ3) est mal définie, bien que la transgression du début du Paléocène de La Cassine soit attribuée à SBZ2 (Gruas-Cavagnetto et al., 1992). La présence *Glomalveolina levis* (lames Ma 03-39 et Ma 04-19), espèce caractéristique de SBZ4, permet de définir la base de cette biozone entre 230 et 240 m (banc lacustre marquant cette séparation). L'examen de l'assemblage sporo-pollinique de l'échantillon Ma 05-234,5 m par F. Quesnel dans le rapport master 2 de De Lagausie (2017) suggère un âge Thanétien. Ces données viennent confirmer l'étude des foraminifères benthiques.

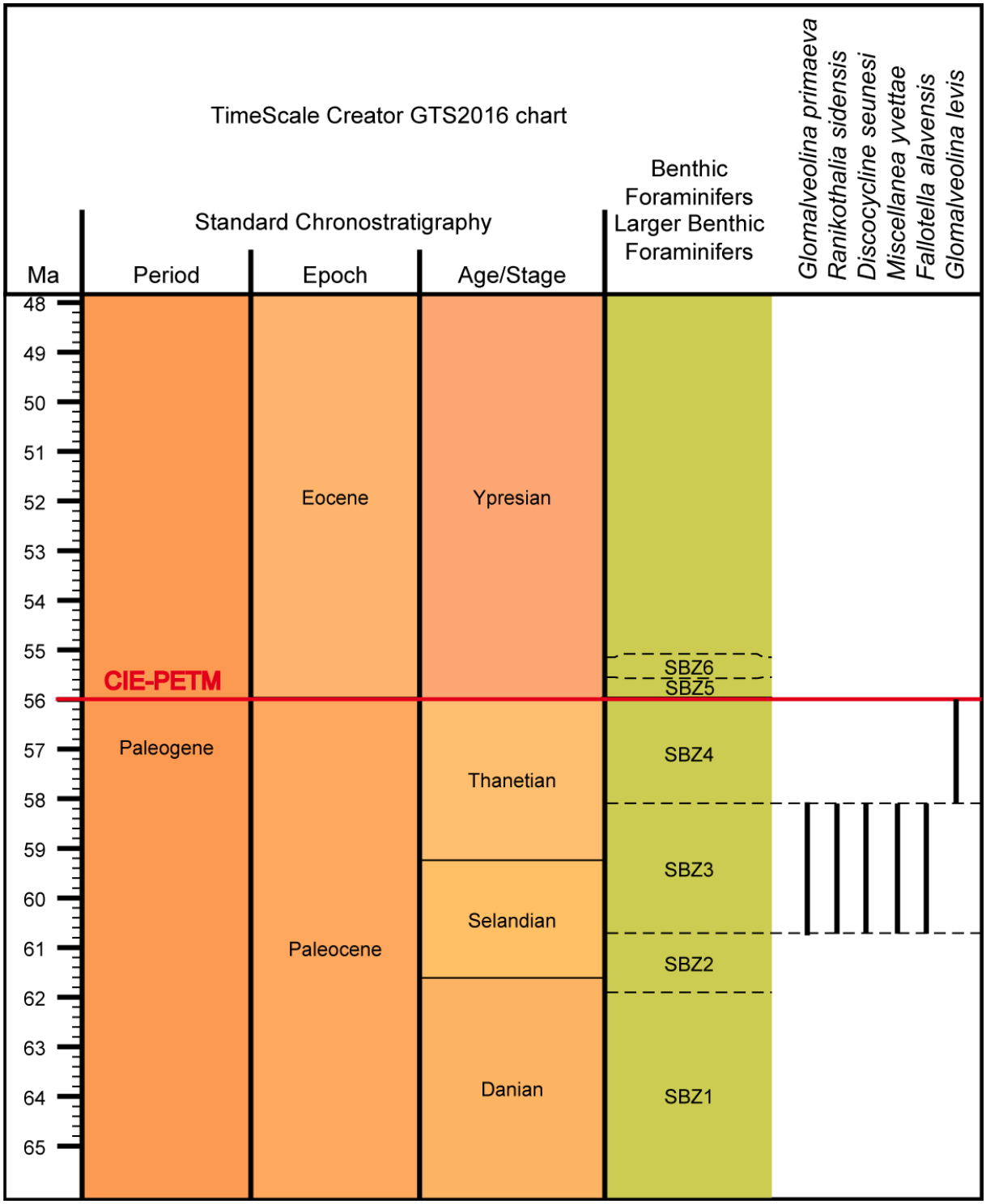


Figure 5-14: Synthèses des foraminifères benthiques marqueurs biostratigraphiques observés au niveau de la succession du Mas d'Azil et de Rivel (logiciel Time Scale Creator GTS2016 chart; (Hottinger, 2009; Scheibner et al., 2005; Scheibner et Speijer, 2009; Serra-Kiel, 1998). CIE-PETM : Carbon Isotope Excursion correspondant à la Paleocene Eocene Thermal Maximum.

5.4.1.3 Données en $\delta^{13}C_{org}$ et en carbone organique total du Mas d'Azil

Les courbes ci-dessous présentent les variations en $\delta^{13}C$ organique sur la phase organique et la teneur en matière organique des échantillons prélevés au Mas d'Azil. Au total, 22 échantillons ont été analysés. Après la phase de broyage et décarbonatation, la quantité de poudre était extrêmement faible. Afin de pouvoir réaliser trois fois la mesure isotopique, certains échantillons n'ont pu être

caractérisés en TOC (Carbone Organique Total). Seul le TOC de 12 échantillons sur les 22 a pu être mesuré, ce qui explique que la courbe soit incomplète.

L'analyse du TOC montre des teneurs comprises entre 0.0004 % et 0.064 %. Au vu du faible nombre de points, il est difficile d'interpréter cette courbe. Cependant, elle prend des valeurs importantes à 135, 175 et 235 m et des valeurs extrêmement faibles aux alentours de 242 m ce qui correspond au sommet de cette étude ainsi qu'à la limite SBZ3/SBZ4 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998).

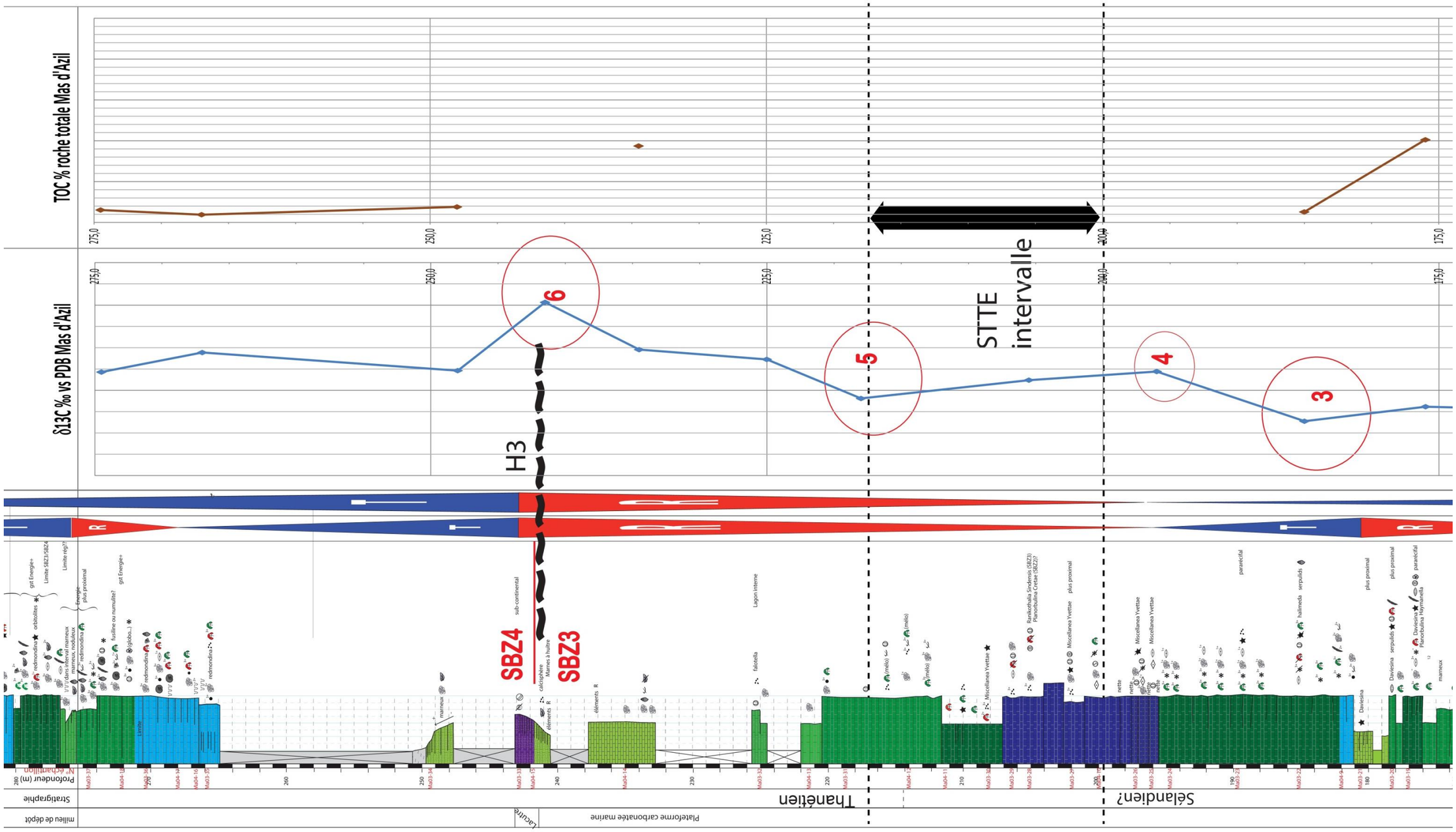


Figure 5-15 Variation du $\delta^{13}C$ organique et du TOC sur la coupe du Mas d'Azil (partie 1/2). De 1 à 6 sont numérotées les variations significatives en $\delta^{13}C$ organique. H1, H2 et H3 indiquent les shifts importants de la courbe isotopique interprétés comme des hiatus potentiels.

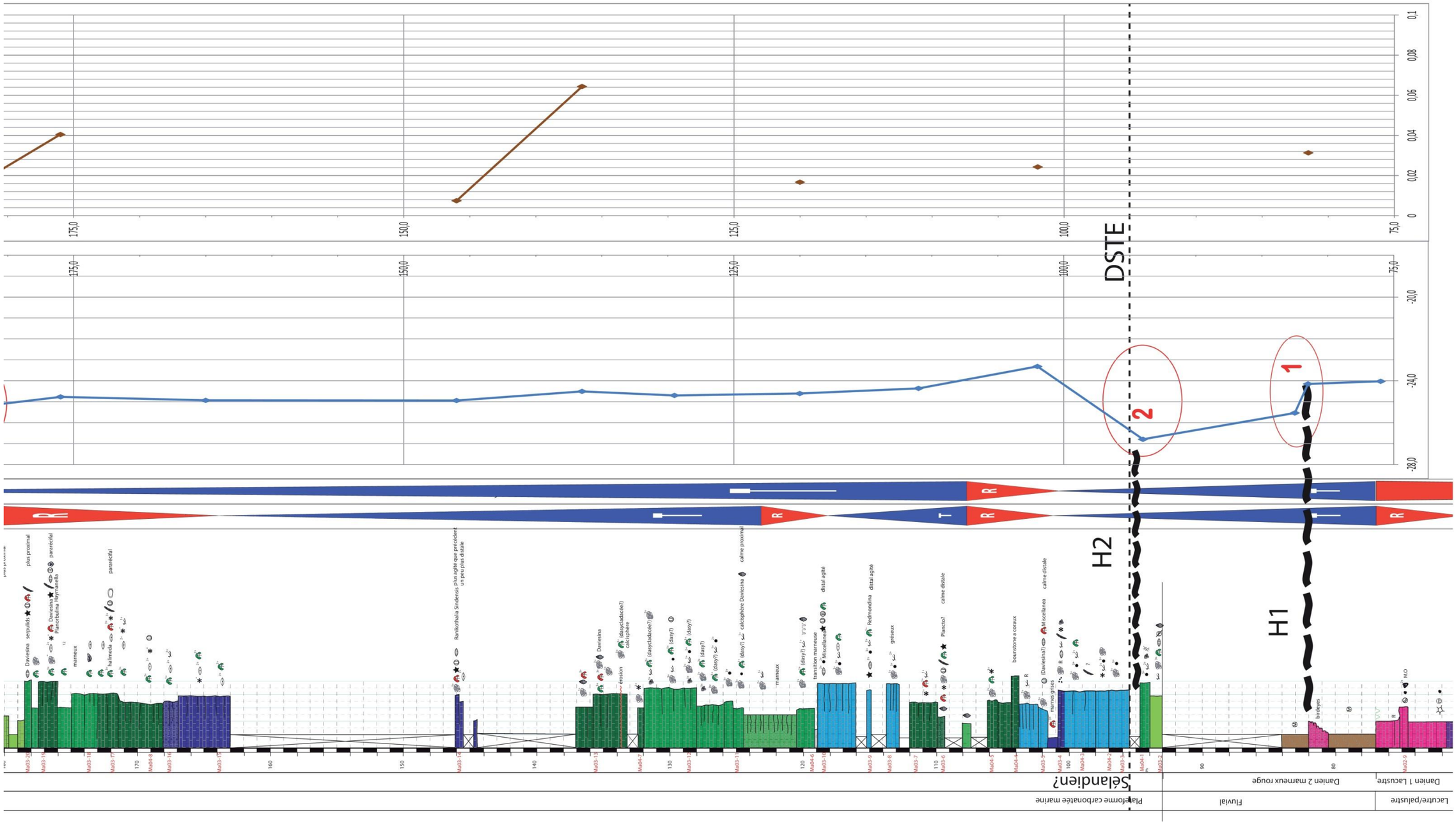


Figure 5-16 Variation du $\delta^{13}C$ organique et du TOC sur la coupe du Mas d'Azil (partie 2/2). De 1 à 6 sont numérotées les variations significatives en $\delta^{13}C$ organique. H1, H2 et H3 indiquent les shifts importants de la courbe isotopique interprétés comme des hiatus potentiels.

Les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ sont comprises entre -26.6 ‰ à 94 m et -19.9 ‰ à 241.5 m, avec une erreur de 0.3 ‰ et une moyenne de -23.9 ‰. Le rapport isotopique du carbone amorce une première excursion négative de 2.7 ‰ à 82.5 m. En l'absence d'un échantillonnage plus serré, cette excursion négative semble perdurer jusqu'à 94 m (Figure 5-16 : excursion n°1). Puis, un retour à des valeurs plus positives qu'à la base s'effectue pour atteindre – 23.3 ‰ à 102 m. La base de la courbe est marquée par une tendance négative, suivie d'une excursion positive à 94 m avec un retour à des valeurs plus positives qu'initialement. Jusqu'à 175 m, les valeurs de $\delta^{13}C_{org}$ semblent constantes, et comprises entre -24 et -25 ‰. Une petite excursion négative de 0.6 ‰ est enregistrée à 185 m (Figure 5-15 : excursion n°3), avec là encore un retour à des valeurs plus positives à 196 m. La tendance positive entre 185 et 196 m est de courte durée et atteint son maximum à 196 m, pour faire place à une excursion négative bien marquée. Celle-ci se traduit par une diminution de 1.3 ‰ du $\delta^{13}C_{org}$ sur un intervalle couvrant 22 m d'épaisseur (entre 196 et 218 m, Figure 5-15 : excursion n°5). Le sommet de la courbe est marqué par une excursion positive nette de 2.7 ‰, entre 225 et 242.5 m (Figure 5-15 : excursion n°6).

Les excursions n°1 et 2 correspondent au DSTE (Danian/Selandian Transition Event) ou encore CIE-DS2 (Arenillas et al., 2008; Coccioni et al., 2012). Elles marquent une tendance négative suivie d'une excursion positive, dont l'onset marque la transition Danien/Sélandien. Sur la courbe du Mas d'Azil, elle correspond à l'intervalle situé entre 82.5 et 102 m. L'onset de l'excursion positive se situe immédiatement après 94 m, ce qui permet de placer la transition entre le Danien et le Sélandien à ce niveau (Figure 5-16). La tendance négative du $\delta^{13}C_{org}$ correspond à une augmentation du TOC et du $CaCO_3$ à Zumaia, tandis que l'excursion positive marque une chute du TOC et de la concentration en $CaCO_3$ (Storme, 2013). Cependant, au vu du faible nombre de point de mesure du TOC au Mas d'Azil, il reste hasardeux de tenter une comparaison.

Les variations $\delta^{13}C_{org}$ intra-sélandiennes ne sont que très peu décrites dans la littérature. Seules deux petites excursions négatives ont été reconnues en Italie à Gubbio, comme « Upper C26 R1 » et « Upper C26 R2 » (Coccioni et al., 2012). Ces deux évènements sont attribués à la partie supérieure du chron C26R et du Sélandien, dans la partie inférieure de la biozone à foraminifères planctoniques P4b, et dans la biozone NP5 à nannofossiles calcaires (Coccioni et al., 2012). Elles correspondent à de légères excursions négatives de 0.3 à 0.8 ‰. Néanmoins, si le STTE (Selandian/Thanetian Transition Event) est replacé correctement sur la courbe géochimique de Gubbio (après la publication de Coccioni et al., 2012 a été défini le GSSP de la base du Sélandien à Zumaia), ces petits éléments appartiennent alors la transition Sélandien/Thanétien.

La limite Selandien/Thanétien ou STTE correspond à une excursion très négative. Cet événement centré sur la transition Sélandien/Thanétien dure environ 250 000 ans (Coccioni et al., 2012; Gradstein et Ogg, 2004). La partie supérieure de cet intervalle aussi appelée ELPE (Early Late Paleocene Event) ou encore MPBE (Mid Paleocene Biotic Event) (Bernaola et al., 2007; Petrizzo, 2005; Westerhold et al., 2011) et marque le passage du chron C26r/C26n. La fin de l'événement est constituée d'une excursion positive bien marquée pouvant souligner selon les

localités une discordance. Le retour est plus positif qu'au début de l'événement. Sur la courbe du Mas d'azil, les excursions n° 5 et 6 (Figure 5-15) correspondent bien à une excursion négative de –1.3 ‰ à 218 m suivie d'une excursion positive de 2.7 ‰ à 242.5 m. Ainsi, ces deux événements marquent l'intervalle contenant la limite entre le Sélandien et le Thanétien.

Au Mas d'Azil, trois hiatus (H1, H2 et H3, Figure 5.1) se distinguent selon la stratigraphie et les variations rapides du $\delta^{13}C_{org.}$ Le premier est situé à 62 m, au sommet d'un petit banc de calcaire palustre, marqué à la fois par un shift en $\delta^{13}C_{org}$ et par un changement de faciès. Le second (H2), semble concorder avec la base de la transgression située entre 92 et 94 m, conduisant à l'installation de la plate-forme carbonatée peu profonde (limite de la transition Danien/Sélandien). Le pas d'échantillonnage étant lâche, il est difficile de placer précisément ce hiatus grâce à la courbe géochimique : il se situe donc entre 93 et 100 m. Enfin, un troisième hiatus est présent lors du retrait des eaux marines, à 242 m dans l'intervalle séparant les biozones SBZ3/SBZ4. Il est marqué à la fois par une variation brusque du $\delta^{13}C_{org,}$ ainsi que par un changement de faciès (passage des calcaires lagunaires à lacustres).

5.4.2 **Signal du $\delta^{13}C$ comme outil stratigraphique à Peyrolles**

Dans les Corbières, la coupe de Peyrolles a été investiguée afin de mettre en évidence le Sélandien. La caractérisation d'un intervalle supposé Sélandien est rendu complexe par l'absence de datation biostratigraphique précise dans les séries continentales. Compte tenu de la proximité de la coupe de Lairière (où le Sélandien a été identifié) et les corrélations possibles entre ces deux coupes, il a été décidé d'échantillonner un intervalle de 55 m (entre 158 et 214 m) équivalent à celui de Lairière. Des foraminifères et des pollens (rapport Master2 De Lagausie, 2017) ont été étudiés sur quelques échantillons afin de compléter le jeu de données isotopiques (F. Quesnel, C. Bourdillon).

5.4.2.1 Données biostratigraphiques

La coupe de Peyrolles comporte un intervalle marin d'une quarantaine de mètres, intercalé dans les sédiments de la plaine d'inondation. Cet intervalle est daté grâce aux corrélations avec les séries marines des Petites Pyrénées (Tambareau et al., 1995). Il nous est donc apparu intéressant d'avoir des données biostratigraphiques sur les foraminifères présents dans ces bancs, à travers cinq échantillons (De Lagausie, 2017).

Tableau 5-4: Résultat de l'analyse biostratigraphique de cinq échantillons de Peyrolles (Chantal Bourdillon dans le rapport Master 2 De Lagausie, 2017).

Echantillons	**Lithologie**	**Fossiles observés**	**Datation**
PE 02 - 173,5 m	Grès bioclastique grossier correspondant à un dépôt lagunaire sous très faible tranche d'eau	Racines de plante aquatique ; *Microcodium ;* Miliolidés indéterminables	Faciès présentant les caractéristiques de la base du Paléocène
PE 02 - 178,5 m	Faciès assez similaire au précédent	*Microcodium,* observation d'une section de foraminifère hyalin correspond très probablement à *Ornatononion moorkensii* (Hottinger, 2009)	Sélandien inférieur à moyen correspondant à la biozone SBZ2 (Serra-Kiel, 1998)
PE 02 – 196 m	Faciès à accumulation de débris de bivalves perforés par des lithophages.	Rares petites milioles piégées sans aucun intérêt.	Aucun calage
PE 02 - 201 m	Grès fins	Miliolidés ; présence possible de *Cribrogoesella*, d'*Idalina sinjarica* et *Ornatononion cf. moorkensii* (Hottinger, 2009) et/ou possible autre forme hyaline voisine.	Biozone SBZ2 voire base de SBZ3 : donc probablement Sélandien. datation sur le critère d'absence de forme strictement thanétienne. Attention les critères sont ténus vue la médiocrité de conservation de ce faciès
PE 02 - 207,5 m	Faciès bioclastique déposé en milieu très interne évoluant vers l'étage supralittoral avec même un possible début de pédogénèse	Coraux petites milioles, algues vertes dasycladacées et algues rouges lithothamniées ; un fragment de possible *Idalina sinjarica* et de rares petites formes hyalines assez semblables à celles du niveau 201 m	Biofaciès à cachet paléocène : aucun calage précis possible

En conclusion, les échantillons ne permettent pas un calage biostratigraphique précis. Cependant certaines espèces caractérisent la biozone SBZ2 voire la base de SBZ3 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998) pour les échantillons PE 02-178,5 m et PE 02-201 m. Ces analyses confèrent un âge Sélandien à cet intervalle marin.

Une analyse palynologique effectuée par Florence Quesnel (rapport Master 2 De Lagausie, 2017), vient compléter le jeu de données biostratigraphiques. Les conclusions majeures étant que tout l'intervalle étudié sur la coupe de Peyrolles (de

158 m à 215 m) appartient au Sélandien, sans que l'on puisse y définir la base ou le sommet. Les assemblages de palynomorphes donnent également des renseignements sur l'environnement de dépôt et le climat. En effet, la présence d'*Icacinaceae* (Iodes), de *Sapotaceae* et/ou de *Meliaceae* (Tétracolporés), permet de suggérer un climat chaud, tropical. De plus, la présence importante de fragments de micro-charbons le long de la coupe montre l'abondance d'incendies dans les paysages amont pendant cet intervalle.

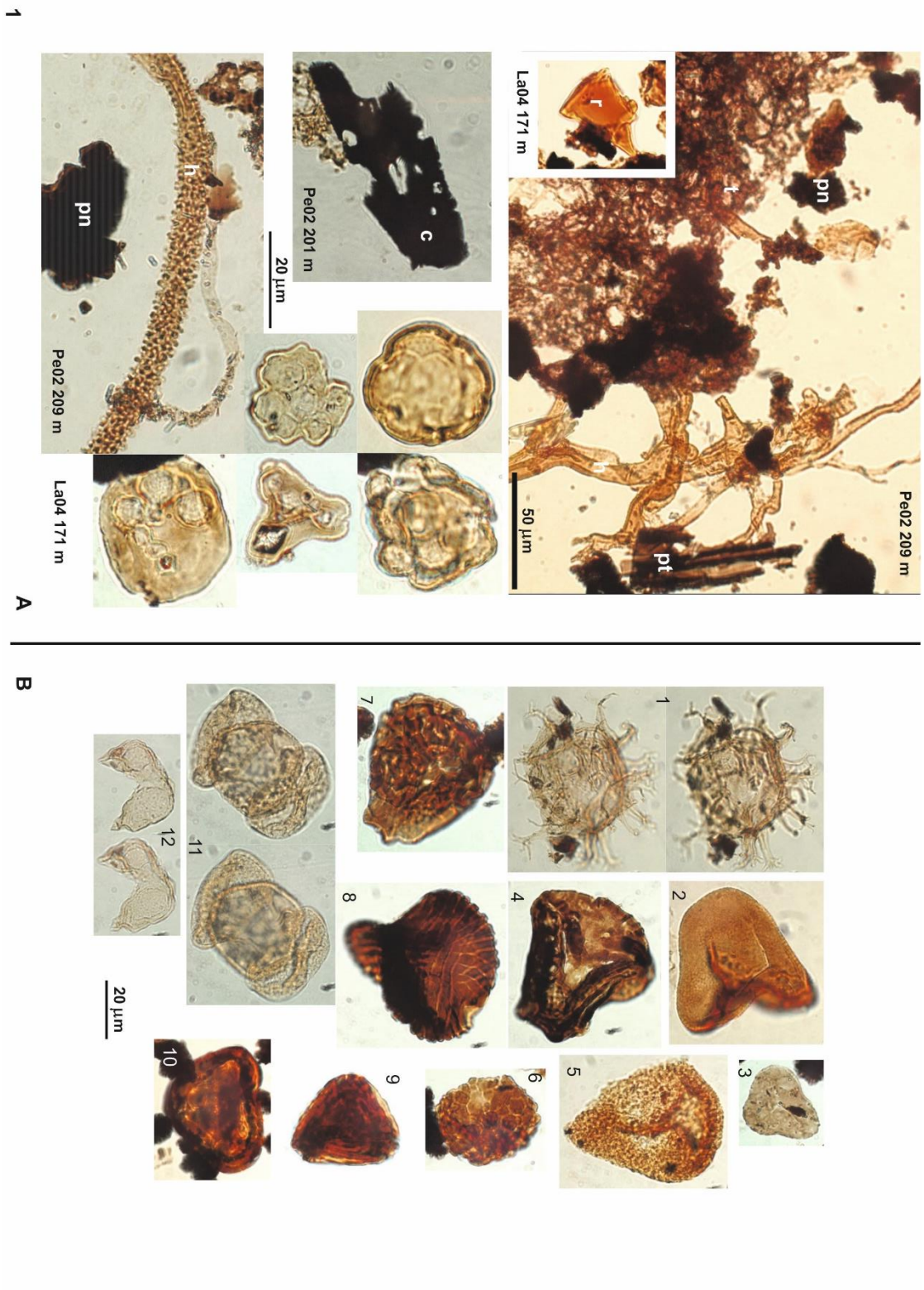


Figure 5-17: Planche palynologique 1 de la coupe de Peyrolles (d'après F. Quesnel, rapport master 2 De Lagausie, 2017).

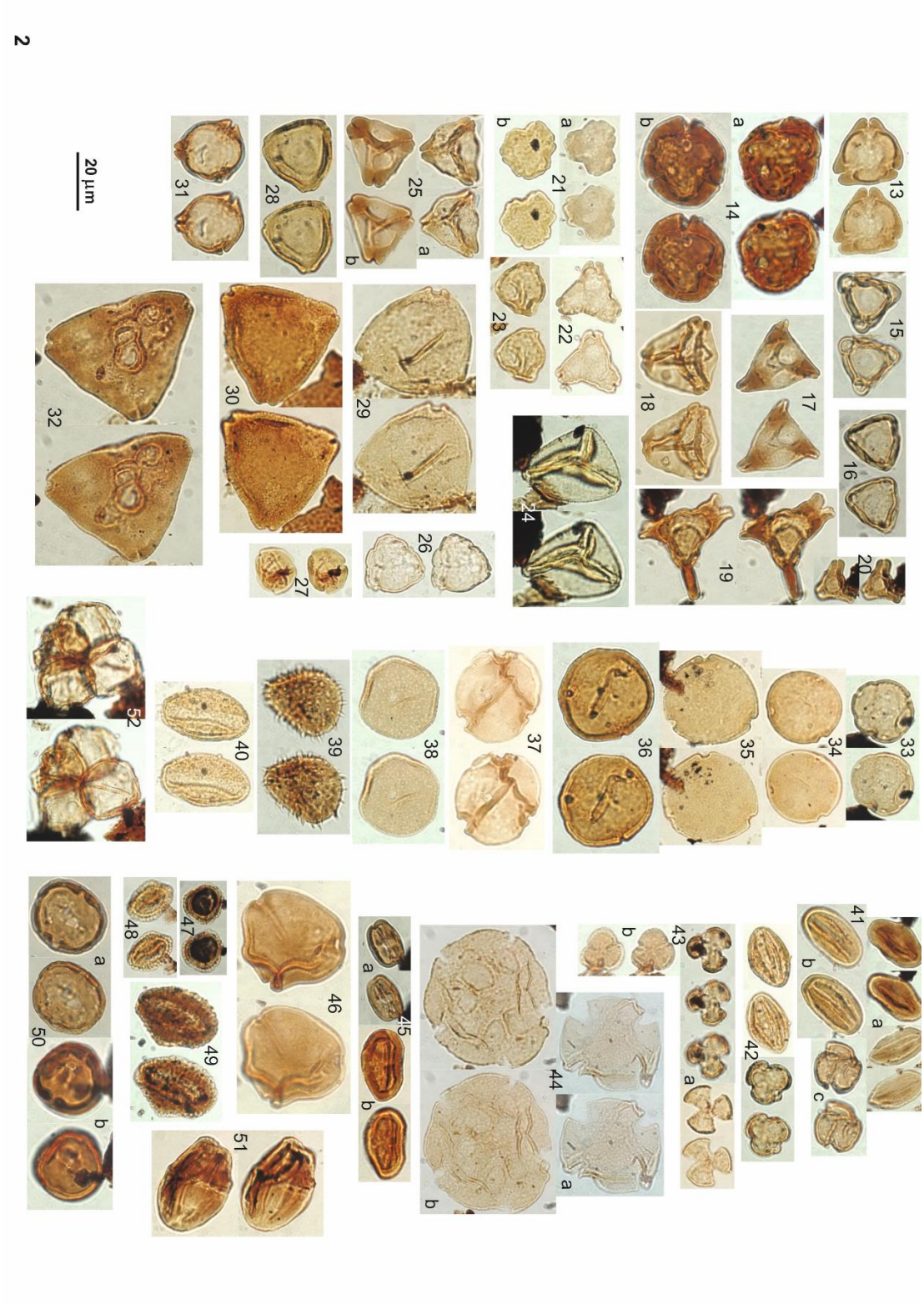


Figure 5-18 : Planche palynologique 2 de Peyrolles, Pollen d'Angiospermes (d'après F. Quesnel, rapport master 2 De Lagausie, 2017).

Planche 1

A Eléments du Palynofaciès

pn: phytoclaste noir

t: tissu de champignon

h: hyphe de champignon

pt: phytoclaste transparent

c: 'charcoal' (microcharbon)

r: résinite (ambre)

En bas à droite (La04-171 m) : grains de pollen colonisés par microorganismes (bactéries ?)

B Dinoflagellés, spores de ptéridophytes et pollen d'angiospermes

1 – Kyste de dinoflagellé (*Spiniferites*sp , La04-171 m)

Spores de Ptéridophytes

2 – *Leiotriletesadriennis*W. Kr. 1959 (Pe02-205 m)

3 – *Concavitriletesantweilerensis*W. Kr. 1959 (La04-171 m)

4 – *Toroisporis* W. Kr. 1959 (La04-171 m)

5 – *Baculatisporites* Th. et Pf. 1953 (Pe02-207,5 m)

6 – *Gemmatriletes*Pierce 1961 (La04-171 m)

7 – *Trilitesmultivallatus*W. Kr. 1959 (La04-171 m)

8 – *Cicatricosisporitesdorogensis*R. Pot. etGell. 1933 (La04-171 m)

9 – *Striatisporis* W. Kr. 1959 (La04-171 m)

10 – *Polypodiaceoisporites*R. Pot. 1956 (La04-171 m)

Pollen de Gymnospermes

11 – *Pityosporitesmicroalatus*Pf. et Th. 1953 (Pinaceae) (Pe02-170,5 m)

12 – *Inaperturopollenites hiatus* Th. et Pf. 1953 (Taxodiaceae) (Pe02-173,5 m)

Planche 2

Pollen d'Angiospermes

13 – *TrudopollisPflugii*Kds. 1982 (Pe02-191 m)

14 – *Pseudoromeinipollenitesirregularis*Kds. 1982 (a – La04-171 m, b – Pe02-173,5 m)

15 – *Interporopollenitesproporus*Weil. etKrg. 1953 (Pe02-201 m)

16 – *Interpollissupplingensis* (Pf. 1953) W. Kr. 1961 (Pe02- 201 m)

17 – *Menatipollenitestriangulus*Kds.,Heg. &Boh. 1971 (Pe02-173,5 m)

18 – *Caratinipollenitespaleocenicus*Kds. 1982 (= *Triatriopolleniteshannoverensis*W. Kr. 1977)

(Pe02-173,5 m)

19 – *Basopollisbasalis*Pf. 1953 (Pe02-191 m)

20 – *Basopollisvancampoae*Kds.,Heg. &Boh. 1971 (La04-171 m)

21 – *Stephanoporopolleniteshexaradiatus* (Thg. 1940) Th. & Pf. 1953 subfsp. *tribinae*W. Kr. 1961

(a – La04-171 m, b – Pe02-191 m)

22 – *Vacuopollisconcavus* (Pf. 1953) W. Kr. 1960 (La04-171 m)

23 – *Gallopollisminimusconcaviformis*Gr.-Cav. 1966

(= *Triatriopollenitesconcaviformis*Zakl. 1963*)* (Pe02-201 m)

24 – *Pseudoplicapollispaleocenicus*Krutzsch. *in*Goczan et al. 1967

(= *Sporopollispseudoporites*Pf. 1953 et *Russellipollenites*Kds. 1982*)* (Pe02-173,5 m)

25 – *Plicapollispseudoexcelsus*W. Kr. 1961 (a – Pe02-201 m, b – La04-171 m)

26 – *Triatriopollenitesengelhardtioides*Roche et Schuler 1976 (Juglandaceae, *Engelhardtia*)

Pe02-173,5 m)

27 – *Triatriopollenitesplatycaryoides*Roche 1965 (Juglandaceae, *Platycarya*) (La04-171 m)

28 – *Triatriopollenitesbelgicus*Roche 1973 (Myricaceae) (Pe02-170,5 m)

29 – *Triatriopollenitesaroboratus*Pf. 1953 (Myricaceae) (Pe02-201 m)

30 –*Triatriopollenitespseudovestibulum*Pf. 1953 (Pe02-205 m)

31 – *Triporopollenitesrobustus*Th. et Pf. 1953 (Betulaceae, Coryloïdeae) (Pe02-173,5 m)

32 – *Proteacidites*Cookson ex Couper 1953 (Proteaceae) Pe02-211 m)

33 – *Subtriporopollenitesanulatus*Pf. et Th. 1953 (Juglandaceae) (La04-171 m)

34 – *Subtriporopollenitessubporatus*W. Kr. 1961(Juglandaceae) (Pe02-207,5 m)

35 – Subtriporopollenitesmagnoporatus W. Kr. 1961 (Juglandaceae) (Pe02-207,5 m)

36 – *Subtriporopollenitesspissoexinus* Roche 1968 (Juglandaceae) (Pe02 173,5 m)

37 – *Intratriporopollenitesmicroinstructus*W. Kr. 1958 (Tiliaceae) (Pe02 173,5 m)

38 – *Milfordiahungarica*W. Kr. etVanh. 1970 (Restionaceae) (Pe02-191 m)

39 – *Compositoipollenitesrhizophorusgiganteus*Roche 1972 (Icacinaeae, *Iodes*) (Pe02-158 m)

40 – *Monocolpopollenitestranquillus*Th. et Pf. 1953 (Palmae) (Pe02-170,5 m)

41 – *Tricolpopolleniteslibrarensisfallax*Th. et Pf. 1953 (Fagaceae)

(a – La04 171 m, b – Pe02 170,5 m, c – Pe02-173,5 m)

42 – *Tricolpopollenitesmicrohenrici*Th. et Pf. 1953 (Fagaceae) (La04-171 m)

43 – *Tricolpopolleniteshians*Elsik 1968 (a – La 04-171 m, b – Pe02-191 m)

44 – *Tetracolpitesbourreaui (ex Nothofagiditesbourreaui*Gr. Cav. 1968) (Verbenaceae ?)

(a – Pe02-158 m ; b – Pe02-211 m)

45 – *Tricolporopollenites cingulum* Th. et Pf. 1953 (Fagaceae, Castaneaoïdae)

(a – La04-171 m, b – Pe02-205 m)

46 – *Tricolporopolleniteskruschi*Th. et Pf. 1953 (Myrtiflorae, Nyssaceae – Mastixiaceae)

(Pe02-191 m)

47 – *Tricolporopollenitesmargaritatus*Th. et Pf. 1953 (Aquifoliaceae) (La04-171 m)

48 – *Tricolporopollenitesiliacus*Th. et Pf. 1953 (Aquifoliaceae) (Pe02-173,5 m)

49 – *Tricolporopollenitespseudoiliacus*W. Krutsch 1967(Aquifoliaceae) (La04-171 m)

50 – *Tetracolporopollenites* Pf. et Th. 1953 (Sapotaceae, Meliaceae)

(a – Pe02-158 m ; b – Pe02-191 m)

51 – *Stephanocolporopollenites* Van der Hammen 1954 (Pe02-207,5 m)

52 – *Tetradopollenites* Th. et Pf. 1953 (Ericaceae) (La04-171 m)

5.4.2.2 Données en δ13 Corganique et en carbone organique total de Peyrolles

Les courbes ci-dessous (Figure 5-19) présentent les variations en $\delta^{13}C_{org}$ et carbone organique total (TOC) des échantillons prélevés à Peyrolles. Au total, 19 échantillons ont été analysés.

L'analyse du TOC montre des teneurs comprises entre 0.006 % à 207.5 m et 0.240 % à 208.5 m. La moyenne est de 0.085 % de la roche totale. La richesse des échantillons en matière organique est surement conditionnée par la présence de micro-charbons notamment dans les grès à rides.

La courbe du $\delta^{13}C_{org}$ a un minimum de -29.7 ‰ et un maximum de -21.1 ‰ pour une moyenne de -23.5 ‰ avec une incertitude sur les mesures de ± 0.30 ‰.

La base de la courbe isotopique est marquée par une excursion négative (Figure 5-19 : excursion n°1) de plus de 6 ‰ à 165 m, correspondant à un niveau de carbonate continental. La courbe du TOC ne subit pas de variations significatives à ce niveau.

Puis, une tendance positive s'installe de 165 à 179 m, avec une excursion positive nette entre 177 m et 179 m de 2.8 ‰ puis une excursion négative. La tendance positive de la courbe isotopique est associée à une augmentation du TOC tandis qu'une diminution rapide (0.095 %) survient au niveau de l'excursion positive du $\delta^{13}C_{org}$. La courbe du TOC montre par la suite une augmentation significative de 0.2 % sur une épaisseur de 17 m à partir de 179 m, associée à une tendance positive sur la courbe géochimique du carbone.

Un changement brusque s'observe sur les deux courbes à 191 m (excursion n°1 de la courbe $\delta^{13}C_{org}$ et excursions B et C sur la courbe du TOC, Figure 5-19). Sur la courbe $\delta^{13}C_{org}$, il est enregistré par une excursion négative brève immédiatement suivie d'une positive (1.7 ‰) qui se prolonge dans le temps. La courbe du TOC marque une très nette diminution entre 191 et 201 m, puis deux brèves augmentations à 205 et 208.5 m (les excursions B et C sur la courbe du TOC de la Figure 5-19).

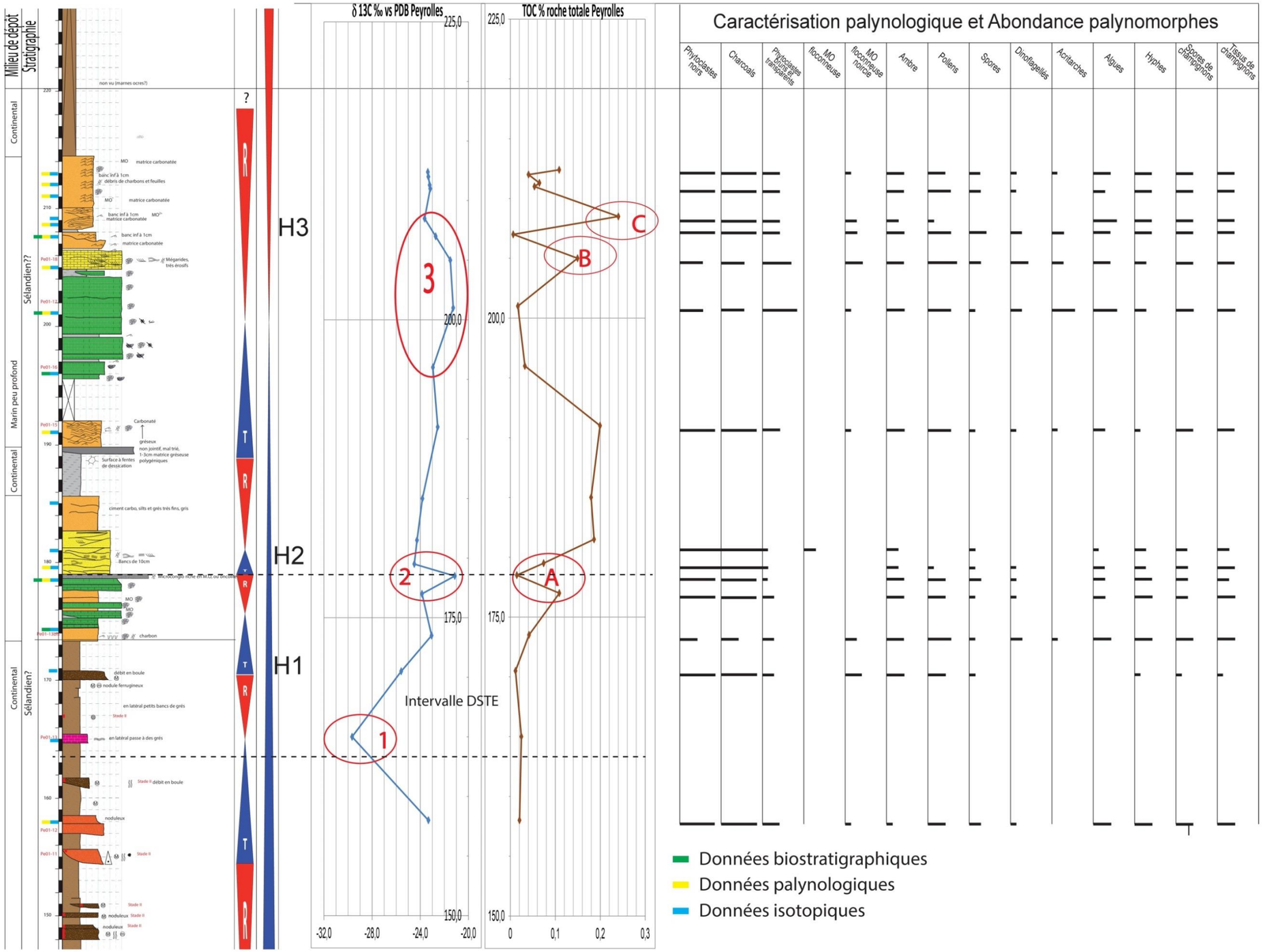


Figure 5-19: Variation du $\delta^{13}C$ organique et du TOC sur la coupe de Peyrolles. De 1 à 3 sont numérotées les variations significatives en $\delta^{13}C$ organique. H1, H2 et H3 indiquent les shifts importants de la courbe isotopique interprétés comme des hiatus potentiels. A droite, le tableau représente les proportions relatives des divers palynomorphes observés pour chaque échantillon. Les planches des divers palynomorphes, et leurs détails sont disponibles dans le paragraphe 5.4.2.1 (De Lagausie, 2017).

La base du Sélandien devrait être marquée par une tendance négative immédiatement suivie d'une forte excursion positive. La tendance négative se situe de 158 à 165 m (numéro 1, Figure 5-19), suivie par une grande excursion positive atteignant 179 m (numéro 2, Figure 5-19) peut correspondre à cet intervalle. La limite Danien/Sélandien serait alors située sur l'onset de l'excursion positive.

Par ailleurs, aucune tendance négative importante ne peut être assimilée à la transition Sélandien/Thanétien au sommet de la courbe $\delta^{13}C_{org}$ de Peyrolles. La qualité de l'affleurement et les sédiments meubles de la plaine d'inondation (colonisés par une abondante végétation pouvant entrainer une pollution par de la matière organique actuelle) au-dessus n'ont pas permis un échantillonnage. Il apparait donc que l'étude du $\delta^{13}C_{org}$ de Peyrolles ne dévoile que la base du Sélandien, mais pas le sommet, qui doit être au-delà de l'intervalle étudié. De par les rapides changements du signal du $\delta^{13}C_{org}$, il est possible de placer trois hiatus sur cet intervalle à 173 m (base de la transgression), à 179 m (associé à une lentille conglomératique et un banc de grès à HCS) et à 205 m (banc de grès à HCS) (Figure 5-19). H2 semble être le plus important car associés à l'écart le plus important en carbone isotopique.

5.4.3 **Synthèse sur la géométrie sélandienne**

Au Sélandien dans l'est du bassin nord-pyrénéen, les sédiments continentaux enregistrent seulement des périodes de crises, et comportent de nombreux hiatus, comme l'attestent les courbes géochimiques, ainsi que la sédimentation (nombreux paléosols présents au sein de la série). Il semble que la limite Danien/Sélandien soit un hiatus important, incluant un intervalle de temps plus important dans l'est du bassin (à Lairière), correspondant à la base du Sélandien (=Séquence Pal2 et 3, Figure 5-20).

Les analyses biostratigraphiques de Lairière et Peyrolles permettent d'inclure la première transgression marine paléocène dans un Sélandien non-basal (voir § 5.2). Par ailleurs, les analyses sur le $\delta^{13}C_{org}$ de Lairière et du Mas d'Azil permettent par comparaison avec la littérature à Zumaia, (Storme, 2013) et à Gubbio (Coccioni et al., 2012) de placer la base et le sommet de cet étage.

Il est alors possible par corrélation d'étendre ces limites et de définir la géométrie sélandienne dans l'est du bassin nord-pyrénéen (Figure 5-21). Les corrélations reposent donc sur les données biostratigraphiques, géochimiques, mais également sur la définition de séquence en stratigraphie séquentielle (chapitre 4). Trois séquences complètes constituent le Sélandien (Pal3, Pal4 et Pal5). Le Sélandien comprend donc le maximum d'inondation du cycle Pal2, dont la ligne de rivage ne dépasse guère le chaînon du Plantaurel. Le maximum d'inondation de Pal3 atteint juste Peyrolles, au sud du Massif du Mouthoumet. Le maximum d'inondation de Pal4 représente la transgression la plus étendue du Paléocène, marquée à sa base par une surface transgressive majeure (Figure 5-21), qui se corrèle bien entre Peyrolles et Lairière. Enfin, le maximum d'inondation de Pal5 n'atteint pas Lairière,

où il est sans doute représenté par des dépôts lacustres marquant un haut niveau marin.

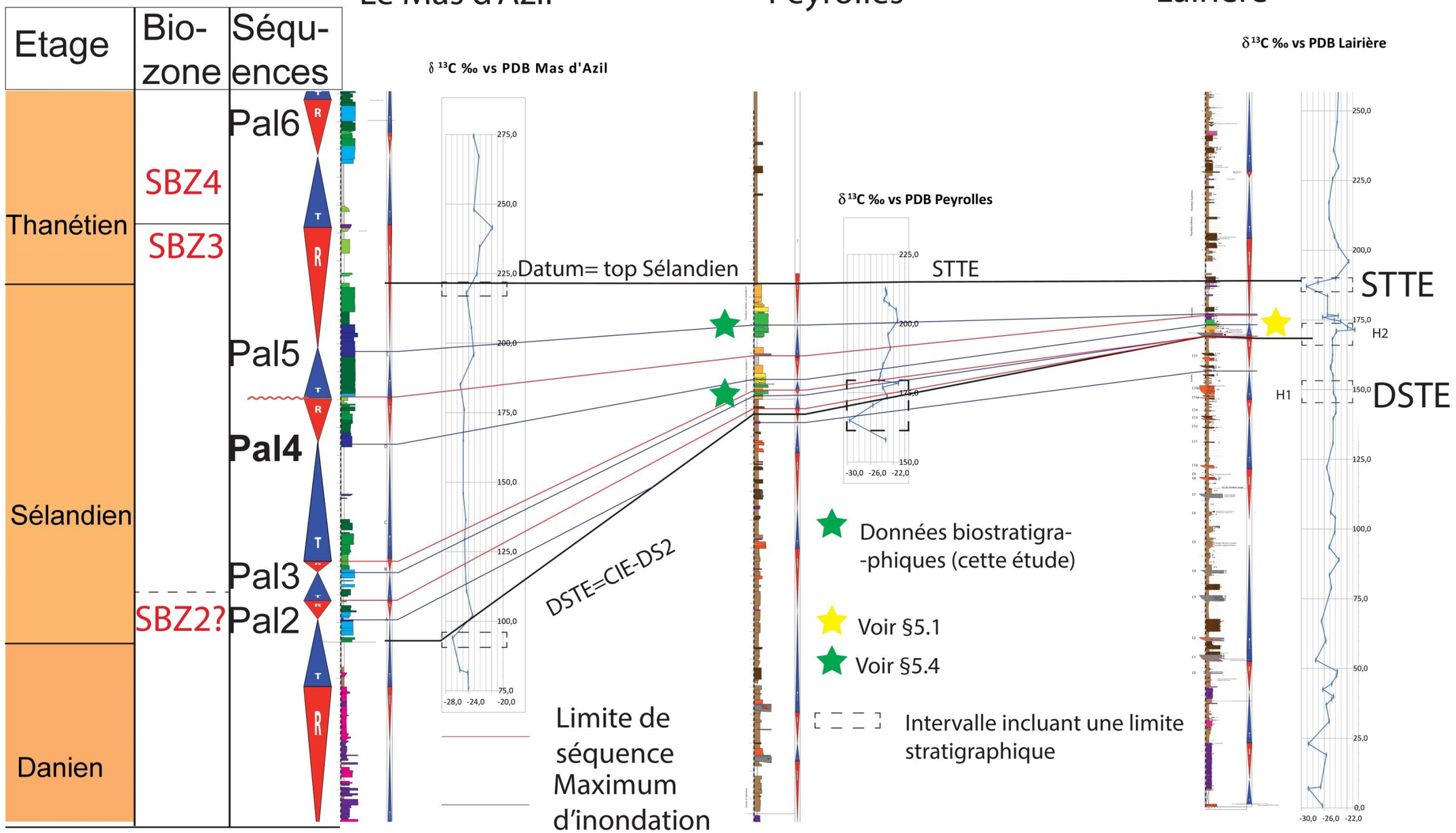


Figure 5-20: Données chémostratigraphique et biostratigraphique des successions sélandiennes du Mas d'Azil, de Peyrolles et de Lairière (H1 et H2 représentent les deux hypothèses envisagées pour la base du Sélandien, développés dans l'article § 5.2. Les données biostratigraphiques issues de cette étude renvoient à leur description dans le texte (paragraphe 5.1 et 5.4). DSTE=Danian Selandian Transition Event. STTE= Selandian Thanetian transition Event, CIE DS2 : excursion négative du signal du carbone (Arenillas et al., 2009).

La Figure 5-21 permet de dégager la géométrie sélandienne des Petites Pyrénées aux Corbières. L'épaisseur varie fortement de 130 m au Mas d'Azil à 58 m à Peyrolles et à 26 m à Lairière. La géométrie du Sélandien est un biseau s'affinant vers l'est, c'est-à-dire vers la partie proximale des dépôts. Les séquences Pal 2 et le maximum d'inondation de Pal3 (transgression/régression) s'affinent dans l'intervalle sélandien vers l'est. Ces séquences semblent reposer vers l'est sur la limite de séquence de de Pal3 qui constitue dans l'est du bassin la limite de la base du Sélandien. La géométrie sélandienne s'apparente à un système de bas niveau (LST : lowstand system tract), avec des dépôts marins à l'ouest plus épais que les dépôts lagunaires et continentaux à l'est. Cependant, la base du Sélandien semble absente dans l'est du bassin, au niveau des Corbières, matérialisé par une surface d'érosion, marquant un hiatus.

Ce genre de cortège se dépose lors du début d'une augmentation du niveau marin (Catuneanu, 2006). La base correspond généralement à une discordance subaérienne (dans notre secteur située dans les sédiments de la plaine d'inondation) et à des dépôts marins souvent continus (Pal2 et pal3). Le sommet de ce cortège est marqué par une importante surface régressive (limite de séquence de Pal 3 ou des Pal 1.x du chapitre 4 pour les Corbières) située dans le Sélandien moyen. Généralement, ces dépôts se traduisent par une aggradation dans les systèmes fluviaux ce qui réduit la quantité de sédiments transportés vers le bassin marin (Catuneanu, 2006).

Donc le début du Sélandien correspond à des dépôts carbonatés marins dans le centre du bassin (Petites Pyrénées), tandis que l'est (Corbières) entre en érosion. Puis, la séquence Pal4 envahit l'ensemble de la zone d'étude lors du Sélandien moyen. Les sédiments lacustres qui surmontent souvent le maximum d'inondation de Pla4 (minces couches marines) des Corbières, peuvent être éventuellement assimilés des dépôts de haut niveau marin.

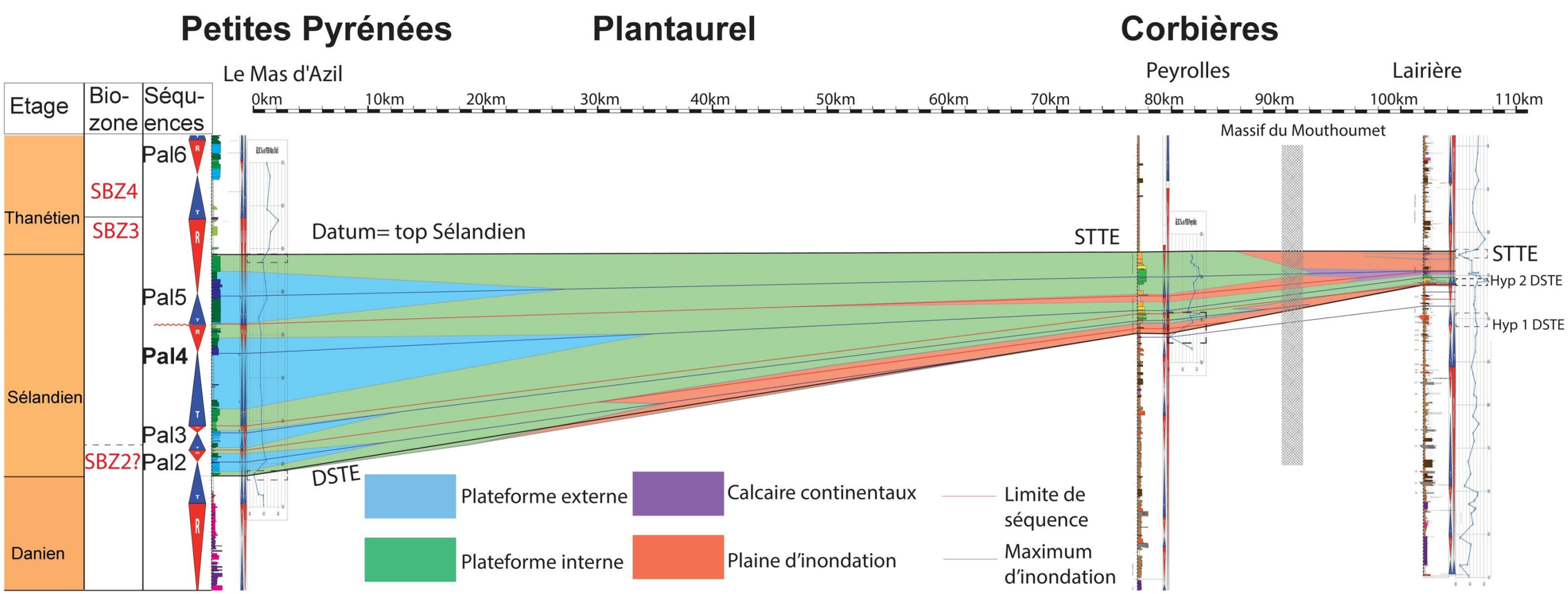


Figure 5-21: Comparaison des courbes géochimiques supposées sélandiennes du Mas d'Azil, Peyrolles et Lairière. Essai de reconstitution de la géométrie sélandienne à partir de ces trois localités. DSTE : Danian Selandian Transititon Event (H1 et H2: Hypothèse de la base du Sélandien, développés au paragraphe 5.2). STTE : Selandian Thanetian Transition Event.

5.5 Conclusion

Les événements enregistrés dans le signal du $\delta^{13}C_{org}$ sont recensés tout autour du globe, dans les sédiments continentaux ou marins. Le fait que ce signal soit global en fait un excellent marqueur stratigraphique, ce qui permet de pallier aux manques de données biostratigraphiques par exemple. La base et le sommet du Paléocène sont particulièrement étudiés. Bien que le marqueur principal de la limite Crétacé/Tertiaire ne soit pas une variation du signal isotopique, ce signal enregistre quand même une excursion négative à ce niveau (Cojan, 2000 ; Keller et Lindinger, 1989). La limite paléocène/Eocène, a pour meilleur marqueur une excursion négative du carbone isotopique (Aubry et al., 2007) recensée en Europe, en Amérique du Nord et du Sud, ainsi qu'en Chine et dans le Pacifique (Bowen et al., 2015; Carvajal-Ortiz et al., 2009; Coccioni et al., 2012; Koch et al., 2003, 1992; Manners et al., 2013b; Sluijs et al., 2007; Storme et al., 2012; Westerhold et al., 2011; Yans et al., 2014; Zachos, 2001b; Zhu et al., 2010). Cet événement est donc un rail de corrélation mondiale pour placer la limite paléocène/éocène.

L'étude de la série de Lairière donne un signal du carbone isotopique pour l'ensemble du Paléocène, dans une sédimentation continentale. Elle a permis de placer un certain nombre d'événements géochimiques, et d'améliorer la précision du calage stratigraphique. Les limites notables ainsi définies sont un intervalle correspondant à la limite crétacé/tertiaire, la base et le sommet du sélandien, ainsi que la PETM, marquant la transition entre Paléocène et Eocène. Ainsi, cette méthode apparait comme idéale dans les zones ou les marqueurs biostratigraphiques sont absents. Il existe des précautions à prendre lors de l'interprétation des courbes du $\delta^{13}C_{org}$. En effet, les tendances des signaux du $\delta^{13}C_{org}$ et du $\delta^{13}C_{carb}$ se suivent généralement pour une même section (Magioncalda et al., 2004). Cependant, il peut exister des différences, comme des phénomènes de découplage (Storme et al., 2014). Ce phénomène tend à montrer une excursion positive dans le $\delta^{13}C_{org}$ coïncidant avec une excursion négative dans le $\delta^{13}C_{carb.}$ Ces différences peuvent s'expliquer par des phénomènes diagénétiques ayant modifiés le signal du $\delta^{13}C_{carb}$ et reste mal compris. De plus, de nombreuses excursions négatives de carbone isotopique sont enregistrées dans des sédiments lacustres, particulièrement à Lairière. Il faut dès lors se demander si le type même de dépôts n'est pas responsable de ces valeurs très négatives. Certaines études tendent à montrer que la pédogenèse sur les carbonates continentaux induit des valeurs de $\delta^{13}C$ très négatives (Dunagan et Driese, 1999). L'idéal afin d'obtenir une interprétation solide est donc de coupler cette méthode avec d'autre (magnetostratigraphie, palynologie, biostratigraphie, DRX…).

Etendre l'analyse géochimique à l'ensemble de la zone d'étude a permis de fixer le Sélandien, dont les limites n'étaient pas définies jusque-là. Les données, ont notamment permis de définir la géométrie sélandienne, qui semble correspondre à un prisme lowstand. La limite basale est diachrone : la base du Sélandien est

enregistrée dans le centre du Bassin (Petites Pyrénées), et correspond à un hiatus dans l'est. Les corbières seraient donc un domaine en érosion durant le Sélandien basal. L'épaisseur du Sélandien est plus importante au Mas d'Azil, dans la partie marine du système, qui enregistre entièrement les séquences pal2 et 3 (les Petites Pyrénées, enregistrent donc une sédimentation continue). Cependant, des analyses complémentaires seraient nécessaires pour étendre les corrélations à l'ensemble du bassin étudié de manière certaine.

Dans le reste du manuscrit (chapitre 6 et 7) nous considérons les hypothèses 2 pour la base du Sélandien et la base de l'Yprésien (voir paragraphe 5.2.5).

Chapitre 6 **Architecture et géographie du bassin nord-pyrénéen au Paléocène.**

La description des faciès (chapitre 3) et la succession sédimentaire de chaque coupe étudiées ont permis de définir des séquences (chapitre 4). A ces informations s'ajoutent les données géochimiques du chapitre 5. L'ensemble de ces informations permettent dans ce chapitre, de dresser des corrélations et de reconstituer l'architecture sédimentaire du bassin nord-pyrénéen au Paléocène. Une interprétation en termes de paléogéographie pour 7 séquences est proposée à la fin de ce chapitre.

6.1 Géométrie du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen

6.1.1 **Choix du datum**

Deux surfaces peuvent être envisagées pour servir de datum à ce transect de corrélation du Paléocène.

Premièrement la surface sommitale des calcaires lacustres de la base du Paléocène (« Rognacien ») pourraient servir de datum. Ces calcaires sont présents partout sur la zone d'étude, soit sous la forme d'une simple barre (comme c'est le cas dans les coupes à l'ouest, en partie distale), soit sous la forme d'une double barre. Le sommet, dans les Petites Pyrénées et dans le Plantaurel est marqué par une surface karstifiée et pédogénétisée ou abondent les *Microcodium*, signe d'une exposition aérienne prolongée. Cette surface marque un hiatus sédimentaire pour les trois coupes les plus à l'ouest. Par contre, cela correspond à 150 m de sédiments dans les Corbières. Ceci indique soit une paléo-topographie héritée au niveau de cette surface de karstification, soit une subsidence différentielle (plus importante à l'est). Les calcaires « rognaciens » sont plus récents dans les Petites Pyrénées qu'au niveau des Corbières. Ce diachronisme dans le dépôt peut être la source d'erreur. De plus choisir un datum en base de coupe n'aide pas à la visualisation de l'architecture globale. Donc, il semble hasardeux de se baser sur cette surface comme datum.

Le second datum envisagé est la surface transgressive yprésienne, montrant des faciès lagunaires peu profonds sur l'ensemble du domaine étudié. De par son omniprésence sur la zone d'étude et les faciès lagunaires qui semblent synchrones (zone à *Alveolina cucumiformis*), cette surface semble être un datum robuste. C'est cette surface qui sera utilisée pour réaliser les transects de corrélation.

6.1.2 **Corrélations ouest/est dans le bassin nord-pyrénéen**

Le transect s'organise selon un axe distal-proximal d'ouest en est, parallèle à l'actuelle chaîne des Pyrénées. S'appuyant sur huit coupes, il s'étend sur 150 kilomètres (Figure 6.1).

La géométrie globale montre une épaisseur des sédiments paléocènes, souvent plus importante à l'est. A l'échelle du transect, il est possible de distinguer 8 séquences (7 paléocènes et 1 yprésienne), caractérisées par des associations de faciès distinctes et des limites majeures. L'organisation architecturale des séquences décrites ci-après sont définies par rapport au maximum d'inondation et sont nommées Pal1 à Pal7 pour le Paléocène et Y1 pour l'Yprésien.

Séquence Pal1 : Cette séquence diffère selon si elle est étudiée dans les Petites Pyrénées ou les Corbières. Ceci est essentiellement dû au faite que l'assise « rognacienne » est plus précoce dans les Corbières (Maastrichtien à Danien), que dans les Petites Pyrénées (Danien non basal). Mais également au fait que les séquences Pal 2 et le maximum d'inondation de Pal3 ne se corrèlent pas jusque dans l'est du bassin. Ces séquences s'appuient sur la surface marquant la transition Danien/Sélandien. Ainsi, dans les Corbières, les séquences Pal1.1, Pal1.2, Pal 1.3, Pal1.4 ont été définies.

Dans les Petites Pyrénées, le maximum d'inondation correspond à l'invasion basale au-dessus des Marnes d'Auzas (maastrichtienne), attribué à un Danien non-basal (Gruas-Cavagnetto et al., 1992). Cette assise marine qui n'atteint pas le Mas d'Azil, correspond latéralement à des calcaires continentaux lacustres et palustres. Dans ces sédiments continentaux, un niveau plus marneux comporte un lit ligniteux à La Cassine et au Mas d'Azil. A Rivel, dans le chainon du Plantaurel, cet intervalle correspond à une intercalation marneuse « lit de vin ». La surface sommitale de ces calcaires à La Cassine, au Mas d'Azil et à Rivel est une surface d'exposition aérienne prolongée, qui a subi une karstification marquant un non dépôt (Sztràkos et al., 1997). La limite de séquence se situe donc à ce niveau en Ariège (La Cassine, Mas d'Azil) et dans la zone du Plantaurel (Rivel). Les calcaires lacustres rognaciens passent latéralement aux argiles de la plaine d'inondation vers l'est.

La séquence Pal1 peut être subdivisée en séquence d'ordre supérieur (ordre 4) dans les Corbières. Tandis que dans les Petites Pyrénées, il correspond à un seul cycle et une surface de karstification. Ce hiatus sédimentaire, correspond au dépôt des cycles Pal1.1, 1.2, 1.3 et 1.4 dans les Corbières. Il se peut également que le début de la transgression de Pal 2 (dépôts de 10 m d'argiles continentales en Ariège), soit en partie synchrone des différents cycles de Pal1. A l'est du Plantaurel, dans les Corbières, l'assise lacustre « rognacienne » se scinde en deux bancs distincts. La limite Crétacé/Tertiaire est située dans le banc sommital (présence de fossile d'œufs de dinosaure dans les argiles séparant les deux barres). Les limites de séquence sont situées au niveau des chenaux gréseux et conglomératiques. Les

maximums d'inondation sont marqués soit par des paléosols matures soit par des carbonates continentaux.

Durant la régression de Pal 1, les sédiments continentaux de plaine d'inondation s'accumulent à l'est dans les Corbières tandis qu'à l'ouest, la surface de karstification marque un hiatus.

La séquence Pal2 : Cette transgression marine de faible envergure ne dépasse pas la région du Plantaurel (Rivel). Lors du début de la montée du niveau marin, des argiles rouges de plaine d'inondation d'une épaisseur maximale de 10 m sédimentent sur la limite de séquence Pal1 (surface de karstification) à Rivel, au Mas d'Azil et à La Cassine. Le maximum d'inondation est atteint au niveau des premiers sédiments lagunaires (calcaires à algues rouges). A Rivel, cet intervalle marin est encadré par des calcaires continentaux. La limite de séquence est marquée dans les Petites Pyrénées par des faciès marins plus proximaux (marnes à huîtres), et à Rivel par une sédimentation carbonatée continentale. Dans les Corbières, cette séquence semble absente, et se perdre sur la limite de séquence correspondant à la base du Sélandien.

La séquence Pal3: la transgression marine est plus importante que la précédente et affecte l'ouest des Corbières (Peyrolles). Au niveau des Petites Pyrénées et du Plantaurel, le maximum d'inondation est atteint dans des niveaux à algues, coraux et ooïdes. La limite de séquence est représentée par des calcaires lagunaires peu profonds. Latéralement, l'équivalent de la surface d'inondation maximale s'exprime dans les Corbières par des petits bancs à milioles à Peyrolles, puis disparait vers Arques. A Lairière, le maximum d'inondation de cette séquence est absent (non-dépôt). Par contre, la limite de séquence de Pal3 semble se confondre avec la base du Sélandien dans les Corbières.

Pal 2 et le maximum d'inondation de Pal3 sont absents des Corbières, et uniquement présents dans le centre du bassin (cas de l'hypothèse 2 de la base du Sélandien, Chapitre 5.2). Dans ce cas, les lignes temps de Pal 2 et le maximum d'inondation de Pal3 viennent en « onlap » sur la surface d'érosion des Corbières (limites de séquences de Pal3, base du sélandien et limite des sous-séquences Pal1.x des Corbières). Cette surface remarquable marque donc à la fois : la limite basse du Sélandien, et une érosion correspondant à la base du Sélandien dans les Corbières. Dans les Petites Pyrénées par contre, les séquences Pal2 et Pal3, correspondent au Sélandien basal.

La Séquence Pal4 : Dans les Petites Pyrénées, le maximum d'inondation est représenté par des niveaux à grands foraminifères qui passent latéralement à un banc d'ooïdes formant des dunes à Rivel puis à des niveaux de calcaires gréseux à HCS au niveau de Peyrolles. Cette transgression marine enregistrée dans quelques centimètres de marnes à faune marine atteint l'est des Corbières (Albas, Montplaisirs (Plaziat, 1966). C'est un niveau repère permettant de caler la série paléocène à l'est. A Lairière et à Peyrolles, les échantillons prélevés indiquent un intervalle Sélandien

Cette première transgression marine de vaste ampleur permet un calage stratigraphique d'une partie du Sélandien. Les sédiments marins connaissent de forte variation d'épaisseur et passent de 40 m dans les Petites Pyrénées à quelques mètres dans les Corbières.

La limite de séquence dans les Petites Pyrénées correspond à des calcaires de lagon peu profond. A Rivel et à Peyrolles, Pal4 est séparée de Pal5 par des sédiments continentaux : calcaires lacustres à Rivel, et niveau argileux à fentes de dessiccation puis conglomérats à Peyrolles. Le niveau conglomératique à Peyrolles proviendrait de l'érosion du Massif du Mouthoumet : ces sédiments grossiers subissent un transport du sud vers le nord sur une courte distance.

La séquence Pal5 : la transgression s'étend à l'est jusqu'à Peyrolles, sans arriver jusqu'à Lairière. Dans les Petites Pyrénées, elle s'exprime par un ensemble calcaire de 60 m de puissance. Lors du prisme transgressif, des faciès algo-coralliens se mettent en place. Le maximum d'inondation se situe dans les calcaires de plateforme externe à grands foraminifères comme *Ranikothalia sindensis*, et au niveau des marnes distales à *Micraster tercensis* (Tambareau, 1972a). Ces couches sont attribuées à la biozone de *Glomalveolina primaeva* (Tambareau, 1972a; Villatte, 1962) correspondant à SBZ3 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). Les formes *Ranikothalia sindensis, Miscellanea yvettae, Falotella alavensis* et *Glomalveolina primaeva* sont observées. Le maximum d'inondation se situe dans un grainstone à ooïdes, marquant un milieu de forte énergie à Rivel, à des grès à HCS intercalés dans des grés à rides et calcaires gréseux à milioles à Peyrolles et à des calcaires lacustres pouvant signifier un prisme de haut niveau marin à Lairière, Albas et Montplaisirs.

La régression est de forte ampleur, puisque les eaux se retirent à l'ouest du Mas d'Azil, comme le montre un petit banc de calcaires à charophytes, intercalé dans les sédiments marins aux alentours de 240 m. Au même moment, la coupe de Rivel montre de petites invasions marines qui s'intercalent dans les sédiments lacustres. La mer a envahi quatre fois les alentours de Rivel, durant une régression d'ordre supérieur correspondant à Pal5. Ainsi, quatre séquences d'ordre inférieur (Pal 5.2 à Pal 5.5) ont été définies. Plus à l'est, la limite de séquence est plus difficile à définir puisque Peyrolles ne présente que des argiles de la plaine d'inondation. A Lairière, Albas et Montplaisirs, elle correspond à la base de chenaux gréseux à rides de courant. Cette limite de séquence de par les datations effectuées dans les Petites Pyrénées sépare les biozones SBZ3/SBZ4 (Tambareau, 1972a; Villatte, 1962)

La séquence Pal6 est associée à une petite transgression datée de la base de la biozone à *Alveolina levis* (Tambareau, 1972a), SBZ4 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). Elle atteint Rivel (Tambareau, 1972a), sans arriver jusque dans les Corbières. Dans les Petites Pyrénées, elle comprend des calcaires para-récifaux et des calcaires à foraminifères indiquant un milieu de plateforme externe. A l'est (Albas et Montplaisir), il est plus difficile de définir le maximum d'inondation dans les

calcaires continentaux. Ailleurs, il doit s'inscrire dans les sédiments de la plaine d'inondation au niveau de paléosols matures (Lairière). La limite de séquence est marquée par des calcaires de plateforme proximale dans les Petites Pyrénées et plus à l'est, par des chenaux gréseux (Lairière, Albas).

La Séquence Pal7 est le second cycle marquant une transgression majeure au Paléocène qui s'étend jusqu'à Albas (Plaziat, 1966). Dans les Petites Pyrénées, la montée du niveau marin et le maximum d'inondation correspondent à d'épais dépôts de calcaires algo-coralliens (50 m) attribués à un Thanétien non basal, essentiellement grâce à la présence d'*Alveolina levis* (Tambareau, 1972). Dans les Corbières, les dépôts s'affinent très fortement : 2-3 m à Peyrolles et à peine 10 cm à Lairière. L'étude de lame mince dans ce petit niveau à Lairière révèle un âge Paléocène moyen terminal à supérieur. Cependant, les sections d'Alvéolines de mauvaise qualité rendent incertaine l'identification du genre *levis* par rapport au genre *primaeva*. D'après les corrélations effectuées et les travaux antérieurs (Tambareau, 1972a), ce niveau appartient à l'intervalle SBZ4 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998). Encore une fois, la transgression marine est accompagnée de calcaires lacustres, qui se placent généralement au-dessus du niveau marin à Lairière (3-4 m, pouvant être interprété comme un prisme de haut niveau marin). La régression qui suit est très brusque et bien marquée dans les Petites Pyrénées par une sédimentation de plaine d'inondation entrecoupée de chenaux gréseux. A La Cassine et au Mas d'Azil, une dizaine de mètres d'argiles et de rares chenaux gréseux font suite aux calcaires para-récifaux et enregistrent le retrait brusque des eaux marines. A l'est (Peyrolles, Lairière, Côte Aigre), ce retrait est marqué par d'épais bancs conglomératiques et gréseux. Cette régression est la plus importante depuis l'installation de la plateforme carbonatée marine des Petites Pyrénées au Sélandien. Cette émersion généralisée, correspond à un hiatus important au niveau du Thanétien sommital, et les dépôts de chenaux sont plus grossiers.

La séquence Y1 enregistre une transgression généralisée yprésienne appartenant à la biozone SBZ5 (Scheibner et al., 2005; Serra-Kiel, 1998), et caractérisée par des faciès de lagon peu profond sur l'ensemble de la zone d'étude. Seul le tout début de la séquence est décrit.

En conclusion, les séquences de Pal2 à Pal4 enregistrent des transgressions marines de plus en plus importantes en direction de l'est. Les transgressions marines des séquences Pal4 et Pal7 atteignent les Corbières. Leurs maximums d'inondation semblent être accompagnés de dépôts lacustres. Les cycles sont nombreux dans un intervalle peu épais, au niveau du Sélandien dans les Corbières (Pal 3, 4, 5). Au contraire dans la partie distale (Petites Pyrénées), leur épaisseur est plus importante. Dans les deux cas, les variations du niveau marin sont très rapides dans le Sélandien, et donnent un enregistrement haute résolution.

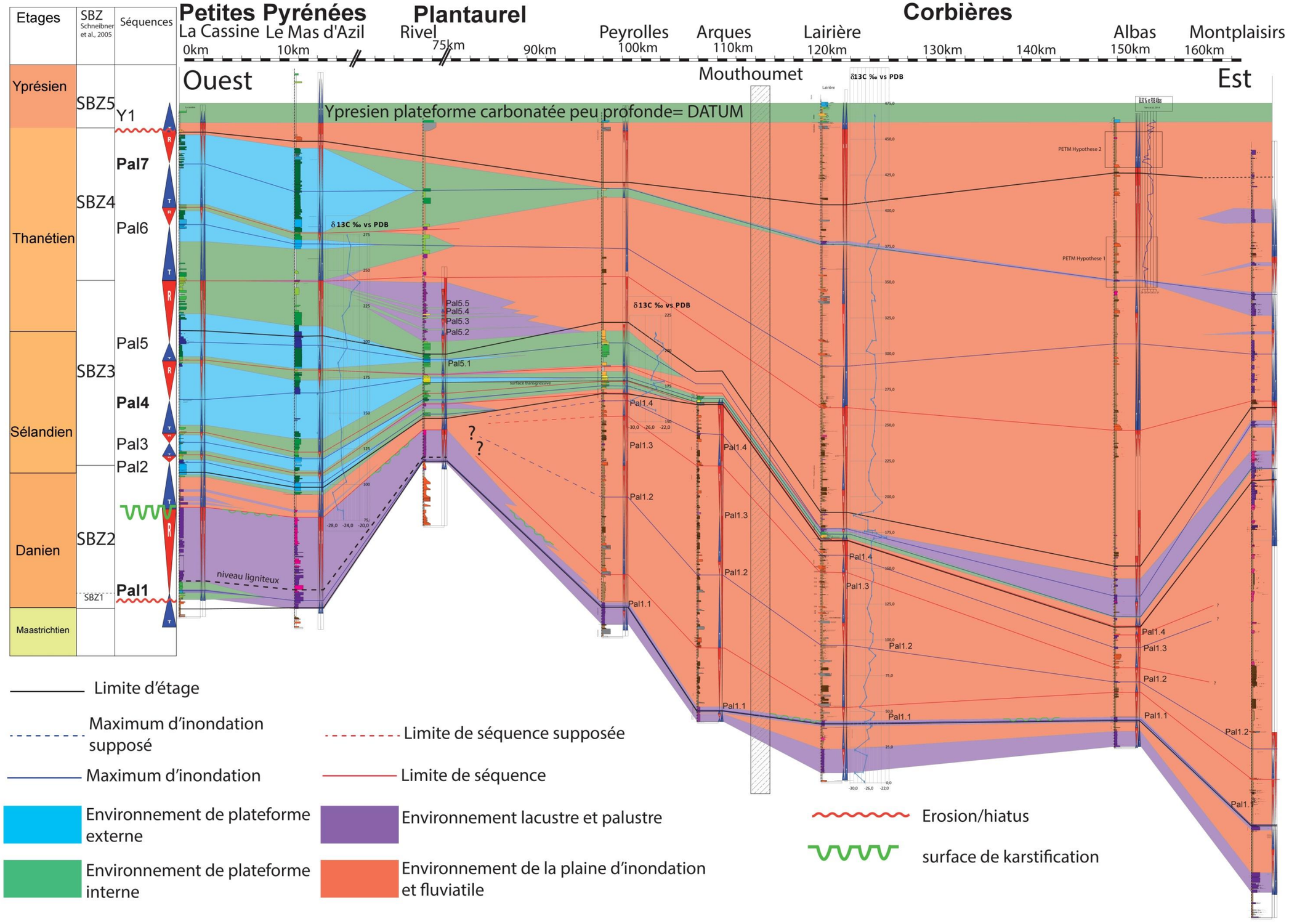


Figure 6-1 : Transect de corrélation ouest-est des Petites Pyrénées jusqu'au Corbières en passant par 8 coupes. Sur ce transect, 7 séquences sont définies dans le Paléocène dont trois majeures (en gras). Deux hiatus sont définis sur l'ensemble de la zone d'étude, un à la base au niveau d'une surface de karstification et un au sommet, sous la transgression yprésienne.

6.1.3 **Corrélations nord-sud dans l'est du bassin nord-pyrénéen**

Le transect s'organise selon un axe proximal-distal globalement du nord vers le sud, perpendiculaire à l'actuelle chaîne des Pyrénées (représentant la partie distale du système). S'appuyant sur 4 coupes, il s'étend sur 65 kilomètres.

Le transect nord-sud (Figure 6-2) montre d'importantes variations d'épaisseur. A Montolieu (coupe la plus au nord) en bordure de la Montagne Noire, les dépôts paléocènes ne dépassent pas 60 m d'épaisseur et reposent directement sur le socle paléozoïque. Les couches paléocènes se déposent de manière discordante en onlap sur le socle paléozoïque vers le nord (Ford et al., 2016). L'épaisseur de sédiments est croissante vers le Sud qui correspond à la zone la plus subsidente. Il en résulte une dissymétrie nord-sud importante.

Effectivement la séquence Pal 1 fait 120 mètres d'épaisseur au sud et ne fait que 5 m au nord. La séquence Pal 2 est très fine et n'a pas été retrouvée au nord. Les séquences Pal 3 à 5 du Sélandien montrent une grande hétérogénéité de faciès, avec des dépôts marins au sud intercalés par des faciès de plaine alluviale (70 mètres d'épaisseur) qui passent latéralement à des calcaires lacustres au nord (7 mètres d'épaisseur ?). La transgression marine de Pal4 est la plus importante et se retrouve intercalée dans les calcaires continentaux jusqu'à la coupe la plus septentrionale (Figure 6-2). Le niveau marin de Pal 4 est mentionné aux environs du massif du Mouthoumet et de la Montagne Noire (Freytet, 1970). Ceci semble indiquer que la gouttière dissymétrique que formait le bassin nord-pyrénéen a été comblée car les couches marines de Pal 4 sont relativement isopaques, conférant un profil de dépôt plat. Lors de l'élévation du niveau de Pal4, la mer a ainsi pu envahir sur de très grande distance l'est du bassin nord-pyrénéen.

Les variations d'épaisseur pour les séquences Pal6 et 7 sont très importantes, en particulier à Lairière. La transgression yprésienne finalement envahie le bassin jusqu'à sa limite septentrionale.

La sédimentation de Côte Aigre semble être particulière puisqu'elle distingue deux grands ensembles : une partie basale très rouge avec de nombreux niveaux à *Microcodium* et une seconde partie comportant des carbonates continentaux (dans lesquels s'intercalent un niveau marin). Il semble possible que la Montagne d'Alaric naissante (esquisse de l'anticlinal) ait pu protéger la zone, expliquant l'abondance des calcaires lacustres au niveau de Côte Aigre et Montplaisirs. Même si cet anticlinal s'est structuré durant la phase orogénique éocène, il repose sur une boutonnière de socle, qui a pu être localement en élévation lors de la phase orogénique au Crétacé supérieur. L'apport sédimentaire qui a lieu dans cette zone durant le Paléocène basal (argiles et silts) semblent s'arrêter au profit d'une sédimentation essentiellement carbonatée.

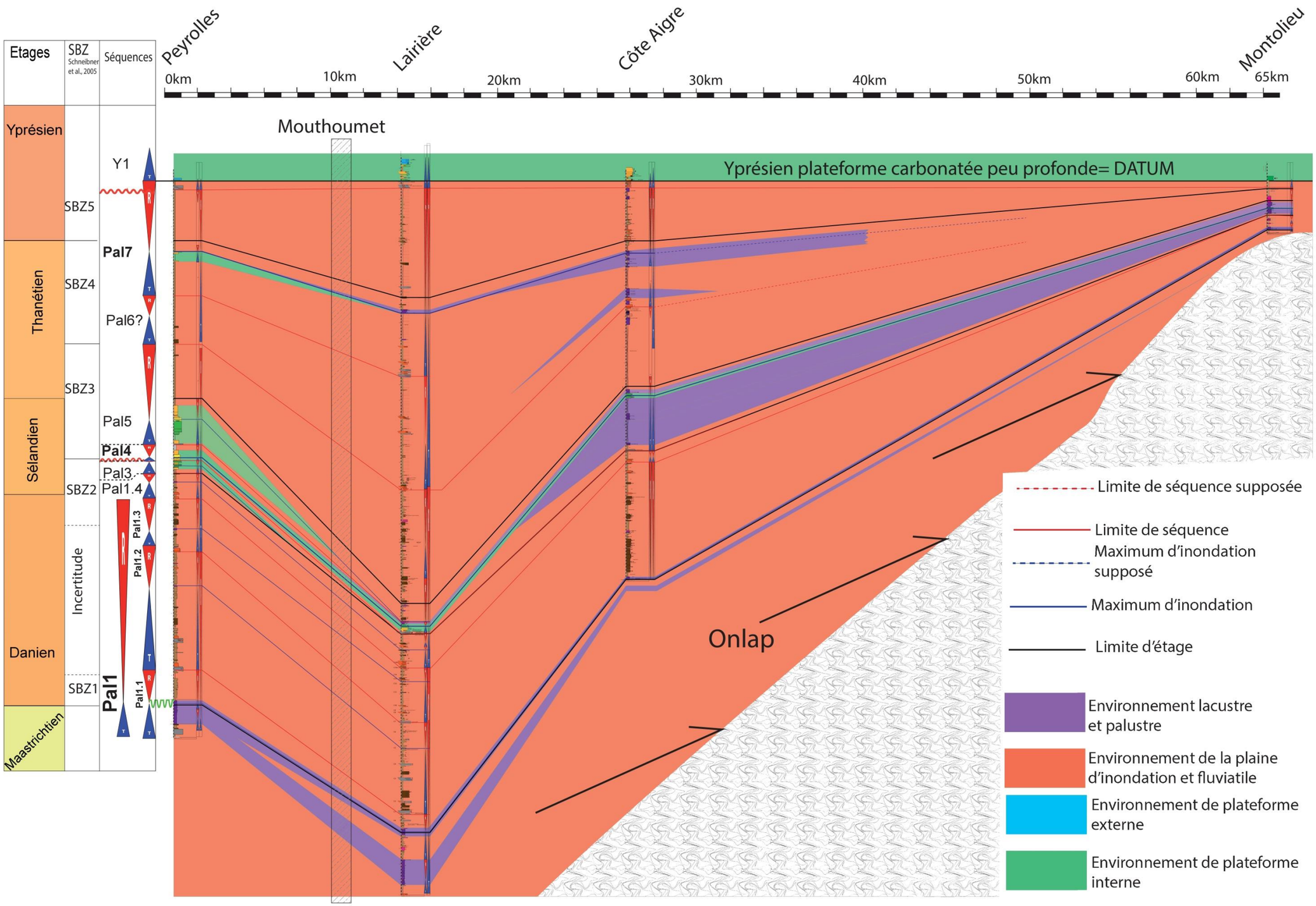


Figure 6-2 : Transect de corrélation Nord/Sud du Massif Central jusqu'aux Corbières en passant par 4 coupes. Sur ce transect, 7 séquences sont définies dans le Paléocène dont trois majeures (en gras). Trois hiatus sont définis sur l'ensemble de la zone d'étude, un à la base au niveau d'une surface de karstification, un proche du maximum d'inondation de Pal4 et un dernier au sommet, sous la transgression yprésienne

6.1.4 **Architecture et remplissage sédimentaire lors des différents étages du Paléocène**

1.1.1.2 Au Danien

L'épaisseur du Danien varie fortement entre l'ouest et l'est de la zone d'étude (Figure 6-3) : approximativement 100 m dans la partie distale contre 200 m aux alentours du Massif du Mouthoumet. Il existe un hiatus important à la base du Danien, à l'ouest de la zone d'étude, (Petites Pyrénées), correspondant au Danien basal (Gruas-Cavagnetto et al., 1992, voir discussion sur les hiatus chapitre 7). Le maximum d'inondation de Pal 1 se trouve juste au-dessus de ce hiatus à La Cassine. La limite crétacé/tertiaire, elle se trouve dans les marnes sous-jacentes dans les Petites Pyrénées. La limite crétacé/tertiaire se trouve au sommet des calcaires lacustres « Rognacien » dans les Corbières (Peyrolles, Lairière, Albas) (Figure 6-1). Ainsi la formation des calcaires lacustres « rognaciens » à la base des coupes est fortement diachrones d'ouest en est (dépôt plus précoce à l'est). Une surface de karstification existe au sommet de ces calcaires lacustres marquant la limite de la séquence Pal 1 dans les Petites Pyrénées. Vers l'est, Pal1 passe de calcaire lacustre à des faciès de plaine d'inondation de plus en plus épais (Figure 6-1). La séquence peut-alors être subdivisée en sous séquences d'ordre 4, si bien que la séquence régressive des Petites Pyrénées de Pal1 correspondrait à plusieurs sous séquences dans les Corbières (Pal1.1, Pal1.2, Pal1.3, pal1.4 Figure 6-3).

Au Danien, autour du Massif du Mouthoumet, se déposent de nombreux horizons conglomératiques. Ces bancs conglomératiques ne coïncident pas avec les limites de séquences et semblent donc résulter de facteurs de contrôle de dépôt amont (climat ou tectonique). Ainsi, l'accommodation est plus importante dans les Corbières, pourrait être liée à la surrection du Massif de Mouthoumet dans cette zone (jeu de faille), ou à un apport en sédiment plus important, ou à un abaissement plus important de la zone des Corbières. Il est également possible qu'un seuil sépare ces deux domaines, protégeant la partie distale (Petites Pyrénées) des arrivées silico-clastiques (voir chapitre 7).

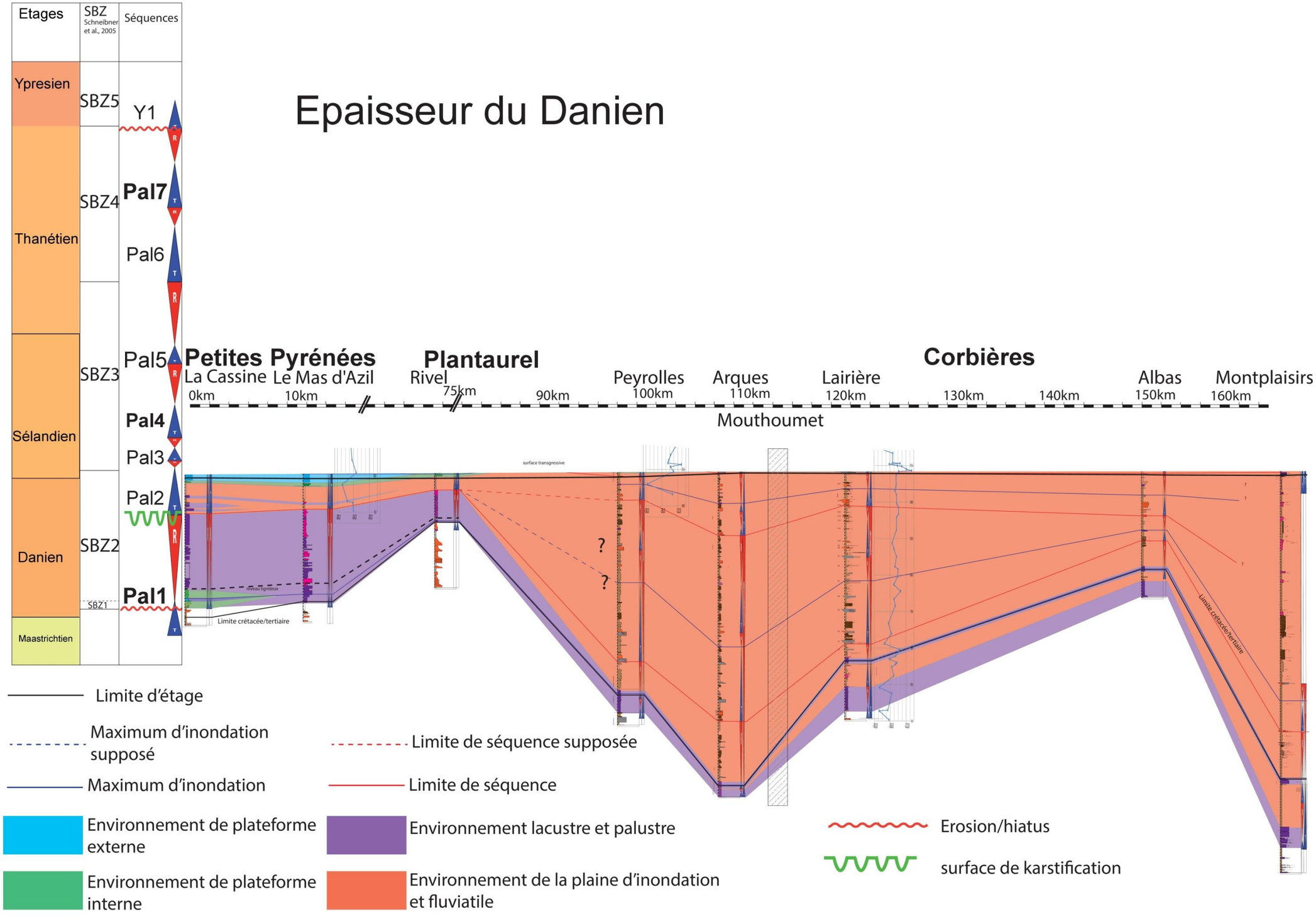


Figure 6-3: Reconstitution de l'épaisseur et de l'architecture au Danien sur un transect allant des Petites Pyrénées jusqu'aux Corbières. Le hiatus correspondant a la base du Danien a été mis en évidence par les travaux de Gruas-Cavagnetto et al., 1992.

1.1.1.3 Au Sélandien

Les limites du Sélandien ont été placées grâce aux études géochimiques de Lairière et du Mas d'Azil, puis étendues grâce aux corrélations. Dans la partie distale du système, le Sélandien comporte une épaisseur de 100 m pour 4 séquences (Pal2, 3, 4, 5). Dans les Corbières, les cycles semblent se condenser dans un intervalle n'excédant pas 40 à 50 m.

Si l'accommodation était plus importante dans les Corbières (périphérie du Massif de Mouthoumet) au Danien, il semble que cette dernière ait diminué durant le Sélandien. A l'inverse du Danien, l'épaisseur en sédiment est plus importante dans les Petites Pyrénées que dans les Corbières. La sédimentation des Corbières discontinue terrigène comporte certainement des hiatus (certain bien définis au chapitre 5), ou semble avoir bénéficiée d'une accommodation moins importante que la partie distale du système.

Il semble que la base du Sélandien ne soit pas enregistrée dans les Corbières. En effet, sous la transgression Pal4 se trouve une importante surface d'érosion s'apparentant à un hiatus. Ce hiatus correspond à la limite de séquence de Pal3 (ou limite de séquences des différentes Pal1.x dans les Corbières). Dans les Corbières, sur cette surface, le domaine était alors en érosion tandis que dans les Petites Pyrénées, une plateforme aggradante déposée des carbonates marins peu profonds. Ceci correspond à une géométrie de prisme de bas niveau marin (Figure 6-4), avec un domaine continental en érosion, et un domaine marin accumulant le prisme. Puis, l'accommodation dans les Petites Pyrénées est comblée, et Pal4 transgresse sur l'ensemble du domaine.

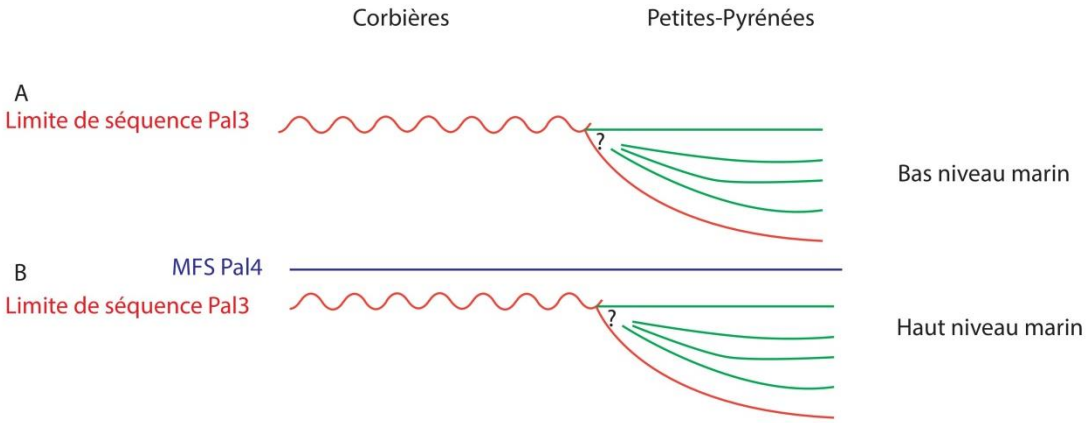


Figure 6-4: Simplification schématique des événements autour de la limite de séquence de Pal3. A: Erosion du domaine continental et dépôt d'un prisme de bas niveau dans les Petites Pyrénées. B: Transgression majeur Pal4, déposant des sédiments marins peu profonds sur la quasi-totalité de la zone d'étude.

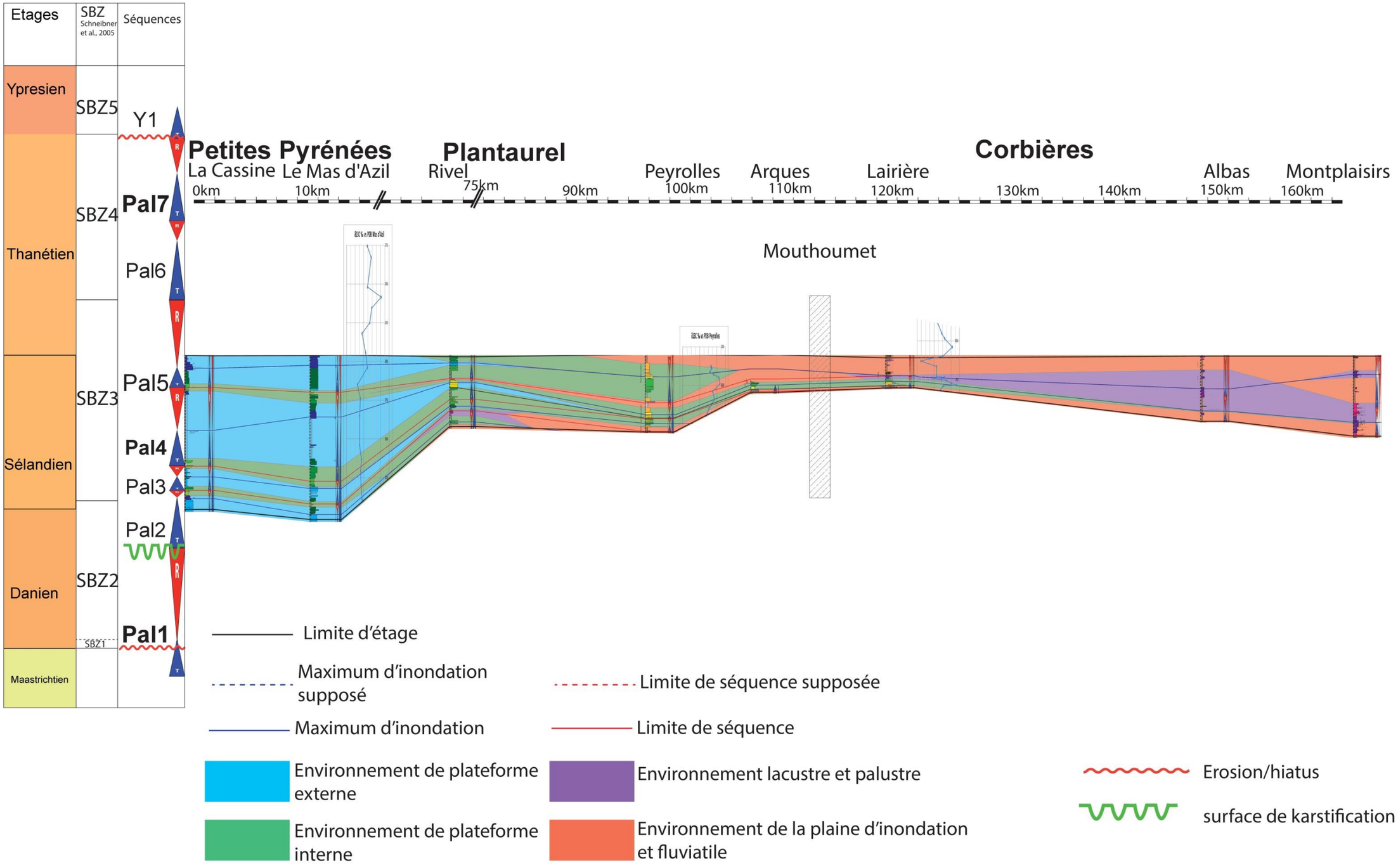


Figure 6-5 : Reconstitution de l'épaisseur et de l'architecture sédimentaire au Sélandien sur un transect allant des Petites Pyrénées jusqu'aux Corbières

1.1.1.4 Au Thanétien

Le Thanétien connait lui aussi de fortes variations d'épaisseur selon un axe ouest-est. Son épaisseur avoisine 140 m dans les Petites Pyrénées, contre près de 200 m dans les Corbières, proche du Massif du Mouthoumet.

Les chenaux gréseux du Thanétien sont généralement mieux « définis » qu'au Danien : leur extension latérale est plus importante, leur granulométrie plus grossière, et les figures sédimentaires plus abondantes indiquent des courants plus importants. Ce changement dans le système fluvial reflète des variations du flux sédimentaires, induite soit par le climat, soit par des reliefs.

Cet étage comporte deux transgressions (séquences Pal6 et 7) dont une seule parvient jusqu'aux Corbières, sous la forme d'un banc extrêmement fin (10 cm à Lairière et moins à Albas).

La fin du Thanétien et le début de l'Yprésien sont marqués par une vaste régression, avant la mise en place de la plateforme carbonatée. Ceci coïncide bien avec les cycles eustatiques (Haq et Schutter, 2008), Yp1 d'ordre 3 dont le maximum d'inondation survient après la limite Paléocène/Eocene. Mais également à des cycles d'ordre 2, comme YP10 (voir discussion, Figure 7.6), dont la limite de séquence est placée dans le Thanétien (marquant le hiatus du Thanétien sommitale) et le maximum d'inondation à 54 Ma, dans l'Yprésien. Dans la zone d'étude, la limite de séquence de Pal 7 est marquée par des chenaux gréseux et conglomératiques qui incisent les sédiments de la plaine d'inondation, induisant un hiatus correspondant au Thanétien sommitale. La dernière séquence décrite (Pal7) est située juste en dessous de la PETM au niveau des Corbières (2 m pour l'hypothèse 1 et 12 m pour l'hypothèse 2, § 5.1), marquant la transition entre le Thanétien et l'Yprésien dans les Corbières. Au contraire, dans le domaine distal, une épaisseur sédimentaire de 20 à 30 m sépare le maximum d'inondation de Pal7 et la limite Paléocène/Eocène.

Deux explications à cette variation d'épaisseur qui peuvent être complémentaires :

-Les dépôts intermittents continentaux n'ont pas enregistré l'ensemble du Thanétien sommitale (cependant les paléosols sont peu matures dans ces intervalles).

-Les sédiments du Thanétien sommitale ont été érodés dans la partie proximale du système (érosion à la base des grands chenaux du Thanétien Supérieur de Lairière, et Albas).

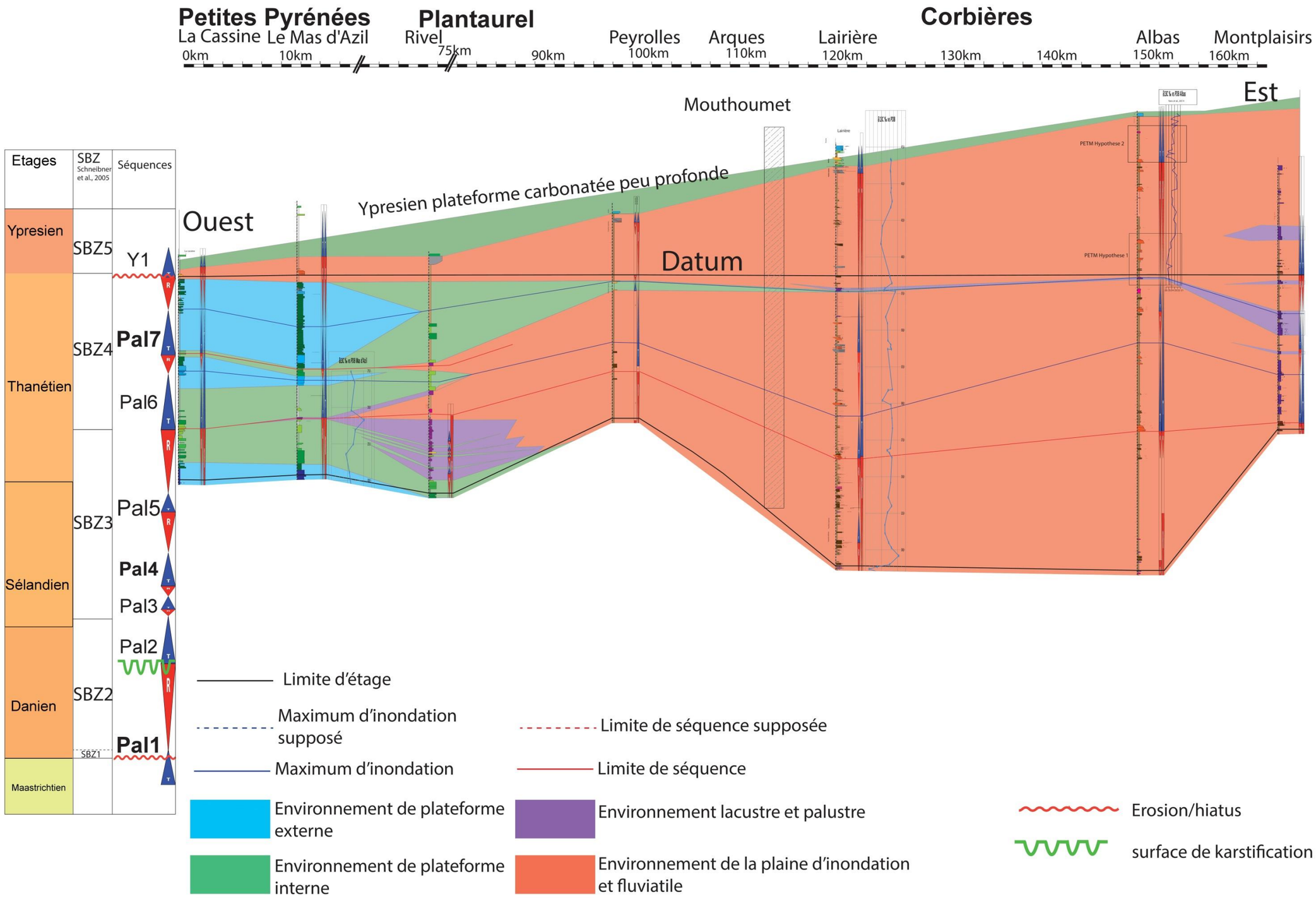


Figure 6-6 : Reconstitution de l'épaisseur et de l'architecture sédimentaire au Thanétien sur un transect allant des Petites Pyrénées jusqu'aux Corbières

6.2 Esquisses paléogéographiques du bassin nord-pyrénéen au Paléocène

6.2.1 **Cartes paléogéographiques**

Durant le Paléocène, la zone pyrénéenne était ouverte sur l'océan Atlantique vers la baie de Biscaye. Sa position latitudinale était légèrement différente de l'actuelle, aux environs de 38 ° (Hay et al., 1999; Scheibner et al., 2007). Les latitudes et longitudes sur les différentes cartes paléogéographiques de ce paragraphe sont actuelles. Les cartes paléogéographiques proposées ci-après reprennent les cartes de Plaziat (1981), de Vacherat et al., 2017 et intègrent nos propres données.

Une correction a été effectuée correspondant au raccourcissement de la phase Eocène (post-Paléocène) qui a été estimée à entre 50 et 70km (Vergès et al., 1995 ; Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., 2017). Une bande de 50 km de large a été ajoutée au niveau de la faille nord-pyrénéenne (suture entre les deux plaques ((Choukroune et al., 1973), correspondant à la zone hachurée sur les cartes (Figure 6-8, Figure 6-9, Figure 6-10). Cette estimation permet de s'approcher des distances existantes au Paléocène, bien que la réalité soit bien plus complexe. Du fait du diachronisme de la collision des deux plaques, plus précoce à l'est (Choukroune, 1976; Mouthereau et al., 2014; Sinclair, 2005; Yelland, 1990), il est certain que le raccourcissement a été plus important à l'est qu'à l'ouest mais les cartes proposées ne prennent pas en compte ce fait, dans un souci de simplification. Les cartes partent également du postulat que c'est la plaque ibérique qui plonge sous la plaque européenne.

La Figure 6-7 représente les sept lignes de rivage des maximums d'inondation enregistrés au Paléocène. Lors des séquences allant de Pal1 à Pal4, la ligne de rivage progresse vers le domaine de Corbières. Lors du maximum d'inondation de Pal4, le rivage atteint la bordure orientale des Corbières. Cette zone orientale des Corbières ne sera plus envahie par les eaux marines durant le Paléocène. Les séquences Pal5 et 6 amorcent un retrait progressif des eaux vers le bassin marin situé à l'est. Lors de la séquence Pal7, la mer envahit de nouveau brièvement le centre des Corbières. Il s'en suit un vaste retrait des eaux marines (au-delà des Petites Pyrénées), déposant des sédiments fluviatiles. C'est sur cette assise fluviatile que la mer yprésienne envahit ensuite tout le golfe pyrénéen (Y1).

Durant le Paléocène, les reliefs émergés sont le Massif central, le Massif du Mouthoumet, l'Agly et surement un relief correspondant au proto-Pyrénées, situé dans l'actuel Golfe du Lion (Baceta et al., 2005; Plaziat, 1981; Vacherat et al., 2017). Ces reliefs sont des zones d'alimentation potentielles en sédiment.

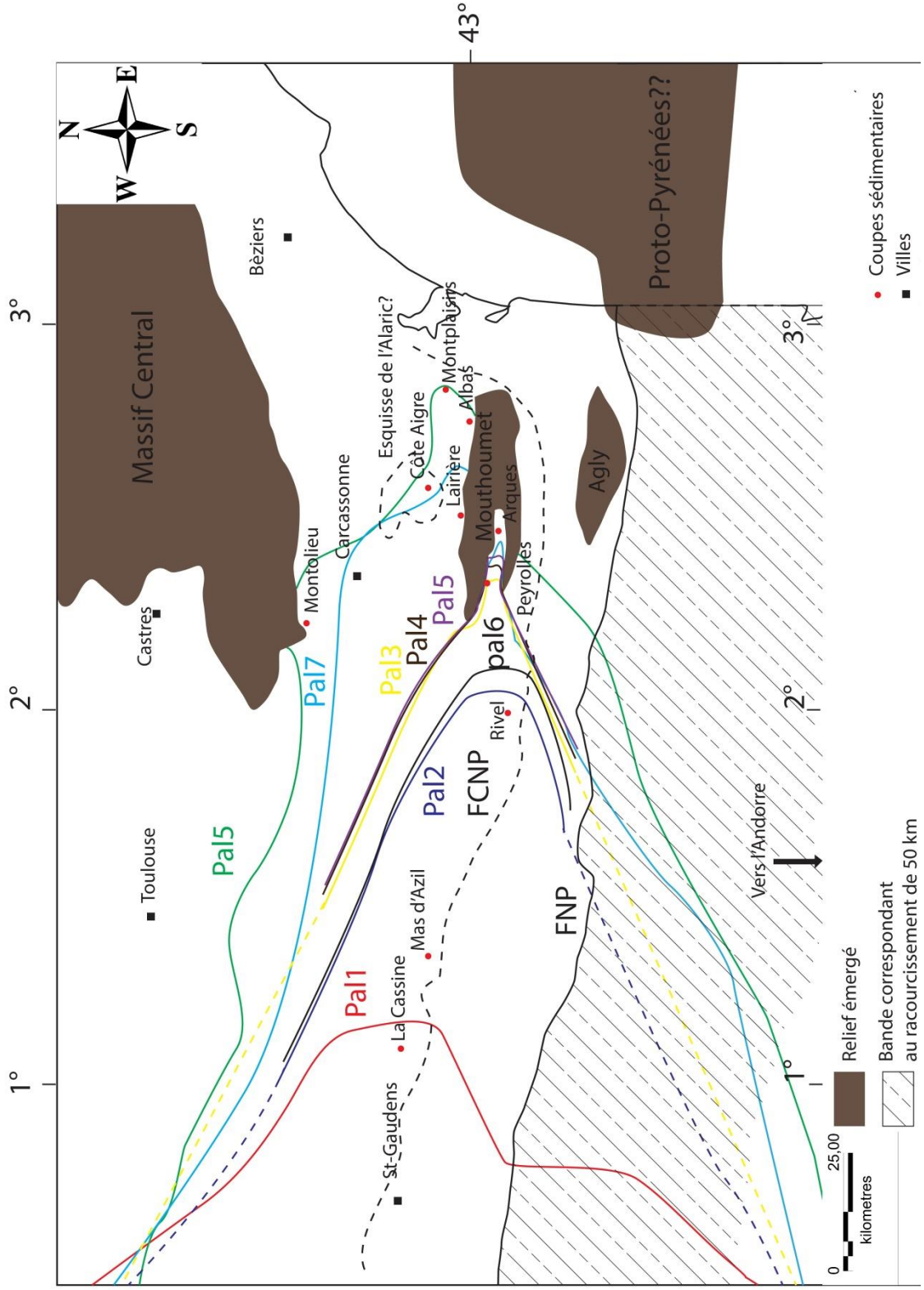


Figure 6-7: Fluctuation de la ligne de rivage au Paléocène dans le domaine nord-pyrénéen. Longitude et latitude actuelle. FNP : localisation de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. FCNP : localisation de l'actuel front de chevauchement nord-pyrénéen.

6.2.1.1 Reconstruction paléogéographie au Danien (Pal1)

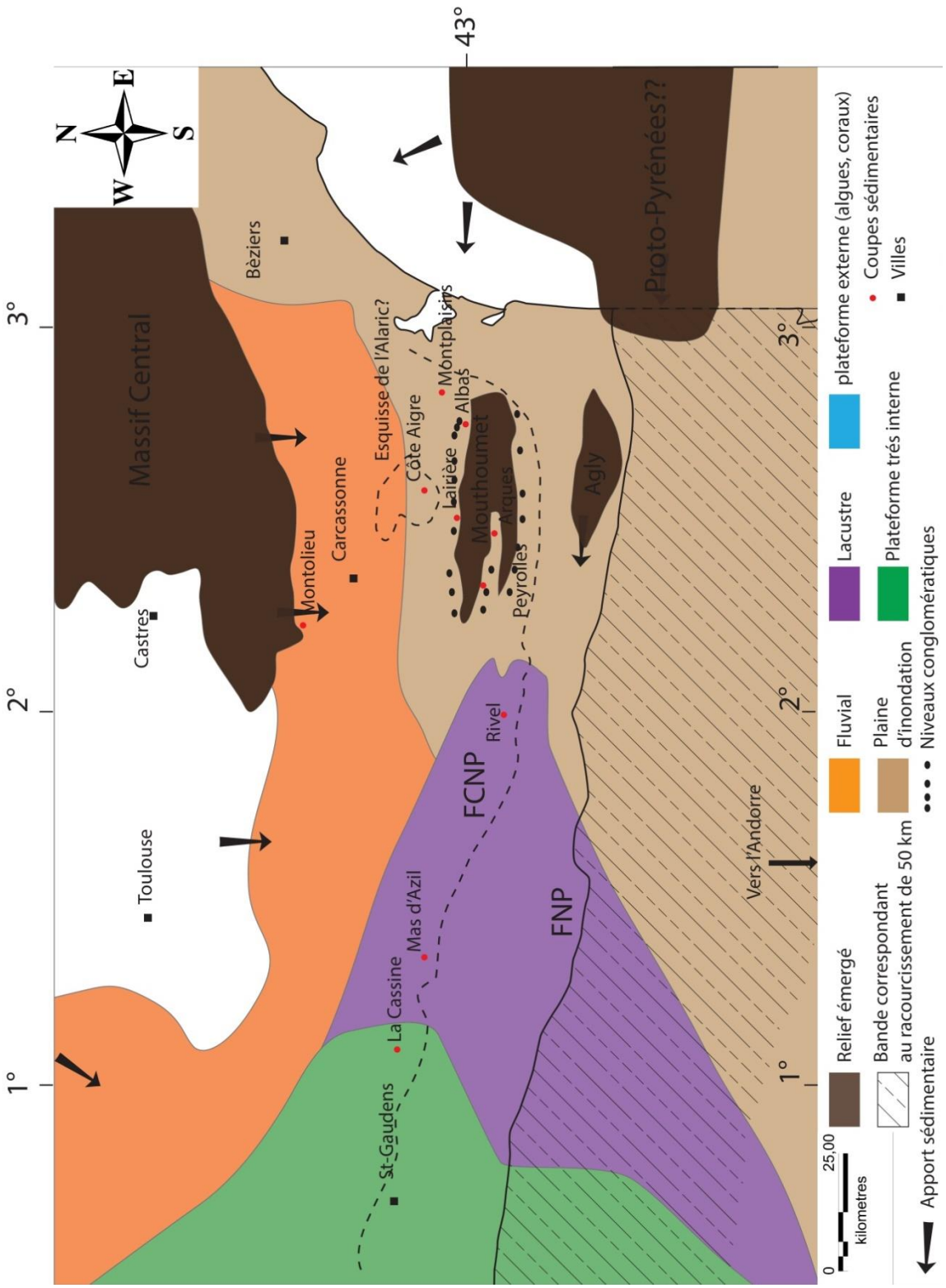


Figure 6-8 : Reconstitution de la paléogéographie danienne lors du maximum d'inondation de la séquence Pal1, d'après Plaziat, 1981, Vacherat et al., 2014 et cette étude. FNP : localisation de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. FCNP : localisation de l'actuel front de chevauchement nord-pyrénéen.

Cette carte est tracée au niveau du maximum d'inondation de Pal 1. Dans la zone proximale (à l'est de Rivel), le Danien correspond à des dépôts fluvio-lacustres (principalement de type plaine d'inondation) avec des argiles marmorisées et des calcaires continentaux. Dans le sud des Corbières les dépôts silteux de la plaine d'inondation proviennent du Massif du Mouthoumet, de l'Agly, et sans doute des proto-Pyrénées à l'est avec des intercalations conglomératiques locales, abondantes aux alentours du massif du Mouthoumet (points noirs sur la Figure 6-8). La sédimentation au nord est un peu différente, avec une composante plus gréseuse, s'apparentant à des cônes fluviatiles s'intercalent sans une sédimentation plus fine, (Figure 6-8), alimentée par le Massif Central (Plaziat, 1981).

Dans la zone du Plantaurel et jusqu'au Mas d'Azil, un grand lac (carbonates continentaux) s'installe. Il sépare le domaine de la plaine d'inondation à l'est et la plateforme carbonatée marine de la base de la coupe de La Cassine. Le bassin danien comporte une plateforme dolomitisée localisée aux abords du Pays Basque (Plaziat, 1981). Ces dépôts passent latéralement à des carbonates pélagiques vers l'ouest (Gély et Sztràkos, 2000a; Serrano, 2001).

D'après les calages et l'alignement sur un datum correspondant au sommet du Danien (Figure 6-3), la zone du Plantaurel (Rivel) semble se comporter comme une zone haute topographiquement. Cela a pu permettre de protéger la plateforme carbonatée marine des apports de l'arrière-pays nourricier à l'est et ainsi favoriser son développement (voir chapitre 7).

6.2.1.2 Reconstruction paléogéographie au Sélandien (Pal4)

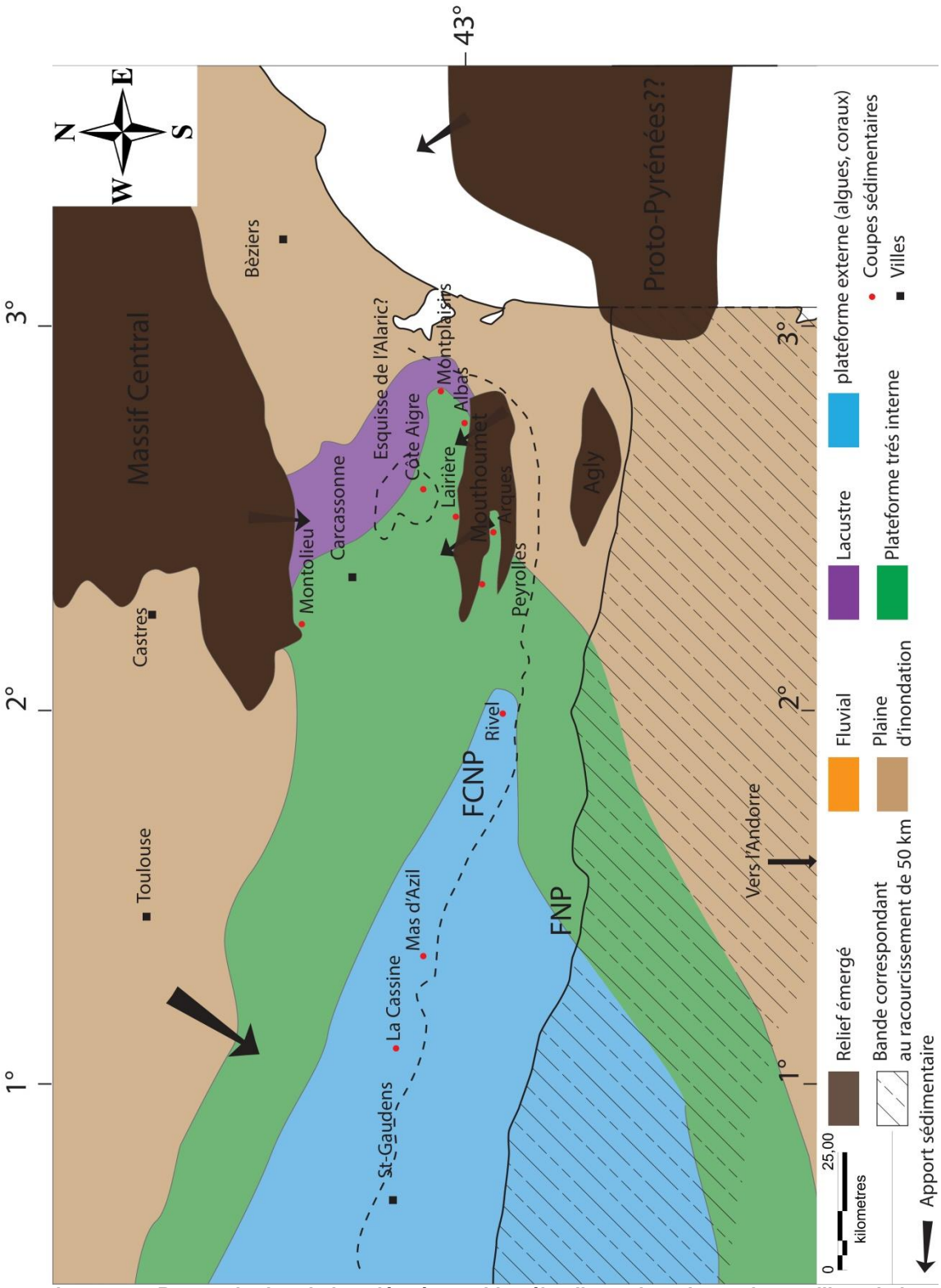


Figure 6-9 : Reconstitution de la paléogéographie sélandienne lors du maximum d'inondation de la séquence Pal4, d'après Plaziat, 1981, Vacherat et al., 2014 et cette étude. FNP : localisation de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. FCNP : localisation de l'actuel front de chevauchement nord-pyrénéen.

Lors du Sélandien, les lacs, tout comme la ligne de rivage, se décalent vers l'est des Corbières. Le maximum d'inondation Pal4 est marqué par une unité marine peu épaisse dans les Corbières. Lors de la séquence Pal4, les quelques mètres de dépôts marins attestent de la présence d'une mer peu profonde autour du massif du Mouthoumet, ainsi qu'au niveau de l'ouest de l'Alaric (coupe de Côte Aigre). Elle envahit également l'étroit golfe situé au sud du Massif du Mouthoumet pour atteindre Arques. Cette transgression marine ne semble pas dépasser la montagne de l'Alaric qui devait jouer le rôle d'une barrière. Il est possible qu'à cette époque, la montagne de l'Alaric ait déjà amorcée sa structure anticlinale.

Une fois cette brève incursion marine retirée, des lacs d'eau douce envahissent les dépressions du secteur des Corbières. Les apports gréseux francs aux alentours du Massif Central ont disparu. Des faciès plus distaux (faciès algo-corallien, de dunes d'ooïdes et à grands foraminifères benthiques) s'installent dans la zone distale de notre étude (Rivel, Mas d'Azil et La Cassine). Le retrait des eaux marines se fait progressivement, puisque la mer transgresse de nouveau lors de Pal5, moins loin vers l'est que lors de Pal4.

Puis, la mer se retire au-delà du Mas d'Azil, lors de la limite de séquence de Pal5. Cette limite de séquence est importante d'un point de vue stratigraphique, car elle marque le passage des biozones SBZ3 à SBZ4.

6.2.1.3 Reconstruction paléogéographie au Thanétien (Pal7)

Lors du Thanétien (ou Sparnacien de Plaziat, 1981), la mer envahit une nouvelle fois le piedmont pyrénéen, lors de la séquence Pal7 (Figure 6-10). Cette brève transgression marine caractérisée par des faciès proximaux envahit un golfe plus étroit que précédemment. L'étude géochimique de Lairière (cette étude) et celle d'Albas (Yans et al., 2014) ont permis de placer la limite Paléocène/Eocène grâce à l'identification de la PETM. Cette limite, dans les Corbières, se trouve au-dessus du maximum d'inondation de la séquence Pal7. La plateforme carbonatée semble être protégée de l'apport silico-clastique par un seuil au niveau de Peyrolles, puisque l'épaisseur du Thanétien semble moins importante à ce niveau. Donc par rapport au Danien (seuil au niveau de Rivel), ce seuil semble migrer vers la partie orientale (voir chapitre 7).

Une vaste transgression marine envahit ensuite tout le territoire des Corbières lors de l'Yprésien. La partie distale se situe toujours à l'ouest, comme le montre les variations de faciès.

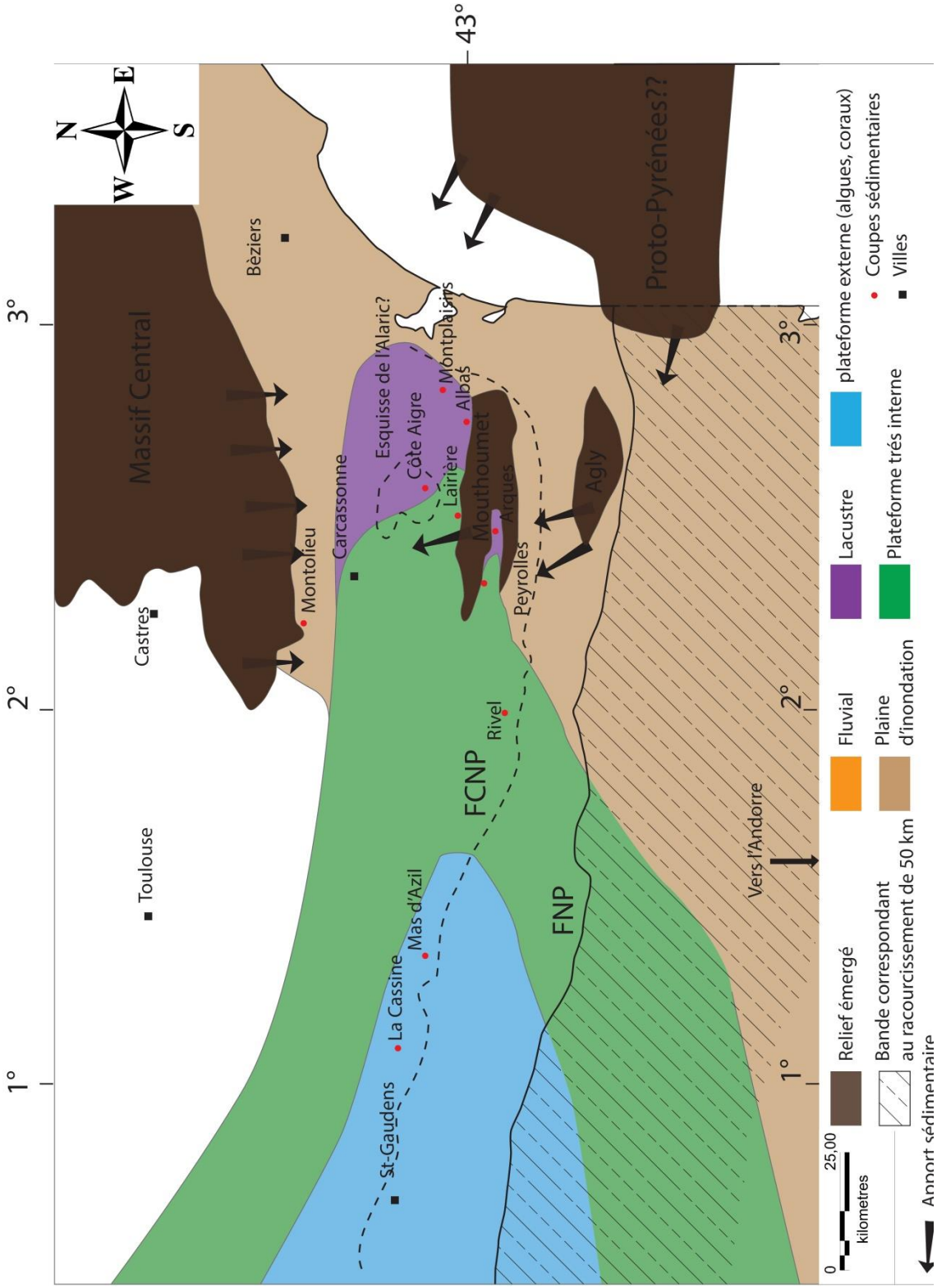


Figure 6-10 : Reconstitution de la paléogéographie thanétienne lors du maximum d'inondation de la séquence Pal7, d'après Plaziat, 1981, Vacherat et al., 2014 et cette étude. FNP : localisation de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. FCNP : localisation de l'actuel front de chevauchement nord-pyrénéen.

6.3 Conclusion et comparaison avec des synthèses à l'échelle du bassin nord-pyrénéen et Aquitain

Les transects (Figure 6-1, Figure 6-2) ont permis la reconstruction de l'architecture paléocène, grâce à l'analyse séquentielle complétée par un jeu de données isotopiques. L'utilisation de méthodes couplées, tels que la géochimie, l'analyse séquentielle, la biostratigraphie et la magnétostratigraphie a permis au travers de ce chapitre de corréler les séries continentales et marines paléocènes du bassin nord-pyrénéen. Cette étude a aussi permis de placer les limites du Sélandien, jusque-là inconnues dans les séries du domaine proximal et littoral pyrénéen et dont la sédimentation sélandienne étaient très débattue car supposée marine relativement profonde (e.g. Peybernès et al. 2001). Enfin, un essai de reconstitution paléogéographique en utilisant des données de la littérature, et complété par cette étude met en évidence de rapides variations de la ligne de rivage durant le Paléocène dans le bassin.

Les épaisseurs de chaque étage ont ainsi pu être reconstituées (Figure 6-3, Figure 6-5, Figure 6-6). La zone proximale (Corbières) et distale (Petites Pyrénées) ont un enregistrement très différent:

- Au Danien et au Thanétien, les épaisseurs sont plus importantes dans la plaine alluviale des Corbières, en particulier autour du Massif du Mouthoumet
- Au Sélandien, l'épaisseur en sédiments est plus importante dans la plate-forme carbonatée marine des Petites Pyrénées.

Les différences d'épaisseurs de sédiments accumulés durant les trois étages du Paléocène, sont en lien avec des variations spatiales de la place disponible pour accumuler ces sédiments. Il faut aussi s'interroger sur un mécanisme capable d'engendrer une telle variation de l'espace disponible (voir chapitre 7). Des variations de la subsidence durant le Paléocène, pourrait expliquer en partie ces différences.

Des études antérieures définissent un certain nombre de séquences paléocènes dans la région étudiée et observables du bassin sud-aquitain jusqu'à Carcassonne (Sztràkos et al., 1997, Tambareau et al., 1995 ; Figure 6-11 A et B).

Lors de notre étude, sept séquences principales paléocènes ont été définies et décrites. Les éléments de comparaison et de correspondance entre les études de Sztràkos et al., 1997, Tambareaux et al., 1995, sont résumés dans le tableau C Figure 6-11 C.

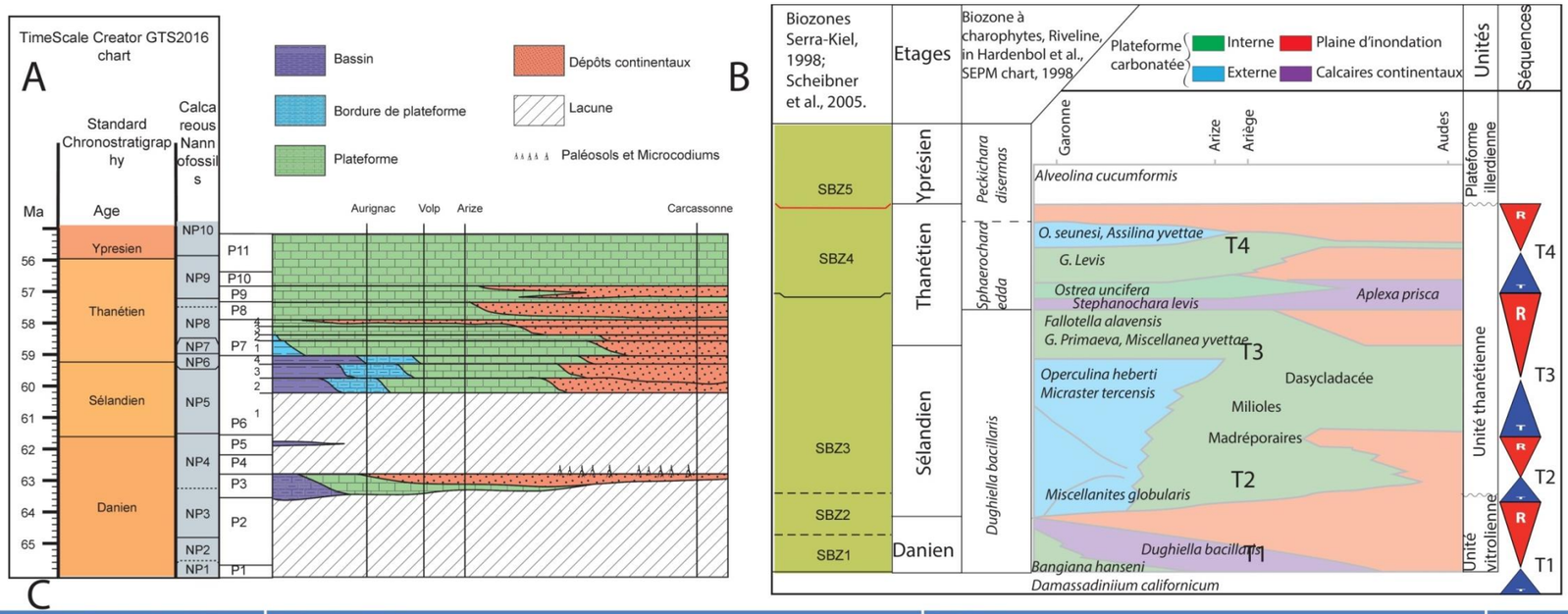
Par rapport à l'étude de Tambareau (1995 ; (Figure 6-11) qui est la référence en calage biostratigraphique du Paléocène des Petites Pyrénées et des Corbières, notre étude présente une résolution un peu supérieure (présence de 7 séquences contre 4). Deux transgressions majeures arrivent dans les Corbières, ce sont respectivement les séquences T3 et T4 de Tambareau et al., 1995 correspondant respectivement à nos séquences Pal4 et Pal7. La transgression déposant l'épaisseur en sédiments marin la plus conséquente dans les Corbières étant T3 (notre

séquence Pal4). De plus, le calage stratigraphique est amélioré grâce à l'apport de la géochimie combinée avec une magnétostratigraphie pourtant mal définie, notamment dans les Corbières. Les étages du Paléocène disposent dorénavant un calage solide pour leurs limites, en suivant les définitions établies par le GSSP, 2012.

L'étude de Sztràkos et al., 1997 (Figure 6-11 A) présente une vaste synthèse du bassin Aquitain. Elle se base principalement sur les données de puits pour l'Ouest du bassin d'Aquitaine. Les séquences dans les Corbières et Petites Pyrénées y sont définies grâce aux études antérieures (Tambareau et al., 1995, Plaziat 1984). Par rapport à notre étude, le découpage séquentiel est légèrement différent (Figure 6-11 C), notamment en ce qui concerne la transgression Pal 4. La description : « La mer atteint les Corbières septentrionales et le flanc nord du massif de Mouthoumet (à Lairière, Massieux, 1973), représentée par des calcaires à milioles et à *glomalveolina primaeva* […] forment la toute première incursion marine dans les séries des Corbières septentrionales (Plaziat, 1970 ; 1984) » de l'étude de Sztràkos et al., 1997, correspond en tous points à la transgression Pal4 de notre étude et T3 de Tambareau et al., 1995 (et non à la T4). De plus, nous plaçons cette transgression dans le Sélandien, et non dans le Thanétien.

Dans notre étude, c'est la seconde incursion marine des Corbières (Pal7) qui correspond à la séquence T4 de Tambareau et al., 1995, et qui se place dans le Thanétien. De plus, notre étude abaisse la limite Paléocène/Eocène des Corbières d'environ 60 à 80 mètres (voir Chapitre 5.2).

Malgré les quelques différences, les cycles définis lors de notre étude sont cohérents avec les études antérieures.



Séquences celon Sztràkos, 1997	Petites-Pyrénées	Corbières	Cette étude
P1	Absent	Absent	
P2	Absent	Absent	
P3 (=T1 de Tambareau et al., 1995)	Calcaires à milioles surmontés de calcaire lacustre et de marnes rouges	Calcaires lacustres et faciès de plaine d'inondation rouge	Pal1
P4	Absent	Absent	
P5	Absent	Absent ou confondue	
P6 (=T2 de Tambareau et al., 1995)	P6.1 : érosion ou non dépôt conduisant à une lacune P6.2 : calcaires à miliolidés et Miscellanea (cortège transgressif), correspondant à l'unité T2 de Tambareau et al., 1995. P6.3 : calcaires à algues marquant un cortège transgressif P6.4 : Calcaires à micraster et grands foraminifères perforés, marquant le prisme de haut niveau marin.	P6.1 : érosion conduisant à une lacune P6.2 : série fluvio-lacustre (cortège transgressif) P6.3 : série fluvio-lacustre (cortège transgressif) P6.4: série fluvio-lacustre (prisme d haut niveau)	Pal2 Pal 3
P7 (=T3 de Tambareau et al., 1995)	P7.1 : cortège transgressif confondu avec le maximum d'inondation représenté par des calcaires à grands foraminifères perforés. Corresponds au sommet de T3 de Tambareau et al., 1995 P7.2 : calcaire à glomalveolina primaeva P7.3 calcaire à glomalveolina primaeva évoluant vers des marnes à huîtres puis des calcaires lacustres (séquence régressive) P7.4 : calcaires marneux à algues, partie supérieure du prisme de haut niveau marin.	P7.1 : grès et calcaires à milioles, corresponds au sommet de T3 de Tambareau et al., 1995 (uniquement visible à l'ouest du massif du Mouthoumet). P7.2 : marnes à huître à l'ouest (Plantaurel), série lacustre à l'ouest. P7.3 : série fluvio-lacustre P7.4 : série fluvio-lacustre	Pal 4 Pal 5
P8 (T4 de Tambareau et al., 1995)	Calcaires à la limite des biozones Glomalveolina primaeva/Alveolina levis.	Sztràkos et al, 1997, décrivent cette séquence comme Pal4 de notre étude (description de Lairière notamment). Nous corrélons différement cette séquence par rapport à l'étude de Sztràkos et al., 1997.	Pal6
P9	Couches calcaires marines peu profondes	Fin niveau laguno-marin	Pal7

Figure 6-11 : Compilation des synthèses de dépôts les plus récentes impliquant notre zone d'étude. A : Synthèse des séquences de dépôts du Paléocène dans le bassin nord-pyrénéen (modifié d'après Sztràkos et al., 1997) , charte chrono-stratigraphique d'après le GTS 2016. B : Simplification de l'architecture sédimentaire du bassin nord-pyrénéen selon Tambareau modifié 1995 C : Séquences paléocènes du domaine nord-pyrénéen (Sztràkos et al., 1997, Tambareau et al., 1995, cette étude

Chapitre 7 **Discussion sur la dynamique sédimentaire paléocène dans le bassin nord-pyrénéen**

La géométrie paléocène établie permet une réflexion en termes de dynamique sédimentaire et notamment sur la configuration entre les différentes séquences de dépôts avec les hiatus. Parallèlement, il existe des données sur les taux de sédimentation au Paléocène, qu'il est intéressant de comparer avec notre étude. L'analyse des géométries sédimentaires conduit à une interprétation en termes de facteurs de contrôle. Enfin, le dernier paragraphe tente de synthétiser l'évolution des dépôts paléocènes dans le temps et l'espace pour notre zone d'étude.

7.1 Sédimentation paléocène

7.1.1 **Enregistrements sédimentaires et hiatus paléocènes**

Hiatus 1 (hiatus 1, Figure 7-1) : Les calcaires marins daniens (uniquement présents à La Cassine) comportent *Danea Californica* (Gruas-Cavagnetto et al., 1992), un dinoflagellé apparaissant aux environs de 65.6 Ma (Powell in GTS 2004) et reposent sur les Marnes d'Auzas du Maastrichtien terminal. Ce dinoflagellé danien est associé à *Thalassiphora cf. delicata* (apparaissant aux environs de 63 Ma), et à un foraminifère benthique : *Bangiana hanseni,* appartenant à la biozone SBZ1 (Serra-Kiel, 1998). Cela place la limite basale de la venue marine dans le sommet de la zone D2 (Dinoflagellé) correspondant à l'apparition de *Thalassiphora cf. delicata* soit à 63 Ma. Le maximum d'inondation de Pal1 peut donc correspondre au maximum d'inondation situé entre les limites Da4 et Sel1 de Haq et Schutter, 2008, (Figure 7-1). Le hiatus 1 (Figure 7-1) de la base du Danien peut donc être estimé à environ 3 Ma. Ce hiatus dans les Petites Pyrénées est majeur puisqu'il représente plus de la moitié du Danien. Dans les Corbières, aucune preuve n'existe quant à l'existence d'un hiatus d'une durée aussi importante à la base du Danien. L'épaisseur sédimentaire du Danien y est très importante (entre 150 et 200 m selon les localités, correspondant aux séquences Pal1.1 à Pal1.4) mais aucune surface majeure d'érosion n'est proéminente.

Expression de l'intervalle correspondant au Hiatus 2 dans les Petites Pyrénées. Ce hiatus est plus important dans les Corbières que dans les Petites Pyrénées, ou l'enregistrement de la plateforme carbonatée semble continu (pas de

surface d'érosion ou d'emersion observées). A La Cassine (Petites Pyrénées), après la combe marneuse d'argiles continentales, les premières couches marines livrent les espèces de foraminifères benthiques *Miscellanites globularis, Kathina aff. selveri n.sp., Ornatononion minutus* (Gruas-Cavagnetto et Tambareau, 1998) qui caractérisent la zone SBZ2. La séquence Pal2 de très faible épaisseur correspond à cette biozone. Au-dessus, les séquences Pal3, Pal4 et Pal5 appartiennent à SBZ3 caractérisée par *Rhanikothalia sindensis*, *Miscellanea yvettae*, *Alveolina primaeva* et *Fallotella alavensis*. Cet ensemble forme les séquences Pal2 et le maximum d'inondation de Pal3 dans les Petites Pyrénées, correspondant à un prisme de bas niveau marin. L'empilement sédimentaire des Petites Pyrénées semble continu bien qu'un hiatus de faible ampleur puisse exister à la base des séries marines. Par la suite, la séquence Pal4 envahit l'ensemble du territoire étudié.

Expression du hiatus 2 dans les Corbières : Le hiatus 2 est mis en évidence à Lairière par la géométrie des sédiments, par une surface d'érosion (surface de transgression) sur laquelle transgresse la séquence Pal4, et par un shift important en carbone isotopique. Sous cette surface de transgression, un banc conglomératique d'extension latérale particulièrement grande à Peyrolles, Arques et Lairière peut également marquer une érosion importante avant la transgression. La surface de transgression et la surface érosive du conglomérat sont localement conjointes et marquent ainsi un temps relativement long dans l'histoire du bassin. Il est cependant difficile d'estimer l'intervalle de temps que représente ce hiatus, en l'absence de marqueur stratigraphique dans les sédiments de la plaine d'inondation sous-jacent, et avec le peu de marqueurs précis dans les sédiments marins de la transgression. Il est interprété ici comme la base du Sélandien dans les Corbières. D'un point de vue eustatique, ce hiatus semble correspondre à la limite de séquence Sel1 (Haq et Schutter, 2008). Nous interprétons cette surface comme celle aussi décrite comme un hiatus majeur dans le bassin de l'Adour, à l'ouest de notre zone (Serrano, 2001). En Provence, une surface sédimentaire pourrait s'apparenter au hiatus 2, elle correspond au développement d'un paléosol et à un arrêt de la sédimentation (Cojan, 1989), bien que cette surface aie été intialement rattachée en Provence au Thanétien (58.5 Ma, Cojan, 1989). Cependant, le calage stratigraphique en Provence, laisse une incertitude quant à la datation de la formation contenant cette surface (Cojan, 1989). Une surface remarquable caractérise également le passage Danien/Sélandien sur le versant sud-pyrénéen (que ce soit à l'est ou à l'ouest), correspondant à la discontinuité du Paléocène moyen (Kiefer-Ollier, 2009). Cette surface marquée par une exposition aérienne prolongée constitue sur le versant sud une interruption sédimentaire, associée à une forte régression (Baceta et al., 2007; Kiefer-Ollier, 2009). Ainsi, la forte régression du début du Sélandien, marquée par un hiatus dans les Corbières, et un prisme de bas niveau dans les Petites Pyrénées, peut être corrélée à la fois vers l'est (Provence) et sur le versant sud-pyrénéen. Le maximum d'inondation de Pal4, qui s'installe sur le hiatus 2, semble correspondre au maximum de la séquence Sel1 (Haq et Schutter, 2008, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Les séquences Pal2 et Pal3 ne correspondent pas aux grands cycles eustatiques de haq et Schutter, 2008.

Les séquences Pal6 et Pal7 sont bien contraintes stratigraphiquement dans la série du Mas d'Azil, et appartiennent à SBZ4 (Scheibner et al., 2005), comme en témoigne la présence *d'Alveolina levis* (Tambareau, 1972a). Le maximum d'inondation de Pal 7 pourrait éventuellement correspondre au maximum d'inondation situé entre Th4 et Th5 de Haq et Schutter, 2008.

Hiatus 3. Le sommet du Thanétien est absent sur l'ensemble de la zone d'étude (hiatus 3). Il est situé dans l'intervalle de la séquence régressive de Pal7, et doit se situer au niveau du retour à la sédimentation continentale dans les Petites Pyrénées. Dans les Corbières, il est suspecté à la base de l'intervalle de la PETM. Il correspond à un vaste retrait des eaux, ayant entrainé une érosion. Cette variation du niveau marin s'est produite sur le versant sud-pyrénéen (Pujalte et al., 2015; Robador, 2005) et s'étend jusqu'au bassin de l'Adour (Serrano, 2001). Ainsi, la limite de séquence ayant entrainée cette érosion peut correspondre à celle du cycle Th5 ou Th6 (Haq et Schutter, 2008), Figure 7-1). Selon l'une ou l'autre de ces deux hypothèses, le hiatus 3 est estimé à 200 000 ans pour Th6 et 1 Ma pour Th5 (Haq et Schutter, 2008, Figure 7-1). Ce hiatus et les sédiments de part et d'autre, marquent la transition Paléocène/Eocène. Dans la partie orientale, en Espagne, cette limite est marquée par un changement significatif des conditions de la sédimentation avec en particulier le dépôt d'un conglomérat fluviatile à la base de l'Eocène (Pujalte et al., 2015, voir § 7.2.3).

Les crues intenses lors du PETM, ainsi qu'une chute du niveau marin (Pujalte et al., 2015) peuvent être à l'origine de l'érosion du Thanétien sommital (hiatus 3). Les sédiments aux alentours de ce hiatus, comportent en moyenne 15 % de kaolinite à Lairière (par rapport à la roche totale), comme c'est le cas dans l'ouest du bassin pyrénéen (Pujalte et al., 2015). Lors des fortes crues, la charge sédimentaire transite par des vallées incisées de la plateforme carbonatée du fait de la position très basse du niveau marin. Ainsi, les sédiments transitent directement vers le bassin profond et la kaolinite arrachée aux profils d'altération des reliefs se dépose dans la partie distale du système. Ce phénomène (décrit par Pujalte et al., 2015), en accord avec les analyses DRX effectuées à Lairière par F. Quesnel (BRGM) et C. Dupuis (U. de Liège) (travaux en cours), implique un hiatus (ou au moins une érosion) dans la partie amont du système.

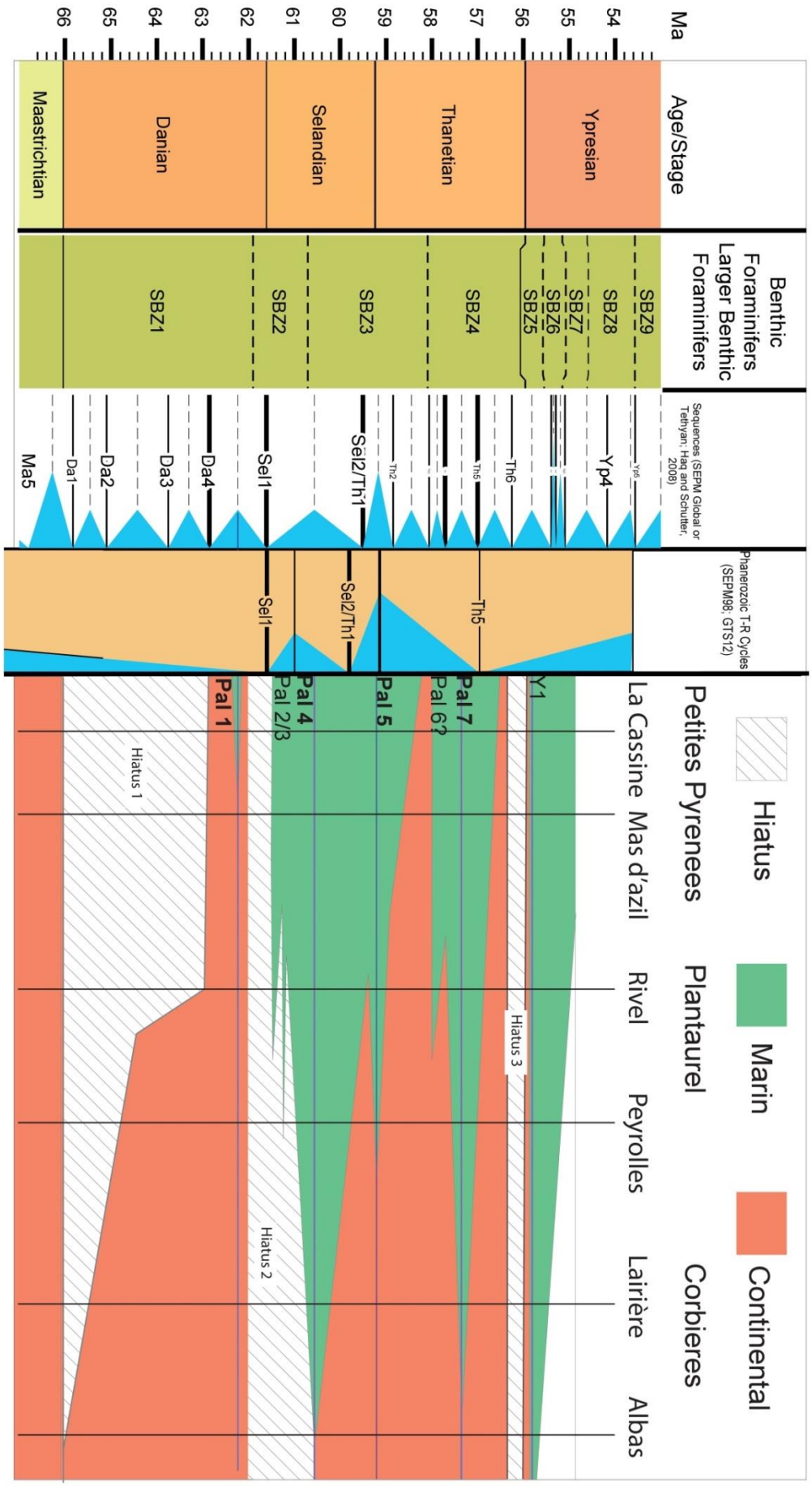


Figure 7-1: Essai de synthèse des corrélations paléocènes du bassin nord-pyrénéen et comparaison avec la courbe eustatique (Haq et Schutter, 2008)

7.1.2 **Variations des taux de sédimentation au cours du Paléocène**

Notre étude a permis de placer les limites des étages du Paléocène et donc de caler les séries sédimentaires dans le temps. Ainsi, à partir des coupes sédimentaires et des données stratigraphiques, il est possible d'établir l'épaisseur de sédiments conservés pour chaque étage. Ces données sont résumées dans le tableau 7-1 et le tableau 7-2. Le taux de sédimentation est calculé en divisant l'épaisseur de sédiments conservés par la durée de l'étage. Une moyenne régionale est calculée pour chaque étage et pour chacune des régions, Corbières et Petites Pyrénées, car il est difficile de comparer des zones, d'une part à sédimentation essentiellement détritique (Corbières), et d'autre part à sédimentation carbonatée (Petites Pyrénées et plus à l'ouest). Dans notre étude, nous ne prenons pas en compte le taux de compaction. Nous ne pouvons donc pas comparer les valeurs numériques des taux de sédimentation, avec d'autres études qui en tiennent compte (Ford et al., 2016). Cependant, les variations relatives des taux de sédimentation peuvent être comparées.

Les dépôts daniens (environnement de dépôt quasi-exclusivement continental sur l'ensemble de la zone) sont plus épais dans la partie proximale du système (Corbières) que dans la partie distale (Petites Pyrénées) (tableau 7-1 et le tableau 7-2). Les taux de sédimentation sont plus importants à l'est (36.4 m/Ma dans les Corbières contre 21 m/Ma dans les Petites-Pyrénées). Les variations du taux de sédimentation d'est en ouest peuvent refléter une variation de l'espace d'accommodation. Cependant, un biais dû à l'environnement de dépôt lui-même doit également être pris en compte lors de l'interprétation : les Corbières reçoivent plus de sédiments silico-clastiques et sont plus proches des proto-reliefs. Au contraire, la zone des Petites Pyrénées ne semble pas se trouver sur l'axe de drainage des sédiments comme en témoigne la sédimentation de carbonates continentaux.

Dans les Corbières, le passage au Sélandien est caractérisé par une diminution du taux de sédimentation, qui peut être due à la présence du hiatus 2 du Sélandien basal. Le Thanétien connait par contre une forte hausse du taux de sédimentation.

Dans notre étude, les taux de sédimentation calculés pour les Petites Pyrénées montrent une évolution croissante des taux (Figure 7-2), tout au long du Paléocène. Cette hausse est en accord avec une autre étude (Ford et al., 2016) qui calcule des taux de sédimentation décompactés dans la zone sous-pyrénéenne, (étude réalisée sur les puits MZ1, PAS1, LT, et MU103).

Les taux de sédimentation calculés dans le bassin aquitain, plus à l'ouest (Sinclair et al., 2005, Filleaudeau, 2011) montrent une augmentation passant de 20 m/Ma pour le Danien et le Sélandien à 50 m/Ma pour le Thanétien. Notre étude enregistre cette tendance à la hausse dans les Petites Pyrénées et dans les Corbières pour le Thanétien. Les taux de sédimentation de cet étage sont plus importants (Sinclair et al., 2005, Filleaudeau 2011, Ford et al., 2016) quelque soit la méthode de calcul ou la zone considérée, ce qui est en accord avec nos observations.

L’évolution du taux de sédimentation dans la région des Corbières montre une évolution différente de celle des régions plus à l’ouest. Le taux de sédimentation diminue au cours du Sélandien, pour remonter et atteindre son paroxysme durant le Thanétien. L’existence du hiatus 2 qui correspond à une partie inférieure du Sélandien modifie la valeur du taux de sédimentation.

Il apparait que le taux de sédimentation durant le Paléocène est faible comparé aux deux phases orogéniques majeures des Pyrénées (Ford et al., 2016), on peut donc parler de dépôts précoces dans le sens où les Pyrénées n’avaient pas leur forme actuelle. Ce faible taux peut-être attribué à la phase de quiescence paléocène, ainsi qu’au climat sub-arride, ne favorisant pas une érosion mécanique. Les profils durant le Paléocène sons très plats, avec des reliefs peux prononcés, ce qui induit un taux de sédimentation faible.

Tableau 7-1: Epaisseur et taux de sédimentation des différentes successions sédimentaires étudiées dans les Petites Pyrénées.

Ep= épaisseur. **Ts= Taux de sédimentation (m/Ma)**	**Petites Pyrénées**				**Moyenne* dans les Petites Pyrénées**		**Plantaurel**	
	La Cassine		Le Mas d'Azil				Rivel	
	Ep (m)	Ts	Ep (m)	Ts	Moy Ep (m)	Moy Ts	Ep (m)	Ts
Danien (4,4 Ma)	5	1,6	0	0,5	92,5	21,0	0	6,8
Sélandien (2,4 Ma)	00	1,7	00	1,7	100	41,5	5	18,8
Thanétien (3,3 Ma)	40	2,4	40	2,4	140	42,5	50	45,5

Tableau 7-2: Epaisseur et taux de sédimentation des différentes successions sédimentaires étudiées dans Corbières.

Ep= épaisseur. **Ts= Taux de subsidence (m/Ma)**	**Corbières**													
	Peyrolles		Arques		Lairière		Albas		Montplaisir		Moyenne* dans les Corbières		Côte Aigre	
	Ep (m)	Ts	Ep (m)	Ts	Ep (m)	Ts	Ep (m)	Ts	Ep (m)	Ts	Moy Ep (m)	Moy Ts	Ep (m)	Ts
Danien (4,4 Ma)	150	34,1	210	47,7	130	29,5	70	15,9	240	54,5	160,0	36,4	80	18,2
Sélandien (2,4 Ma)	50	20,8	?		40	8,3	40	16,7	50	20,8	45,0	16,7	40	16,7
Thanétien (3,3 Ma)	100	30,3	?		200	60,6	200	60,6	160	48,5	165,0	50,0	100	30,3

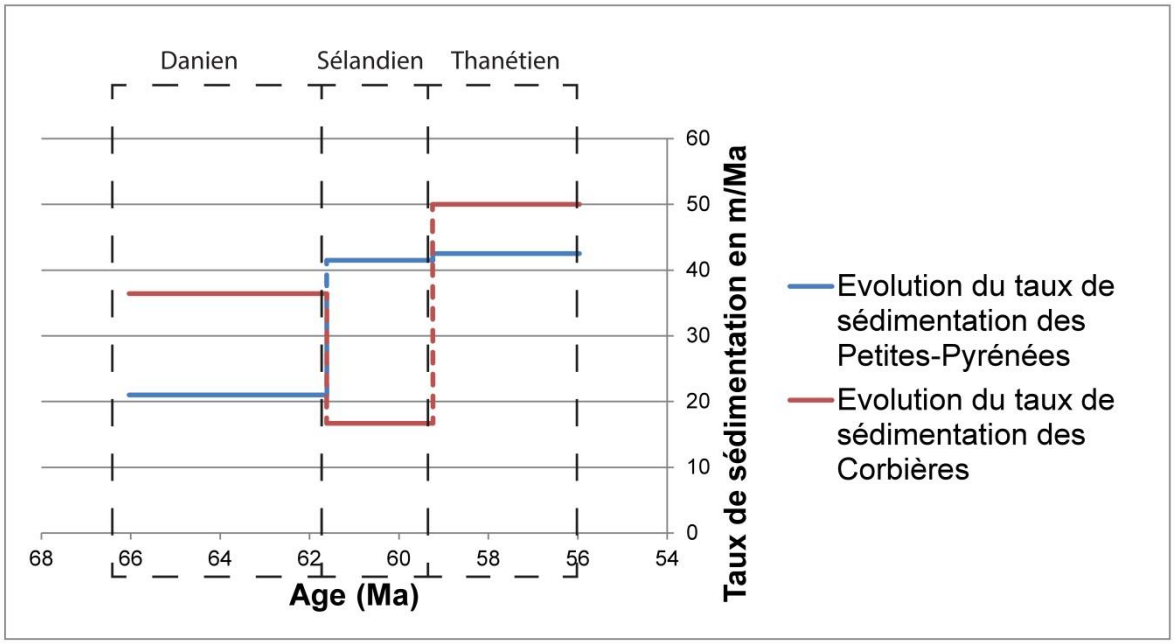


Figure 7-2 : Evolution du taux moyen de sédimentation paléocène dans le bassin nord-pyrénéen au niveau des Corbières (rouge) et au niveau des Petites Pyrénées (bleu).

Les Tableau 7-1 et Tableau 7-2, ainsi que les transects de corrélations présentés dans le Chapitre 6 (Figures 6.3, 6.4, 6.5) mettent en évidence de fortes variations des taux de sédimentation et corrélativement d'épaisseurs sédimentaires pour les trois étages du Paléocène au sein du bassin nord-pyrénéen. Ces variations d'épaisseur peuvent avoir plusieurs origines :

- Un profil de dépôt ancien léguant une paléo-topographie
- Une variation spatiale de la subsidence (tectonique)
- Une variation du flux sédimentaire

7.2 Facteurs de contrôle de la sédimentation

7.2.1 Un profil de dépôt hérité induisant des variations de l'épaisseur en sédiments

Dans le bassin de l'Adour, il existe un profil de dépôt hérité daté du Crétacé supérieur, ayant pu induire des variations d'épaisseur dans les sédiments paléocènes (Serrano, 2001). Bien qu'une telle surface ait pu exister aux environs de la limite Crétacé/Tertiaire, aucun indice n'est conservé dans les sédiments étudiés. Mais une telle surface, comportant une topographie négative au niveau des Corbières, pourrait expliquer une épaisseur en sédiments plus important dans cette zone au Danien. Cependant, l'architecture des dépôts du Danien (Figure 6.3 du chapitre 6) montre un passage latéral de faciès entre des dépôts lacustres distaux et des dépôts fluviatiles, ce qui ne permet pas de soutenir cette hypothèse.

La base du Sélandien est absente dans les Corbières et correspond à un prisme de bas niveau dans les Petites Pyrénées (voir 7.2.2). A ce moment là, une

topographie a probablement été créée dans les Corbières, partiellement comblée par des conglomérats, tandis que se déposaient des sédiments carbonatés dans les Petites-Pyrénées (dépôt des séquences Pal2 et maximum d'inondation de Pal3). La transgression marine sélandienne (séquence Pal4), s'avance loin à l'est dans les Corbières et avec des dépôts d'une épaisseur assez faible (quelques mètres), mais de faciès assez homogènes sur une très grande zone. Ainsi les dépôts de cette transgression se sont mis en place sur un profil très plat au dessus de la surface de transgression marquant le hiatus 2 (Figure 7.1), lui permettant d'envahir une vaste zone.

Il n'a pas été non plus observé de surface d'érosion majeure pouvant correspondre à un profil de dépôt en creux au Thanétien.

Donc, la limite de séquence de Pal3 (=hiatus 2, Figure 7.1) est la seule surface potentiellement assimilable à une paléotopographie ayant eu un contrôle sur l'architecture sédimentaire observée dans notre zone d'étude au Paléocène.

7.2.2 **Variations spatiales de la subsidence**

Une étude récente sur la subsidence dans le Bassin Aquitain (Angrand, 2017) montre que la flexure du bassin d'avant-pays est créée non seulement par le poids de la charge orogénique mais également par une subsidence héritée de la phase de rifting ante convergence engendrant une subsidence thermique. Il semble que la subsidence thermique, soit plus importante vers l'ouest, et très clairement plus forte dans le Bassin d'Aquitaine occidental (ouest de Toulouse) (Angrand, 2017). Dans l'est du bassin nord-pyrénéen, la charge topographique de l'orogène est probablement la principale source de subsidence (Angrand, 2017; Christophoul et al., 2003), engendrant une subsidence flexurale. Dans le centre du bassin par contre, elle est due à une combinaison de subsidence flexurale et thermique (Angrand, 2017), ce qui pourrait entrainer des variations à grande longueur d'onde de la subsidence.

Pendant le Paléocène, différentes études indiquent une quiescence tectonique en particulier, durant le Danien et le Sélandien et une reprise de la subsidence lors du Thanétien, à 59 Ma (Angrand, 2017; Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016). Cependant, pour l'est du bassin, ces études se basent sur un calage stratigraphique différent de notre étude. En effet, nous avons placé les limites du Sélandien à la base de l'ancien étage du Thanétien sensu Tambareau et al., 1995. Ainsi, la première invasion marine paléocène dans les Corbières est selon nous un événement daté du Sélandien moyen à supérieur (voir chapitres 5 et 6). Donc, il est probable que la reprise de cette subsidence soit légèrement plus précoce que le début du Thanétien dans les Corbières et se produisent durant le Sélandien moyen. Cette quiescence est interprétée comme un ralentissement de la charge orogénique, induisant une diminution de la subsidence flexural. Ce mécanisme fait alors remonter progressivement le fond du bassin, provoquant l'émersion (et l'érosion ?) de

certaines zones et le dépôt d'une série continentale. La surface d'érosion du Sélandien basal dans les Corbières peut correspondre à ce phénomène. Puis, la reprise de la subsidence, permet à l'océan d'envahir le bassin nord-pyrénéen (séquence Pal 4, Figure 7.1).

Donc, pendant la phase de quiescence de la base du Sélandien, la remontée du plancher du bassin, pourrait en particulier expliquer l'érosion (hiatus 2, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**Figure 7-1) dans les Corbières, se produisant lors du maximum de soulèvement. Puis, la reprise de la subsidence qui s'en suit est marquée par le dépôt de faciès marins (séquences Pal4, Figure 7-1) au Sélandien moyen (cette étude) ou au Thanétien (Christophoul et al., 2003). Il y aurait donc eu une phase d'accentuation de la quiescence lors du début du Sélandien. De plus, les deux niveaux marins atteignant les Corbières (Pal4 et 7), indiquent une reprise de la subsidence flexurale, se traduisant par un approfondissement du milieu de dépôt. Nos observations sont en accord avec les conclusions de reprise de la subsidence (Christophoul et al., 2003).

L'épaisseur des sédiments paléocènes atteint son maximum au niveau d'une bande étroite de quelques kilomètres de largeur, parallèle à l'axe de la chaîne des Pyrénées s'apparentant au foredeep du bassin d'avant-pays (DeCelles et Giles, 1996). Cette zone est asymétrique avec la partie plus subsidente au sud. Ce bassin d'avant-pays précoce draine les sédiments des proto-reliefs vers l'ouest. Des hauts-fonds topographiques, perpendiculaires à l'axe de drainage, sont marqués dans l'architecture sédimentaire du bassin par une zone où l'épaisseur des sédiments est plus faible au cours du Paléocène ; de part et d'autre de cette zone « seuil », les sédiments sont accumulés. Ces seuils peuvent être placés dans la zone de Rivel lors du Danien et légèrement plus à l'est, vers Peyrolles lors du Thanétien. Ils sont alors responsables d'une accumulation de sédiments particulièrement plus épaisse dans les Corbières. Ces seuils ont pu être délimités par des accidents de type N020, qui sont parfois évoqués accompagnant la déformation de l'orogène des Pyrénées, et proviennent de l'héritage de la période hercynienne, ayant également rejoué lors du rifting crétacé (Leleu, 2005 ; Angrand, 2017) (Figure 7-3). Les structures N020 peuvent délimités des zones « blocs » subissant des mouvements verticaux différents dans le temps et dans l'espace. Le diachronisme des déformations pyrénéennes, plus précoce à l'est, a pu jouer un rôle sur l'évolution de la répartion géographique de ces seuils. La création d'un seuil a également très bien pu avoir un rôle dans la répartition des faciès dans le bassin nord-pyrénéen et ainsi favoriser le développement de la plate-forme carbonatée marine plutot restreinte dans la zone occidentale en la protégeant d'un apport silico-clastique venant de l'est (Corbières).

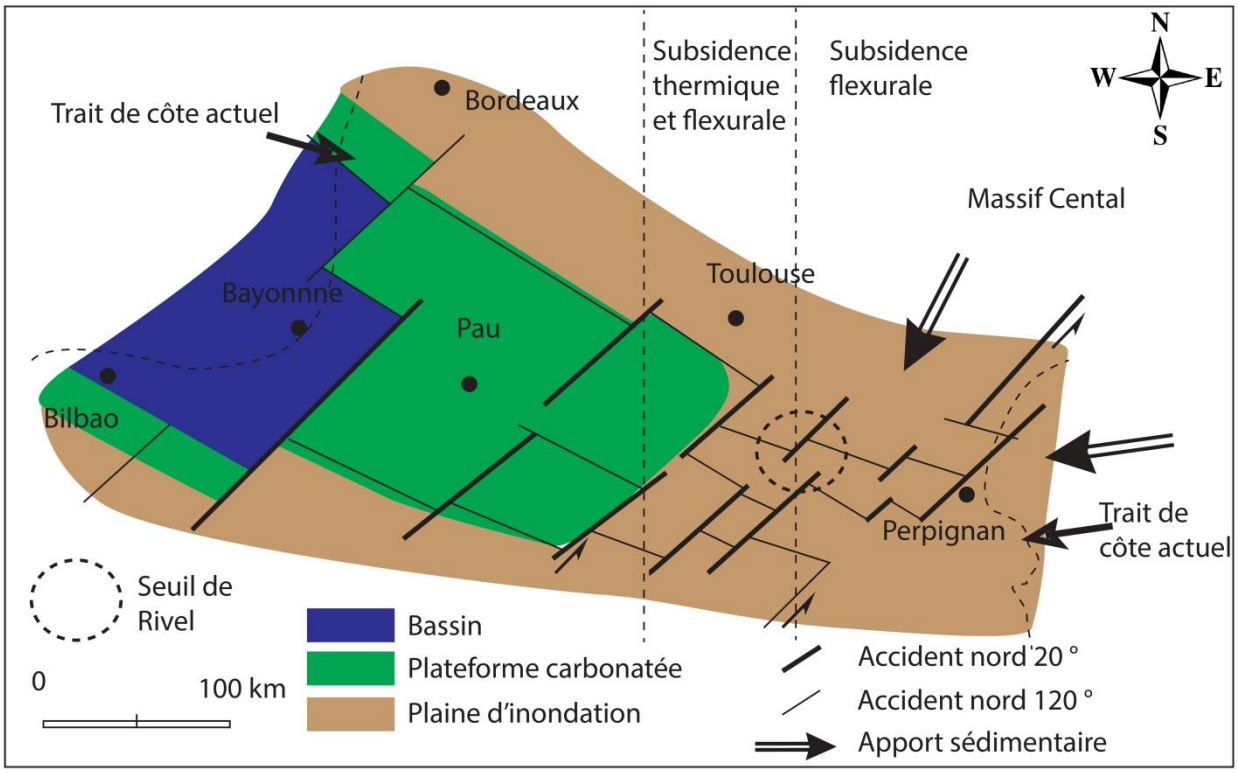


Figure 7-3 : Paléogéographie simplifiée du Danien de la zone pyrénéenne comportant deux types d'accidents principaux. Les premiers sont parallèles à l'axe de la chaîne (N110-120°). Les seconds sont perpendiculaires (N20°). Ces derniers délimitent des blocs qui ont pu jouer indépendamment les uns des autres au Paléocène et ainsi créer des dépressions d'accumulations préférentielles de sédiments et des seuils. Ces blocs ont donc contrôlé en partie l'espace disponible (modifié d'après Canérot, 2006).

7.2.3 **Variation du flux sédimentaire**

Deux paramètres contrôlent essentiellement le flux sédimentaire, la présence d'un relief et le climat.

Bien que peu développés dans notre zone d'étude, des reliefs sont présents et forment la source des sédiments détritiques (voir § 6.2). Des surrections locales durant le Paléocène ont conduit à des reliefs mineurs comme le Massif du Mouthoumet. Ainsi, ce massif émerge entre 70 et 55 Ma (Vacherat et al., 2017). Les petites phases de surrection de ce massif paléozoïque auraient pu alimenter le Danien en horizons conglomératiques. Par ailleurs, il est également possible que des modifications climatiques aient engendré ces dépôts conglomératiques. Ces deux facteurs pourraient expliquer une épaisseur en sédiments plus importante dans les Corbières durant le Danien, particulièrement en bordure du massif du Mouthoumet (voir Tableau 7-1 et 7-2).

Le climat au Paléocène, est décrit comme semi-aride avec une saison sèche longue, et une période de pluie courte (Cojan, 2006; Freytet, 1970; Marty and Meyer, 2006b; Plaziat, 1984). Ce type de climat est responsable de la formation de marmorisation ou des phénomènes pédogénétiques favorisant une altération chimique. A la fin du Paléocène, le climat se modifie drastiquement marquée par un réchauffement intense : la PETM (Zachos, 2001a).

Plusieurs variations au sein de la sédimentation sont enregistrées dans cet intervalle :

(1) Dans les Pyrénées, l'intervalle de la PETM est associé à une augmentation du flux sédimentaire et de la taille des grains, due à un changement du régime hydrologique brusque (Pujalte et al., 2015). Les données DRX, roche totale de Lairière sont en accord avec ces observations (Quesnel, Dupuis, Baele, comm. pers.). En effet, l'intervalle du PETM montre une augmentation significative de la proportion de quartz (voir § 5.3).

(2) Une augmentation significative de kaolinite dans la fraction argileuse des sédiments de l'intervalle de la PETM est également documentée dans de nombreuses régions : Atlantique, USA, dans le bassin de Paris, et à Zumaïa (Pujalte et al., 2015; Quesnel et al., 2011; Storme et al., 2012). Cette kaolinite est d'origine détritique et provient de l'altération du socle, soumis à une pédogénèse importante lors du Crétacé (Pujalte et al., 2015). Les observations des cortèges argileux de Lairière au MET indiquent que les kaolinites sont détritiques, ainsi que les smectites, illites, chlorites et vermiculites (comm. pers F. Quesnel, C. Dupuis et J.M Baele). Les données DRX reflètent donc un détritisme et non une néo-formation dans la plaine alluviale. Une augmentation considérable de la proportion de kaolinite (atteignant 75 % de la fraction argileuse) est observée à Zumaïa, dans le bassin profond pyrénéen à l'initiation de la PETM (Pujalte et al., 2015). Un seul prélèvement dans cet intervalle à Lairière (hypothèse 2 émise au chapitre 5) entre 395 et 420 m à l'initiation de la PETM indique un taux de kaolinite de plus de 60 % de la fraction argileuse. Nos données semblent donc indiquer un fort apport de kaolinite lors de l'initiation de la PETM, tout comme dans l'ouest des Pyrénées (Pujalte et al., 2015).

(3) Enfin, la PETM dans les Pyrénées est associée à une chute du niveau marin, qui la précède, ainsi qu'à un changement hydrologique brusque (Pujalte et al., 2015; Schmitz and Pujalte, 2007b). Pendant le PETM, les conditions sèches se sont intensifiées ou prolongées, alors que les pluies et les crues sont devenues plus soudaines et intenses sur des périodes plus courtes. Ce changement est à l'origine de l'augmentation du flux sédimentaire et donc de (1) et de (2). A Lairière, nous n'observons pas de transition d'un système fluvial méandriforme à un système en tresse au cours de la PETM, comme c'est le cas sur le versant sud (Pujalte et al., 2015). Même si l'intervalle de la PETM est riche en conglomérats, aux alentours de Lairière, ces niveaux ne semblent pas refléter un tel changement car ils sont nombreux, et ceci depuis le Danien. Ils seraient plutôt liés à la proximité du massif du Mouthoumet. Cette transition observée sur le versant sud (Pujalte et al., 2014), peut être comprise à Lairière dans le hiatus 3 du Thanétien sommital (Figure 7-1**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). En effet, un hydrodynamisme plus puissant à très bien pu entrainer dans les Corbières une érosion. Ainsi, le conglomérat associé à ce changement hydrologique sur le versant espagnol pourrait correspondre à un hiatus sédimentaire dans notre zone d'étude (hiatus 3, Figure 7-1).

(1), (2) et (3) (apport en quartz, kaolinite et hiatus important) tendent à montrer une période d'érosion survenant juste avant la limite Paléocène/Eocène, voire au début de cet intervalle, qui serait due à une chute du niveau marin. Cela se traduit par un hiatus dans les Corbières, et par un hiatus et un retour à la sédimentation continentale dans les Petites Pyrénées. Cet événement précède l'invasion marine yprésienne.

7.3 Modèle d'évolution et migration des dépôts centre

Pour finir, le modèle suivant (Figure 7-4) synthétise en 10 étapes la dynamique sédimentaire des dépôts paléocènes dans la zone d'étude.

Lors de la phase 1, qui correspond à l'intervalle entre le Maastrichtien terminal et jusqu'au du Danien moyen, une assise lacustre rognacienne se dépose dans les Corbières, tandis que des marnes continentales prennent place dans les Petites Pyrénées, surmontées d'un hiatus correspondant à la base du Danien. La zone d'alimentation en sédiments silico-clastiques des Petites Pyrénées devait alors se trouver assez proche, peut-être au sud, ou au nord (Massif Central ?), mais pas à l'est puisque la sédimentation était lacustre dans les Corbières.

Lors de la phase 2, des calcaires lacustres se déposent dans les Petites Pyrénées au Danien moyen tandis que dans les Corbières, les dépôts de la plaine d'inondation, entrecoupés de chenaux se mettent en place. Ainsi, les calcaires lacustres « Rognacien » (aussi appelés « calcaires de l'Entonnoir ») sont plus jeunes au niveau des Petites Pyrénées.

La phase 3 met en évidence une forte variation d'épaisseur, du Danien élevé, entre les Corbières, qui semblent alors être une zone dépressionnaire et les Petites Pyrénées. Cette variation peut être le fruit d'une modification du flux sédimentaire, et/ou d'un effet de seuil. Les dépôts sont plus épais dans la partie proximale du système (dans les Corbières), que dans la partie distale. Un seuil situé au niveau de Rivel (haut topographique) semble séparer les Petites Pyrénées et les Corbières. Celui-ci a pu créer une variation spatiale, au moyen d'un jeu de faille N020 (Figure 7-3). Puis, la dépression des Corbières se comble au cours du Danien, et les sédiments restent piégés en amont du seuil du Plantaurel. Dans les Petites Pyrénées, la surface de karstification du sommet de l'assise lacustre rognacienne et les quelques mètres d'argiles rouges représentent cet intervalle (Danien supérieur ?). Les couches sédimentaires se biseautent et s'affinent vers l'ouest (Figure 7-4 phase 3).

Phase 4 : Durant le Sélandien basal, l'est du bassin (Corbières) est en érosion, tandis que la subsidence continue dans la partie distale, ce qui forme un prisme de bas niveau marin. La zone subsidente semble s'être décalée vers l'ouest, au niveau des Petites Pyrénées. Dans les Corbières, une forte érosion

(correspondant au hiatus 2, Figure 7-1, Figure 7-4) prend place sous la transgression du Sélandien moyen (Pal 4). L'érosion des Corbières peut être provoquée par une lente remontée du fond du bassin, initiée avant le Paléocène et correspondant à une période d'accentuation de la quiescence (Christophoul et al., 2003, Ford et al., 2016). A ce phénomène peut également s'ajouter une chute globale du niveau marin, correspondant à la limite de séquence de second ordre Sél1 (Haq et Schutter, 2008, Figure 7-1).

Phase 5 (Sélandien moyen et supérieur) : le dépôt du prisme de bas niveau dans les Petites Pyrénées lors de la phase 4 associé à l'érosion orientale, conduit à un profil de dépôts plat au début de cette phase. Sur ce profil très peu pentu se dépose quelques mètres de sédiments marins dans les Corbières. Une reprise de la subsidence générale peut expliquer un ennoiement depuis le centre jusqu'à l'est du bassin, allié à une augmentation du niveau marin globale (Haq et Schutter, 2008, Figure 7.1). La transgression marine, Pal4 (qui parvient dans les Corbières), achève la para-séquence de rétrogradation du système.

Remarque : L'hypothèse d'un sillon nord-pyrénéen profond au Sélandien est vivement débattue (Bilotte et Canerot, 2006; Combes et al., 2004; Debroas et al., 2010; Peybernès et al., 2007, 2001). Lors de cette étude, il n'a pas été observé de sédiments marins profonds, et cela sur l'ensemble de la zone étudiée. De plus, nos coupes des Corbières ne comportent pas de discordance angulaire majeure (supérieur à 20°) dans le Vitrollien pouvant s'apparenter à des surfaces de karstification (Combes et al., 2004). Cependant, Combes et al., 2004 font mention de certaines surfaces d'érosion, en liens avec une probable phase tectonique, notamment durant le Sélandien basal. Cette phase est nommée « soulèvement paléocène 1 » (figure 14 de Combes et al., 2004). Nous observons également une surface d'érosion dans les Corbières, correspondant à la base du Sélandien (hiatus 2, Figure 7.1, Figure 7.4). Hormis cette surface (P4 de Combes et al., 2004) pouvant correspondre, les autres surfaces décrites ne sont pas retrouvées dans cette étude.

Phase 6 : L'intensité des transgressions marines diminue de Pal4 à Pal6. La mer se retire plusieurs fois, de plus en plus loin vers l'ouest. Les dépôts sont de nouveau plus épais dans les Corbières, cette différence peut résulter de l'action de la reprise de la subsidence flexurale lors du Sélandien moyen, ayant un impact plus important dans l'est du bassin. Ce qui peut se traduire par une reprise de jeux de failles induisant des mouvements entre les compartiments (Figure 7.3). Le seuil séparant les deux domaines semble s'être déplacé vers l'est au niveau de Peyrolles. Le seuil est matérialisé sur la phase 6 (Figure 7.4) par un basculement vers l'ouest.

Phase 7 : La mer envahit très brièvement l'est du bassin nord-pyrénéen jusqu'à Lairière (cette étude) et Albas (Plaziat, 1984). Dans les Petites Pyrénées, cela se traduit par la présence de faciès plus distaux, pouvant correspondre au maximum d'inondation de Th5 (Had et Schutter., 2008).

Phase 8 : La mer se retire au-delà des Petites Pyrénées. Le retrait des eaux semble être corrélé avec un phénomène eustatique pouvant être la limite de séquence de Th5 ou Th6 (Haq et Schutter, 2008, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Dans les Petites Pyrénées, la plateforme carbonatée laisse place à une sédimentation continentale de plaine d'inondation, dans laquelle s'intercalent des chenaux gréseux grossiers.

Phase 9 : Ce vaste retrait des eaux marines entraine une érosion du Thanétien sommital (hiatus 3, Figure 7.1, Figure 7.4). La transition entre le Paléocène et l'Eocène, dans les Pyrénées est soulignée par une vaste érosion sur les continents et des dépôts dans les bassins marins, riches en kaolinite (Pujalte et al., 2015).

Phase 10 : Sur la pente douce formée par l'érosion, la plateforme carbonatée yprésienne s'installe.

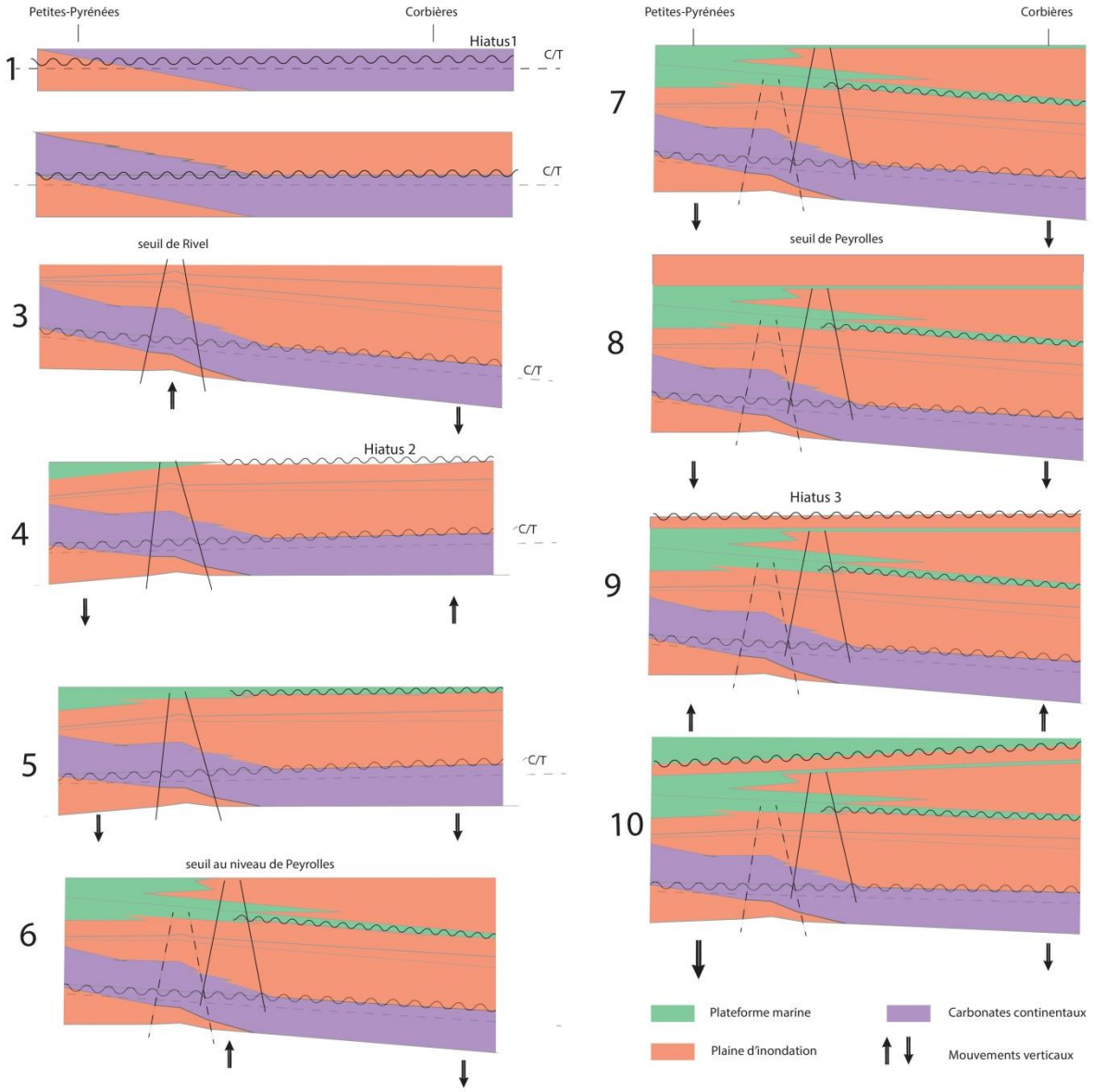


Figure 7-4 : Modèle d'évolution tectono-sédimentaire au Paléocène d'une zone allant des Petites Pyrénées aux Corbières dans le bassin d'avant-pays nord-pyrénéen.

Chapitre 8 **Conclusion**

Ce travail de thèse construit un modèle d'architecture sédimentaire, lors du Paléocène, entre domaine continental et domaine marin en contexte d'orogenèse précoce. Une caractérisation précise de la sédimentation permet d'établir modèles de dépôt et corrélations. La précision stratigraphique dans le domaine continental est améliorée en s'appuyant sur différentes méthodes, notamment l'analyse du signal du $\delta^{13}C_{org}$. Il est enregistré sur l'ensemble de la stratigraphie paléocène, au niveau d'une succession essentiellement continentale. La série paléocène est quasi complète puisque la limite Crétacé/Tertiaire et la limite Paléocène/Eocène sont reconnues, mais des hiatus sont présents, et ainsi une contrainte temporelle a pu être interprétée. L'architecture fine construite, tente de replacer séquences et hiatus, calés temporellement, dans un cadre dynamique. Cela permet une réflexion sur les facteurs de contrôles du système sédimentaire.

Répartition des faciès, deux systèmes sédimentaires distincts :

L'analyse faciologique du chapitre 3 conduit à établir deux modèles de dépôt distincts. Dans le centre du bassin, les dépôts de plateforme carbonatée, attestent d'un milieu marin peu profond. Cette plateforme s'organise en ceintures de faciès, avec une zone protégée par une abondante concentration d'algues, et quelques coraux, délimitant une plateforme interne et externe. L'apport terrigène faible, lors du Paléocène permet aux organismes carbonatés construisant la plateforme paléocène de se développer. Les variations de faciès enregistrent les fluctuations du niveau marin. Dans l'est du bassin, les dépôts continentaux s'organisent selon deux sous-environnements : des carbonates continentaux et un environnement fluviatile de faible énergie. Les carbonates continentaux marquent la présence d'étendues d'eaux douces plus ou moins pérennes. L'environnement fluviatile principal est un système faible énergie (méandriforme à anastomosé). La majorité des dépôts dans cet environnement de plaine d'inondation correspondent à des silts. L'ensemble de la série a subi une forte pédogénèse, plus ou moins prononcée. Dans cette plaine d'inondation, un second système fluvial se surimpose, déposant des horizons conglomératiques. Ces conglomérats semblent localisés proche du Massif du Mouthoumet, qui en est la source.

Séquences et architecture sédimentaire :

La répartition des faciès dans le centre et l'est du bassin nord-pyrénéen a permis de définir l'évolution séquentielle des dépôts (chapitre 4). Dans le centre (Petites-Pyrénées et Plantaurel), 7 séquences intra-paléocènes sont définies en milieu marin carbonaté. Dans les Corbières, l'étude de l'architecture fluviale de Lairière, et la répartition de certains indicateurs (paléosols, niveau lacustre, géométrie des chenaux) a permis d'établir des séquences. La séquence Pal1 du domaine occidental se scinde en 4 sous-séquences dans les Corbières (chapitre 6). La séquence Pal2 et le maximum d'inondation de Pal3 ne sont pas retrouvés dans la partie orientale du bassin. Puis, les séquences allant de Pal4 à Pal7 sont, elles, bien définies sur l'ensemble de la zone. Malgré la précision de l'analyse séquentielle, certaines corrélations entre domaine marin et continental demeurent incertaines, rendant nécessaire l'emploi d'autres méthodes.

Stratigraphie et corrélations des séries continentales avec le domaine marin :

Le Paléocène continental des Corbières manque de calages stratigraphiques robustes, empêchant les corrélations hautes résolutions avec la série marine et mieux datée des Petites Pyrénées. L'outil géochimique affine les contraintes stratigraphiques, et permet des corrélations, grâce au signal du $\delta^{13}C_{org}$. La courbe du $\delta^{13}C_{org}$ de Lairière, peut désormais être considérée comme une courbe de référence pour le Paléocène en domaine continental (chapitre 5). A ces données géochimiques s'ajoutent des données magnétostratigraphiques à Lairière (chapitre 5) et des données de $\delta^{13}C_{org}$ sur d'autres coupes (Peyrolles et Mas d'Azil), qui permettent par la suite des corrélations. De nombreux événements géochimiques (K/P, Dan-C2, MLDME, LDE, DSTE, STTE, MTIM, B1, B2, C1, PETM) identifiés sur la succession de Lairière, amènent une précision stratigraphique notable. La présence de la limite Crétacé/Tertiaire est confirmée par un nouvelle argument, au sommet de la formation lacustre « rognacienne ». La base du Sélandien est absente (hiatus), tandis que le Sélandien moyen à supérieur est identifié, comportant notamment de minces dépôts marins et lacustres, intercalés dans les sédiments de la plaine d'inondation. L'enregistrement de la limite Paléocène/Eocène, dans le signal isotopique du carbone, déjà identifiée à Albas (Yans et al., 2014) est confirmée à Lairière. Ce calage stratigraphique abaisse la limite Paléocène/Eocène de 60 à 80 m sous l'actuelle limite (Berger et al., 1997) dans les Corbières. La reconnaissance de la PETM, qui est un événement global, autorise des corrélations avec d'autres sites. Comme la précision stratigraphique a été améliorée grâce aux analyses $\delta^{13}C_{org}$ à Lairière, il est possible de placer les limites sélandiennes dans d'autres coupes, et d'étendre nos interprétations au reste de notre zone d'étude. La base du Sélandien est identifiée à Peyrolles, ainsi qu'au Mas d'Azil, ce qui permet de proposer une géométrie pour le Sélandien du bassin nord-pyrénéen.

Architecture sédimentaire paléocène :

Les transects corrèlent sédiments marins du centre du bassin et sédiments continentaux de l'est. Ils mettent en évidence un diachronisme dans le dépôt des Calcaires «Rognaciens», qui constituent la base des coupes étudiées : leur dépôt est plus ancien dans l'Est du bassin. La géométrie sélandienne révèle un hiatus important dans les Corbières qui correspond à la limite Danien/Sélandien et à la partie inférieure du Sélandien. Au contraire dans la parie distale, la base du Sélandien est enregistrée sans interruption majeure. A partir des corrélations, des esquisses paléogéographiques sont tracées, avec la ligne de rivage de chacune des sept séquences définies pour le Paléocène.

Variations dynamiques le long de la chaine pyrénéenne :

Finalement, l'architecture observée et les épaisseurs peuvent conduire au calcul du taux de sédimentation, et à l'estimation des intervalles de temps correspondant au hiatus. Ces éléments conditionnent la rythmicité des dépôts paléocènes. Au Danien, la sédimentation est quasi exclusivement continentale. Le taux de sédimentation des Corbières est alors supérieur à celui des Petites Pyrénées. Malgré cela, la subsidence semble générale sur la zone d'étude. Cette épaisseur dans les Corbières, semble être le fruit d'une compétition entre facteur tectonique et climatique, jouant sur le flux sédimentaire.

Au Sélandien basal, la subsidence est différente selon l'est et le centre du bassin. Tandis que les Petites Pyrénées accumulent un prisme de bas niveau marin, les Corbières entre en érosion. Cette période marque une accentuation de la quiescence. Puis le Sélandien moyen et supérieur marque une reprise générale de la subsidence, qui semble perdurer lors du Thanétien.

Bien que le Paléocène ait été défini comme une période de quiescence, il est possible d'établir des nuances. Notre étude permet aussi une discussion plus générale, sur les facteurs contrôlant la sédimentation paléocène. Enfin, l'ensemble de ces conclusions amènent à proposer un modèle d'évolution conceptuel pour la période du Paléocène pour le domaine nord-pyrénéen.

Perspectives :

Plusieurs axes de recherche peuvent être abordés et ouverts afin de compléter cette étude. Nos résultats impliquent entre autre de revoir certaines limites stratigraphiques, et conduisent à la modification du tracé de certaines cartes géologiques.

Les différents outils de corrélations doivent être étendus au-delà du secteur d'étude, et amener une compréhension plus globale du système pyrénéen.

- Vers l'est en Languedoc et Provence, ou certaines surfaces, comme les limites Crétacé/Tertiaire, Danien/Sélandien, Sélandien/Thanétien et la PETM peuvent être (où sont déjà) identifiées.
- Vers l'ouest, afin d'établir des corrélations avec les données de puits disponibles dans ce secteur.
- Vers le bassin sud-pyrénéen, la corrélation des deux versants est rendue complexe par la diversité des systèmes sédimentaires qui s'y expriment et des mécanismes en jeu.

L'ensemble de ces corrélations pourraient permettre d'établir un modèle précis de l'évolution de l'ensemble de la zone pyrénéenne, pour le Paléocène. De plus, la précision obtenue dans l'ouest du bassin, est conditionnée par la sismique et les données de puits, quasiment absentes dans l'est du bassin pyrénéen. Ces données permettraient, entre autre, d'établir un modèle trois dimensions de la zone.

L'altération chimique de la matière organique, est susceptible de modifier le signal du $\delta^{13}C_{org.}$ Des études complémentaires seraient nécessaires pour :

- Caractériser le degré d'altération de la matière organique,
- Comprendre la réponse du signal isotopique face à cette altération de la matière organique.

Cependant, la caractérisation de la matière organique, n'est pas toujours aisée. La réalisation du Rock Eval notamment, est conditionnée par la teneur en matière organique des échantillons qui doit être assez élevée. De plus, des analyses du $\delta^{13}C_{org}$ doivent être réalisées dans d'autres secteurs, notamment dans les Petites Pyrénées pour identifier la PETM. Une courbe entière dans les séries marines des Petites Pyrénées permettrait d'assoir le fait que les signaux dans les sédiments marins et continentaux sont similaires (Magioncalda et et al., 2004). D'autres méthodes, comme la cyclo-stratigraphie, pourraient amener une précision encore plus grande, par calage orbital dans les séries continentales des Corbières.

Enfin, la période de quiescence paléocène n'est peut-être pas enregistrée uniquement dans le domaine pyrénéen. En effet, elle semble liée à l'arrêt de la remontée de la plaque africaine. Les mécanismes qui gouvernent ces mouvements sont plus globaux, ont une origine profonde, et peuvent être enregistrés ailleurs sur le globe (communication personnelle : Frizon Delamotte).

.

References

Ahr, W.M., 1973. The Carbonate Ramp: An Alternative to the Shelf Model 23.

Allen, 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis Volume 1, Volume 30A - 1st Edition.

Allen, J.R.L., 1985. Principles of Physical Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-010-9683-6

Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: A model of origin and internal structure. Sediment. Geol. 26, 281–328. https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90022-6

Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units. with notes on their origin. Sedimentology 2, 93–114. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1963.tb01204.x

Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. Earth-Sci. Rev. 60, 261–298. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X

Alonso-Zarza, Tanner (Eds.), 2010. Carbonates in continental settings: facies, environments, and processes, 1. ed. ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam.

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V., 1980. Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. Science 208, 1095–1108. https://doi.org/10.1126/science.208.4448.1095

Angrand, P., 2017. Evolution 3D d'un rétro-bassin d'avant pays : le bassin aquitain, France [WWW Document]. http://www.theses.fr. URL http://www.theses.fr/s187021 (accessed 5.14.18).

Arenillas, I., Molina, E., Ortiz, S., Schmitz, B., 2008. Foraminiferal and δ13C isotopic event-stratigraphy across the Danian-Selandian transition at Zumaya (northern Spain): chronostratigraphic implications: Danian-Selandian transition at Zumaya, Spain. Terra Nova 20, 38–44. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00784.x

Arens, N.C., Jahren, A.H., 2000. Carbon Isotope Excursion in Atmospheric CO2 at the Cretaceous-Tertiary Boundary: Evidence from Terrestrial Sediments. PALAIOS 15, 314–322. https://doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0314:CIEIAC>2.0.CO;2

Arthaud, Matte, 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformations. Tectonophysics 139–171.

Aubry, M.-P., Ouda, K., Dupuis, C., Berggren, W.A., Couvering, J.A.V., others, 2007. The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). Episodes 30, 271.

Baceta, J.I., Pujalte, V., Bernaola, G., 2005. Paleocene coralgal reefs of the western Pyrenean basin, northern Spain: New evidence supporting an earliest Paleogene recovery of reefal ecosystems. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 224, 117–143. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.03.033

Baceta, J.I., Wright, V.P., Beavington-Penney, S.J., Pujalte, V., 2007. Palaeohydrogeological control of palaeokarst macro-porosity genesis during a major sea-level lowstand: Danian of the Urbasa–Andia plateau, Navarra, North Spain. Sediment. Geol. 199, 141–169. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.024

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

Beavingtonpenney, S., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth-Sci. Rev. 67, 219–265. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.02.005

Beerling, D.J., Lomax, B.H., Royer, D.L., Upchurch, G.R., Kump, L.R., 2002. An atmospheric pCO2 reconstruction across the Cretaceous-Tertiary boundary from leaf megafossils. Proc. Natl. Acad. Sci. 99, 7836–7840. https://doi.org/10.1073/pnas.122573099

Berger, Bilotie, Viallard, 1997. feuille de Tuchan (1078).

Bernaola, G., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Alegret, L., Martin-Rubio, M., Arostegui, J., Dinares-Turell, J., 2007. Evidence of an abrupt environmental disruption during the mid-Paleocene biotic event (Zumaia section, western Pyrenees). Geol. Soc. Am. Bull. 119, 785–795. https://doi.org/10.1130/B26132.1

Berner, R.A., 1997. Geochemistry and Geophysics: The Rise of Plants and Their Effect on Weathering and Atmospheric CO2. Science 276, 544–546. https://doi.org/10.1126/science.276.5312.544

Berner, R.A., 1990. Atmospheric Carbon Dioxide Levels Over Phanerozoic Time. Science 249, 1382–1386. https://doi.org/10.1126/science.249.4975.1382

Bilotte, M., Canerot, J., 2006. Rôles respectifs des tectoniques fini-crétacée et éocène dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Le «Garumnien» de Cucugnan et ses relations avec le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Corbières méridionales, France). Eclogae Geol. Helvetiae 99, 17–27. https://doi.org/10.1007/s00015-006-1179-8

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

Blakey, R.C., 2008. Gondwana paleogeography from assembly to breakup—A 500 m.y. odyssey, in: Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geological Society of America, pp. 1–28. https://doi.org/10.1130/2008.2441(01)

Bluck, B.J., 1979. Structure of coarse grained braided stream alluvium*. Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb. 70, 181–221. https://doi.org/10.1017/S0080456800012795

Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward: Fluvial responses to climate and sea-level change. Sedimentology 47, 2–48. https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x

Bonté, P., Delacotte, O., Renard, M., Laj, C., Boclet, D., Jehanno, C., Rocchia, R., 1984. An iridium rich layer at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Bidart Section (southern France). Geophys. Res. Lett. 11, 473–476. https://doi.org/10.1029/GL011i005p00473

Bornemann, A., Schulte, P., Sprong, J., Steurbaut, E., Youssef, M., Speijer, R.P., 2009. Latest Danian carbon isotope anomaly and associated environmental change in the southern Tethys (Nile Basin, Egypt). J. Geol. Soc. 166, 1135–1142. https://doi.org/10.1144/0016-76492008-104

Bosence, D.W.J., 1991. Coralline Algae: Mineralization, Taxonomy, and Palaeoecology, in: Riding, R. (Ed.), Calcareous Algae and Stromatolites. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 98–113. https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9_5

BouDagher-Fadel, M.K., 2008. Chapter 6 The Cenozoic larger benthic foraminifera: the Palaeogene, in: Developments in Palaeontology and Stratigraphy. Elsevier, pp. 297–545. https://doi.org/10.1016/S0920-5446(08)00006-X

Bowen, G.J., Maibauer, B.J., Kraus, M.J., Röhl, U., Westerhold, T., Steimke, A., Gingerich, P.D., Wing, S.L., Clyde, W.C., 2015. Two massive, rapid releases of carbon during

the onset of the Palaeocene–Eocene thermal maximum. Nat. Geosci. 8, 44–47. https://doi.org/10.1038/ngeo2316
Bridge, J.S., 2007. Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record, 3. [print.]. ed. Blackwell, Malden, Mass.
Canérot, J., 2006. Réflexions sur la « révolution danienne » dans les Pyrénées. Comptes Rendus Geosci. 338, 658–665. https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.03.007
Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y., 2004. Nouvelle interprétation structurale de la « faille Nord- Pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. Comptes Rendus Geosci. 336, 135–142. https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.11.004
Carvajal-Ortiz, H., Mora, G., Jaramillo, C., 2009. A molecular evaluation of bulk organic carbon-isotope chemostratigraphy for terrestrial correlations: An example from two Paleocene–Eocene tropical sequences. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 277, 173–183. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.03.015
Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy, 1st ed. ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam ; Boston.
Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. J. Afr. Earth Sci. 35, 1–43. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00004-0
Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsl. Stratigr. 44, 173–245. https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011
Cerling, T.E., Quade, J., 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates, in: Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J., Savin, S. (Eds.), Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 217–231. https://doi.org/10.1029/GM078p0217
Chambers, L.M., Pringle, M.S., Parrish, R.R., 2005. Rapid formation of the Small Isles Tertiary centre constrained by precise 40Ar/39Ar and U–Pb ages. Lithos 79, 367–384. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.008
Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., the PYROPE Working Group, 2015. The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. Geophys. J. Int. 200, 1094–1105. https://doi.org/10.1093/gji/ggu400
Choukroune, P., 1992. Tectonic Evolution of the Pyrenees. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 20, 143–158. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.20.050192.001043
Choukroune, P., 1989. The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39. https://doi.org/10.1029/TC008i001p00023
Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. S.L.
Christophoul, F., Soula, J.-C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G., Deramond, J., 2003. Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 208, 229–252. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.208.01.11
Coccioni, R., Bancalà, G., Catanzarit, R., Fornaciari, E., Frontalini, F., Giusberti, L., Jovane, L., Luciani, V., Savian, J., Sprovieri, M., 2012. An integrated stratigraphic record of the Palaeocene-lower Eocene at Gubbio (Italy): new insights into the early Palaeogene hyperthermals and carbon isotope excursions: Early Palaeogene integrated stratigraphy at Gubbio. Terra Nova 24, 380–386. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.01076.x

Cojan, 2000. Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as a basis for continental-marine correlation - [WWW Document]. URL http://www.researchgate.net/publication/249520630_Stable_carbon_isotope_stratigraphy_of_the_Paleogene_pedogenic_series_of_southern_France_as_a_basis_for_continental-marine_correlation (accessed 9.26.14).

Cojan, I., 2006. Les evenement globaux au travers des plaines d'inondation ou le fil d'ariane des systemes fluviatiles (thesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Cojan, I., 1989. Discontinuité majeures en milieu continentale. Proposition de corrélation avec des événement globaux (Bassin de Provence, S. France, Passage Crétacé Tertiaire).

Cojan, I., Renard, M., 2013. Sédimentologie - 3e édition. Dunod.

Cojan, I., Renard, M., Emmanuel, L., 2003. Palaeoenvironmental reconstruction of dinosaur nesting sites based on a geochemical approach to eggshells and associated palaeosols (Maastrichtian, Provence Basin, France). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 191, 111–138. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00655-7

Colombera, L., Arévalo, O.J., Mountney, N.P., 2017. Fluvial-system response to climate change: The Paleocene-Eocene Tremp Group, Pyrenees, Spain. Glob. Planet. Change 157, 1–17. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.08.011

Combes, Crouzel, Freytet, Gottis, Lenguin, Mouline, Plaziat, 1975. Du cône torrentiel au grand fleuve. Sédimentation continentale du crétacé inférieur au néogène dans le midi de la France.

Combes, P.-J., Peybernes, B., Fondecave-Wallez, M.-J., 2004. Karsts polyphasés, facies marins et continentaux dans le Paleocene de la partie orientale des Pyrénées françaises. Eclogae Geol. Helvetiae 97, 155–174. https://doi.org/10.1007/s00015-004-1120-y

Cowling, S.A., 2013. Did early land plants use carbon-concentrating mechanisms? Trends Plant Sci. 18, 120–124. https://doi.org/10.1016/j.tplants.2012.09.009

Craig, H, 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass- spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochim. Cosmochim. Geochim Cosmochim Acta 12, 133–149.

Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P.J., Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous–Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry (δ^{18} O and Mg/Ca) with sea level history. J. Geophys. Res. 116. https://doi.org/10.1029/2011JC007255

Cramer, B.S., Wright, J.D., Kent, D.V., Aubry, M.-P., 2003. Orbital climate forcing of δ^{13} C excursions in the late Paleocene-early Eocene (chrons C24n-C25n): Orbital forcing of carbon isotopes. Paleoceanography 18, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2003PA000909

Daz-Molina, M., 1993. Geometry and Lateral Accretion Patterns in Meander Loops: Examples from the Upper Oligocene–Lower Miocene, Loranca Basin, Spain, in: Marzo, M., Puigdefbregas, C. (Eds.), Alluvial Sedimentation. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 115–131. https://doi.org/10.1002/9781444303995.ch10

Debroas, E.-J., Billote, M., Canérot, J., Astruc, J.G., 2010. Réinterprétation des brèches de la Faille nord-pyrénéenne ariégeoise (France).

Deramond, J., Souquet, P., Fondecave-Wallez, M.-J., Specht, M., 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 71, 193–219. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09

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. https://doi.org/10.1029/95PA02087

Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., 2007. Closing the Mid-Palaeocene gap: Toward a complete astronomically tuned Palaeocene Epoch and Selandian and Thanetian GSSPs at Zumaia (Basque Basin, W Pyrenees). Earth Planet. Sci. Lett. 262, 450–467. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.008

Domingo, L., López-Martínez, N., Leng, M.J., Grimes, S.T., 2009a. The Paleocene–Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendruy continental sections (South-central Pyrenees, Lleida, Spain). Earth Planet. Sci. Lett. 281, 226–237. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.025

Domingo, L., López-Martínez, N., Leng, M.J., Grimes, S.T., 2009b. The Paleocene–Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendruy continental sections (South-central Pyrenees, Lleida, Spain). Earth Planet. Sci. Lett. 281, 226–237. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.025

Dott, R.H., Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Am. Bull. 93, 663. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<663:HSSOIV>2.0.CO;2

Drake, S.M., Beard, A.D., Jones, A.P., Brown, D.J., Fortes, A.D., Millar, I.L., Carter, A., Baca, J., Downes, H., 2018. Discovery of a meteoritic ejecta layer containing unmelted impactor fragments at the base of Paleocene lavas, Isle of Skye, Scotland. Geology 46, 171–174. https://doi.org/10.1130/G39452.1

Dunagan, S.P., Driese, S.G., 1999. Control of terrestrial stabilization on Late Devonian palustrine carbonate deposition; Catskill Magnafacies, New York, U.S.A. J. Sediment. Res. 69, 772–783. https://doi.org/10.2110/jsr.69.772

Dunkley Jones, T., Ridgwell, A., Lunt, D.J., Maslin, M.A., Schmidt, D.N., Valdes, P.J., 2010. A Palaeogene perspective on climate sensitivity and methane hydrate instability. Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci. 368, 2395–2415. https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0053

Dupuis, C., Quesnel, F., Iakovleva, A.I., Storme, J.-Y., Yans, J., Magioncalda, R., 2011. Sea level changes in the Paleocene-Eocene interval in NW France Evidence of two major drops encompassing the PETM, in: CEBP 2011. Austria.

Dupuis, C., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Tribovillard, N., Arenillas, I., Arz, J.A., Robaszynski, F., Caron, M., Robin, E., Rocchia, R., Lefevre, I., 2001. The Cretaceous-Palaeogene (K/P) boundary in the Aïn Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia): lithological, micropalaeontological and geochemical evidence. Bull. Van Het K. Belg. Inst. Voor Natuurwetenschappen Aardwetenschappen Bull. Inst. R. Sci. Nat. Belg. Sci. Terre.

Elharfi, A., Lang, J., Verrecchia, E., Christophe, D., Landrein, P., el hassane, C., Lachkar, N., 2007. Origine pédo-diagénétique de la calcite fibreuse pseudosphérulitique (pseudo-Microcodium) du Paléogène continental palustre dans le bassin d'Anzal (Anti Atlas, Maroc).

fidalgo, 2001. La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque. Université de Bretagne Occitentale.

Fielding, C.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Prokocki, E.W., Smith, G.H.S., 2012. Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? Sediment. Geol. 261–262, 15–32. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.004

Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2012. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-

Th)/He thermochronometry. Basin Res. 24, 401–417. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x

Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2

FöLlmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M., Funk, H., 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. Geol. Soc. Am. Bull. 106, 729–746. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0729:PCISAC>2.3.CO;2

Fondevilla, V., Dinarès-Turell, J., Vila, B., Le Loeuff, J., Estrada, R., Oms, O., Galobart, À., 2016. Magnetostratigraphy of the Maastrichtian continental record in the Upper Aude Valley (northern Pyrenees, France): Placing age constraints on the succession of dinosaur-bearing sites. Cretac. Res. 57, 457–472. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.08.009

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. J. Geol. Soc. 173, 419–437. https://doi.org/10.1144/jgs2015-129

Foreman, B.Z., 2014. Climate-driven generation of a fluvial sheet sand body at the Paleocene-Eocene boundary in north-west Wyoming (USA). Basin Res. 26, 225–241. https://doi.org/10.1111/bre.12027

Foreman, B.Z., Heller, P.L., Clementz, M.T., 2012. Fluvial response to abrupt global warming at the Palaeocene/Eocene boundary. Nature 491, 92–95. https://doi.org/10.1038/nature11513

Freytet, 1970. Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Orsay.

Freytet, P., Plaziat, J.-C., 1982. Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France [WWW Document]. URL http://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510570126/Continental_Carbonate_Sedimentation_and_Pedogenesis_Late_Cretaceous_and_Early_Tertiary_of_Southern_France (accessed 3.30.17).

Freytet, P., Verrecchia, E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. J. Paleolimnol. 27, 221–237. https://doi.org/10.1023/A:1014263722766

Galbrun, B., 1997. Did the European dinosaurs disappear before the K-T event? Magnetostratigraphic evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 148, 569–579. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00050-2

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. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 155, 211–238. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00117-0

Gély, J.-P., Sztràkos, K., 2000a. L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne* Géologie de la France, 31–57.

Gély, J.-P., Sztràkos, K., 2000b. L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne Géologie de la France, n°2, 2000, pp. 31–57, 14 fig.

Gibling, M.R., 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. J. Sediment. Res. 76, 731–770. https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060

Gilmour, I., Jolley, D., Kemp, D., Kelley, S., Gilmour, M., Daly, R., Widdowson, M., 2014. The early Danian hyperthermal event at Boltysh (Ukraine): relation to Cretaceous-Paleogene boundary events, in: Keller, G., Kerr, A.C. (Eds.), Volcanism, Impacts, and

Mass Extinctions: Causes and Effects. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 133–146.
Ginsburg, R.N., James, N.P., 1974. Holocene Carbonate Sediments of Continental Shelves, in: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 137–155. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_11
Goret, B., 2013. Le Crétacé-Paléogène des Petites Pyrénées. Des fossiles en Haute-Garonne et Ariège. Rev. Fr. Paléontol. 44–58.
Gradstein, F., Ogg, J., 2004. Geologic Time Scale 2004 - why, how, and where next! Lethaia 37, 175–181. https://doi.org/10.1080/00241160410006483
Gruas-Cavagnetto, C., Tambareau, Y., Villatte, J., 1992. Découverte de pollens, Dinoflagellés et Forminifères dans le Danien des petites pyrénées: Implications sur la position de La Limite Crétacé/Tertiaire. Geobios 25, 19–28. https://doi.org/10.1016/S0016-6995(06)80310-4
Gruas-Cavagnetto, Tambareau, 1998. Palynologie du Selandien d'Oraas (Pyrénées-Atlantiques,... - Google Scholar.
Gruas-Cavagnetto, Tambareau Y., Villatte, 1984. Premières observations palynoplanctologiques dans le Thanétien et l'Ilerdien des Petites Pyrénées. C.R. Acad. Sci. Fr, 298 249–253.
Haq, B.U., Schutter, S.R., 2008. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. Science 322, 64–68. https://doi.org/10.1126/science.1161648
Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM (Society for Sedimentary Geology). https://doi.org/10.2110/pec.98.60
harms, 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences.
Harms, J.C., Southard, J.B., Walker, R.G., 1982. Fluvial Deposits and Facies Models.
Hartley, A., Weissmann, G., Bhattacharyya, P., Nichols, G., Scuderi, L., K Davidson, S., Leleu, S., Mather, A., 2013. SOIL DEVELOPMENT ON MODERN DISTRIBUTIVE FLUVIAL SYSTEMS: PRELIMINARY OBSERVATIONS WITH IMPLICATIONS FOR INTERPRETATION OF PALEOSOLS IN THE ROCK RECORD. https://doi.org/10.2110/sepmsp.104.10
Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., Warwick, G.L., 2010. Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. J. Sediment. Res. 80, 167–183. https://doi.org/10.2110/jsr.2010.016
Hay, W.W., DeConto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold, A.R., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovsky, A.N., Söding, E., 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography, in: Special Paper 332: Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America, pp. 1–47. https://doi.org/10.1130/0-8137-2332-9.1
Hayes, J.., 1993. Factors controlling 13C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. Mar. Geol. 113, 111–125. https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90153-M
Hayes, J.., Popp, B.N., Takigiku, R., Johnson, M.W., 1989. An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation. Geochim. Cosmochim. Acta 53, 2961–2972. https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90172-5
Hottinger, L., 2009. The Paleocene and earliest Eocene foraminiferal Family Miscellaneidae: neither nummulitids nor rotaliids. Carnets Gologie Noteb. Geol. https://doi.org/10.4267/2042/28794

Hottinger, L., schaub, H., 1960. Zur Stufeneinteilung das Paleocaens uns das Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. Eclogae Geol. Helvetiae 531 453-479.

Hupp, C.R., 2000. Hydrology, geomorphology and vegetation of Coastal Plain rivers in the south-eastern USA. Hydrol. Process. 14, 2991–3010. https://doi.org/10.1002/1099-1085(200011/12)14:16/17<2991::AID-HYP131>3.0.CO;2-H

J. Fred Read, 1985. Carbonate Platform Facies Models. AAPG Bull. 69. https://doi.org/10.1306/AD461B79-16F7-11D7-8645000102C1865D

Jacobs, B.F., Kingston, J.D., Jacobs, L.L., 1999. The Origin of Grass-Dominated Ecosystems. Ann. Mo. Bot. Gard. 86, 590. https://doi.org/10.2307/2666186

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees: EXTREME CRUSTAL THINNING IN THE PYRENEES. Tectonics 28, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2008TC002406

Jenkyns, H.C., Gale, A.S., Corfield, R.M., 1994. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. Geol. Mag. 131, 1. https://doi.org/10.1017/S0016756800010451

Jervey, M.T., 1988. Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression.

Jolley, D., Gilmour, I., Gurov, E., Kelley, S., Watson, J., 2010. Two large meteorite impacts at the Cretaceous-Paleogene boundary. Geology 38, 835–838. https://doi.org/10.1130/G31034.1

Kabanov, P., Anadón, P., Krumbein, W.E., 2008. Microcodium: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. Sediment. Geol. 205, 79–99. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.003

Keller, G., Lindinger, M., 1989. Stable isotope, TOC and CaCO3 record across the cretaceous/tertiary boundary at El Kef, Tunisia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 73, 243–265. https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90007-2

Kelley, S.P., Gurov, E., 2002. Boltysh, another end-Cretaceous impact. Meteorit. Planet. Sci. 37, 1031–1043. https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2002.tb00875.x

Kendall, C.G.S.C., Schlager, W., 1981. Carbonates and relative changes in sea level. Mar. Geol. 44, 181–212. https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90118-3

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. https://doi.org/10.1038/353225a0

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 Planet. Sci. Lett. 211, 13–26. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00188-2

Kiefer-Ollier, E., 2009. Caractérisation sédimentaire et diagénétique des surfaces d'émersion, propriétés réservoirs associés : Exemple de la plate-forme carbonatée sud-pyrénéenne au Paléocène moyen. Bordeaux 3.

Kirtland Turner, S., Ridgwell, A., 2016. Development of a novel empirical framework for interpreting geological carbon isotope excursions, with implications for the rate of carbon injection across the PETM. Earth Planet. Sci. Lett. 435, 1–13. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.027

Knox, R.W.O., Morton, A.C., 1988. The record of early Tertiary N Atlantic volcanism in sediments of the North Sea Basin. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 39, 407–419. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.039.01.36

Koch, P.L., Clyde, W.C., Hepple, R.P., Fogel, M.L., Wing, S.L., Zachos, J.C., 2003. Carbon and oxygen isotope records from Paleosols spanning the Paleocene-Eocene boundary,

Bighorn Basin, Wyoming, in: Special Paper 369: Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. Geological Society of America, pp. 49–64.

Koch, P.L., Zachos, J.C., Gingerich, P.D., 1992. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. Nature 358, 319–322. https://doi.org/10.1038/358319a0

Kohn, M.J., 2016. Carbon isotope discrimination in C3 land plants is independent of natural variations in pCO2. Geochem. Perspect. Lett. 35–43. https://doi.org/10.7185/geochemlet.1604

Kohn, M.J., 2010. Carbon isotope compositions of terrestrial C3 plants as indicators of (paleo)ecology and (paleo)climate. Proc. Natl. Acad. Sci. 107, 19691–19695. https://doi.org/10.1073/pnas.1004933107

Kosir, A., 2004. Microcodium Revisited: Root Calcification Products of Terrestrial Plants on Carbonate-Rich Substrates. J. Sediment. Res. 74, 845–857. https://doi.org/10.1306/040404740845

Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. Earth-Sci. Rev. 47, 41–70. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00026-4

Kraus, M.J., Gwinn, B., 1997. Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. Sediment. Geol. 114, 33–54. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00083-3

Kump, L.R., Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. Chem. Geol. 161, 181–198. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00086-8

Kurtz, A.C., Kump, L.R., Arthur, M.A., Zachos, J.C., Paytan, A., 2003. Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles: PALEOGENE C AND S CYCLES. Paleoceanography 18, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2003PA000908

Laumonier, B., 2015. Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse. Rev. Géologie Pyrénéenne.

Laumonier, B., Marignac, C., Kister, P., 2010. Polymetamorphism and crustal evolution of the eastern Pyrenees during the Late Carboniferous Variscan orogenesis. Bull. Soc. Geol. Fr. 181, 411–428. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.5.411

Lourens, L.J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. Nature 435, 1083–1087. https://doi.org/10.1038/nature03814

Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States, in: Geological Society of America Special Papers. Geological Society of America, pp. 1–22. https://doi.org/10.1130/SPE203-p1

Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C., 1993. Classification of paleosols. Geol. Soc. Am. Bull. 105, 129–136. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<0129:COP>2.3.CO;2

Maclennan, J., Jones, S., 2006. Regional uplift, gas hydrate dissociation and the origins of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. Earth Planet. Sci. Lett. 245, 65–80. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.069

Magioncalda, R., Dupuis, C., Smith, T., Steurbaut, E., Gingerich, P.D., 2004. Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate: Direct comparison in a continental stratigraphic section. Geology 32, 553. https://doi.org/10.1130/G20476.1

Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. Earth-Sci. Rev. 53, 149–196. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00038-6

Manners, H.R., Grimes, S.T., Sutton, P.A., Domingo, L., Leng, M.J., Twitchett, R.J., Hart, M.B., Dunkley Jones, T., Pancost, R.D., Duller, R., Lopez-Martinez, N., 2013a. Magnitude and profile of organic carbon isotope records from the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: Evidence from northern Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 376, 220–230. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.016

Manners, H.R., Grimes, S.T., Sutton, P.A., Domingo, L., Leng, M.J., Twitchett, R.J., Hart, M.B., Dunkley Jones, T., Pancost, R.D., Duller, R., Lopez-Martinez, N., 2013b. Magnitude and profile of organic carbon isotope records from the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: Evidence from northern Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 376, 220–230. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.016

Marriott, S.B., Wright, V.P., 1993. Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. J. Geol. Soc. 150, 1109–1120. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.6.1109

Martinius, A.W., 2000. Labyrinthine Facies Architecture of the Tortola Fluvial System and Controls on Deposition (Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, Spain). J. Sediment. Res. 70, 850–867. https://doi.org/10.1306/2DC4093D-0E47-11D7-8643000102C1865D

Marty, D., Meyer, C.A., 2006a. Depositional conditions of carbonate-dominated palustrine sedimentation around the K-T boundary (Faciès Rognacien, northeastern Pyrenean foreland, southwestern France), in: Special Paper 416: Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates. Geological Society of America, pp. 169–187. https://doi.org/10.1130/2006.2416(11)

Marty, D., Meyer, C.A., 2006b. Depositional conditions of carbonate-dominated palustrine sedimentation around the K-T boundary (Faciès Rognacien, northeastern Pyrenean foreland, southwestern France), in: Special Paper 416: Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates. Geological Society of America, pp. 169–187.

Marty, D., Meyer, C.A., 2006c. Depositional conditions of carbonate-dominated palustrine sedimentation around the K-T boundary (Faciès Rognacien, northeastern Pyrenean foreland, southwestern France), in: Special Paper 416: Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates. Geological Society of America, pp. 169–187.

Mary J. Kraus, 1987. Integration of Channel and Floodplain Suites, II. Vertical Relations of Alluvial Paleosols. SEPM J. Sediment. Res. Vol. 57. https://doi.org/10.1306/212F8BB6-2B24-11D7-8648000102C1865D

McArthur, J.., Tyson, R.., Thomson, J., Mattey, D., 1992. Early diagenesis of marine organic matter: Alteration of the carbon isotopic composition. Mar. Geol. 105, 51–61. https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90181-G

Mckee, E.D., Weir, G.W., 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Geol. Soc. Am. Bull. 64, 381. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64[381:TFSACI]2.0.CO;2

Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. Org. Geochem. 27, 213–250. https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1

Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. Chem. Geol. 114, 289–302. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0

Miall, 1996. The Geology of Fluvial Deposits - Sedimentary Facies, Basin.

Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4

Miall, A.D., 1997. The geology of stratigraphic sequences. Springer, Berlin ; New York.
Midgley, G.F., Aranibar, J.N., Mantlana, K.B., Macko, S., 2004. Photosynthetic and gas exchange characteristics of dominant woody plants on a moisture gradient in an African savanna. Glob. Change Biol. 10, 309–317. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2003.00696.x
Minoletti, F., de Rafelis, M., Renard, M., Gardin, S., 2004. Remaniement des nannofossiles calcaires maastrichtiens dans les sédiments du Danien basal de Bidart (France) : arguments isotopiques (carbone et oxygène). Rev. Micropaléontologie 47, 145–152. https://doi.org/10.1016/j.revmic.2004.07.001
Molina, E., 2015. Evidence and causes of the main extinction events in the Paleogene based on extinction and survival patterns of foraminifera. Earth-Sci. Rev. 140, 166–181. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.008
Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., Salis, K. von, Steurbaut, E., Vandenberghe, N., Zaghbib-Turki, D., 2006. The global boundary stratotype section and point for the base of the Danian stage (Paleocene, Paleogene," Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia-original definition and revision. Episodes 29, 263.
Morton, A.C., Evans, D., Harland, R., King, C., Ritchie, D.K., 1988. Volcanic ash in a cored borehole W of the Shetland Islands: evidence for Selandian (late Palaeocene) volcanism in the Faeroes region. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 39, 263–269. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.039.01.24
Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence: Plate convergence in the Pyrenees. Tectonics 33, 2283–2314. https://doi.org/10.1002/2014TC003663
Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 235–246. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_21
Nadon(), G.C., 1994. The Genesis and Recognition of Anastomosed Fluvial Deposits: Data from the St. Mary River Formation, Southwestern Alberta, Canada. J. Sediment. Res. 64.
Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. Geomorphology 4, 459–486. https://doi.org/10.1016/0169-555X(92)90039-Q
Naylor, M., Sinclair, H.D., 2008. Pro- vs. retro-foreland basins: Pro- vs. retro-foreland basins. Basin Res. 20, 285–303. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00366.x
North, C.P., Nanson, G.C., Fagan, S.D., 2007a. Recognition of the Sedimentary Architecture of Dryland Anabranching (Anastomosing) Rivers. J. Sediment. Res. 77, 925–938. https://doi.org/10.2110/jsr.2007.089
North, C.P., Nanson, G.C., Fagan, S.D., 2007b. Recognition of the Sedimentary Architecture of Dryland Anabranching (Anastomosing) Rivers. J. Sediment. Res. 77, 925–938. https://doi.org/10.2110/jsr.2007.089
Olivier Maurel, 2003. L’exhumation de la Zone Axiale des Pyrenees orientales : Une approche thermo- chronologique multi-methodes du rôle des failles. Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.
Olsen, P.E., Kent, D.V., Et-Touhami, M., Puffer, J., 2003. Cyclo-, magneto-, and bio-stratigraphic constraints on the duration of the CAMP event and its relationship to the Triassic-Jurassic boundary, in: Hames, W., McHone, J.G., Renne, P., Ruppel, C. (Eds.), Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 7–32. https://doi.org/10.1029/136GM02

Owen, A., Ebinghaus, A., Hartley, A.J., Santos, M.G.M., Weissmann, G.S., 2017. Multi-scale classification of fluvial architecture: An example from the Palaeocene-Eocene Bighorn Basin, Wyoming. Sedimentology 64, 1572–1596. https://doi.org/10.1111/sed.12364

Pearson, D.G., Emeleus, C.H., Kelley, S.P., 1996. Precise 40Ar/39Ar age for the initiation of Palaeogene volcanism in the Inner Hebrides and its regional significance. J. Geol. Soc. 153, 815–818. https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0815

Petrizzo, 2005. An early late Paleocene event on Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean (ODP Leg 198): evidence from planktonic foraminiferal assemblage, in: Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results, ODP. pp. 1–29.

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., Eichène, P., 2001. Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne). Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 379–386. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01545-2

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., Serrane, M., 2007. Remplissages marins successifs, paléocènes et éocènes, de paléokarsts polyphasés dans les calcaires crétacés des nappes de l'Empordà (Pyrénées Catalanes, Espagne) : relations tectonique-karstification.

Pierre Choukroune, Seguret, M., Galdeano, A., 1973. Caracteristiques et evolution structurale des Pyrenees; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques. Bull. Soc. Geol. Fr. S7-XV, 600–611. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.600

Platt, Wright, 1992. Palustrine Carbonates and the Florida Everglades: Towards an Exposure Index for the Fresh-Water Environment? SEPM J. Sediment. Res. Vol. 62. https://doi.org/10.1306/D4267A4B-2B26-11D7-8648000102C1865D

Plaziat, 1984. Stratigraphie et évolution paléogéographique du domaine pyrénéen de la fin du crétacé (phase Maastrichtienne) à la fin de l'éocène (phase pyrénéenne). [s.n.], S.l.

Plaziat, 1981. Late cretaceous to late eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 36, 263–320. https://doi.org/10.1016/0031-0182(81)90110-3

Plaziat, 1975a. L'Ilerdien a l'interieur du Paleogene languedocien; ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyreneen, l'Ypresien et le Paleocene. Bull. Soc. Geol. Fr. S7-XVII, 168–182. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVII.2.168

Plaziat, 1975b. Présence d'oeufs de dinosauriens dans le Crétacé supérieur des Corbières et existence d'un niveau marin dans le Thanétien aux environs d'Albas. Comptes-Rendus Somm. Société Géologique Fr. 196.

Plaziat, 1966. Contribution à l'étude paléontologique et sédimentologique du Sparnacien des Corbières Septentrionales (Aude).

Plaziat, Perrin, 1992. Multikilometer-sized reefs built by foraminifera (Solenomeris) from the early Eocene of the Pyrenean domain (S. France, N. Spain): Palaeoecologic relations with coral reefs. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 96, 195–231. https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90103-C

Pomar, L., 2001a. Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Res. 13, 313–334. https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x

Pomar, L., 2001b. Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Res. 13, 313–334. https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x

Prothero, D.R., Schwab, F., 2013. Sedimentary Geology, 3 edition. ed. W. H. Freeman, New York, NY.

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

Pujalte, V., 2009. Redefinition of the Ilerdian Stage (early Eocene). Geol. Acta. https://doi.org/10.1344/105.000000268

Pujalte, V., Baceta, J.I., Schmitz, B., 2015. A massive input of coarse-grained siliciclastics in the Pyrenean Basin during the PETM: the missing ingredient in a coeval abrupt change in hydrological regime. Clim. Past 11, 1653–1672. https://doi.org/10.5194/cp-11-1653-2015

Pujalte, V., Robador, A., Payros, A., Samsó, J.M., 2016. A siliciclastic braid delta within a lower Paleogene carbonate platform (Ordesa-Monte Perdido National Park, southern Pyrenees, Spain): Record of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum perturbation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 459, 453–470. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.029

Pujalte, V., Schmitz, B., Baceta, J.I., 2014. Sea-level changes across the Paleocene–Eocene interval in the Spanish Pyrenees, and their possible relationship with North Atlantic magmatism. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 393, 45–60. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.10.016

Quesnel, F., Storme, J.-Y., Iakovleva, A.I., Roche, E., Breillat, N., André, M., Baele, J.-M., Schnyder, J., Yans, J., Dupuis, C., 2011. Unravelling the PETM record in the "Sparnacian" of NW Europe: new data from Sinceny, Paris Basin, France, in: CEBP 2011. Austria.

Quillévéré, F., Norris, R.D., Kroon, D., Wilson, P.A., 2008. Transient ocean warming and shifts in carbon reservoirs during the early Danian. Earth Planet. Sci. Lett. 265, 600–615. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.040

Renne, P.R., Deino, A.L., Hilgen, F.J., Kuiper, K.F., Mark, D.F., Mitchell, W.S., Morgan, L.E., Mundil, R., Smit, J., 2013. Time Scales of Critical Events Around the Cretaceous-Paleogene Boundary. Science 339, 684–687. https://doi.org/10.1126/science.1230492

Renne, P.R., Sprain, C.J., Richards, M.A., Self, S., Vanderkluysen, L., Pande, K., 2015. State shift in Deccan volcanism at the Cretaceous-Paleogene boundary, possibly induced by impact. Science 350, 76–78. https://doi.org/10.1126/science.aac7549

Retallack, G.J., 2001. Soils of the past: an introduction to paleopedology, 2. ed. ed. Blackwell Science, Oxford.

Rey, J., 1994. La stratigraphie sequentielle: Concepts, problèmes, perspectives. Geobios 27, 537–548. https://doi.org/10.1016/S0016-6995(94)80219-X

Robador, 2005. El paleoceno e ilerdiense inferior del pirineo occidental: estratigrafía y sedimentología.

Roberts, D.G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S., BjøRnseth, H.-M., 1999. Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay – a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier, in: Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference. Geological Society of London, pp. 7–40. https://doi.org/10.1144/0050007

Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T.J., Zachos, J.C., 2007. On the duration of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM): paleocene-eocene thermal maximum. Geochem. Geophys. Geosystems 8, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2007GC001784

Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F., Bader, A.-G., 2016. Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. Comptes Rendus Geosci. 348, 224–235. https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.005

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, 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. https://doi.org/10.1029/TC008i001p00041

Saltzman, M.R., Thomas, E., 2012. Carbon Isotope Stratigraphy, in: The Geologic Time Scale. Elsevier, pp. 207–232. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1

Scheibner, C., Rasser, M.W., Mutti, M., 2007. The Campo section (Pyrenees, Spain) revisited: Implications for changing benthic carbonate assemblages across the Paleocene–Eocene boundary. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 248, 145–168. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.12.007

Scheibner, C., Speijer, R.P., 2008. Decline of coral reefs during late Paleocene to early Eocene global warming. eEarth 3, 19–26. https://doi.org/10.5194/ee-3-19-2008

Scheibner, C., Speijer, R.P., Marzouk, A.M., 2005. Turnover of larger foraminifera during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems. Geology 33, 493. https://doi.org/10.1130/G21237.1

Scheibner, Speijer, 2009. Recalibration of the Tethyan shallow-benthic zonation across the Paleocene-Eocene boundary: the Egyptian record. Geol. Acta. https://doi.org/10.1344/105.000000267

Schmitz, B., Keller, G., Stenvall, O., 1992. Stable isotope and foraminiferal changes across the Cretaceous—Tertiary boundary at Stevns Klint, Denmark: Arguments for long-term oceanic instability before and after bolide-impact event. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 96, 233–260. https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90104-D

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 Planet. Sci. Lett. 225, 1–17. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.06.017

Schmitz, B., Pujalte, V., 2007a. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. Geology 35, 215–218. https://doi.org/10.1130/G23261A.1

Schmitz, B., Pujalte, V., 2007b. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. Geology 35, 215. https://doi.org/10.1130/G23261A.1

Schmitz, B., Pujalte, V., Molina, E., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Speijer, R.P., Alegret, L., Apellaniz, E., Arenillas, I., Aubry, M.-P., others, 2011. The global stratotype sections and points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) stages at Zumaia, Spain. Episodes 34, 220–243.

Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T., Willumsen, P.S., 2010. The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. Science 327, 1214–1218. https://doi.org/10.1126/science.1177265

Schumm, S.A., 1993. River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. J. Geol. 101, 279–294. https://doi.org/10.1086/648221

Scotese, C.R., McKerrow, W.S., 1990. Revised World maps and introduction. Geol. Soc. Lond. Mem. 12, 1–21. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.1990.012.01.01

Segura, F., 1979. Etude géologique de la partie orientale des Petites Pyrénées-zone sous-pyrénéenne (Ariège, Haute-Garonne). Toulouse.

Serra-Kiel, J., 1998. biostratigraphie des macroforaminifères du Paléocène et de l'Eocène de la théthys. bulletin de la société géologique de france.
Serrano, O., 2001. Le Crétacé Supérieur - Paléogène du Bassin Compressif Nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour). Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique. (phdthesis). Université Rennes 1.
Sexton, P.F., Norris, R.D., Wilson, P.A., Pälike, H., Westerhold, T., Röhl, U., Bolton, C.T., Gibbs, S., 2011. Eocene global warming events driven by ventilation of oceanic dissolved organic carbon. Nature 471, 349–352. https://doi.org/10.1038/nature09826
Shanley, K.W. (Shell D.C., McCabe, P.J. (Geological S., 1994. Perspective on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. AAPG Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. U. S. 78:4.
Sibuet, J.-C., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. J. Geophys. Res. 109. https://doi.org/10.1029/2003JB002514
Sinclair, H.D., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. Am. J. Sci. 305, 369–406. https://doi.org/10.2475/ajs.305.5.369
Sluijs, A., Bowen, G.J., Brinkhuis, H., Lourens, L.J., Thomas, E., 2007. The Palaeocene-Eocene Thermal Maximum super greenhouse: biotic and geochemical signatures, age models and mechanisms of global change. Deep Time Perspect. Clim. Change Marrying Signal Comput. Models Biol. Proxies 323–347.
Sluijs, A., Brinkhuis, H., Crouch, E.M., John, C.M., Handley, L., Munsterman, D., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Reichart, G.-J., Schouten, S., Pancost, R.D., Damsté, J.S.S., Welters, N.L.D., Lotter, A.F., Dickens, G.R., 2008. Eustatic variations during the Paleocene-Eocene greenhouse world: paleocene-eocene eustatic variations. Paleoceanography 23, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2008PA001615
Smith, N.D., 1974. Sedimentology and Bar Formation in the Upper Kicking Horse River, a Braided Outwash Stream. J. Geol. 82, 205–223. https://doi.org/10.1086/627959
Souriau, A., Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 18117–18134. https://doi.org/10.1029/95JB01053
Sprain, C.J., Renne, P.R., Wilson, G.P., Clemens, W.A., 2015. High-resolution chronostratigraphy of the terrestrial Cretaceous-Paleogene transition and recovery interval in the Hell Creek region, Montana. Geol. Soc. Am. Bull. 127, 393–409. https://doi.org/10.1130/B31076.1
Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. J. Virtual Explor. 08. https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00057
Storey, M., Duncan, R.A., Swisher, C.C., 2007. Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the Opening of the Northeast Atlantic. Science 316, 587–589. https://doi.org/10.1126/science.1135274
Storme, J.-Y., 2013. Organic Carbon and Nitrogen Isotopes of the Palaeocene-early Eocene: Implications on Stratigraphy, Paleoenvironment and Paleoclimatology. Namur.
Storme, J.-Y., Devleeschouwer, X., Schnyder, J., Cambier, G., Baceta, J.I., Pujalte, V., Di Matteo, A., Iacumin, P., Yans, J., 2012. The Palaeocene/Eocene boundary section at Zumaia (Basque-Cantabric Basin) revisited: new insights from high-resolution magnetic susceptibility and carbon isotope chemostratigraphy on organic matter (δ13Corg): The Palaeocene/Eocene boundary section. Terra Nova 24, 310–317. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.01064.x
Storme, J.-Y., Steurbaut, E., Devleeschouwer, X., Dupuis, C., Iacumin, P., Rochez, G., Yans, J., 2014. Integrated bio-chemostratigraphical correlations and climatic evolution

across the Danian–Selandian boundary at low latitudes. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 414, 212–224. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.09.002
Sundquist, E.T., 1993. The Global Carbon Dioxide Budget. Science 259, 934–941. https://doi.org/10.1126/science.259.5097.934
Sundquist, E.T., Visser, K., 2003. The Geologic History of the Carbon Cycle, in: Treatise on Geochemistry. Elsevier, pp. 425–472. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/08133-0
Svensen, H., Planke, S., Malthe-Sørenssen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Rasmussen Eidem, T., Rey, S.S., 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. Nature 429, 542–545. https://doi.org/10.1038/nature02566
Sztràkos, Gély, Blondeau, Müller, 1997. Le Paléocène et I'llerdien (p.p.) du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle | Géologie
de la France.
Tambareau, 1972a. Contribution a l'étude du Thanétien supérieur des Petites Pyrénée. Toulouse.
Tambareau, 1972b. Thanétien Supérieur et Illerdien Inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Chainons audois. Toulouse, Toulouse.
Tambareau, Crochet, Déramond, Villatte, Bessière, Guerrero, Eichène, 1992. Stratigraphie, paléoenvironnements et tectonique des plateformes paléogènes nord et sud pyrénéenne.
Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. Comptes Rendus Geosci. 348, 257–267. https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.010
Thomas, E., 2003. Extinction and food at the seafloor: A high-resolution benthic foraminiferal record across the initial Eocene thermal maximum, Southern Ocean site 690, in: Special Paper 369: Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. Geological Society of America, pp. 319–332. https://doi.org/10.1130/0-8137-2369-8.319
Thomas, E., Zachos, J.C., Bralower, T.J., 1999. Deep-sea environments on a warm earth: latest Paleocene-early Eocene, in: Huber, B.T., Macleod, K.G., Wing, S.L. (Eds.), Warm Climates in Earth History. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 132–160. https://doi.org/10.1017/CBO9780511564512.006
Tipple, B.J., Meyers, S.R., Pagani, M., 2010. Carbon isotope ratio of Cenozoic CO_2: A comparative evaluation of available geochemical proxies: CENOZOIC $\delta^{13}C_{CO2}$. Paleoceanography 25. https://doi.org/10.1029/2009PA001851
Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. Earth-Sci. Rev. 114, 325–368. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007
Tucker, M.E., Wright, V.P., 2008. Carbonate sedimentology, 1. publ., [reprint.]. ed. Blackwell Science, Oxford.
Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., 2015. Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. Geology 43, 15–18. https://doi.org/10.1130/G36072.1
Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in

the Bay of Biscay-Pyrenees. Tectonics 33, 1239–1276. https://doi.org/10.1002/2014TC003529

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Huyghe, D., Paquette, J.-L., Christophoul, F., Loget, N., Tibari, B., 2017. Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees: A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. Earth-Sci. Rev. 172, 43–74. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.004

Vandenberghe, N., Hilgen, F.J., Speijer, R.P., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., Hammer, O., Hollis, C.J., Hooker, J.J., 2012. The Paleogene Period, in: The Geologic Time Scale. Elsevier, pp. 855–921. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00028-7

Vellekoop, J., Sluijs, A., Smit, J., Schouten, S., Weijers, J.W.H., Sinninghe Damste, J.S., Brinkhuis, H., 2014. Rapid short-term cooling following the Chicxulub impact at the Cretaceous-Paleogene boundary. Proc. Natl. Acad. Sci. 111, 7537–7541. https://doi.org/10.1073/pnas.1319253111

Vergés, J., Fernàndez, M., Martìnez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. J. Virtual Explor. 08. https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00058

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Mar. Pet. Geol. 12, 903–915. https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98854-X

Villatte, 1962. Etude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. Toulouse, Toulouse.

Watson, D., Schofield, N., Jolley, D., Archer, S., Finlay, A.J., Mark, N., Hardman, J., Watton, T., 2017. Stratigraphic overview of Palaeogene tuffs in the Faroe–Shetland Basin, NE Atlantic Margin. J. Geol. Soc. 174, 627–645. https://doi.org/10.1144/jgs2016-132

Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H., Banteah, R., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. Geology 38, 39–42. https://doi.org/10.1130/G30242.1

Westerhold, T., Röhl, U., Donner, B., McCarren, H.K., Zachos, J.C., 2011. A complete high-resolution Paleocene benthic stable isotope record for the central Pacific (ODP Site 1209): PALEOCENE BENTHIC STABLE ISOTOPE RECORD. Paleoceanography 26, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2010PA002092

Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer New York, New York, NY. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8

Wright, V.., Platt, N.., Marriott, S.., Beck, V.., 1995. A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France — reply. Sediment. Geol. 110, 305–307. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00091-7

Wright, V.P., 1990. Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. Geol. Mag. 127, 273–276. https://doi.org/10.1017/S0016756800014539

Wright, V.P., Burchette, T.P., 1998. Carbonate Ramps, Geological Society of. ed. Geological Society London.

Yans, J., Marandat, B., Masure, E., Serra-Kiel, J., Schnyder, J., Storme, J.-Y., Marivaux, L., Adnet, S., Vianey-Liaud, M., Tabuce, R., 2014. Refined bio- (benthic foraminifera, dinoflagellate cysts) and chemostratigraphy (δ¹³C_{org}) of the earliest Eocene at Albas-Le Clot (Corbières, France): implications for mammalian biochronology in Southern Europe. Newsl. Stratigr. 47, 331–353. https://doi.org/10.1127/nos/2014/0050

Yelland, A.J., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. Int. J. Radiat. Appl. Instrum. Part Nucl. Tracks Radiat. Meas. 17, 293–299. https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90049-4

Yvette Tambareau, Crochet, B., Villatte, J., Deramond, J., 1995. Evolution tectono-sedimentaire du versant nord des Pyrenees centre-orientales au Paleocene et a l'Eocene inferieur. Bull. Société Géologique Fr. 166, 375–387. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.166.4.375

Zachos, J., 2001a. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science 292, 686–693. https://doi.org/10.1126/science.1059412

Zachos, J., 2001b. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science 292, 686–693. https://doi.org/10.1126/science.1059412

Zachos, J.C., 2005. Rapid Acidification of the Ocean During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. Science 308, 1611–1615. https://doi.org/10.1126/science.1109004

Zachos, J.C., Arthur, M.A., 1986. Paleoceanography of the Cretaceous/Tertiary Boundary Event: Inferences from stable isotopic and other data. Paleoceanography 1, 5–26. https://doi.org/10.1029/PA001i001p00005

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. https://doi.org/10.1038/nature06588

Zeebe, R.E., Zachos, J.C., Dickens, G.R., 2009. Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene–Eocene Thermal Maximum warming. Nat. Geosci. 2, 576–580. https://doi.org/10.1038/ngeo578

Zhu, M., Ding, Z., Wang, X., Chen, Z., Jiang, H., Dong, X., Ji, J., Tang, Z., Luo, P., 2010. High-resolution carbon isotope record for the Paleocene-Eocene thermal maximum from the Nanyang Basin, Central China. Chin. Sci. Bull. 55, 3606–3611. https://doi.org/10.1007/s11434-010-4092-5

Listes des Annexes

Annexe 1 : Localisation des coupes

Annexe 2 : Tableau d’analyse des lames minces des coupes du Mas d’Azil, Rivel, Peyrolles, Lairière, Albas et Montplaisir.

Annexe 3 : Protocole de préparation des échantillons pour l’analyse du carbone isotopique

Annexe 4 : Coupes (A0)

Annexe 5 transect (A0)