



HAL
open science

Reconstruction des paléo-drainages des bassins précoces péri-orogéniques (Crétacé terminal-Paléocène) à partir des dépôts fluviatiles dans le système pyrénéen oriental

Constance Vinciguerra

► To cite this version:

Constance Vinciguerra. Reconstruction des paléo-drainages des bassins précoces péri-orogéniques (Crétacé terminal-Paléocène) à partir des dépôts fluviatiles dans le système pyrénéen oriental. Sciences de la Terre. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2020. Français. NNT : 2020BOR30001 . tel-03081401v1

HAL Id: tel-03081401

<https://theses.hal.science/tel-03081401v1>

Submitted on 18 Dec 2020 (v1), last revised 18 Dec 2020 (v2)

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

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



TOTAL



Géosciences pour une Terre durable

brgm



Thèse de doctorat de l'Université Bordeaux Montaigne

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Reconstruction des paléo-drainages des bassins précoces péri-orogéniques (Crétacé terminal-Paléocène) à partir des dépôts fluviatiles dans le système pyrénéen oriental

présentée par Constance Vinciguerra

Soutenue publiquement le 16 janvier 2020

devant le jury composé de :

L. Barrier	MDC - IPGP-Paris	Examinatrice
S. Bourquin	DR - CNRS - Géosciences-Rennes	Examinatrice
S. Castellort	Pr. Université de Genève	Rapporteur
F. Christophoul	MDC-HDR - Université de Toulouse	Rapporteur
S. Leleu	MDC - ENSEGID - Bordeaux-INP	Directrice de thèse
P. Razin	Pr. ENSEGID - Bordeaux-INP	Directeur de thèse (HDR)
R. Eschard	Dr. Total, La Défense	Invité
E. Lasseur	Dr. BRGM	Invité
M. Séranne	CR - CNRS – Géosciences Montpellier	Invité

*«Plaisante justice qu'une rivière
borne. Vérité en deçà des Pyrénées,
erreur au-delà.»*

Blaise Pascal, Les Pensées

A ma famille, à mes amis...

AVANT-PROPOS

Cette thèse s'intègre dans le cadre du projet OROGEN co-financé par Total/BRGM/CNRS qui a pour objectif de comprendre tout le cycle de formation et d'évolution d'une chaîne de montagne à travers le cas des Pyrénées et ainsi de faire émerger de nouveaux concepts en géosciences. Ce projet est divisé en cinq thématiques qui traitent de l'évolution des différents stades de la formation de chaîne de montagne : (1) réactivation des héritages et des rifts lors de la subduction et de l'orogénèse pré-collision, (2) stade de collision et mise en place des bassins d'avant-pays, et (3) démantèlement de la montagne et réajustement lithosphérique.

REMERCIEMENTS

Ca y est il est temps pour moi d'écrire ces fameux remerciements et enfin conclure ces années de thèse. Il m'a fallu quelques mois pour réaliser la fin et écrire ces mots (merci le confinement qui m'aura laissé le temps de mettre tout cela en prose), mais les voici.

Je tenais tout d'abord à remercier le **projet Orogen** (BRGM, Total & CNRS) d'avoir financé ces travaux de recherche et de m'avoir donné l'opportunité de rencontrer et de travailler avec une telle communauté de chercheurs et d'étudiants.

Un grand merci aux membres du jury **Sébastien Castelltort, Frédéric Christophoul, Sylvie Bourquin, Laurie Barrier, Eric Lasseur, Rémy Eschard, Michel Séranne** pour avoir pris le temps d'examiner mon travail et pour avoir assisté à ma soutenance.

Il est maintenant temps de remercier toutes les personnes avec lesquelles j'ai travaillé, copiné ou encore pris un café... mais avant cela, j'aimerais te remercier tout particulièrement **Sophie Leleu**, pour m'avoir fait confiance, pour m'avoir appuyé et suivi pendant les années à l'ENSEGID et ces années de thèse, un peu plus de 7 ans au total. Je ne sais pas par quoi commencé mais malgré le fait de ne pas avoir travaillé sur les bassins permo-carbonifères je te remercie de m'avoir proposé ce nouveau sujet sur les Pyrénées. Merci de m'avoir encadré comme tu l'as fait, que ce soit au labo ou sur le terrain. Il faut savoir que l'on partageait le même bureau, du coup difficile de ne pas se voir au quotidien. Je retiendrais tous ces moments partagés au bureau, qui était devenu une expo de dessin d'Anna et Maelle à la fin mais également les nombreux terrains réalisés ensemble. Impossible de ne pas mentionner le dernier terrain dans les Corbières dans la maison de Véronique à Lagrasse et du fameux Michel. La thèse est maintenant fini depuis quelques mois mais le lien est encore présent et nous permet de travailler encore beaucoup ensemble. A cette période nous étions censées faire les derniers terrains mais la situation actuelle (coucou coronavirus) ne nous le permette pas. J'espère vraiment que l'on pourra les partager dès que possible. Sinon on se donne rendez-vous à Bagnères.

Je remercie également **Philippe Razin**, que j'ai rencontré à l'entretien de motivation pour entrer à l'ENSEGID, et qui grâce à lui j'ai été accepté. J'admire ta passion pour la géologie et je te remercie pour me l'avoir transmise au cours de ces trois années. Grâce aux nombreux camps de terrain, j'ai pu apprendre à boire du Gin Tonique et à lécher des cailloux. Je te remercie enfin de ne pas m'avoir abandonné au milieu d'un canyon au Maroc, sans qui je n'aurais pas pu faire cette fameuse thèse. Je te dis à bientôt au bar du marché aux fêtes de Bayonne 2021.

Je vais maintenant remercier les amis rencontrés au cours de toutes ses années à l'ENSEGID. Pour oublier personne, je vais commencer par le meilleur et dernier étage de ce bon vieux bâtiment (petite larme, à l'heure où j'écris il n'existe déjà plus..). Je commence par mes deux grand/moins grand copains du bureau tout au fond à gauche. Merci à mon binôme en analyse de données, binôme de terrain, coloc, binôme de thèse, ami, **Nicolas Saspiturry**. Que dire, à part que j'ai été ravie d'avoir vécu toutes ces aventures avec toi, d'avoir vécu ta première fois en avion, en train, à Paris... Merci pour toutes ces fêtes de Bayonne, de Castetnau, de soirées déguisées en tout genre. Merci de m'avoir fait à manger pendant 6 mois à Paris en coloc, et même pendant la thèse même si t'as essayé de m'empoisonner. Merci pour tous ces moments de craquages pendant les plénières et les workshops Orogen. Et merci encore pour ce moment parisien et l'histoire du voisin à 4h du mat ;) . Enfin je ne te remercierais jamais assez pour toute l'aide que tu m'as apporté pendant toutes ces années et pendant cette fameuse étape de la soutenance. Je te souhaite plein de courage pour la suite et j'espère que tu arriveras à accomplir tout ce que tu souhaites. Je passe au moins grand copain, **Aurélien Bordenave**, rencontré en HSE déguisé en plombier. Après quelques années à vivre sur un caillou, tu as décidé de rentrer pour le malheur de la tranquillité du 2^{ème} étage et de nos foies. Je retiendrais surtout ta bonne humeur permanente et tes lancers de Ricard au plafond. En tout cas,

je te remercie pour tous les bons moments partagés au cours de ces années de thèse (beaucoup de pause) et je souhaite à tout le monde d'avoir un petit bordenave à ses côtés. Je te souhaite tout comme le grand copain bon vent. Quoiqu'il arrive, on se retrouvera tous les trois dans une des férias du Pays Basque.

Si je continue au deuxième étage, je remercie **Sandrine** et **Florian** et **Carine** pour tous les bons moments partagés en pause au soleil, **Corinne**, pour tous ces moments sur le terrain et toutes nos discussions depuis le début de la thèse. Je remercie maintenant les trois au fond à droite du couloir pour tous les moments de détente et surtout toutes les soirées partagées. Merci **Mehdi** et **Thibault** pour toutes les parties gagnées au flipcup et au babyfoot, et merci **Raph**, pour toutes les soirées et le congrès au Québec partagé avec toi.

Je passe maintenant au 1^{er} étage, où je tenais à remercier dans un premier temps, tous les anciens/ néo-thésards / post-docs avec qui j'ai pu partager cette aventure, mais surtout de très bons moments (pause, babyfoot, pique-nique, soirée, sport) : **Elyess**, **Clément**, **Hugo**, **Nicolas**, **Rémy**, **Yohan**, **Cloé**, **Tamara**, **Anélia**, **Adrien**, **Felix**, **Alex**, **Léna**, **Jérémy**, **Ryma**, **Rémi**. Merci aussi au collègue de cet étage, **Adrian**, **Alexandre**, **Greg**, **Christina**, **Hugues**, **Jean-Marie** et **Michel**, l'astrologue.

Enfin, je finis sur ce fameux rez-de-chaussée, où je tenais tout particulièrement à remercier **Alicia Corbaux**, **Christine Ochoa** et **Maily Mestari** (oui je ne pouvais pas te dissocier) pour m'avoir soutenue depuis le début et pour tous les supers moments partagés avec vous trois. Merci encore Alicia d'avoir gérer toute la logistique de ma thèse et d'avoir gérer mes dépenses mais également toutes ces billets d'avions/trains et voitures louées. Je remercie aussi les deux compères du fond **François** et **Morgan** pour tous vos précieux conseils mais surtout pour toutes les blagues apprises à vos côtés. Il manque enfin, Monsieur le Directeur de l'ENSEGID, **Alain Dupuy**, je voulais te remercier pour tous les bons moments partagés depuis toutes ces années mais également pour avoir investi dans des babyfoots ! Je te remercie pour toutes les parties partagées, et pour toutes ses dégustations de vins. On se revoit à l'inauguration de ce nouveau bâtiment.

Je remercie tous les stagiaires que j'ai pu encadrer et qui transitaient à l'ENSEGID : **Oriane**, **Benoit**, **Mia**, **Aurore**, **Slim**, **Badr**, **Sam** et enfin **Barbara**.

Pour rester dans le thème de l'ENSEGID, je remercie tous les copains qui ont su être présents pendant et après nos années d'étude : merci aux bordelais d'avoir organisé plein de barbecues, soirées, **Florence**, **Valentin**, **Paul**, **David**, **Claire** et **Alice**. Je remercie ceux qui sont partis vivre ailleurs mais avec qui on a pu partager pas mal d'apéro visio (corona ou pas) : **Emma**, **Josselin**, **Clémentine**, **Nicolas** et **Cécile**. Je remercie aussi mon binôme sarladais-québécois **Grégoire** avec qui je suis partie au Canada en échange pour avoir été là toutes ces années. Je remercie également **Capucine**, d'avoir été là depuis mon retour du Canada et pour m'avoir transmis au cours de cette thèse sa passion pour la CAP. On se revoit vite pour un tour de bateau.

Je voudrais remercier les personnes un peu plus extérieures que j'ai pu découvrir grâce à ce projet et avec qui j'ai pu travailler. Je remercie avant tout les néo-amis thésards avec qui j'ai passé des supers moments au cours des plénières et des workshops : **Justine**, **Camille** (promis je viens vite à Montpellier dès que les 100km sont levés), **Dimitri**, **Jacques**, **Jessica** et **Sébastien**. Je remercie aussi **Alexandre**, aka Mister Convergence, pour tous les bons moments passés en France et au Québec ;) et pour avoir partagé le titre de Miss avec toi. Je remercie aussi **Thierry**, **Eric**, **Olivier**, **Isabelle**, **Emmanuel**, **Charlotte**, **Sylvain**, **Marie** et **Magalie**. Je remercie toutes les personnes avec qui j'ai pu collaborer : **Thomas Rigaudier** au CRPG pour toutes ces heures de laboratoire et toutes tes analyses au spectro, **Christine Fléoc** au BRGM pour les analyses au spectro, **Luis Martinez** à Strasbourg pour les analyses de MO et **Delphine Desmares** pour le terrain à la recherche de foraminifères en Espagne et pour la biostrati.

Comme me disait Sophie, une chose importante dans une thèse, c'est la vie d'à côté. Merci à mes amis pour qui je « lèche et je casse des cailloux » depuis trois ans. Bien évidemment je commence par mon binôme de vie depuis le collège, **Barbara Monchicourt**. Il est impossible pour moi de dire tout ce que je pense mais tu sais tout ce que tu m'as apporté. Merci pour tous ces moments, repas et soirées partagées et surtout nombreux Tupperware et gâteaux que tu me faisais pour survivre au cours de cette rédaction. Je te remercie aussi pour toutes les updates des séries que tu m'as faites quand je n'avais pas le temps de les regarder et merci pour la garde du fauve pendant tous ces mois de terrain. Hâte de partager encore plein de chose avec toi. Je tiens à remercier **Chloé Gandini**, mon binôme et amie de colo, pour tous les appels que tu as dû endurer dans les moments de doute et les bons moments. Il paraît que l'on teste les amitiés sur les voyages et je me suis lancée dans un voyage incroyable avec toi juste avant de débiter ma thèse à la découverte d'une des plus belle merveilles du monde : le Machu Picchu. On l'aura mérité celle-là ! Merci encore à toi et Barbara pour avoir « loupés » les questions à ma soutenance pour préparer le pot de thèse qui je dois dire été parfait (merci maman). **Margaux Inial**, une des plus belles rencontres faites au cours de ces quatre dernières années, je te remercie pour tous les moments passés ensemble et surtout ton soutien pendant toutes ces années. Je te remercie pour tous les moments incroyables partagés avec toi et notamment un voyage extraordinaire à Bali. Je ne pourrais pas citer tous les fous rires qu'on a vécus mais mention spéciale aux rides en scooter « ... c'est moi qui pilote ». Je voulais te remercier d'avoir été là pour moi ces trois dernières années. J'espère qu'après ce confinement on pourra se refaire un voyage comme celui de *Bali Baby*. Merci aux copains UCPA pour tous les moments passés à vos côtés sans penser à la thèse : **Gaétan, Delphine, Séverine, Karen, Simon, Youna, Lucie & cie**. Merci à ma **A2 Family**, mes copains de running pour tous ces entraînements, mon premier semi-marathon (Claire team Bordeluche), mon premier MARATHON !!! et pour toutes les bières au Dog and Duck : **Amy, Audrey, Alice, Stéphanie, Eric², Adeline, Benoit, Romain & cie**. Merci surtout à mon binôme de choc de la team Bordeluche, **Claire Doumec** pour tous ces bons moments passés ensemble et pour notre premier semi-marathon à Poitiers, pour toutes les soirées partagées et pour ta garde du fauve. Merci à mes nouveaux collègues de l'Université de Bordeaux pour m'avoir accueilli en fin de thèse pour une nouvelle aventure, celui de l'enseignement : mention spéciale à **Eva** et **Cécile**. Malgré ce semestre un peu particulier à distance j'espère qu'on se reverra avant la fin de l'année. Bon courage à toutes les deux pour la suite !

Il est temps pour moi de vous remercier, **Maman** et **Papa** pour tout votre soutien durant toutes ces années. Merci d'avoir cru en moi et d'avoir été là jusqu'au bout même si vous ne compreniez pas toujours ce que je faisais. Merci maman de m'avoir ré hébergé quand je rentrais du Canada et de mes nombreux stages. Merci également pour ce pot de thèse qui a été plus que parfait et à mon image. Je remercie également tous mes frères, sœur et belle-sœur, **Victor, Max, Lilou** et **Oriane** pour votre soutien au quotidien. *Je vous retiens Max et Lilou de ne pas être venu à ma soutenance par contre ;).*

Au cours de cette thèse j'ai parcouru en train, avion, voiture à peu près 42069 km (oui oui j'ai eu le temps de faire le calcul grosso-modo). J'en profite donc pour remercier la SNCF et les compagnies aériennes, hors temps de grève, et les loueurs de voitures. Je remercie également Airbnb, gîte de France, Booking, le Camping des Cigales pour tous vos hébergements. Je remercie également les restos, casinos ou PMU ouverts les dimanches et jours fériés. Je ne remercie pas la pluie, qui nous aura fait abandonner le terrain quelque fois, les chasseurs des Corbières et du Languedoc et leurs battus, les ronces et buissons, les nodules carbonatés et les 42 degrés en Aragon l'été (Aurore s'en souvient encore).

Merci à tous et bises depuis la Birmanie ☺

RESUME

Lors de la phase précoce de l'orogène pyrénéen, la localisation et le calendrier de la mise en place des premiers reliefs pyrénéens restent incertains. L'enregistrement des dépôts continentaux du Crétacé terminal au Paléocène dans les bassins péri-orogéniques du système pyrénéen oriental permet d'observer les architectures fluviales pour (1) reconstruire les paléo-drainages, (2) estimer les localisations des paléo-reliefs, et (3) contraindre et comparer les flux sédimentaires dans le système. L'étude a été menée dans le Bassin de Tresp (Espagne), dans les Corbières, en Languedoc et en Provence (France).

La première partie de ce travail correspond à l'analyse sédimentologique et la cartographie des objets permettant de réaliser des modèles de dépôts et d'estimer la provenance des sédiments. La deuxième partie consiste à améliorer le calage stratigraphique de ces séries continentales grâce à une analyse des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ réalisée sur deux coupes de part et d'autre des Pyrénées Orientales (Orcau-Talarn, en Espagne et Saint-Ser en Provence) du Campanien au Danien, en comparant le signal à des coupes de références marines.

Ce travail a permis de montrer que du Campanien au Maastrichtien inférieur, les flux majeurs sont enregistrés dans la zone sud des Corbières et dans le bassin de Tresp ; au Maastrichtien supérieur, des flux locaux émanent de petits reliefs actifs ; à la transition Crétacé-Tertiaire, l'ensemble de la zone enregistre une période lacustre plus importante dans le domaine nord ; au Dano-Sélandien, le système enregistre un flux majeur au nord du Bassin de Tresp et dans l'ouest des Corbières, tandis que les petits reliefs actifs forment encore des sources locales dans toutes la zone septentrionale. Ainsi les paléo-drainages montrent que la majorité des sédiments proviennent en début d'orogénèse d'abord des zones externes, et d'une zone proto-axiale orientale, disparue lors de l'ouverture du Golfe du Lion, puis la ré-activation d'anciennes structures au Nord et l'émersion des nappes au Sud engendrent la production locale de sédiments et le partitionnement des flux. Il faut attendre le Thanétien moyen voire l'Eocène pour enregistrer des sédiments de la zone axiale, soit environ 26 Ma après le début de la convergence.

Mots-clés: (1) sédimentation continentale, (2) architecture de bassin, (3) reconstruction de drainage, (4) source des sédiments, (5) chemo-stratigraphie

ABSTRACT

During the Pyrenean early orogenic phase of the Pyrenees, the location of the first Pyrenean reliefs and the timing of their establish development remain uncertain. The records of continental deposits from Late Cretaceous to Palaeocene in the peri-orogenic basins of the eastern Pyrenean system allows the definition of various fluvial architectures that lead to (1) reconstruct paleo-drainages, (2) estimate paleo-relief locations, and (3) constrain and compare sediment fluxes in the system. The study was conducted in the Tresp Basin (Spain), and in Corbières, in Languedoc and in Provence (France).

The first part of this work corresponds to the sedimentological analysis and fluvial object mapping allowing the characterisation of depositional models and the estimation of sediment provenance. The second part consists in improving the stratigraphic calibration of these continental series using the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variations carried out on two sections on both sides of the Eastern Pyrenees (Orcau-Talarn, in Spain and Saint-Ser in Provence). Values were measured on Campanian to Danian deposits and compared to the signal of reference marine sections.

This work shows that from the Campanian to the Lower Maastrichtian, the major fluxes are recorded in the southern area of the Corbières and in the Tresp Basin; in the Upper Maastrichtian, local fluxes emanated from small active reliefs; at the Cretaceous-Tertiary transition, the whole area records a lacustrine phase more important in the northern area; during the Dano-Selandian, the system records a major flux from the north of the Tresp Basin and in the west of the Corbières, while the small active reliefs still form local sources in the northern domain. Thus the paleo-drainages show that the majority of the sediments come at the beginning of the orogeny first from the external zones, and from an eastern proto-axial zone, disappeared during the opening of the Gulf of Lion. Then the re-activation of old structures in the north and the emergence of major thrusts in the south generated local production of sediments and partitioned fluxes. It is only during the mid-Thantian or the Eocene that sediments were shed in the basins sourced from the axial zone, about 26 Ma after the beginning of the convergence.

Keywords: (1) continental sedimentation, (2) basin architecture, (3) drainage reconstruction, (4) sediment sourcing, (5) chemo-stratigraphy

SOMMAIRE

Introduction générale.....	21
Contexte scientifique.....	23
Objectifs	25
Organisation du mémoire	26
Première Partie	29
Contexte Scientifique et Géologique	29
Bref aperçu de la première partie	31
Sommaire	33
Chapitre 1 : Facteurs de contrôle dans le remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays et réponse des systèmes fluviaux.....	35
1. Facteurs de contrôle allocycliques.....	36
2. Dynamique des systèmes fluviaux en contexte orogénique.....	45
3. Synthèse	50
Chapitre 2 : Contexte géologique	53
1. Les Pyrénées	53
2. Zones d'étude	62
Deuxième Partie.....	73
Architecture fluviale et flux sédimentaire au cours de l'orogénèse précoce du Campano-Maastrichtien au Paléocène.....	73
Bref aperçu de la deuxième partie	75
Sommaire	77
Chapitre 3: Facies distribution and fluvial architecture of the Tremp Formation: a way to unravel basin-scale controls during early orogenesis (Maastrichtian to Paleocene; southern Pyrenees, Spain)	79
Abstract.....	79

Introduction.....	81
1. General setting.....	83
2. Sedimentary facies	88
3. Fluvial evolution t hrough time and space	106
4. Paleohydrology	112
5. Discussion	114
Conclusion	122
<hr/>	
Chapitre 4 : Enregistrement des sédiments fluviatiles du Campanien au Danien des bassins nord-est péri-Pyrénéens: la question des flux sédimentaires issus de la topographie précoce pyrénéo-provençale.	125
<hr/>	
Introduction.....	125
1. Stratigraphie des bassins pyrénéo-provençal.....	126
2. Etude sédimentologique des séries fluvio-lacustres des bassins péri-Pyrénéen	127
3. Architecture fluviatile des bassins péri-pyrénéens du Campanien au Danien.....	148
4. Paléo-drainage et reliefs actifs du Crétacé terminal au Danien.....	190
5. Conclusion	198
<hr/>	
Troisième Partie	201
Géochimie isotopique sur Carbone Organique comme outils de corrélation	201
<hr/>	
Bref aperçu de la troisième partie	203
Sommaire	205
<hr/>	
Chapitre 5: Généralités et méthodologie.....	209
<hr/>	
5.1. Cycle du carbone et fractionnement isotopique.....	209
5.2. Caractérisation de la matière organique.....	210
5.3. Modifications environnementales et variations du signal isotopique du carbone	212
5.4. Les isotopes du carbone : outils de corrélation	213
5.5. Méthodologie.....	215
<hr/>	
Chapitre 6: Isotopic stratigraphy in Campanian to Palaeocene sedimentary successions using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotopes in deltaic to continental environments (Trempe Basin, Spain).....	221
<hr/>	

Abstract.....	221
Introduction.....	222
1. General Setting	223
2. Material and methods	229
3. Results	231
4. Discussion	245
Conclusion	252
Acknowledgements.....	253
<hr/>	
Chapitre 7: Comparison of Campano-Maastrichtian $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record in terrestrial continental sedimentary succession (Provence, France) and correlation with marine deposits; a critical evaluation of organic carbon isotope stratigraphy.....	257
<hr/>	
Abstract.....	257
Introduction.....	258
1. Global setting.....	259
2. Regional setting	262
3. Material and methods	266
4. Results	267
5. Discussion and perspectives	274
Conclusion	284
Acknowledgements.....	285
<hr/>	
Quatrième Partie.....	287
Discussion	287
<hr/>	
Chapitre 8 : Synthèse et Discussion - Evolution tectono-sédimentaire des bassins péri-orogéniques du Crétacé terminal-Paléocène dans le système pyrénéen oriental	289
<hr/>	
1. Nouvelles données de stratigraphie dans les bassins étudiés	289
2. Enregistrement et dynamique sédimentaire des bassins Crétacé terminal-Paléocène du système pyrénéen oriental	294
3. Evolution tectono-sédimentaire au cours de l’orogène précoce	299

Conclusions générales & Perspectives	317
Références	321
Liste des figures.....	341
Annexes.....	347
Annexe 1: tableau des résultats de géochimie isotopique réalisée sur la coupe d'Orcau-Talarn (Espagne).....	349
Annexe 2 : corrélation isotopique entre la coupe d'Orcau-Talarn et les coupes de références marines en A3.....	353
Annexe 3 : tableau des résultats de géochimie isotopique réalisée sur la coupe de Saint-Ser (Provence)	355
Annexe 4 : corrélation isotopique entre la coupe de Saint-Ser et les coupes de références marines en A3	357

Introduction générale

Contexte scientifique

Au sein de l'orogénèse pyrénéenne, les déformations ne sont pas synchrones, dues à la rotation anti-horaire de l'Ibérie lors de la convergence (Choukroune et al., 1973; Seguret et Daignieres, 1986). Les premières phases de compression ont d'abord affecté l'est des Pyrénées au Crétacé terminal (Arthaud et Seguret, 1981 ; Plaziat, 1981; Tempier, 1987), tandis que plus à l'ouest le régime était distensif (Puigdefàbregas et Souquet, 1986), jusqu'à ce que la collision atteigne l'ouest seulement au début de l'Eocène (Gély et Sztràkos, 2000). Bien que les premiers stades de convergence soient synchrones (Santonien terminal) avec l'inversion des bassins (Leleu, 2005; Mouthereau et al., 2014; Teixell, et al., 2016; Vissers et Meijer, 2012). A partir de l'Eocène, le calendrier des propagations de chevauchements et des déformations est mieux contraint et représente la « phase majeure pyrénéenne ».

Mon travail s'intéresse à la période du Crétacé Supérieur au Paléocène qui correspond à la phase précoce de convergence pyrénéenne pour laquelle la paléogéographie et les modalités de déformations restent incertaines dans le domaine est-pyrénéen. En effet, à l'ouest, le domaine semble enregistrer une première déformation compressive pré-campanienne alors qu'à l'est la période du Campanien au Paléocène présente une grande disparité de structures de déformations et le développement de la proto-chaine commence à être de plus en plus contraint (Grool et al., 2018). La quantité de modèles géodynamiques présentant différentes positions de l'Ibérie et du bloc Corso-Sarde par rapport à l'Europe montre la difficulté de reconstruire la position de ces divers microcontinents (Choukroune, 1992 ; Handy et al., 2010 ; Jammes et al., 2009 ; Lafont, 1994 ; Olivet, 1996 ; Rosembaum, 2002 ; Sibuet 2004 ; Sloss, 1962), et par conséquent de reconstruire les emplacements des premiers reliefs et de connaître la continuité de la zone axiale pyrénéenne vers le domaine alpin stricto-sensu. Néanmoins, les bassins sédimentaires ont conservé les informations concernant les terrains manquants. Même si l'ouverture du Golfe du Lion à l'Oligocène a masqué une grande partie des relations architecturales et structurales entre les différents bassins d'est en ouest, il est crucial de comprendre les systèmes de drainages dans les différentes zones de la proto-chaine pyrénéenne et de comprendre leurs relations hydrographiques, pour in fine reconstruire la position des massifs précoces des Pyrénées et leur histoire exhumation.

Dans ce contexte de phase précoce de convergence, les relations entre les différents environnements sédimentaires fluvio-lacustres et leurs relations avec des faciès distaux côtiers et marins (vers l'ouest) ne sont pas connues partout dans ce domaine est-pyrénéen et provençaux, alors que la compréhension des systèmes de drainages est un point crucial pour comprendre la route des produits de l'érosion de la source au bassin et ainsi déceler les zones en soulèvement. De plus, des

résultats récents de thermochronologie (Mouthereau et al., 2013 ; Ternois et al., 2019 ; Vacherat et al., 2017) suggèrent un refroidissement entre 70 et 120 Ma dans les Pyrénées Centrales avec une potentielle exhumation à 65 Ma (Agly Massif). Ils suggèrent que ce massif semble être proche de la surface depuis 70 Ma. Pourtant, dans certains bassins sédimentaires, cette période semble correspondre à une diminution de l'apport détritique et ainsi s'opposer à cette phase d'exhumation majeure. C'est pourquoi des données sédimentaires à l'échelle régionale sont nécessaires pour déterminer les périodes d'érosions majeures et la localisation de leurs dépôts le long de la proto-chaine. En effet, il faut vérifier si les érosions et exhumations ont été variables longitudinalement, et en particulier déterminer si l'augmentation des apports clastiques à la transition Crétacé-Tertiaire remarquée en Provence (Leleu et al., 2005 ; 2009) et dans le flanc sud des Pyrénées (conglomérats de Talarn ; Ardevol et al., 2000 ; Cueva, 1992 ; Lopez-Martinez et al., 1998) est ubiquiste ou seulement localisée.

Cependant l'apport sédimentaire enregistré dans les bassins n'est pas seulement contrôlé par le soulèvement des reliefs et donc par le facteur « tectonique ». En effet, l'architecture sédimentaire est aussi contrôlée par le facteur « climat », qui va jouer sur l'érosion des bassins versants et va donc augmenter ou diminuer les flux sédimentaires et par le facteur « niveau de base » qui a un rôle important sur la répartition des corps sédimentaires dans les bassins. De plus les variations du niveau eustatique peuvent favoriser la création ou non d'espace d'accommodation ainsi que la production ou non de carbonates ou de sédiments évaporitiques. Dans un contexte d'orogène précoce, il n'est pas facile de distinguer les signaux tectoniques et climatiques dans les successions des séries continentales, surtout que la prédominance d'un des facteurs dans les enregistrements sédimentaires reste débattue. L'étude des architectures sédimentaires et la répartition des flux de matières au cours de cette période dans les différents bassins pourraient permettre d'identifier la présence d'un ou plusieurs facteurs de contrôle.

La plupart des sédiments déposés dans ces bassins, de la Provence aux Corbières et au nord-est de l'Espagne, sont presque entièrement continentaux et le manque de marqueurs biostratigraphiques rend donc la datation difficile. Par conséquent, le cadre tectono-stratigraphique dans ces bassins d'orogène précoce n'est pas bien contraint et il est nécessaire d'améliorer la stratigraphie afin de comparer leurs enregistrements et les flux sédimentaires d'un bassin à l'autre. Une partie de ce travail vise à améliorer le cadre stratigraphique dans les dépôts continentaux en utilisant des méthodes globales de corrélation entre le domaine continental et le domaine marin, où la stratigraphie est bien contrainte par la biostratigraphie et la magnétostratigraphie. Les variations de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées dans la matière organique dans les sédiments continentaux seront utilisées comme un outil de corrélation, si possible en appui avec des études biostratigraphiques.

Cependant la plupart des études chemostratigraphiques sur $\delta^{13}\text{C}$ utilisent le carbone minéral. Dans certaines séries de roches continentales, le carbonate primaire n'est pas toujours présent et des effets diagénétiques peuvent également modifier la composition isotopique du carbone des roches et ainsi les échantillons ne conviennent pas à l'analyse de carbonate $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Dans ce type de section, l'analyse du $\delta^{13}\text{C}$ peut être effectuée sur la matière organique (MO) puisque Magioncalda et al. (2004) apportent la preuve qu'il existe un couplage du $\delta^{13}\text{C}$ entre les composés organiques et les carbonates sur le continent et donc qu'il est possible de corrélérer les deux signaux, cependant peu d'exemples existent dans la littérature, hormis ceux du *Palaeocene Eocene Thermal Maximum* (PETM). Ce travail a tenté de montrer qu'il est possible d'utiliser le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ comme marqueur de changements globaux et ainsi l'utiliser comme outil de corrélation au même titre que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

Objectifs

Le premier objectif est de caractériser les architectures sédimentaires des dépôts sédimentaires des dépôts chenalisés entre de Campanien et le Dano-Sélandien dans le domaine continental de part et d'autre de la chaîne précoce pyrénéenne afin de distinguer les différents types de systèmes fluviaux et leurs localisations dans le temps et l'espace. Pour cela, il est nécessaire de bien caractériser la sédimentation détritico-campanienne à dano-sélandienne dans les différentes zones d'études (Provence, Languedoc, Corbières, Catalogne) et d'établir des modèles de dépôts (Partie II : chapitre 3 et 4). La caractérisation précise des architectures fluviales permet alors de retracer les systèmes de drainages, la direction de routage des sédiments pour chaque bassin étudié ainsi que l'espace d'accommodation disponible au cours du temps dans chaque bassin (Partie II : chapitre 3 et 4).

Le deuxième objectif est de comparer les systèmes de dépôts de part et d'autre de la proto-chaîne pour définir les dépo-centres et ainsi localiser les zones pièges à l'échelle régionale et de repérer les systèmes de drainages majeurs entre le Campanien et le Dano-Sélandien (Partie IV). La réalisation de cet objectif nécessite au préalable l'amélioration de la stratigraphie dans les domaines continentaux étudiés (Partie III : chapitres 6 et 7).

Le troisième objectif est d'améliorer le calage stratigraphique des séries sédimentaires continentales entre Campanien et le Dano-Sélandien (Partie III : chapitres 6 et 7). Le calage s'appuie en particulier sur la mise en pratique de la mesure des isotopes du carbone organique dans les sédiments ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), développée récemment (Storme et al., 2012 ; Storme, 2013), peu utilisée jusqu'à présent. L'objectif est d'utiliser la matière organique, essentiellement végétale, préservée et dispersée dans les sédiments, soit *in situ* dans la plaine alluviale ou les lacs, soit légèrement transportées des bassins

versants au bassin sédimentaire et correctement préservées. Les variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ mesurées sont alors comparées avec des variations calées sur les variations du $\delta^{13}\text{C}$ de coupes marines de référence elles-mêmes calées par biostratigraphie et magnétostratigraphie.

Organisation du mémoire

Le manuscrit est divisé en quatre parties. La première partie d'introduction (Partie I) est constituée de deux chapitres. Le Chapitre 1 présente une synthèse de la sédimentation dans les bassins d'avant-pays et ainsi que les réponses des systèmes fluviaux à ces facteurs. Le Chapitre 2 est consacré à la présentation générale de la structure des Pyrénées, et des différentes zones d'études localisées de part et d'autres de la zone Axiale des Pyrénées.

Les parties II et III sont dédiées aux résultats et interprétations. La partie II présente les résultats des études sédimentologiques qui ont été réalisées de part et d'autre du système pyrénéen oriental et permet de proposer des modèles d'architectures fluviales au cours de l'orogénèse précoce du Campano-Maastrichtien au début du Paléocène. Le Chapitre 3 (sous forme d'article) présente les faciès sédimentaires et les architectures fluviales du Bassin de Tresp (avant-pays sud-pyrénéen). Le Chapitre 4 présente les résultats de plusieurs bassins localisés dans la zone nord-pyrénéenne. La partie III est consacrée à la géochimie réalisée sur deux de nos coupes étudiées, avec le Chapitre 5 qui présente au préalable les généralités sur le cycle de carbone, l'utilisation de la géochimie isotopique du C pour raffiner la stratigraphie et la méthodologie utilisée au cours de cette thèse. Le Chapitre 6 (sous forme d'article) présente les résultats de géochimie isotopique obtenus dans le bassin de Tresp. Le Chapitre 7 (sous forme d'article également) présente les données réalisées sur une coupe localisée en Provence, dans le Bassin de l'Arc.

La dernière partie de ce manuscrit (Partie IV, Chapitre 8) est consacrée à la comparaison des bassins étudiés. Elle offre une corrélation des données de géochimie isotopique réalisées dans un bassin sud-pyrénéen (Bassin de Tresp, Espagne) et dans un bassin nord-pyrénéen (bassin de l'Arc, Provence), puis une comparaison de la sédimentation et des architectures fluviales entre les différents bassins nord-pyrénéens (Corbières : Albas, Lairière, Arques ; Languedoc et Provence). Cette partie proposera une comparaison entre les domaines nord et sud des Pyrénées orientales, ce qui permettra de proposer une analyse tectono-sédimentaire au cours du Crétacé terminal au début du Paléocène du système pyrénéen oriental.

Première Partie

Contexte Scientifique et Géologique

Bref aperçu de la première partie

L'objectif de cette première partie est de faire un point concernant l'impact des facteurs de contrôle sur le remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays, et notamment sur les flux sédimentaires et l'accommodation (chapitre 1), puis de présenter le contexte géologique des Pyrénées et des différentes zones d'étude (chapitre 2).

Il est acté que le remplissage sédimentaire dans un bassin d'avant-pays est contrôlé par trois facteurs qui sont : (1) l'eustatisme qui correspond aux variations du niveau absolu de la mer, (2) la tectonique qui va avoir une influence sur la géométrie et le volume du bassin, ainsi que sur le flux de sédiments et (3) le climat va jouer sur les flux sédimentaires des bassins versants via l'érosion et sur la production in-situ.

Ces travaux de thèse s'intéressent aux bassins du Crétacé terminal au Paléocène du système pyrénéen oriental. Plusieurs bassins ont été étudiés de part et d'autres de la chaîne : le bassin de Graus-Tremp en Espagne, le bassin du Minervois (Corbières), le bassin de Villeveyrac en Languedoc et le bassin de l'Arc en Provence. Les séries étudiées dans ces bassins sont presque entièrement continentales et l'utilisation d'étages stratigraphiques régionaux rend difficile les corrélations entre les zones d'étude. Une description géologique, ainsi que le découpage stratigraphique des différentes zones sera présentée dans cette partie.

Sommaire

Chapitre 1 : Facteurs de contrôle dans le remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays et réponse des systèmes fluviaux 35

1. Facteurs de contrôle allocycliques 36

1.1 Contrôle tectonique : définition d'un bassin d'avant-pays et facteurs de contrôle sur la géométrie 36

1.2. Niveau de base et contrôles eustatiques 41

1.2.1 Niveau de base 41

1.2.2 Eustatisme et espace d'accommodation 43

1.2.3 Flux sédimentaire 43

1.2.3.1 L'érosion conditionnée par le climat 44

1.2.3.2 Relation relief – climat et rétroactions 44

1.2.3.3 Climat et réponse sédimentaire dans le bassin 45

2. Dynamique des systèmes fluviaux en contexte orogénique 45

2.1 Facteurs allogéniques des systèmes fluviaux 46

2.1.1 Décharge hydrique ou variation de débit 46

2.1.2 La pente 47

2.2 Réseaux de drainage dans les bassins d'avant-pays 47

2.3 Relation systèmes fluviaux vs chevauchements 49

3. Synthèse 50

Chapitre 2 : Contexte géologique 53

1. Les Pyrénées 53

1.1 Structure des Pyrénées 53

1.2 Structure profonde de la chaîne 55

1.3 Asymétrie des foredeep de la chaîne pyrénéenne 57

1.3.1 Foredeep européen : retro-wedge basin (Structure du prisme nord-pyrénéen) 57

1.3.2 Foredeep ibérique : système en piggy-back (structure du prisme sud-pyrénéen) 58

1.4 Modèle d'évolution du domaine pyrénéen 60

1.5 Exhumation des massifs pyrénéens	62
2. Zones d'étude.....	62
2.1 Zone Nord-Pyrénéenne : les régions des Corbières, du Languedoc et de la Provence.....	62
2.2 Zone Centrale Sud-Pyrénéenne : le Bassin de Tresp 68	68

Chapitre 1 : Facteurs de contrôle dans le remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays et réponse des systèmes fluviaux

De multiples facteurs contrôlent l'enregistrement sédimentaire dans un bassin d'avant-pays. Il existe des facteurs allocycliques (facteurs indépendants du système, comme la tectonique, le climat et les variations de niveaux de base) et des facteurs autocycliques (facteurs liés au système, comme par exemple les migrations latérales des chenaux quand on considère les systèmes fluviaux) (Lafont, 1994; Sloss, 1962).

La construction et l'évolution des bassins d'avant-pays sont au premier ordre contrôlées par la vergence de la subduction initiale et par l'élasticité de la lithosphère qui répond à la charge orogénique par une flexure qui se modifie et se déplace et cours du temps (Dickinson, 1974). Le remplissage des bassins d'avant-pays se fait par un transfert de matière depuis les zones de relief en soulèvement vers les zones en subsidence au front des reliefs qui enregistrent alors les interactions entre processus de surface et processus profonds.

L'influence des processus de surface et des processus profonds sur l'enregistrement sédimentaire des bassins se fait par trois facteurs variables dans le temps et l'espace (Mettraux et al., 1999 ; Robin et al., 1998) :

(1) les mouvements verticaux (subsidence ou surrection) du bassin et des zones sources. Ils vont jouer sur la géométrie du bassin et sur le potentiel érosif. Ils sont essentiellement liés aux processus tectoniques profonds mais peuvent être induits par les variations climatiques, par rétro-action ;

(2) le niveau marin relatif, qui dépend des variations du niveau marin local (influencé par la tectonique) et le niveau marin global appelé eustatisme (influencé par le climat) ;

(3) le flux sédimentaire. Il s'agit des apports de produits d'érosion du domaine continental par les rivières (flux détritique) et de la production locale (carbonates ou évaporites) qui dépendent de plusieurs paramètres comme le climat en particulier mais aussi de la lithologie et de la pente des bassins versants (paramètres locaux).

Les sédiments contiennent donc à la fois des informations sur leur source, le climat et leur milieu de dépôt, et globalement sur l'évolution du couple relief-bassin. Retracer l'évolution de ces facteurs dans le temps à partir des séries sédimentaires permettrait de retracer les systèmes de drainage et de localiser les reliefs actifs et les zones de déformation majeure de la phase précoce pyrénéenne pour comprendre l'évolution des premiers reliefs et bassins étudiés.

Ainsi cette partie (I.1) tente de synthétiser (1) l'impact des facteurs allogéniques qui contrôlent le remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays et (2) la réponse des systèmes fluviaux au cours du temps pour comprendre quels signaux peuvent-être tirés de la préservation des séries alluviales dans ces bassins péri-orogéniques.

1. Facteurs de contrôle allocycliques

1.1 Contrôle tectonique : définition d'un bassin d'avant-pays et facteurs de contrôle sur la géométrie

Ce facteur est ici considéré au sens large, avec les mouvements d'échelle crustale qui déterminent la géométrie et le volume du bassin, auxquels s'ajoutent les mouvements locaux (plis, failles) qui modifient la géométrie du bassin et donc des dépôts.

Les bassins d'avant-pays sont des bassins caractéristiques des zones de convergence de plaques lithosphériques (DeCelles et Giles, 1996 ; Dickinson, 1974 ; Jamieson et Beaumont, 1988 ; McCann et Saintot, 2003 ; Sinclair et al., 1991 ; Schubert et Turcotte, 2002 ; Xie et Heller, 2009). Ils se forment par flexure de la lithosphère continentale et se développent sur la croûte continentale entre une ceinture orogénique et un craton stable.

Un bassin d'avant-pays est la zone subsidente au front d'un orogène, dans lequel se déposent les sédiments issus de l'érosion de la zone orogénique majeure qui est en soulèvement (Fig. 1.1A). C'est un bassin de type flexural qui est chevauché par le front orogénique majeur et qui est classiquement divisé en quatre zones de dépôts (Fig. 1.1B) :

(1) la zone de *wedge-top* est la partie du bassin d'avant-pays, en contact avec la chaîne plissée soumise à l'érosion, et dans laquelle des dépôts sédimentaires ont lieu malgré l'activation des chevauchements dans les parties profondes. Cette zone est composée des bassins de type *piggyback* où les sédiments recouvrent des structures tectoniquement actives et peuvent être ensuite transportés passivement par les chevauchements sous-jacents (DeCelles et Giles 1996; Ori et Friend 1984). Enfin, cette zone est caractérisée par des structures de croissances, des discordances, ainsi qu'un amincissement des séries du bassin vers l'orogène (DeCelles et Giles, 1996 ; Ford, 2004 ; Riba, 1976 ; Vergès et al., 2002 ; Zoetemeijer et al., 1993).

(2) le *foredeep* est la zone la plus subsidente située à l'avant de la zone de *wedge-top* ; les dépôts sédimentaires y sont les plus épais et montrent une géométrie qui s'épaissit vers l'orogène. Cette région correspond au bassin localisé entre le front chevauchant le plus externe et le craton (DeCelles et Giles 1996).

(3) le *forebulge* est la zone du bassin d'avant-pays la plus distale de l'orogène qui montre une subsidence beaucoup plus faible, et parfois se retrouve en soulèvement causée par la flexure de la lithosphère. Cette zone peut faire plusieurs dizaines à plusieurs centaines de km de large et plusieurs centaines de mètres de haut. Cette topographie positive possède un fort potentiel érosif ce qui limite les dépôts et la préservation des sédiments (DeCelles & Giles, 1986 ; Schubert et Turcotte, 1982).

(4) le *back-bulge* est une zone plus ou moins subsidente qui se développe au-delà du *forebulge*, sur le craton. Il est alimenté par des sédiments fins à grossiers lorsque le forebulge est érodé.

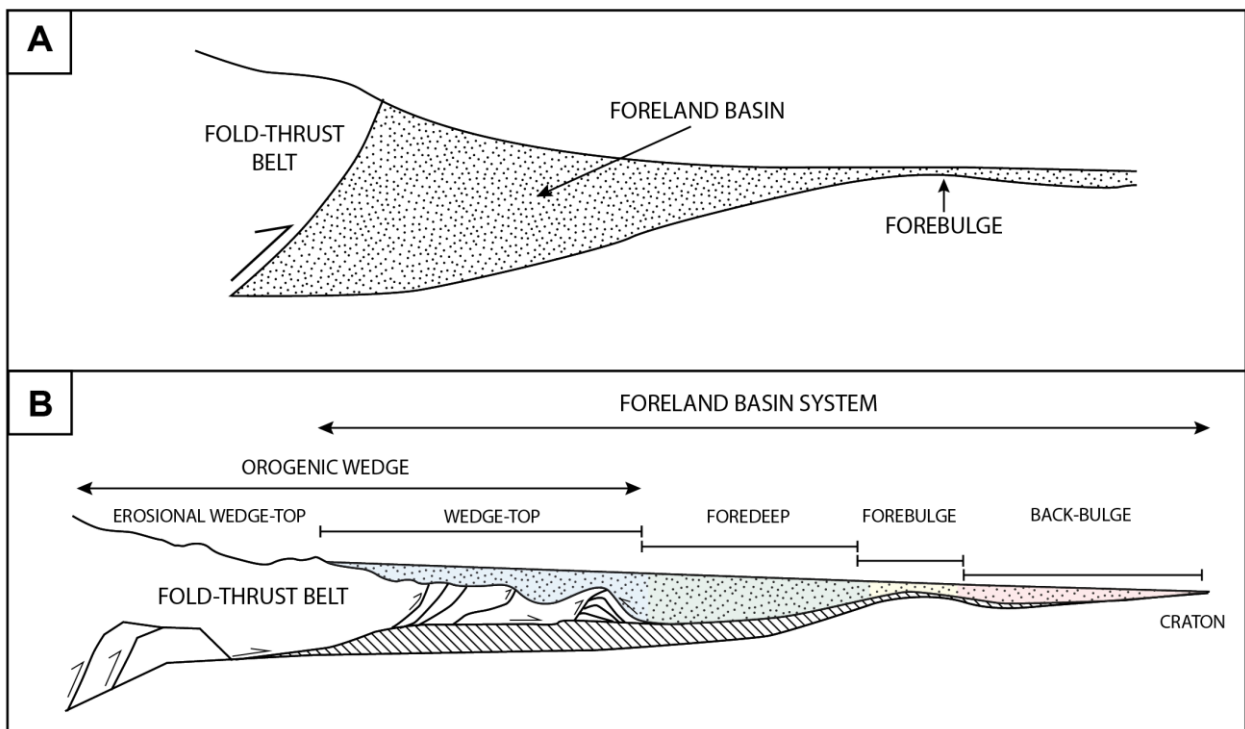


Fig.1.1: (A) géométrie d'un bassin d'avant-pays le long d'une coupe transversale; (B) coupe schématique illustrant les différentes parties d'un bassin d'avant-pays avec le wedge-top, le foredeep, le forebulge et le back-bulge (modifiée d'après (DeCelles et Giles 1996; Ford 2004)

Au cours d'un orogène, différents stades géodynamiques sont reconnus. Ces états sont associés à des enregistrements sédimentaires caractéristiques dans les bassins sédimentaires. Ces états ont été définis par Jamieson et Beaumont (1988):

(1) La phase de croissance d'un orogène (phase d'accrétion) correspond à la croissance de la topographie (épaississement du prisme orogénique). Au cours de ce stade, il y a avancée du front de chevauchement et approfondissement des bassins d'avant-pays adjacents. Cet état est caractérisé par un taux d'accrétion supérieur au taux d'érosion.

La question de l'impact d'une tectonique épisodique a aussi alimenté de nombreuses discussions. Pour Flemings et Jordan (1989) et Heller et al. (1988), les phases d'activité tectonique sont marquées par un bassin sous-alimenté avec :

- Le mouvement du forebulge vers l'orogène, et une discordance angulaire dans les zones externes (Flemings et Jordan, 1989)
- L'augmentation de la subsidence vers l'orogène, et une géométrie étroite et profonde du bassin avec une forte subsidence
- Le piégeage de sédiments grossiers près du front de chevauchement (« conglomérats syntectoniques », (Heller et al., 1988) avec une progradation générale des sédiments au pied de l'orogène ponctuée de séquences rétrogradantes traduisant le jeu des chevauchements. L'activité tectonique résulterait en une rétrogradation des sédiments liée à l'augmentation de l'accommodation.

(2) le stade d'équilibre correspond au stade où l'accrétion dans le prisme orogénique est compensée par son érosion. Au cours de ce stade, comme il n'y a pas d'augmentation de subsidence, les sédiments érodés lors de ce stade peuvent transiter dans les bassins d'avant-pays sans y être sédimentés.

(3) le stade de destruction de l'orogène correspond à l'érosion et au démantèlement de l'orogène appelée aussi phase post-orogénique. La charge orogénique diminue et un rebond isostatique entraîne une érosion dans les bassins d'avant-pays.

Des périodes de quiescence peuvent avoir lieu et sont marquées par la migration du forebulge vers le craton, et un stade de bassin suralimenté. Lors des périodes de quiescences tectoniques, (Heller et al. (1988) suggèrent une baisse de la charge par érosion de la chaîne, un rebond isostatique régional et une progradation des sédiments vers le craton pouvant recouvrir en onlap la marge du bassin (conglomérats « anti-tectonique »).

La subsidence flexurale initiée au cours des trois stades de l'évolution d'un orogène est donc le moteur principal de la formation de bassins d'avant-pays qui au premier ordre est dû au caractère élastique de la lithosphère. Ainsi la flexure du bassin contrôle l'espace disponible pour l'accumulation et la préservation des sédiments (Allen et al., 1986) et sur la géométrie du bassin (i.e. large vs étroit), et dépend de plusieurs facteurs :

(1) **Les propriétés mécaniques et rhéologiques de la plaque chevauchée.** Sur une plaque peu rigide, l'avant-pays est étroit et profond. A l'inverse, sur une plaque rigide, il sera large et peu profond

(Barell, 1914 ; Burov et Diament, 1995 ; Burov et Watts, 2006 ; Karner et Watts, 1983 ; Molnar et Lyon-Caen, 1988 ; Sinclair et al., 1991).

(2) **Le poids de la lithosphère océanique** qui est passé en subduction dans le cas de bassin d'avant-pays périphérique (DeCelles et Giles, 1996).

(3) **Héritage thermique.** Après le rifting et l'amincissement de la lithosphère, le refroidissement de cette dernière augmente sa densité, ce qui crée de la subsidence en surface, aussi appelée subsidence thermique post-rift. Cette subsidence continue et diminue graduellement jusqu'à ce que la lithosphère retrouve son état d'équilibre thermique (Angrand, 2018 ; McKenzie, 1978 ; Schubert et Turcotte, 2002).

(4) **Les charges contrôlant la flexure.** Il existe plusieurs charges étant source de flexure de la lithosphère. La principale est la charge orogénique qui est liée au volume de croûte et donc à la topographie. Plus la charge topographique sera importante, plus le bassin sera profond (Beaumont, 1981 ; DeCelles and Giles, 1996 ; Fleming et Jordan, 1989, 1990 ; Jordan, 1981; Sinclair et al., 1991 ; 1992). Il existe d'autres charges comme la charge cachée qui a une signature gravitaire particulière mais qui n'a pas d'expression en surface (Barrell, 1914). Cette charge peut avoir des origines diverses, telles qu'un matériel dense en profondeur ou des forces associées à des phénomènes de subduction (e.g., Barrell, 1914 ; Ford et al., 2006 ; Lyon-Caen et Molnar, 1983, 1985 ; Royden et Karner, 1984 ; Watts, 2001). L'autre charge jouant un rôle dans la création de subsidence d'un bassin est la charge sédimentaire. Cette charge sédimentaire est modélisée comme une force verticale associée à l'épaisseur des sédiments et à leur densité (Contreras-Reyes et Osses, 2010 ; Verban et Plint, 2008).

(5) **L'impact des taux d'érosion de l'orogène sur la géométrie du bassin.** L'étude des systèmes d'avant-pays montre que l'érosion influence la forme, la taille, et la charge du prisme orogénique (Hoth et al., 2008). L'érosion réduit la masse de l'orogène et donc sa charge, ce qui va diminuer l'épaisseur du bassin par remontée isostatique (Heller et al. 1988; Jordan 1981). A plus long terme, l'érosion, en réponse aux variations climatiques (précipitation et température notamment) influence le flux sédimentaire, la taille des grains et la pétrologie des formations détritiques dans les bassins (Brandon et al., 1988 ; Sinclair, 2012).

(6) **La géométrie et dynamique des chevauchements** vont avoir un impact sur la subsidence flexurale et la géométrie des bassins : (1) la vitesse de chevauchement de l'orogène va contrôler la largeur du bassin (plus la vitesse de chevauchement sera rapide, plus le bassin sera étroit (Sinclair et al., 1991);

et (2) l'angle du chevauchement va avoir un effet sur la profondeur du bassin (plus l'angle sera élevé, plus le bassin sera profond ; (Sinclair et al., 1991).

Dans les bassins en piggyback, au niveau du wedge-top, de nombreux types de structures tectoniques se mettent en place telles que des chevauchements et divers plis de propagation (Ori et Friend, 1984), et le dépôt des sédiments s'effectue la plupart du temps au front des chevauchements et dans les synclinaux.

La tectonique a une influence majeure sur le modèle de dispersion sédimentaire. En effet la surrection du front de chevauchement, ou des rampes latérales, agit comme une barrière et guide le transport des sédiments vers le bassin (Allen et al., 2013 ; Barrier et al., 2010 ; Clevis et al., 2004 ; Ramos et al., 2002 ; Salles et al., 2014; Vergés, 2009).

Les nombreuses structures ont un impact local sur l'accommodation des sous-bassins. Par exemple, des surrections locales (et donc potentiellement l'addition de sources et le partitionnement des dépôts dans le bassin) permettent le piégeage des sédiments. Il faut donc distinguer les contrôles plus globaux des contrôles locaux.

Un autre impact est lié aux mouvements épisodiques du chevauchement actif, Clevis et al. (2004) montrent qu'un transfert de chevauchement vers l'orogène (out-of-sequence thrust) peut être suffisant pour contrebalancer la subsidence flexurale et causer une surrection du bassin localisé dans le compartiment amont. Cet effet peut causer une progradation et une dispersion des sédiments dans le bassin voisin. Des systèmes fluviaux érosifs peuvent alors se mettre en place dans les creux topographiques et des petits systèmes alluviaux peuvent se développer aux fronts du chevauchement (Barrier et al., 2010 ; Butler et al., 1992 ; Hirst and Nichols, 1986 ; Yeats and Lillie, 1991). La sédimentation syn-tectonique peut également avoir un impact sur la tectonique elle-même par effet de rétro-action (Graveleau, 2008 ; Nalpas et al., 1999) et peut donc :

- Favoriser ou non la propagation du front de déformation.
- Modifier la géométrie des chevauchements plus pentue lorsque le taux de sédimentation augmente (Nalpas et al., 1999).
- Modifier les périodes d'activité des chevauchements : la charge qu'elle exerce sur le piémont peut sceller temporairement le chevauchement, bloquer son fonctionnement et privilégier les chevauchements hors-séquence ou les rétro-chevauchements. Tout comme l'érosion, cela tend donc à augmenter leur durée d'activité.
- La géométrie et la structure d'un pli sont contrôlées par le rapport entre vitesse de sédimentation et vitesse de soulèvement du compartiment chevauchant. Des taux de sédimentation différents

de part et d'autre d'un axe de pli peuvent favoriser son asymétrie. La vitesse de sédimentation peut aussi impacter le nombre de chevauchements nombreux pour de forts taux de sédimentation.

1.2. Niveau de base et contrôles eustatiques

1.2.1 Niveau de base

L'adaptabilité des systèmes fluviaux s'explique par la recherche constante de leur profil d'équilibre. Le profil d'équilibre d'une rivière est celui pour lequel la pente, la vitesse, la profondeur, la largeur, la rugosité, le réseau et la morphologie du chenal permettent la puissance et l'efficacité nécessaires au transport de la charge sédimentaire issue du bassin versant, sans que le chenal entre dans des phases d'aggradation ou d'érosion (Leopold et Bull, 1979). Les cours d'eau qui ne sont pas en équilibre entrent dans des phases d'érosion ou de dépôt afin d'atteindre cet état, et ce, au travers d'un contrôle par la tectonique, le climat ou le niveau de base.

La ligne de rivage marque la limite entre le domaine marin soumis aux variations eustatiques et le domaine continental soumis à un régime mixte combinant variations du niveau de base et contrôles tectonique et climatique. De nombreuses études (Bridge, 2003 ; Catuneanu, 2006 ; Dalrymple et *al.*, 1998 ; Ethridge et *al.*, 1998 ; Shanley et McCabe, 1991, 1993, 1994 ; Schumm, 1993) distinguent les systèmes fluviaux côtiers qui sont soumis aux variations du niveau marin, et dont l'influence diminue vers l'amont du système, laissant place à des influences tectonique et/ou climatique marquées. La partie proximale d'un système fluvial est alors contrôlée par un pseudo niveau de base (Shanley et McCabe, 1994) résultant de l'interaction climat/tectonique : le niveau de base fluvial est associé à la surface de la nappe phréatique, laquelle se raccorde au niveau de base marin à hauteur de la ligne de rivage, ou à un niveau de base local (par exemple celui d'un lac) si le système est endoréique.

Les anciens auteurs (Jervy, 1988 ; Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier et *al.*, 1988) proposaient des modèles qui associaient la hausse du niveau marin avec l'aggradation fluviale, et la chute du niveau marin avec l'incision fluviale en domaine côtier. Cependant la partie amont des systèmes fluviaux et les systèmes endoréiques évoluent en fonction des variations de niveaux de base locaux, rapportés à la nappe phréatique, ou à des niveaux de base lacustres. Par conséquent, il convient d'adopter des démarches différentes pour des systèmes aval et amont.

Les incisions fluviales dans la partie distale du bassin alluvial sont facilement associées à des épisodes de chute du niveau marin, il en est autrement dans la partie proximale. Il n'existe *a priori* aucune corrélation possible entre les incisions amont et aval, car leur contemporanéité ne peut être

prouvée. Par ailleurs, il s'agit plus d'un antagonisme comportemental entre l'amont et l'aval du système, par phénomène de compensation isostatique le profil aggrade à l'arrière tandis qu'il érode à l'avant (Blum et Price, 1998 ; Törnqvist et Blum, 2000 ; Van Heijst et Postma, 2001).

Olsen (1995) montre qu'une baisse du niveau de base peut être marquée par un non dépôt ou une érosion et qu'une hausse de ce niveau de base peut, quant à elle, générer des périodes de dépôt. Cette définition montre que les rivières peuvent enregistrer les fluctuations d'un niveau de base indépendamment de celles du niveau marin. Il découle de ces observations que les systèmes proximaux non affectés par les variations marines et les systèmes endoréiques, sont potentiellement contrôlés par les fluctuations d'un niveau de base local (nappe phréatique ou lac dans lequel le système se jette). Le profil de la rivière, afin de compenser ces modifications, érodera lors des épisodes de bas niveau, ou aggradera lors des épisodes de haut niveau. Ces réponses sont identiques à celles des systèmes fluviaux côtiers, et le niveau de base continental est également responsable de la création d'espace d'accommodation (Currie, 1997 ; Olsen, 1995 ; Shanley et McCabe, 1991). Toutefois, les réajustements du profil d'équilibre d'un cours d'eau peuvent également être induit par des variations d'apport sédimentaires, de décharge ou par la tectonique du bassin ; par conséquent l'espace d'accommodation n'est pas uniquement sous le contrôle des variations du niveau de base (Shanley et McCabe, 1994).

Enfin, dans la plaine alluviale, tout comme dans la plaine côtière, les fluctuations de la nappe phréatique ont un impact sur la formation des sols. Des épisodes de haut niveau entraînent le développement de sols hydromorphes (Kraus, 1999), ou un ennoisement de la plaine d'inondation qui résulte en une accumulation de matériel fin (développement de tourbières). Des épisodes de bas niveau vont quant à eux, provoquer une chute du niveau de la nappe phréatique, responsable d'une érosion de la plaine d'inondation dont l'aridité favorise le démantèlement et d'une migration vers le bas des profils d'altération des sols. Le contrôle d'un système fluvial par le niveau de base est donc identifié à travers le comportement érosif ou aggradant de la rivière, et à travers la nature des sols de sa plaine d'inondation.

Conclusion

Pour conclure, la plupart des anciennes études montrent que l'influence des variations eustatiques sur l'évolution d'un système fluvial varie entre l'amont et l'aval d'un cours d'eau. Leur impact est limité à la partie distale du profil fluvial et son identification dans l'enregistrement sédimentaire peut être assez complexe car les réponses adoptées par les systèmes fluviaux aux variations du niveau marin sont bien souvent les mêmes que celles faites à un changement climatique ou tectonique. Enfin, Ethridge et *al.* (1998) démontrent que les effets du niveau de base dépendent de

la vitesse, de l'amplitude et de la direction du changement, mais également des caractéristiques initiales du cours d'eau et enfin de la dynamique et de la nature sédimentaire de la zone source.

1.2.2 Eustatisme et espace d'accommodation

L'eustatisme est la variation du niveau absolu de la mer. Ce facteur contrôle principalement l'extension latérale du bassin (transgression et régression) et donc le volume de celui-ci (Sloss, 1962).

Le dépôt des sédiments dans les bassins d'avant-pays n'est possible que s'il y a suffisamment de création d'espace d'accommodation pour contrebalancer l'effet de comblement par les sédiments (Lafont, 1994) et cet espace est contrôlé par deux facteurs : l'eustatisme et la subsidence (tectonique). Il peut être estimé par la somme de l'épaisseur cumulée des sédiments (accommodation remplie) et de la paléobathymétrie (accommodation non remplie).

L'empilement de sédiments dans des bassins pendant de longues périodes n'est rendu possible que par une création permanente d'espace ouvert à la sédimentation qui contrebalance l'effet de comblement. Cette création d'espace est appelée « accommodation » (Jervey, 1988). Les variations d'accommodation sont contrôlées par deux paramètres : l'eustatisme et la subsidence (Cross, 1988 ; Jervey, 1988). Cet espace peut être complètement ou partiellement rempli selon l'importance des apports sédimentaires.

Les unités génétiques correspondent à l'expression de cycles élémentaires de variation du potentiel d'accommodation. L'enregistrement de cette variation est fortement dépendant du régime de subsidence. Dans les zones très subsidentes comme les bassins d'avant-pays, les unités génétiques peuvent correspondre à des durées de temps très faibles et enregistrer réellement le plus petit ordre de variation allocyclique.

1.2.3 Flux sédimentaire

Les effets de ce facteur sont les plus difficiles à évaluer. Il influence l'extension du bassin (effet de comblement) mais aussi dans une certaine mesure sa géométrie (profils de dépôt et géométries sédimentaires variables selon le type d'apports). Il dépend en partie des deux facteurs précédents puisque par exemple une surrection tectonique va induire une augmentation du flux sédimentaire liée à l'augmentation du taux d'érosion. Le climat quant à lui est également un facteur qui va jouer un rôle important sur le flux sédimentaire.

1.2.3.1 L'érosion conditionnée par le climat

L'érosion plus ou moins importante des zones sources est un facteur majeur qui contrôle les flux de sédiments. En plus de la tectonique qui va augmenter les reliefs et donc la quantité de matériel qui sera soumis au processus d'altération, l'érosion est aussi conditionnée par le climat via plusieurs agents (Cojan and Renard, 1997) :

- Les variations de températures. Celles-ci favorisent l'altération des roches et contrôlent les réactions chimiques et les interactions fluides/roches.
- Les précipitations plus ou moins abondantes vont favoriser le drainage qui joue un rôle important sur l'altération chimique et physique des roches va favoriser le drainage continental qui joue un rôle important sur l'altération chimique et mécanique.
- Les différents types de végétation qui vont protéger les sols de l'érosion physique sont contrôlés par le climat. La végétation étant sensible à l'altitude, elle sera alors également conditionnée par la création de relief via les processus tectoniques.

1.2.3.2 Relation relief – climat et rétroactions

La tectonique et le climat sont très liés ; en effet, le relief peut avoir un impact sur le climat. Il a été montré que l'existence d'un relief suffisant a un effet local sur le climat à cause de l'apparition d'une couverture neigeuse ou glaciaire qui renvoie le rayonnement solaire. Le relief existant peut également avoir un effet régional voire global lorsque la chaîne de montagnes agit comme une barrière pour les circulations atmosphériques. L'ascension forcée des courants atmosphériques chargés d'humidité favorise la condensation et les précipitations, créant un phénomène appelé "pluie orographique" (Bonnet, 2009 ; Garzanti et al., 2007 ; Graveleau, 2008 ; Montgomery et al., 2001 ; Willett, 1999). Ce phénomène est marqué par une forte asymétrie des quantités de précipitations entre les flancs de l'orogène : le versant de la chaîne exposé au vent recevra plus de précipitations (qui seront alors captées par les rivières) que le versant non exposé. Ce versant sera alors beaucoup plus sec du fait de l'effet de foehn (air sec qui se réchauffe rapidement en glissant le long du versant). Ce phénomène a été montré dans des chaînes de montagne suivantes : l'Himalaya, les Andes, les Alpes du Sud de Nouvelle-Zélande ou encore les Pyrénées (Graveleau, 2008). Cependant dans les Pyrénées l'effet est différent car l'effet orographique est inversé. Les vents humides qui arrivent du sud s'assèchent en traversant le plateau ibérique, puis à la hauteur du flanc sud-pyrénéen, les pluies orographiques sont présentes mais sont toutefois moins abondantes que celles sur le flanc Nord. En effet, la création d'une dépression par l'effet de foehn a pour

conséquence de capter les masses d'air humide du Golfe de Gascogne et les précipiter sur le sud du Bassin d'Aquitaine et le flanc nord des Pyrénées (Filleaudeau, 2012).

D'autre part, il a été démontré que le climat, par l'intermédiaire de l'érosion, était un facteur efficace pour l'établissement d'un relief important sans impliquer d'épaississement crustal depuis le Cénozoïque (Molnar et England, 1990). Selon eux, les changements climatiques observés lors des derniers millions d'années seraient la cause d'une érosion importante ce qui provoque le soulèvement récent des chaînes de montagnes. En effet, la matière enlevée par l'érosion de la zone de relief (incision des rivières ou érosion glaciaire) entraîne un déficit de masse qui est compensé par un soulèvement général causé par un rééquilibrage isostatique. Ceci a été démontré comme théorie alternative au forçage tectonique dans la mise en place des chaînes de montagnes.

1.2.3.3 Climat et réponse sédimentaire dans le bassin

Le climat joue un rôle dans la production in-situ carbonatée et la sédimentation évaporitique. La sédimentation carbonatée impactée par l'accommodation et le flux sédimentaire, dépend également de plusieurs autres facteurs qui pondèrent le développement des organismes biocalcarigènes : la qualité des eaux, qui jouera un rôle sur la luminosité, l'état physique qui dépend de la profondeur (et donc de la température, luminosité et agitation des eaux et l'hydrodynamisme), la chimie, la salinité, les éléments minéraux et gazeux dissous, ainsi que les nutriments disponibles.

Le climat va également avoir un impact sur l'évolution de la plaine d'inondation en contrôlant les processus pédogénétiques responsables de la maturation des sols. En effet, les transformations chimiques qui se produisent dans les sols sont fonction des températures, du taux de précipitations, et de la saisonnalité (Retallack, 1990).

Pour conclure, les variations climatiques influent sur les taux de précipitations et d'évaporation et sur les températures, qui contrôlent les taux de production et de transport de matériel sédimentaire à travers les taux d'érosion et les décharges.

2. Dynamique des systèmes fluviaux en contexte orogénique

Les systèmes fluviaux sont des systèmes dynamiques qui évoluent dans l'espace et dans le temps à très haute fréquence, car soumis à la fois à des forçages autogéniques (i.e. avulsion et migration des chenaux) et des forçages allogéniques (Shanley et McCabe, 1994 ; 1998). Ces derniers, susceptibles de modifier significativement la morphologie d'un système fluvial sont la pente, le débit/ décharge

hydrique et le flux sédimentaire, qui sont eux-mêmes contrôlés par des paramètres plus globaux (tectonique, climat et niveau de base).

De plus l'échelle de temps géologique ne permet pas forcément d'enregistrer toutes les étapes d'évolution des systèmes fluviaux et ainsi leur préservation n'est souvent que très partielle (Allen, 1965 ; Bridge, 1993 ; Bridge and Leeder, 1975 ; Leleu et al., 2009 ; Miall, 2013). Ainsi reconstruire ces systèmes, intrinsèquement érosifs, est un challenge. Ainsi ce paragraphe tente de synthétiser (1) les paramètres majeurs qui contrôlent les systèmes fluviaux en particulier dans le contexte orogénique et (2) le comportement des réseaux de drainage au cours de l'évolution du bassin d'avant-pays, et en particulier (3) de comprendre les relations entre systèmes fluviaux et surrection locale de pli ou chevauchement dans ces bassins.

2.1 Facteurs allogéniques des systèmes fluviaux

L'impact de ces facteurs allogéniques diffère en fonction de la position par rapport à la source et à l'exutoire (Shanley et McCabe, 1994) et également en fonction du contexte structural régional du bassin (extension, compression). Ainsi, Catuneanu (2006) explique que les systèmes fluviaux développés au-delà de la limite d'action des variations du niveau marin répondent essentiellement aux facteurs de contrôle climatique et tectonique (facteurs "amont").

2.1.1 Décharge hydrique ou variation de débit

Ces paramètres vont faire varier la largeur du chenal, sa sinuosité, son rapport largeur/profondeur et son volume (Fig.1.2). Ces changements morphologiques sont dus aux variations climatiques qui induisent des variations des taux de précipitation et donc de la quantité d'eau circulant dans le chenal.

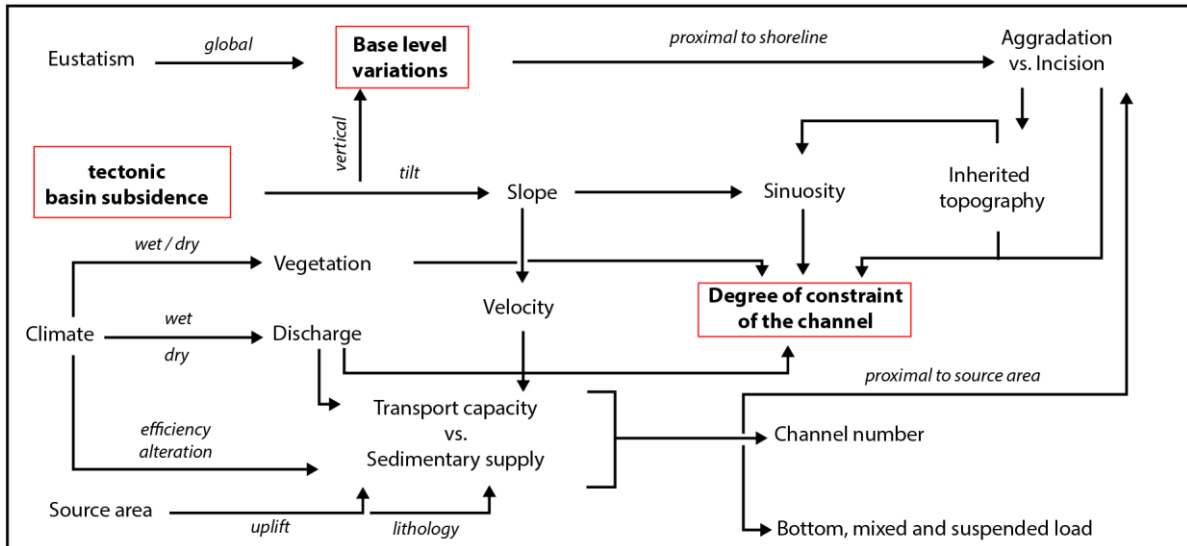


Fig. 1.2: diagramme des relations de cause à effet engendrées par les facteurs de contrôle allocycliques exercées sur un système fluvial (Catuneanu, 2006)

2.1.2 La pente

L'activité tectonique va en effet jouer un rôle sur la topographie des paysages, sur la position des rivières, des zones émergées et immergées par le contrôle des taux de subsidence et de surrection. L'orientation, la taille et la forme du système fluvial va dépendre des vitesses de création de relief ou de dépression (Holbrook et Schumm, 1999). L'activité tectonique va modifier l'architecture des systèmes fluviaux dans le temps et l'espace en modifiant les gradients longitudinaux des rivières et en influençant ainsi la distribution et la grandeur des vecteurs de déplacements de surface (Alexander et Leeder, 1987). A terme, ces modifications influent sur la sinuosité de la rivière qui tente de retrouver un profil d'équilibre (Miall, 1996). Ainsi, le modelage des reliefs notamment à travers des phénomènes d'uplift vient modifier la configuration amont d'un système fluvial qui peut se traduire à terme par des changements de directions d'écoulement, voire des changements de sources.

2.2 Réseaux de drainage dans les bassins d'avant-pays

Un des impacts de la tectonique sur la sédimentation concerne les réseaux de drainage. On remarque très souvent le passage d'une direction de drainage longitudinale (parallèle à l'orogène) à transversale (perpendiculaire à l'orogène). Babault et al. (2012) interprètent ce changement comme étant le résultat d'une pente régionale ; les systèmes longitudinaux correspondant à des segments de chaîne à faible pente (<2.5°) et les systèmes transverses à des segments de pente plus élevés (entre 3 et 5°). Pour Burbank (1992), la mise en place des systèmes transverses s'effectuerait en période de

tectonique active, quand la croissance de la chaîne engendre une forte subsidence ce qui piège les sédiments au niveau du front de chaîne. Dans ce cas, les systèmes transverses seraient en pied de chaîne et les systèmes longitudinaux transiteraient dans les zones les plus subsidentes. Au moment des périodes de quiescence, la diminution de la subsidence régionale associée à l'augmentation des flux sédimentaires permettrait la progradation des sédiments vers les zones les plus distales du bassin d'avant-pays.

Les bassins d'avant-pays sont généralement comblés par des prismes détritiques alluviaux dont la mise en place a longtemps été interprétée comme émanant de flux liés au changement et/ou surrection d'une chaîne orogénique. L'activité tectonique va également avoir un impact sur les réseaux de drainage dans le bassin. En effet, au cours de l'évolution du bassin d'avant-pays, la direction du réseau de drainage évolue, elle passe de longitudinale (parallèle à l'orogène) à transversale (perpendiculaire à l'orogène) (Fig. 1.3). Burbank (1992) interprète ce changement par rapport au fait que le système soit tectoniquement actif ou en phase de relâche tectonique. Pendant les phases de tectonique active (Fig. 1.3), il se forme à l'avant de la chaîne un prisme sédimentaire, dont le poids et l'asymétrie augmente la subsidence à l'arrière du bassin et soulève la partie frontale du chevauchement, qui entame alors une migration du bassin d'avant-pays vers l'extérieur. Ces phases sont associées à la mise en place de systèmes fluviaux qui vont alors s'écouler dans la dépression créée entre les reliefs internes et le bombement du front du chevauchement. Les systèmes fluviaux parallèles à la chaîne sont alors dominants (Burbank, 1992).

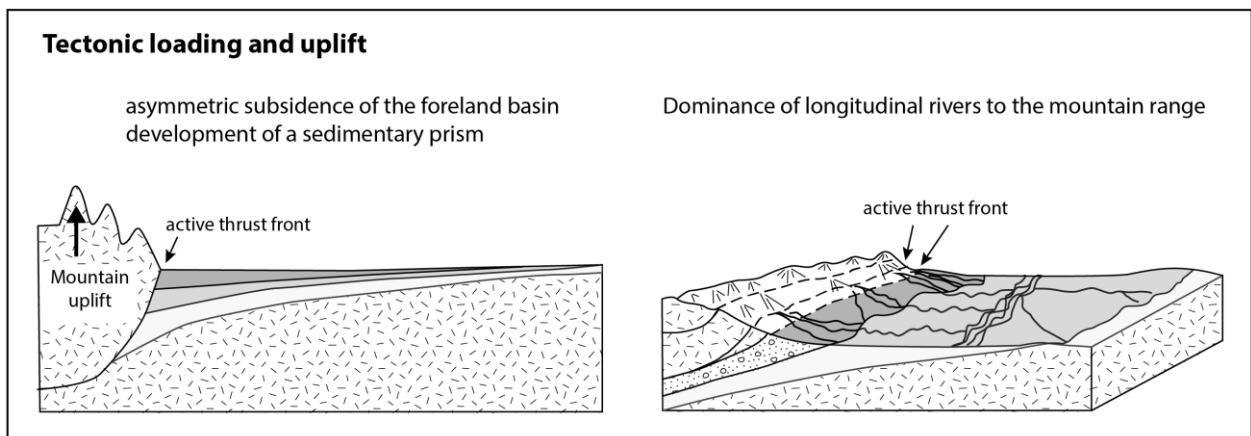


Fig. 1.3: Evolution de la direction du réseau de drainage : elle passe de longitudinale (parallèle à l'orogène) à transversale (perpendiculaire à l'orogène) (modifiée d'après Burbank, 1992).

Puis, pendant la phase de quiescence tectonique (phase post-orogénique) (Fig.1.4), le prisme de chevauchement est érodé. En réponse, l'amplitude du soulèvement du forebulge diminue et migre vers les zones externes. L'érosion de l'arrière-pays diminue la charge jusqu'alors supportée par la lithosphère, qui, pour compenser, va engendrer un rebond isostatique. Le soulèvement ainsi généré

est alors responsable d'une diminution de l'espace d'accommodation dans le bassin d'avant-pays. Cependant, cette perte d'espace disponible s'accompagne également d'une augmentation des flux sédimentaires due à l'érosion de l'arrière-pays. Le couplage de ces deux phénomènes se traduit par une progradation généralisée des systèmes alluviaux vers les zones les plus distales du bassin. Ainsi, la phase de quiescence tectonique est dominée par le développement de systèmes alluviaux transverses à la chaîne qu'ils érodent (Burbank, 1992).

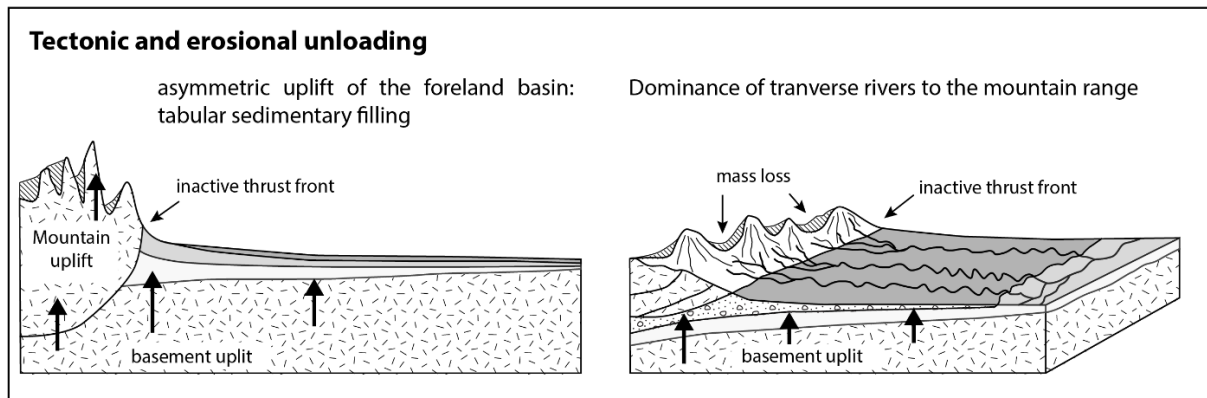


Fig. 1.4: Evolution de la direction du réseau de drainage : elle passe de transversale (perpendiculaire à l'orogène) à longitudinale (parallèle à l'orogène) (modifiée d'après Burbank, 1992)

Alors que pour d'autres auteurs (Babault et al., 2012), la mise en place de systèmes longitudinaux ou transverses est le résultat de la pente régionale : (1) les systèmes longitudinaux correspondent à des segments de chaîne à faible pente ($<2.5^\circ$), et (2) les systèmes transverses à des segments à pente plus élevée (entre 3 et 5°).

2.3 Relation systèmes fluviaux vs chevauchements

La morphologie et la localisation d'une rivière dans un bassin va également s'adapter suite à un basculement latéral. Celui-ci va engendrer la création de pentes perpendiculaires à la direction principale d'écoulement, ce qui va se traduire par des phénomènes d'avulsion et de migration unilatérale du cours d'eau (Holbrook et Schumm, 1999) (Fig.1.5). Ces phénomènes vont être dirigés vers la partie basse de la dépression tectonique et vont avoir un impact sur l'architecture de la ceinture de méandre (Holbrook et Schumm, 1999). Les surfaces d'accrétion latérales seront alors orientées préférentiellement vers la zone en surrection. Cependant, les chenaux ne présentant ni pendage, ni surface d'accrétion latérales seront alors interprétés comme ayant évolué aléatoirement et indépendamment de l'influence tectonique.

De façon générale, le décalage du réseau de drainage va dépendre du rapport entre la surrection de la structure (et donc de son relief) et l'érosion. Ainsi, si la rivière dispose d'une puissance hydraulique importante par rapport à la croissance de la structure, elle parviendra à maintenir son cours au

travers de la structure, et constituera un système de transfert de sédiments (Fig. 1.5). A l'inverse, si la capacité érosive de la rivière faiblit (baisse du débit, de la charge solide, surrection rapide...) elle abandonnera son cours et contournera la structure (Gupta, 1997)

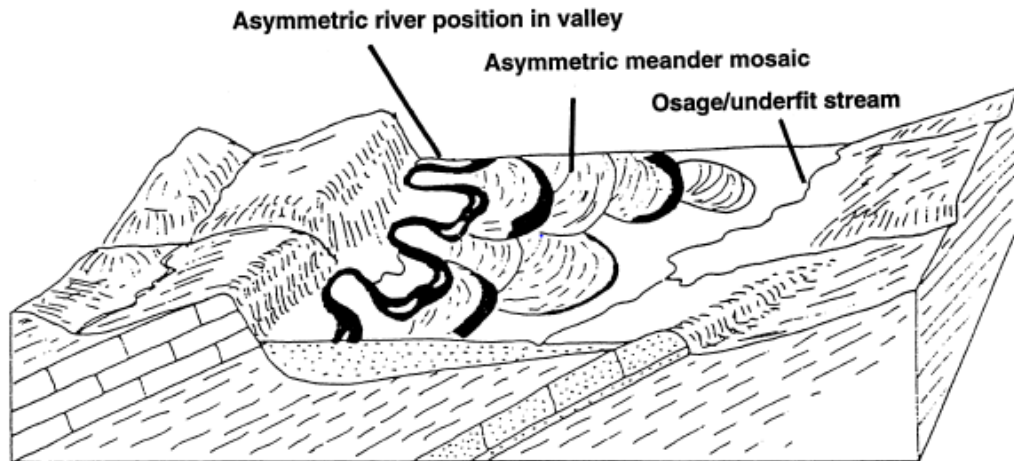


Fig. 1.5: réponse d'une rivière méandriforme à un basculement. Asymétrie des dépôts de méandre plus importants sur la partie surélevée (Holbrook & Schumm, 1999)

3. Synthèse

Plusieurs facteurs modifient à plusieurs échelles l'enregistrement sédimentaire dans les bassins d'avant-pays par le contrôle de l'accommodation et des flux sédimentaires. Il existe cependant deux échelles principales : (1) échelle régionale et (2) échelle locale (Fig.1.6).

A l'échelle régionale, les facteurs qui modulent l'accommodation sont le niveau de base et la subsidence flexurale (en rose sur la Fig.1.6). La surrection de l'orogène via les chevauchements crustaux et l'érosion vont eux contrôler les flux sédimentaires (croissance tectonique du prisme orogénique ou subsidence flexurale).

S'ajoutent à cela les facteurs locaux (en vert sur la Fig.1.6) qui seront beaucoup plus présents dans les bassins de type piggyback. En effet, la surrection des plis de propagation va complexifier l'enregistrement sédimentaire en créant des sources locales et en modifiant le drainage.

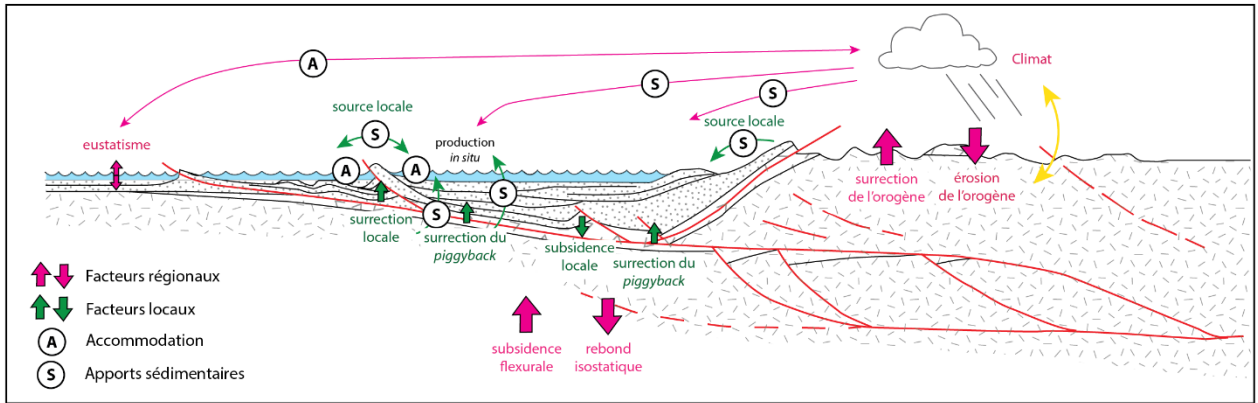


Fig. 1.6: schéma synthétique illustrant facteurs globaux et locaux qui modulent l'accommodation et les flux sédimentaires dans un bassin d'avant-pays et en particulier dans la zone de piggyback où les paramètres plus locaux sont nombreux (modifié d'après Chanvry, 2017 ; Puigdefabregas et al., 1992)

Enfin il est important de noter que la succession des phases de tectoniques active et des phases de quiescences va également impacter l'enregistrement sédimentaire dans les bassins étudiés. Les périodes de tectonique active seront caractérisées par une augmentation de la subsidence et donc de l'espace disponible pour le piégeage des sédiments dans la zone interne seront important. Au contraire, les périodes de quiescence seront marquées par une surrection du bassin ce qui engendre une progradation des sédiments vers les zones externes.

Chapitre 2 : Contexte géologique

1. Les Pyrénées

Les Pyrénées sont une chaîne de montagne d'orientation générale WNW-ESE qui s'étendent sur une distance d'environ 1000 km depuis la Galice et la Cordillère Cantabrique à l'ouest jusqu'en Provence à l'est, pour une centaine de km de large (Séguret, 1972). Les reliefs sont relativement élevés et peuvent atteindre 3400 mètres (Pic d'Aneto). Elles se forment par la convergence entre la plaque ibérique et la plaque Europe du Crétacé supérieur au Miocène (Beaumont et al., 2000 ; Munoz, 1992 ; Vergés et al., 2002) et constitue la partie la plus occidentale des chaînes alpines et himalayennes résultant de la fermeture de la Néo-Téthys (Vergés et al., 2000). La collision a abouti à la formation d'un prisme orogénique à double vergence dont le cœur est composé d'unités de socle cristallin principalement d'âge Varisque, lui-même entouré par deux chaînes plissées et par deux bassins d'avant-pays.

1.1 Structure des Pyrénées

Les Pyrénées sont divisées en plusieurs domaines par des structures majeures d'orientation principale N110 et parallèles à son allongement (Choukroune & Séguret, 1973 ; Séguret, 1972). Cinq domaines sont alors distingués, du nord au sud : (1) le Bassin d'Aquitaine, (2) la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), (3) la Zone Axiale, (4) la Zone Sud-Pyrénéenne et (5) le Bassin de l'Ebre. Les 5 unités structurales des Pyrénées (Fig.2.1).



Fig.2.1: carte géologique simplifiée des Pyrénées mettant en évidence les différents domaines, les grands accidents tectoniques (modified from Munoz, 1992)

(1) **Le Bassin d'Aquitaine** : il constitue le bassin d'avant-pays Nord-Pyrénéen actuel. Ce bassin sédimentaire s'est formé grâce à la flexure de la lithosphère de la plaque Europe sous l'effet de la charge tectonique en réponse à la formation du prisme orogénique pyrénéen (Brunet, 1991 ; Desegaulx et al., 1990 ; Desegaulx et Brunet, 1990; Rocher et al., 2000 ; Serrano et al., 2001). Il est séparé de la chaîne plissée Nord-Pyrénéenne, au sud, par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) qui transporte cette dernière de quelques kilomètres vers le nord (Biteau et al., 2006 ; Teixell et al., 2016). Cette zone de subsidence enregistre une sédimentation abondante et a permis la préservation de séries d'âge Triasique à Eocène, et le dépôt des molasses Oligocène issues de l'érosion de la chaîne (Biteau et al., 2006 ; Séguret, 1972).

(2) **La Zone Nord-Pyrénéenne** : elle se localise entre le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) au nord, et la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP) au sud. La flexure créée par la surcharge tectonique a enregistré la subsidence du Crétacé Supérieur à l'Eocène dans cette zone (Roure et al., 1989). En effet les sédiments carbonatés mésozoïques (Jurassique à Aptien) et grésopélitiques Albien à Crétacé supérieur peuvent atteindre localement des épaisseurs conséquentes (>5km) (Choukroune, 1976 ; Vergés et al., 1995). L'enregistrement sédimentaire est aussi composé de sédiments syn-tectoniques les plus anciens du Bassin d'Aquitaine qui sont les turbidites d'âge Crétacé Supérieur (Biteau et al., 2006), qui sont incorporés dans le prisme par les chevauchements et la remontée des écaillés de socles (Fischer, 1984). Enfin, la Faille Nord-Pyrénéenne (Teixell et al., 2016), bordée de roches très déformées et métamorphisées (Clerc et al., 2015 ; Vacherat et al., 2014, 2016) marque la limite méridionale de cette Zone Nord-Pyrénéenne.

(3) **La Zone Axiale** : elle constitue le cœur de la chaîne des Pyrénées (Haute Chaîne Pyrénéenne). Elle est composée d'orthoigneiss protérozoïques et de sédiments Paléozoïque intrudés par des massifs granitiques à l'Ordovicien (Barbey et al., 2001 ; Cocherie et al., 2005 ; Denèle et al., 2009) puis déformés et métamorphisés lors des orogénèses hercyniennes et alpines (Bons, 1988 ; Laumonier et al., 2010). Cette zone est formée par un empilement de nappes déversées vers le sud, formées durant le Crétacé supérieur et l'Eocène (Munoz et al., 1986 ; Munoz, 1992 ; Vergés et al., 1995), qui couplées à l'érosion durant l'orogénèse exhume les roches du socle et fait rejouer des accidents orientés N110°.

(4) **La Zone Sud-Pyrénéenne** : elle constitue la chaîne plissée sud-pyrénéenne. Elle est délimitée par la Zone Axiale au nord, et chevauche le bassin de l'Ebre le long du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen au sud (Séguret, 1972 ; Vergés & Munoz, 1990). Elle est dominée par une sédimentation mésozoïque carbonatée sur laquelle se superpose des dépôts syn- à post-orogéniques tertiaires. Ces séries remplissent le paléo-bassin d'avant-pays qui est repris dans un système de plis et de

chevauchements à vergence sud dans une dynamique de « piggy-back » (Labaume et al., 1985 ; Puigdefàbregas et al., 1992 ; Teixell et al., 2016). Ces chevauchements s'enracinent sous la Zone Axiale dans les rampes crustales associée à ses unités de socle (Fillon et Van der Beek, 2012 ; Fillon et al., 2013 ; Huyghe et al., 2009 ; Jolivet et al., 2007 ; Munoz, 1992 ; Teixell, 1998). Liée à cette déformation et à l'enfouissement sédimentaire, une schistosité bien marquée est présente dans la partie nord de la zone Sud-Pyrénéenne (Izquierdo-Llavall et al., 2013 ; Séguret, 1972). Les bassins « piggy-back » formés, résultent donc du transport des dépôts sédimentaires au-dessus des chevauchements progressant vers la marge externe du bassin d'avant-pays (Filleaudeau, 2011). L'activation successive des différents chevauchements et la propagation diachrone de ces derniers vers l'ouest ont contrôlé la localisation des reliefs et des zones de subsidences au niveau du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen. Les apports sédimentaires associés ont donc varié longitudinalement à la chaîne (Puigdefàbregas & Souquet, 1986), et se sont déposés dans 4 sous bassins : le bassin d'Ager, d'Ainsa, Jaca et celui de Tremp-Graus. Ces bassins sont des synclinaux asymétriques donc la marge la plus active est au nord (Gomez-Gras et al., 2016).

(5) **Le bassin de l'Ebre** : il correspond au bassin d'avant-pays sud-pyrénéen final. Il est délimité par le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen au nord, par la chaîne Ibérique au sud et par la chaîne Catalane au sud-est. Cette zone de subsidence enregistre une sédimentation mésozoïque souvent incomplète et le Cénozoïque repose parfois sur le socle, le Trias, le Jurassique ou sur les dépôts du Crétacé. La plus grande partie des dépôts tertiaires est formée d'une épaisse série sédimentaire d'âge Paléocène à Eocène Inférieur qui est marquée par la transition d'un environnement marin à un environnement purement continental suite à la fermeture de toutes les connexions avec l'océan Atlantique, faisant de l'Ebre un bassin endoréique à partir de -36 Ma (Costa et al., 2010 ; Vergés et al., 1998). Elle se dépose en *onlap* sur la marge sud, tandis que le maximum de sédimentation se concentre au nord, allant jusqu'à 5 km d'épaisseur en réponse à une diminution de la flexure de la lithosphère (Brunet, 1986 ; Desegaulx et al., 1990). Le bassin de l'Ebre enregistre ensuite les dernières séries sédimentaires (jusqu'au Miocène Inférieur) (Garrido et al., 2000 ; Puigdefàbregas et al., 1992).

1.2 Structure profonde de la chaîne

Jusqu'aux années 80, la structure actuelle de la chaîne a longtemps été un sujet de discorde. Cependant, depuis l'apport de la sismique réfraction (Daignières et al., 1982) et l'acquisition de profils de sismique réflexion, tels que les profils ECORS et ECORS-ARZACQ (Beaumont et al., 2000 ; Choukroune, 1989 ; Choukroune & Garrido, 1989 ; Choukroune et al., 1990 ; Roure et al., 1989 ; Mattauer, 1990 ; Mouthereau et al., 2014 ; Munoz, 1992 ; Teixell, 1998 ; Teixell et al., 2016) il

a été possible de déterminer et de faire admettre à la communauté scientifique, les caractéristiques majeures de la structure profonde de la chaîne suivantes (Fig. 2.2) :

(1) les Pyrénées constituent un prisme orogénique de croûte supérieure à double vergence, déversé vers le sud. Ce prisme est formé par l'empilement de plusieurs nappes crustales et forme une structure en éventail.

(2) sous la partie centrale de la chaîne, il y a une subduction partielle de la croûte inférieure ibérique sous la lithosphère de l'Europe, tandis qu'à l'ouest, le domaine océanique du Golfe de Gascogne subducte sous la marge nord-ibérique.

(3) la profondeur du Moho à l'approche du domaine pyrénéen est généralement plus important sous la plaque ibérique (~40 km) que sous la plaque européenne (~32 km) (Chevrot et al., 2014 ; Daignières et al., 1982 ; Jammes et al., 2010a). Un saut du Moho a été observé à l'aplomb de la FNP où celui-ci passe d'une profondeur de 50 km sous la Zona Axiale à ~30 km sous la ZNP (Daignières et al., 1982), c'est pourquoi la FNP est considérée comme la limite de plaque Ibérie/Europe.

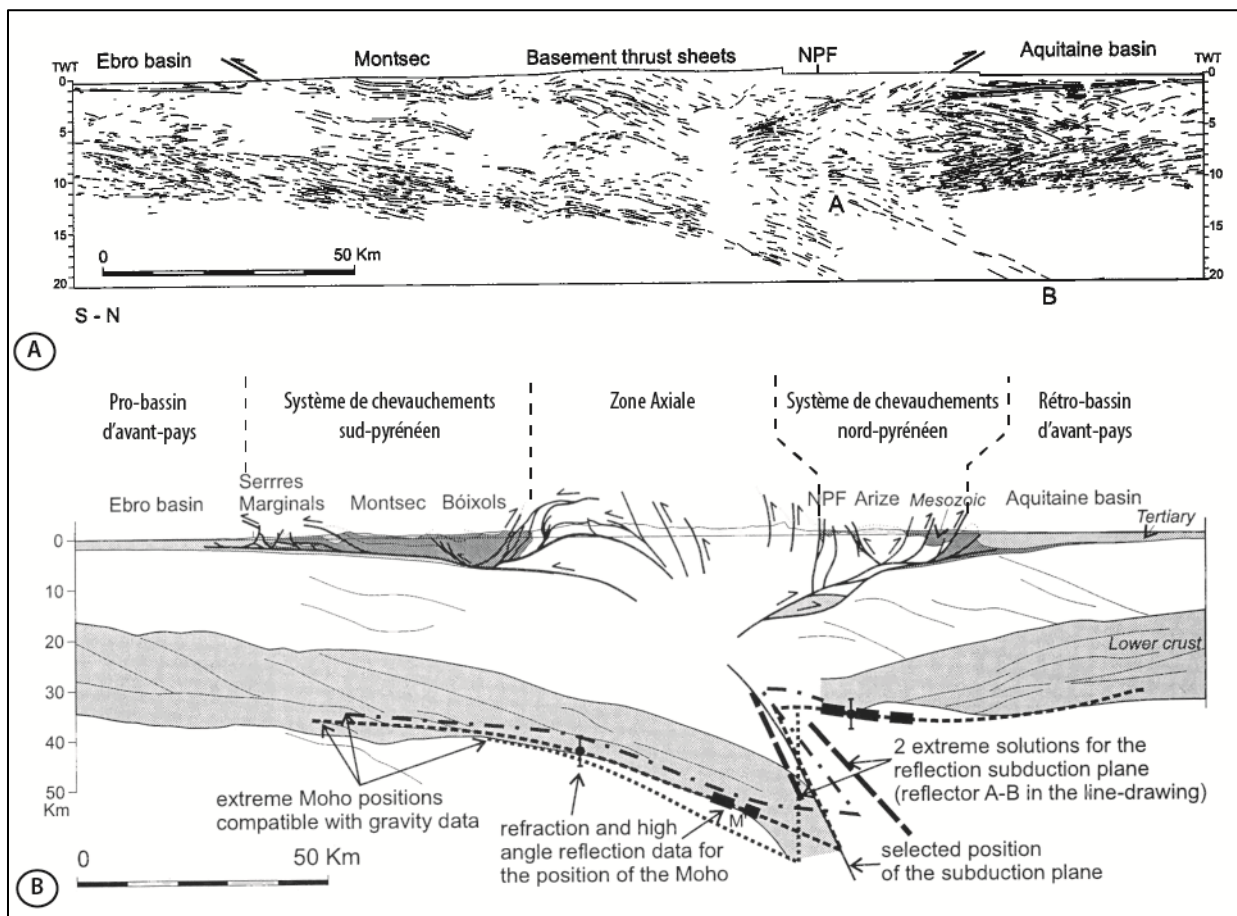


Fig.2.2: (A) profil sismique ECORS (d'après Roure et al., 1989), (B) interprétation du profil (modified from Beaumont et al., 2000)

1.3 Asymétrie des foredeep de la chaîne pyrénéenne

Les travaux antérieurs permettent de comparer la structure des bassins nord et sud-pyrénéens. En effet, une des différences majeures est le fait que les bassins situés au nord de la chaîne sont issus de la réactivation des failles normales. Le domaine nord-pyrénéen subi un « serrage » lors de la compression d'anciennes structures et n'a pas développé de structures en piggy-back à l'inverse des bassins sud-pyrénéens qui sont des bassins de type piggy-back et qui résultent du transport des dépôts sédimentaires au-dessus des chevauchements progressant vers la marge externe du bassin d'avant-pays.

1.3.1 Fordeep européen : retro-wedge basin (Structure du prisme nord-pyrénéen)

Au cours de la collision au Cénozoïque, la segmentation de la chaîne pyrénéenne au nord est contrôlée par des accidents transverses à la Faille Nord-Pyrénéenne hérités du Varisque comme les failles de Pampelune, Toulouse, Cévennes (Chevrot et al., 2014) (Fig. 2.3). Dans la Zone Nord-Pyrénéenne, deux modèles d'extension ont été proposés :

(1) le premier modèle proposé montre que l'extension est accommodée par des décrochements. Dans ce modèle, le jeu de la Faille Nord-Pyrénéenne et ses équivalents latéraux sont considérés comme étant la limite entre les plaques Ibérie et Europe et correspondent à un système de failles transformantes qui accommodent le mouvement senestre de la plaque Ibérie par rapport à la plaque Europe (Choukroune et al., 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Le Pichon et al., 1970). Ce décrochement engendre l'ouverture de bassins en « pull-apart » de direction SE-NO, relayés par différents accidents orientés SO-NE comme les failles d'Hendaye, de Pampelune, Toulouse et les Cévennes (Boillot, 1986 ; Bourrouilh et al., 1995 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Larrasoana et al., 2003a, b ; Roca et al., 2011).

(2) le deuxième modèle proposé par des études plus récentes montre que l'extension est accommodée par le jeu de détachements. Certains auteurs (Clerc et al., 2012, Hall et Benett, 1979 ; Jammes et al., 2009, 2010a ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle et al. 2010 ; Masini et al., 2014 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984) montrent que l'extension est orientée nord-sud et qu'elle est accommodée par le jeu de détachements plats localisés au niveau de la Faille Nord-Pyrénéenne et des accidents parallèles. Cette extension se traduit par l'amincissement extrême de la croûte continentale et par l'exhumation des péridotites du manteau sous-continentale et des granulites de la croûte inférieure

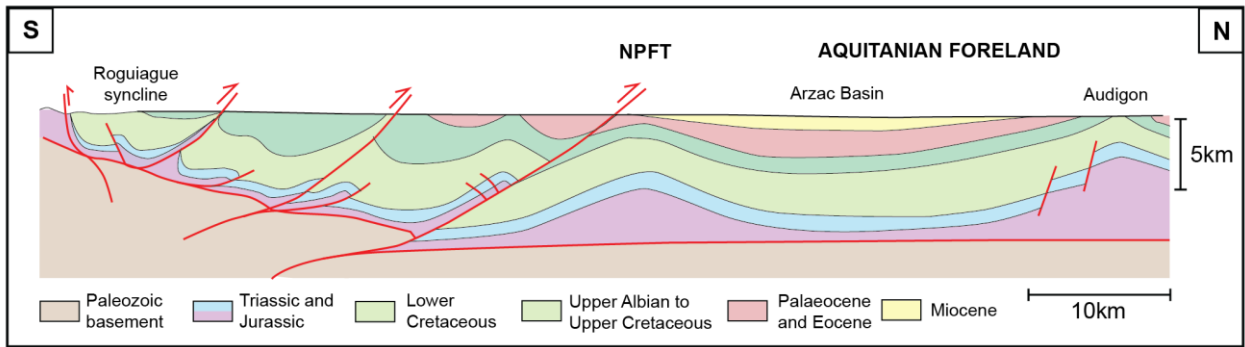


Fig.2.3: North Pyrenean thrust belt and structures of the north foreland basin (modified from Teixell, 1998)

1.3.2 Foredeep ibérique : système en piggy-back (structure du primés sud-pyrénéen)

Les travaux antérieurs permettent de comparer la structure crustale du prisme sud-pyrénéen oriental et occidental (Fig. 2.4):

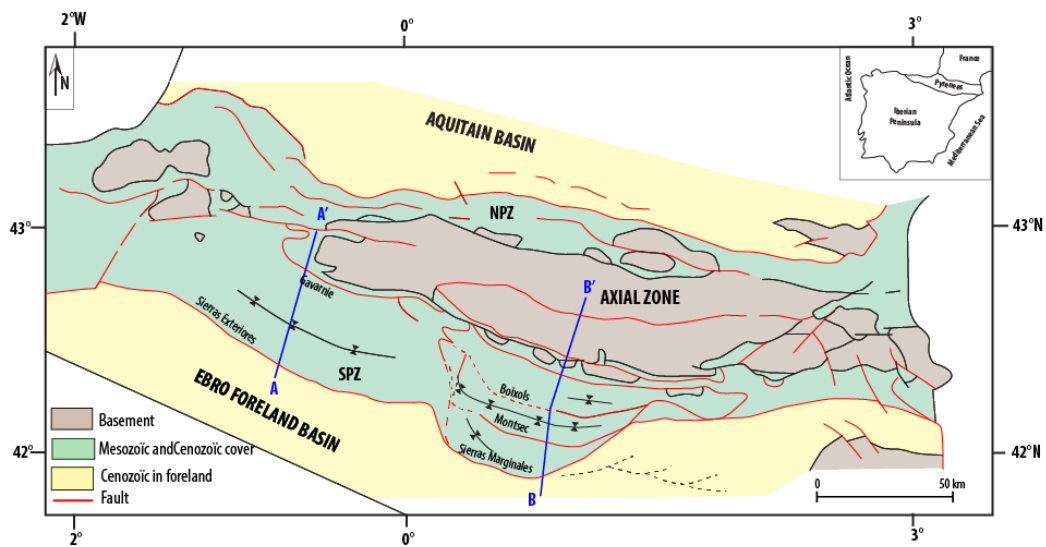


Fig.2.4: carte structurale des Pyrénées présentant les principales unités structurales (modified from Munoz, 1992)

(1) le prisme sud-Pyrénéen occidental est formé par un empilement de trois écailles de socle qui sont, du nord au sud : Lakhora/Eaux Chaudes, Gavarnie, Guarga (section AA' de la Fig. 2.4). Ces chevauchements crustaux se propagent le long de niveaux de décollement visibles en surface sous la forme de chevauchements de couverture (Fig. 2.5). Du nord au sud, il y a le chevauchement de Larra, Oturia/Jaca et celui des Sierras Exteriores, ou Chevauchement frontal sud-pyrénéen (Munoz, 1992 ; Teixell, 1996).

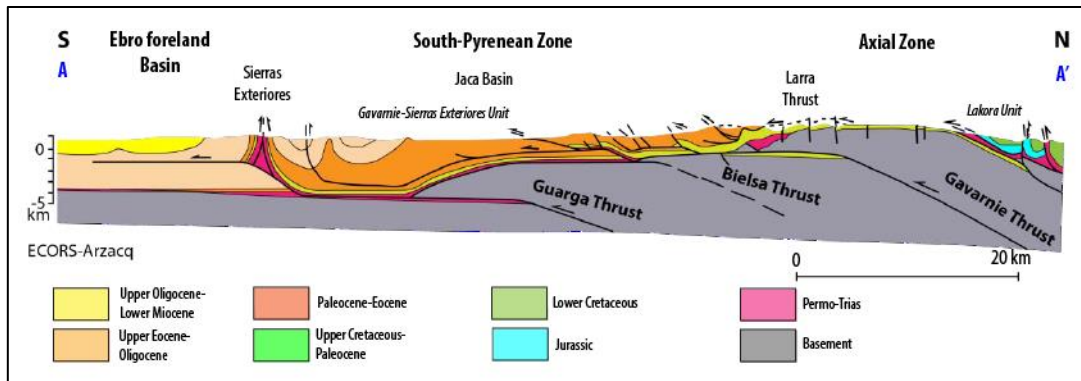


Fig.2.5: coupe structurale perpendiculaire à l'axe des Pyrénées (transect A-A' sur la Fig. 2.4) illustrant les structures de la zone sud-pyrénéenne occidentale d'après le profil ECORS-Arzacq (modified from Teixell, 1998)

(2) le prisme sud-Pyrénéen oriental est formé par un empilement d'écaillés de socles (du nord au sud : Noguères, Orri et Rialp) qui passent à un niveau de décollement vers le sud (Munoz, 1992 ; Saura and Teixell, 2000). Les surfaces de décollement sont visibles en surface sous la forme de 3 principaux chevauchements de couverture qui sont du nord au sud (Fig. 2.6) : le chevauchement de Boixols, de Montsec et celui des Sierras Marginales). Ces chevauchements affectent les séries Mésozoïques et Cénozoïques.

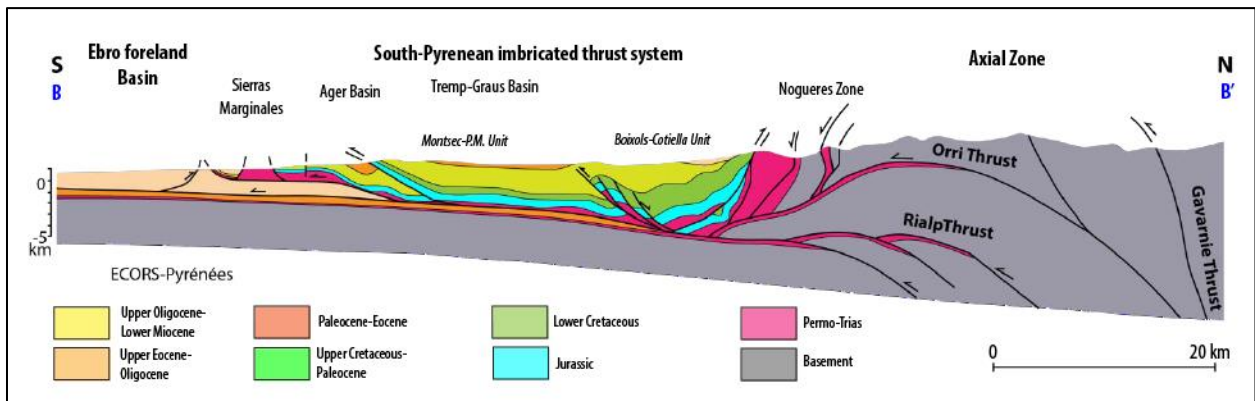


Fig.2.6: coupe structurale perpendiculaire à l'axe des Pyrénées (transect B-B' sur la Fig. 3) illustrant les structures de la zone sud-pyrénéenne orientale d'après le profil ECORS (modified from Beaumont et al., 2000)

La comparaison des deux profils montre des taux de déformation différents d'est en ouest et une différence dans le calcul du raccourcissement total occasionné par la convergence des plaques Europe et Ibérie. En effet, le long du profil ECORS (Fig. 2.6), le raccourcissement total est de 160-180 km (Beaumont et al., 2000 ; Mouthereau et al., 2014 ; Visser & Meijer, 2012) alors que le long du profil ECORS-Arzacq, plus à l'Ouest (Fig. 2.5), il est de 144 km (Teixell et al., 2016). Cette différence de raccourcissement observée est interprétée par la disparition du matériel lors de la subduction du domaine étiré (Jammes et al., 2014 ; Mouthereau et al., 2014 ; Visser & Meijer, 2012).

1.4 Modèle d'évolution du domaine pyrénéen

L'histoire géologique des Pyrénées est liée à la cinématique des plaques ibérique et européenne. L'évolution des Pyrénées s'est déroulée en deux phases majeure, (1) une phase d'extension durant une grande partie du Mésozoïque et (2) une phase compressive du Crétacé supérieur au Miocène.

(1) Phase d'extension pré-orogénique pendant le Mésozoïque : l'histoire géologique des Pyrénées a débuté à la fin du Paléozoïque lors d'une première phase de compression qui est à l'origine de la formation de la chaîne hercynienne au Carbonifère (Choukroune, 1992). Puis, la zone pyrénéenne subit une phase de rifting durant la majeure partie du Mésozoïque (Sainz & Faccenna, 2001). En effet, du Trias au Crétacé inférieur, des phases extensives liées à la dislocation de la Pangée et à l'ouverture de l'Atlantique Central s'initient (Frizon et al., 2016 ; Puigdefabregas & Souquet, 1986 ; Ziegler, 1990). Au Trias, les petits bassins transtensifs sont principalement comblés de matériel grés-conglomératique. Ensuite, au Trias moyen-supérieur, l'activité tectonique distensive s'accroissant, une importante phase de rifting se met en place, entraînant une production importante de magma et ainsi la formation de la Province Magmatique Centre Atlantique (CAMP) (Olsen, 1997), appelés ophites au niveau des Pyrénées (e.g. Canérot et al., 2004 ; Rossi et al., 2003). Cette phase voit le dépôt des membres supérieurs du Trias qui joueront, entre autre, le rôle de niveau de décollement pendant la structuration des Pyrénées (e.g. Munoz et al., 2013).

Au Jurassique, la zone pyrénéenne a fait l'objet d'une subsidence thermique, et est recouverte de dépôts de plate-forme carbonatée qui se sont déposés en période de quiescence tectonique (Choukroune, 1992). Dès la fin du Jurassique dans un contexte transpressif, les évaporites triasiques sont déformées et intégrées au cœur d'anticlinaux liés aux accidents de socles. C'est le début de la tectonique salifère dans les Pyrénées (Canérot et al., 2005 ; James & Canérot, 1999).

Du Jurassique supérieur (Kimméridgien) au début du Crétacé a eu lieu une période de rifting d'extension N045° avec une divergence des plaques ibérique et européenne (Vergés et al., 2002 ; Vissers & Meijer, 2012). Puis de la fin du Barrémien à l'Albien, une seconde période de rifting, de même orientation, s'est produite durant une transgression marine (Vergès et al., 2002).

À l'Aptien La rotation anti-horaire de l'Ibérie et l'ouverture du Golfe de Gascogne (Choukroune & Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004), vont entraîner la formation de petits bassins très subsidents en pull-apart, le long d'un domaine situé entre l'Ibérie et l'Europe. Puis, au Cénomaniens, ces bassins vont ensuite se connecter les uns aux autres jusqu'à former un grand bassin transtensif (Choukroune et Mattauer, 1978 ; Jammes et al., 2009 ; Olivet, 1996). A cette époque la Zone Nord-Pyrénéenne est alors caractérisée par une croûte continentale hyper amincie et un manteau en

partie exhumé (Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Masini et al., 2014 ; Vacherat et al., 2014). Cette période correspond à la fin de l'extension pyrénéenne, avant le début de la compression pyrénéenne, au Santonien quand la plaque africaine commence sa remontée vers le nord (Rosenbaum, 2002). Cependant, certains travaux (Christophoul et al., 2003) interprètent une compression dès le Cénomaniens dans les Pyrénées Orientales et dans les Corbières.

(2) Phase de compression syn-orogénique du Crétacé supérieur au Miocène : au Santonien, la remontée de l'Afrique et de l'Ibérie vers le nord entraîne l'inversion du domaine hyper-étiré et initie la subduction de la lithosphère ibérique (Beaumont et al., 2000 ; Choukroune, 1976 ; Choukroune & Garrido, 1989 ; Munoz, 1992 ; Vergés et al., 2002a). Cependant les Pyrénées centrales et occidentales sont toujours en distension du fait de l'amincissement crustal et de la divergence plus importante à l'ouest qu'à l'est (Choukroune, 1973). La rotation anti-horaire de l'Ibérie entraîne donc la propagation d'un front de collision de l'est vers l'ouest en inversant les anciennes structures extensives des bassins paléozoïques et mésozoïques et donc une fermeture progressive vers l'ouest du domaine pyrénéen, correspondant à la suture des plaques Ibérie et Europe (Choukroune, 1973).

Du Maastrichtien au Paléocène, la remontée de l'Afrique ralentie (Fidalgo Gonzales, 2001 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Vergés et al., 1995), entraînant une forte érosion des reliefs déjà formés et le dépôt de sédiments alluviaux en domaine continental (faciès Garumnien et Formation de Tresp sur le versant sud-Pyrénéen et formations du Rognacien et Vitrollien sur le versant nord-Pyrénéen) (Beaumont et al., 2000). Au début de l'Eocène, la reprise de la convergence de l'Afrique vers l'Europe (Fidalgo Gonzalès, 2001 ; Vergés et al., 1995) entraîne le décollement des séries mésozoïques et cénozoïques au-dessus du Trias et provoque la migration du front de déformation vers le sud. Les bassins d'avant-pays sont alors alimentés par des apports détritiques importants formant des molasses de forte épaisseur (Vergés et al., 1995).

A partir du Lutétien et jusqu'à l'Oligocène, le nord des Pyrénées enregistre une régression importante associée au développement d'un système fluvial orienté vers l'ouest (Serrano et al., 2001), alors qu'au sud le dépôt de grès et de conglomérats dans les bassins de Tresp et d'Ager traduit la mise en place d'un système fluvial parallèle à la chaîne. De plus, la dernière phase de convergence va entraîner la fermeture de la connexion entre la plaque Ibérie et Europe avec l'Océan Atlantique à l'ouest, et les Pyrénées vont connaître une phase majeure de soulèvement accompagnée d'un raccourcissement important du prisme crustal et d'une érosion intense (Vergés et al., 2002). Cette phase marque la fin de la mise en place des Pyrénées à l'Oligocène.

1.5 Exhumation des massifs pyrénéens

Certaines études permettent de connaître l'âge de refroidissement et d'exhumation des reliefs. Ces informations sont essentielles pour avoir une idée de la localisation des reliefs potentiels qui pourraient être la source des sédiments qui remplissent nos bassins.

Des études de datation thermochronologiques basses température sur des massifs granitique, comme l'*apatite fission-track* (AFT) permettent de contraindre la période d'exhumation des massifs pyrénéens (Denèle, 2007 ; Filleaudeau et al., 2012 ; Filleaudeau, 2011 ; Fillon and van der Beek, 2012 ; Fillon et al., 2013 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Gibson et al., 2007 ; Jolivet et al., 2007 ; Maurel et al., 2002 ; Maurel, 2003 ; Morris et al., 1998 ; Mouthereau et al., 2014 ; Sinclair et al., 2005 ; Vacherat et al., 2016 ; Whitchurch et al., 2011). Dans un premier temps, ces études mettent en évidence une phase d'exhumation majeure dans les Pyrénées à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (Fitzgerald et al., 1999 ; Gibson et al., 2007 ; Gunnell et al., 2009). De plus, elles montrent que les âges d'exhumation les plus vieux se situent au nord de la chaîne (Crétacé à Eocène) puis que l'exhumation a migré vers le sud depuis l'Eocène jusqu'au Miocène. Ces âges d'exhumation confortent les âges de mise en place des nappes de socle, du nord vers le sud, et de l'est vers l'ouest.

Cependant, des âges traces obtenu sur *zircon fission-track* (ZFT) au nord-est de la chaîne montrent un refroidissement au Crétacé supérieur (Vacherat et al., 2017 ; Whitchurch et al., 2011 ; Yelland, 1991). Ces âges sont en accord avec certains âges détritiques obtenus vers le centre et l'est des zones nord et sud pyrénéennes (Beamud et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Mouthereau et al., 2014 ; Whitchurch et al., 2011). Avec cette même technique, les âges de refroidissement obtenus à l'ouest de la Zone Axiale sont plus jeunes. Ainsi, cette méthode montre également que la chaîne s'exhume de l'est vers l'ouest (Whitchurch et al., 2011).

2. Zones d'étude

2.1 Zone Nord-Pyrénéenne : les régions des Corbières, du Languedoc et de la Provence

A partir du Crétacé Supérieur, la collision progressive des Pyrénées, évoluant de l'est vers l'ouest, a entraîné une émergence progressive et une régression du Golfe pyrénéo-provençal. Le bassin pyrénéen est alors séparé en quatre domaines de l'ouest vers l'est : marin profond, plateforme carbonatée, transitionnel/deltaïque et continental (Freytet, 1970) (Fig.2.7).

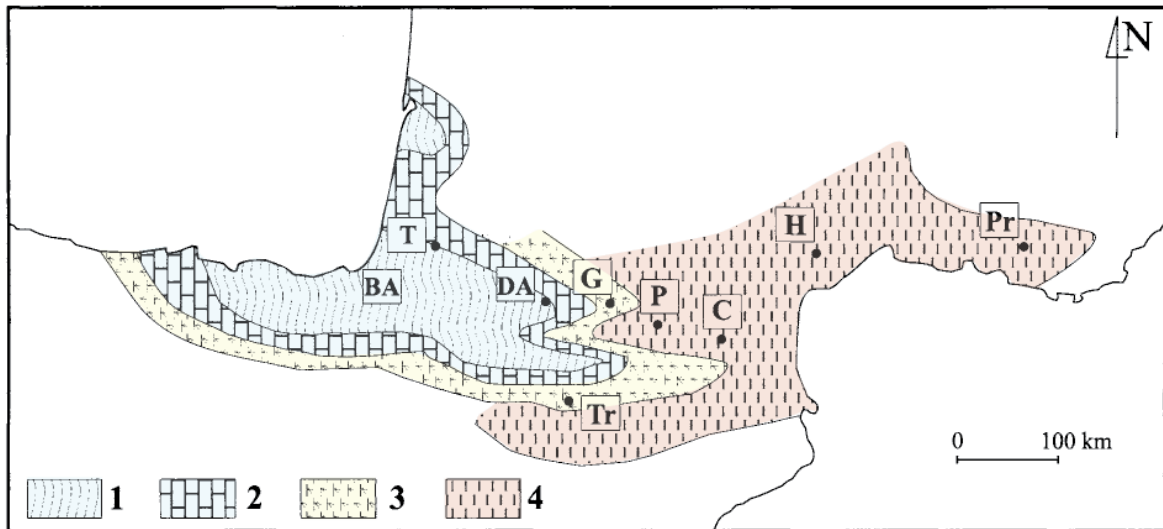


Fig.2.7 : Environnements de dépôt du Crétacé Supérieur dans le domaine Pyrénéen (Freytet, 1970). (1) faciès marin profond, (2) plate-forme carbonatée, (3) faciès transitionnels, (4) faciès continentaux. T : Tercis, G : Garonne valley, P : Planturel, Pr : Provence

Les bassins étudiés au cours de cette thèse (Corbières, Languedoc et Provence) sont situés dans le domaine continental dans la partie est du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen (Fig.2.8).

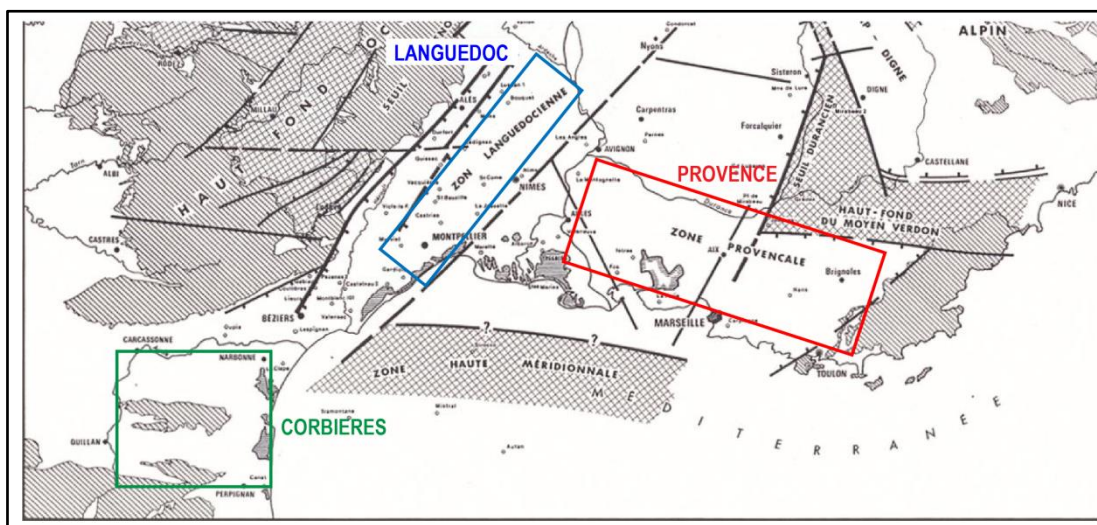


Fig.2.8: Localisation des domaines étudiés au cours de cette thèse (modifiée d'après Baudrimont et Dubois, 1977)

Des études précédentes (Babinot et Durand, 1980a ; 1980b ; Matheron, 1964 ; Villot, 1883) ont défini des stades stratigraphiques régionaux pour le Languedoc et la Provence : le Valdonien correspond à la fin du Santonien, le Fuvélien et le Bégudien sont attribués au Campanien, le Rognacien est attribué au sommet du Campanien et à la base du Maastrichtien, et le Vitrollien correspondant à la fin du Maastrichtien et à la base de Danian.

Dans le domaine continental oriental, qui s'étend de la Provence / Bas-Languedoc jusque dans les Corbières, l'émergence a lieu à la fin du Santonien (en Provence et Languedoc) et début du

Campanien (Corbières). Au Campanien, le passage à une sédimentation continentale est caractérisé par la mise en place de dépôts lacustres et de plaine d'inondation (Valdonien) en Provence et dans le Languedoc (Arnaud, 2014 ; Debrand-Passard et al., 1984), alors que dans la région des Corbières, celui-ci est marqué par la mise en place de dépôts fluviatiles représentés par les Grès d'Alet (Debrand-Passard et al., 198) (Fig.2.9). De la base au sommet, la succession du crétacé continental au paléocène inférieur dans les bassins étudiés comprend : (1) des calcaires lacustres et palustres du Campanien inférieur (c.-à-d. Fuvélien) intercalé avec quelques canaux fluviaux dans les régions du Languedoc et de la Provence, (2) dépôts fluviatiles et lacustres du Campanien moyen (Bégudien), (3) des silts et argiles rouges intercalés par des grès fluviatiles du Campanien supérieur (base de la Rognacien). Dans la majorité des bassins des Corbières, les dépôts du Campanien sont des silts et des argiles rouges de plaine d'inondation, sauf dans le bassin de l'Arques où des chenaux très épais de conglomérats et de grès sont enregistrés ; (4) En Languedoc et en Provence, il y a ensuite dépôt de calcaires lacustres, appelé également calcaires de Vigneville qui sert de banc repère à la limite entre le Campanien et le Maastrichtien et (5) le dépôt pendant le Maastrichtien d'argiles ocre/brunes (sommet du Rognacien). Dans les Corbières, le Maastrichtien correspond aux dépôts de chenaux fluviatiles et de dépôts lacustres intercalés dans les silts et argiles de plaine d'inondation (Fig.2.10).

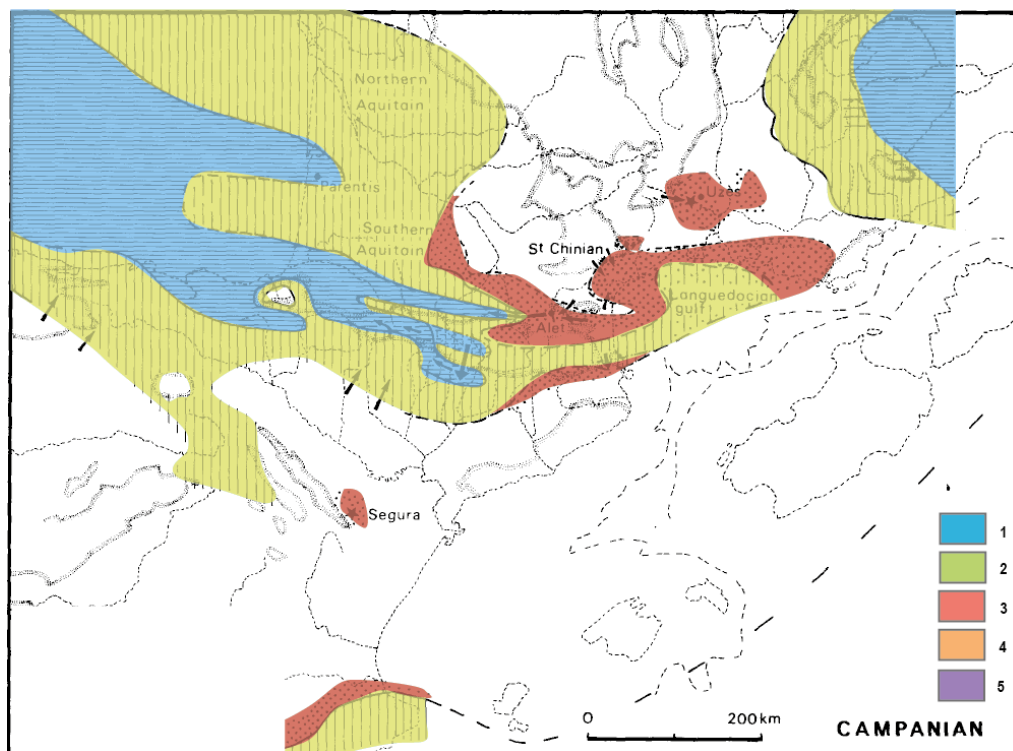


Fig.2.9: Carte paléogéographique au Campanien. 1. Dépôt de bassin, 2. Dépôt de plateforme carbonatée, 3. Dépôts continentaux, 4. Régions émergées durant le Maastrichtien, 5. Dépôts lacustres et palustres (modifiée d'après Plaziat, 1981)

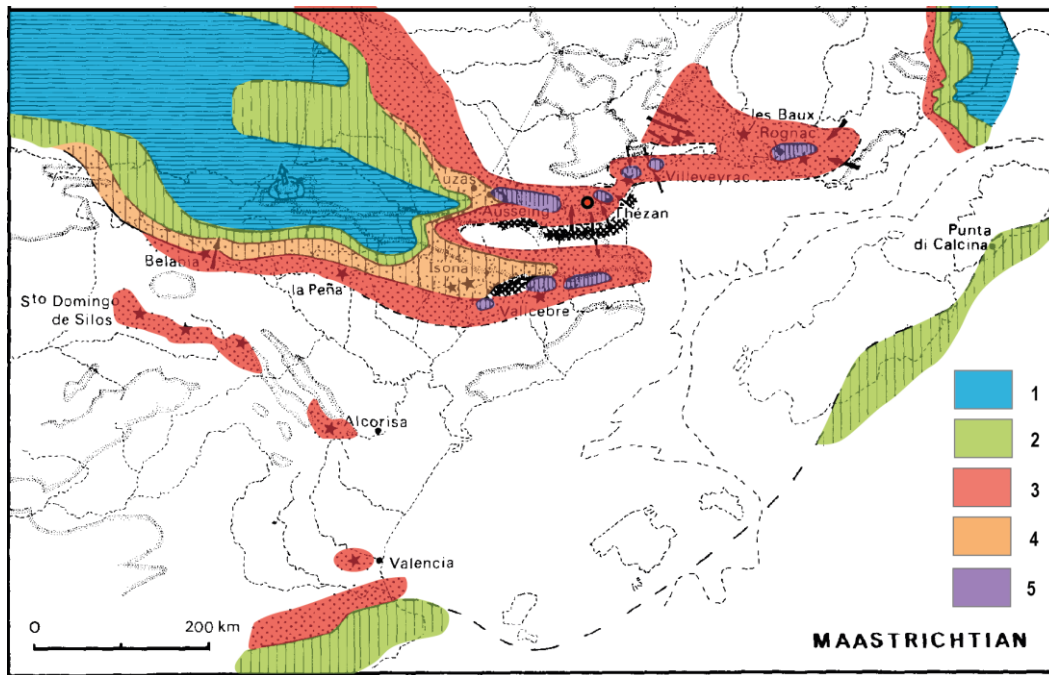


Fig.2.10: Carte paléogéographique au Maastrichtien. 1. Dépôt de bassin, 2. Dépôt de plateforme carbonatée, 3. Dépôts continentaux, 4. Régions émergées durant le Maastrichtien, 5. Dépôts lacustres et palustres (modifiée d'après Plaziat, 1981)

La transition entre Crétacé et Tertiaire (entre le Maastrichtien et le Danien) est marquée par le dépôt de sédiments fins (calcaires lacustres et argiles rouges) dans ces trois régions avec localement, en Provence (Bassin de l'Arc), une intercalation conglomératique, le Poudingue de La Galante, à la limite K/T (Cojan et al., 1989 ; 1993). Ce système fluvial plus grossier alimenté par les roches du socle du Massif des Maures, suggère que les rivières du Crétacé supérieur se sont écoulées d'est en ouest dans des lacs peu profonds (Cojan 1993 ; Rouire et al., 1969 ; Tempier et al., 1969) (Fig.2.11). Une autre particularité observée dans les régions de la Provence et du Languedoc est la présence de cônes alluviaux au Campanien supérieur et au Danien (Guieu et al., 1987 ; Leleu et al., 2005 ; 2009).

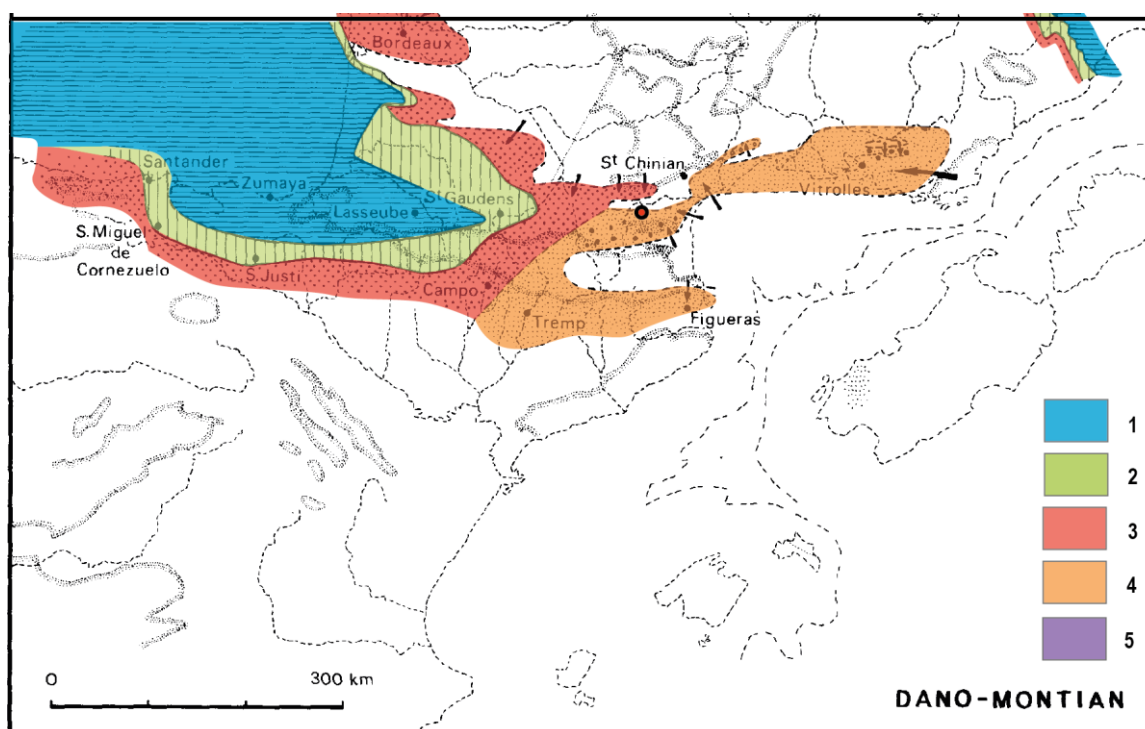


Fig.2.11: Carte paléogéographique au Danio-Montien. 1. Dépôt de bassin, 2. Dépôt de plateforme carbonatée, 3. Dépôts continentaux, 4. Faciès Vitrolliens, 5. Dépôts lacustres et palustres (modifiée d'après Plaziat, 1981)

Au Dano-Sélandien, les bassins étudiés enregistrent le dépôt de sédiments fluviaux, de plaine d'inondation avec des chenaux très pédogénésés (formation du Vitrollien dans les régions du Languedoc et de la Provence) (Arnaud, 2014 ; Debrand-Passard, Courbouleix, Lienhardt, 1984). A la base du Sélandien, une régression majeure globale est enregistrée dans le domaine nord-pyrénéen (Fig.2.11). A partir du Sélandien, les Corbières enregistrent une zone de transition entre les domaines marins et continentaux, avec le dépôt de niveaux lacustres et marins intercalés dans les faciès de plaine d'inondation (Maufrangeas et al., *in review*), alors que la Provence et le Languedoc enregistrent uniquement des dépôts continentaux.

Enfin, la transition entre le Paléocène et l'Eocène est marquée une transgression ilerdienne majeure qui permet l'installation d'une plate-forme carbonatée à *A. Cucumformis* (Scheibner et al., 2005) dans les Corbières et en Languedoc (Plaziat, 1975) alors que la Provence enregistre la mise en place de grands lacs avec le dépôt des Calcaires de Saint Marc (Cojan, 1993 ; Durand et Guieu, 1983) (Fig.2.12).

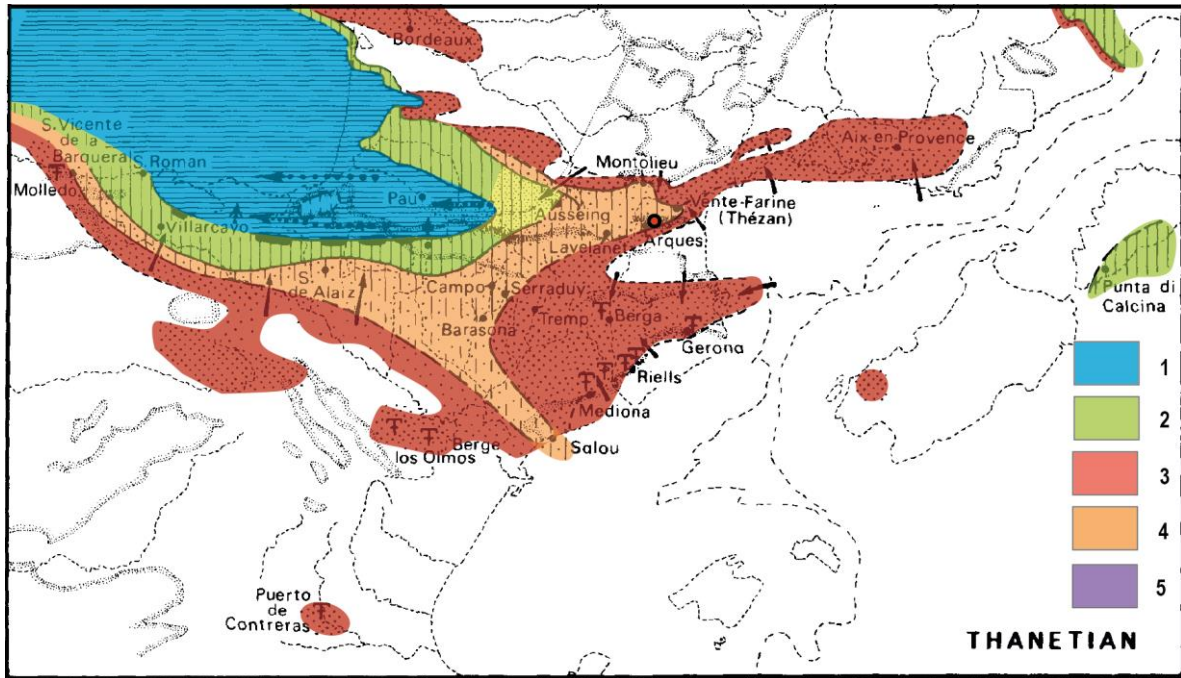


Fig.2.12: Carte paléogéographique au Thanétien. 1. Dépôt de bassin, 2. Dépôt de plateforme carbonatée, 3. Dépôts continentaux, 4. Faciès Vitrolliens, 5. Dépôts lacustres et palustres (modifiée d'après Plaziat, 1981)

Un tableau récapitulatif des formations retrouvées dans les zones étudiées est donné ci-dessous (Fig.2.13).

		AGES	CORBIERES	LANGUEDOC	PROVENCE	
UPPER CRETACEOUS	PALAEO-CENE	Danian	Upper red marls	Fluvial series	Vitrolle Limestones Lacustrine limestones and floodplain siltstones	Vitrollian
		Maastrichtian	Late	Vignevielle Limestones	Vignevielle Limestones	La Galante Formation
	Early		Sandstones and marls	Fluvial series with dinosaur eggs	Upper Argiles Rutilantes Formation	
	Campanian	Late	Maurine Red Marls	Fluvial series with <i>Unios</i>	Rognac Limestones	Begudian
		Middle	Estous Sandstones Campagne Red Marls		Lower Argiles Rutilantes Formation	
		Early	Alet Sandstones	brackish clays	Fine-grained fluvial and lacustrine deposits	Fuvelian
		Late Santonian	Sougraigne Marls		Lacustrine and palustrine limestones	Valdonian

Fig.2.13: unités lithostratigraphiques (modified from Freydet, 1970 ; Plaziat, 1975 ; Cojan et al., 1889 ; Laurent et al., 2001)

2.2 Zone Centrale Sud-Pyrénéenne : le Bassin de Tresp

La zone d'étude est située dans la partie centrale de la Zone Sud-Pyrénéenne (Fig.2.14A). A la fin du Crétacé, dans la Zone Centrale Sud-Pyrénéenne, s'est ouvert un bassin d'avant-pays de type *foredeep*, d'orientation est-ouest vers l'Océan Atlantique (Domingo et al., 2009). Ce bassin est resté actif du Crétacé à l'Oligocène et est resté ouvert vers l'Océan Atlantique jusqu'à la fin de l'Eocène (Gomez-Gras et al., 2016). Le raccourcissement tectonique, associé au début de la formation du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen, a entraîné le décollement et le charriage vers le sud des séries au-dessus des évaporites du Trias (Ardèvol et al., 2000). Ainsi les chevauchements et plissements syn-sédimentaires ont induits la partition du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen en quatre sous-bassins de type « piggy-back » (Diez-Canseco et al., 2000 ; Puigdefabregas & Souquet, 19869), dont le Bassin de Tresp-Graus fait partie et qui sera le seul étudié pendant cette thèse (Fig.2.14B). Ce bassin est limité au Nord par le chevauchement de Boixols, le plus ancien de la ZSP, et l'anticlinal de faille de propagation de San Corneli datant du Crétacé supérieur et d'orientation est-ouest, et il est limité au Sud par le Chevauchement de Montsec, datant du Cuisien (Diez-Canseco et al.,2014), et le relief associé portant le même nom.

Le bassin de Tresp-Graus, d'orientation est-ouest, repose en discordance sur l'unité allochtone de Montsec, dont l'évolution est liée à celle du chevauchement de Boixols, qui est généré durant le Santonien par l'inversion des failles d'orientation est-ouest pré-existantes (Diez-Canseco et al., 2014 ; Hamon et al., 2016). En effet, l'étude des séries du Crétacé supérieur au Paléocène montre la présence d'un éventail sédimentaire plus important au nord qu'au sud traduisant le dépôt syn-tectonique des séries liées à la mise en place du chevauchement de Boixols.

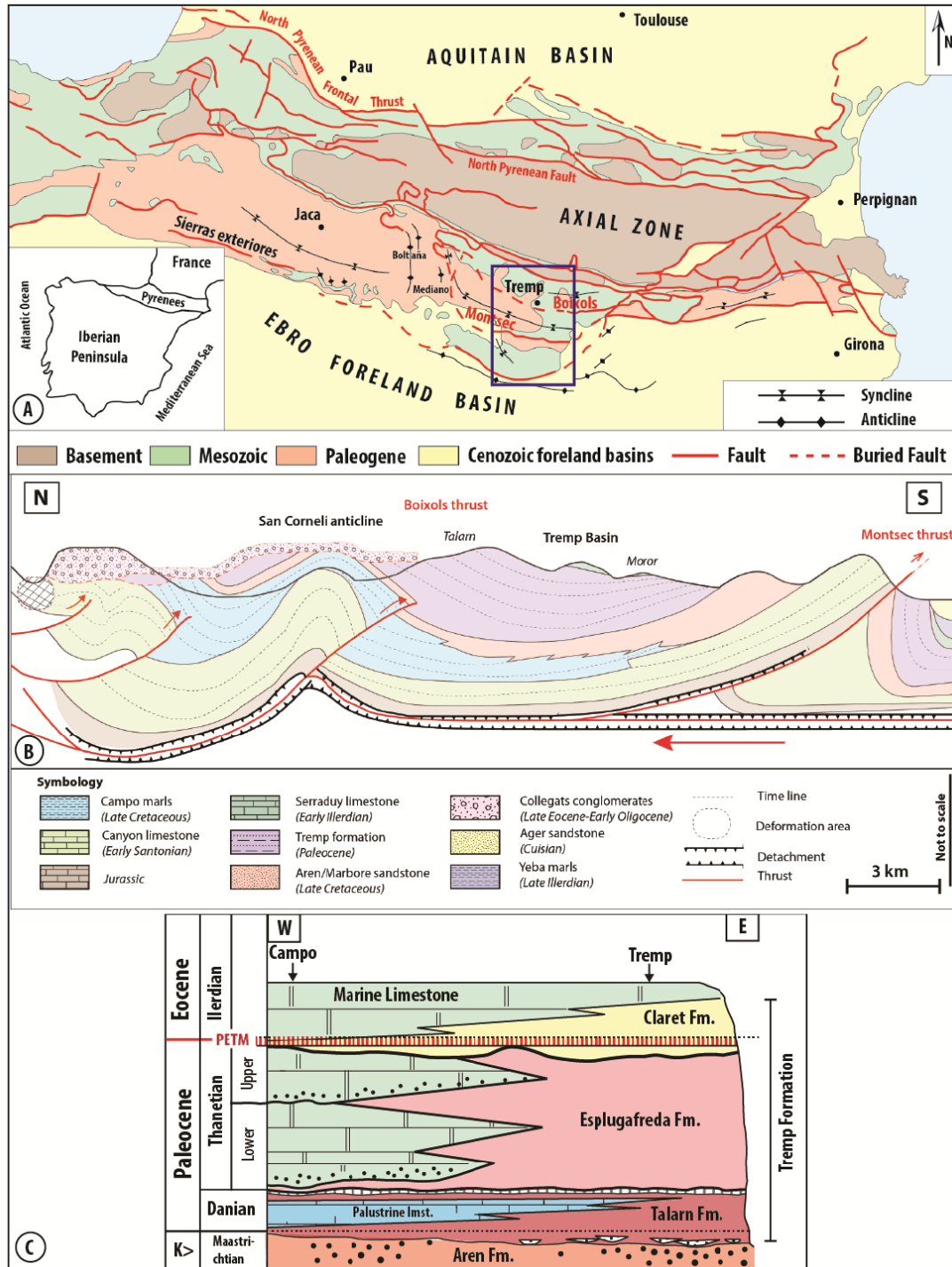


Fig.2.14: (A) localisation des chevauchements et des sous-bassins de la Zone Sud-Pyrénéenne (modified from Munoz, 1992), (B) Coupe géologique schématique de l'unité centrale sud-Pyrénéenne traversant le Bassin de Tremp, (C) Stratigraphie simplifiée du Crétacé supérieur à l'Ilerdien du Bassin de Tremp (modified from Pujalte & Schmitz, 2005)

Le remplissage sédimentaire du bassin de Tremp-Graus a eu lieu du Santonien à l'Ilerdien. La progradation vers le NW de dépôts marins de plateforme carbonatée (Calcaires des Canyons), de pente, de dépôts turbiditiques (Marnes de Salas/Campo) et de dépôts deltaïques (Grès d'Aren et Grès du Marboré), mettent en évidence un approfondissement et un remplissage du bassin vers l'ouest durant le Crétacé supérieur (Díez-Canseco et al., 2014 ; Domingo et al., 2009) (Fig.2.14C).

Au Crétacé Supérieur, les chevauchements contrôlent la sédimentation du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen. En réponse à l'évolution des plis et des chevauchements durant le Campanien-Maastrichtien, les dépocentres sédimentaires ont connu une migration vers le sud du bassin (Ardèvol et al., 2000 ; Fondevilla et al., 2016).

Après les premiers épisodes compressifs, une période de quiescence tectonique du Maastrichtien au Paléocène terminal se met en place (Puljate et al., 2014), entraînant l'érosion des reliefs et ainsi le dépôt de sédiments deltaïques et continentaux (Fidalgo Gonzales, 2001 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Vergès et al., 1995). Durant cette période, la sédimentation a été contrôlée par les variations climatiques et eustatiques et notamment par une régression marine qui a débuté à la limite Campanien-Maastrichtien, due aux mouvements compressifs liés au début de l'orogénèse pyrénéenne (Oms et al., 2007). Ainsi, à la fin du Campanien au début du Maastrichtien, des séries côtières deltaïques et marines peu profondes de la Formation d'Aren succèdent aux séries marines (Marnes de Campo) pour devenir franchement continentales avec l'enregistrement de la Formation de Tresp (Díez-Canseco et al., 2014 ; Domingo et al., 2009 ; Fondevilla et al., 2016). La Formation de Tresp ou Garumnien est fortement diachrone et est datée de la fin du Maastrichtien jusqu'à l'Illerdien inférieur (73-74 Ma) (Beaumont et al., 2000 ; Puigdefrabregas & Souquet, 1986). Son épaisseur peut atteindre 600 mètres dans le Bassin de Tresp-Graus à l'est et ne dépasse pas la centaine de mètres dans le bassin de Jaca (Díez-Canseco et al., 2014 ; Millan Garrido et al., 1994). La Formation de Tresp est divisée en quatre unités lithostratigraphiques (Canudo et al., 2016 ; Cuevas, 1989 ; Díez-Canseco et al., 2014 ; Fondevilla et al., 2016 ; Lopez-Martinez et al., 2006 ; Oms et al., 2007 ; Pujalte and Schmitz, 2005 ; Riera et al., 2009 ; Rosell et al., 2001) qui sont la « Grey Garumnian unit » ou la formation d'Isona, la « Low Red Garumnian unit » ou la formation de Talarn, la formation d'Esplugafreda et la formation de Claret, ces deux dernière étant également appelé l'« Upper Red Garumnian ». A la fin du Maastrichtien s'est déposée l'unité la plus ancienne, nommée « Grey Garumnian » (Canudo et al., 2016 ; Oms et al., 2007). Elle se compose de marnes grises intercalées avec des dépôts de charbon, d'argiles sombres, de grès et de calcaires dont les faciès sont interprétés comme des dépôts d'environnement lagunaire/tidal. La seconde unité, nommée « Low Red Garumnian » ou formation de Talarn est datée du Maastrichtien au Paléocène et est caractérisée par une succession d'argiles, grès et de paléosols. Enfin, le sommet de la succession stratigraphique est caractérisé par l'unité « Upper Red Garumnian » contenant les Formations de Claret et d'Esplugafreda (Fondevilla et al., 2016). Elle correspond à des faciès de chenaux fluviaux intercalés dans des dépôts de plaine alluviale. Elle est formée d'argiles rouges foncés contenant des traces de gypse, de grès moyen à grossier, de conglomérats et de bancs calcaires. Elle s'est déposée durant une transgression marine, associée à une période de changements climatiques importants à la limite

entre le Paléocène et l'Eocène, nommée « Paleocene Eocene Thermal Maximum » ou PETM. Le PETM est caractérisé par de fortes augmentations de la température, de la teneur en CO₂ atmosphérique et des précipitations, et par une transition très rapide vers un environnement subtropical (Schmitz et Pujalte, 2007).

(3) Enfin, le bassin enregistre une transgression marine à l'Ilerdien qui est à l'origine de la sédimentation de calcaires à alvéolines (Pujalte et al., 2014). Puis, à l'Eocène-Oligocène, une régression est responsable du dépôt des « conglomérats de Collegats », en discordance sur la plupart des dépôts du bassin de Tresp.

Deuxième Partie

Architecture fluviale et flux sédimentaire au cours de l'orogénèse précoce du Campano-Maastrichtien au Paléocène

Bref aperçu de la deuxième partie

L'enregistrement des dépôts continentaux du Crétacé terminal au Paléocène dans les bassins péri-orogéniques du système pyrénéen oriental permet d'observer les architectures fluviales pour (1) reconstruire les paléo-drainages, (2) estimer les localisations des paléo-reliefs, et (3) contraindre et comparer les flux sédimentaires dans le système. L'étude a été menée dans le Bassin de Tremp (Espagne), dans les Corbières, en Languedoc et en Provence (France).

Le premier chapitre (chapitre 3) correspond à l'analyse sédimentologique et la cartographie des objets permettant de réaliser des modèles de dépôts et d'estimer la provenance des sédiments dans le bassin de Graus-Tremp, et le deuxième chapitre (chapitre 4) présentera la même étude mais dans les bassins pyrénéo-provençaux.

Les résultats du chapitre 3 seront présentés sous la forme d'un article soumis (*Journal of Sedimentary Research*) dont le titre est :

Facies distribution and fluvial architecture of the Tremp Formation: a way to unravel basin-scale controls during early orogenesis (Maastrichtian to Paleocene; southern Pyrenees, Spain)

.

Sommaire

Deuxième Partie.....	73
Architecture fluviale et flux sédimentaire au cours de l'orogénèse précoce du Campano-Maastrichtien au Paléocène.....	73
Bref aperçu de la deuxième partie	75
Sommaire	77
Chapitre 3: Facies distribution and fluvial architecture of the Tresp Formation: a way to unravel basin-scale controls during early orogenesis (Maastrichtian to Paleocene; southern Pyrenees, Spain)	79
Abstract.....	79
Introduction.....	81
1. General setting.....	83
1.1 Structural setting	83
1.2 Sedimentological and stratigraphical setting	84
1.3 Paleogeographical setting	87
2. Sedimentary facies	88
2.1 Lithofacies description.....	89
2.2 Sedimentary environments	99
3. Fluvial evolution through time and space	106
3.1 Distribution in time.....	106
3.2 Spatial distribution	111
4. Paleohydrology	112
5. Discussion	114
5.1 Tectonics and sedimentation relationships for the Tresp Formation	114
5.2 Paleocene Tresp Fm Stratigraphy	119
Conclusion	122

Chapitre 4 : Enregistrement des sédiments fluviatiles du Campanien au Danien des bassins nord-est péri-Pyrénéens: la question des flux sédimentaires issus de la topographie précoce pyrénéo-provençale.125

Introduction.....	125
1. Stratigraphie des bassins pyrénéo-provençal.....	126
2. Etude sédimentologique des séries fluvio-lacustres des bassins péri-Pyrénéen	127
2.1 Description des lithofaciès de dépôt.....	128
2.2 Faciès de pédogénèse de la plaine alluviale.....	140
2.3 Association de faciès	143
3. Architecture fluviatile des bassins péri-pyrénéens du Campanien au Danien.....	148
3.1. Définition des flux.....	148
3.2 Architecture fluviatile dans les Corbières.....	149
3.2.1 Architecture d’Albas	150
3.2.2 Architecture de Lairière.....	158
3.2.3 Architecture de la coupe d’Arques.....	170
3.3 Architecture fluviatile de Villeveyrac	175
3.4 Architecture fluviatile de la coupe de St Ser	181
3.5 Synthèse des architectures fluviatile des bassins péri-Pyrénéen.....	187
4. Paléo-drainage et reliefs actifs du Crétacé terminal au Danien.....	190
4.1 Enregistrement des paléo-drainages et flux au Campanien	190
4.2 Enregistrement des paléo-drainages au Maastrichtien	192
4.3 Enregistrement des paléo-drainages au passage Crétacé – Paléocène	194
4.4 Enregistrement des paléo-drainages au Danien	195
5. Conclusion	198

Chapitre 3: Facies distribution and fluvial architecture of the Tresp Formation: a way to unravel basin-scale controls during early orogenesis (Maastrichtian to Paleocene; southern Pyrenees, Spain)

Abstract

The Tresp Formation (Upper Maastrichtian-Paleocene) shows varied alluvial facies and can reach 1000 meters-thick in the north of the Tresp-Graus Basin. This study characterizes the variability of fluvial architecture with the aim of tracing the drainage systems in time and space in order to define the periods of major sedimentary fluxes and to unravel the formation of the Pyrenean reliefs. During the Campano-Maastrichtian times, the thrusts migrated to the south and controlled the location of sedimentary depocentres in the southern Pyrenean foreland (Ardèvol et al. 2000a). The Tresp-Graus Basin records a long phase of emersion between the early Maastrichtian lagoonal facies (Grey Unit) and the early Eocene (Illerdian) carbonate platform recording the basin re-flooding. The Grey Unit sedimentary facies record a great variability in coastal lowland environments and a complex spatial distribution with zones of no deposition. The overlying succession presents various fluvial environments and records significant hiatuses. It can be divided into 4 types of fluvial systems, namely (I) the floodplain channel system, (II) the sinuous fluvial system, (III) the coarse multi-channels system and (IV) the coarse fluvial system. While the initial fluvial system might be impacted by tides, it encompasses only few channels. Overlying this thick floodplain unit, a 3 my hiatus punctuates this succession, and is overlain by interfingering conglomeratic and sinuous sandy fluvial systems during the latest Maastrichtian. It records the onset of a major source change in the basin, interpreted as the slow closure of the eastern source feeding the basin since Campanian times and the onset of the northern source input feeding the conglomeratic channels at the very end of Maastrichtian times. The overlying Danian to early Thanetian coarse multi-channel fluvial system is interpreted as the backstepping of the conglomeratic fluvial distributive system initiated earlier. The spatial distribution of these units shows that the Maastrichtian to early Paleocene series has a greater thickness in the northern part of the basin and that the channels remain located in this northern part suggesting that the area of major subsidence, probably related to the Boixols thrust activity. The late Paleocene sediment thickness is similar across the basin suggesting that the rate of subsidence slowed down and became more homogeneous across the basin. During this period the overlying late Paleocene fluvial system recorded large sinuous channel systems that remained located in the north and may reflect the progradation of the northern fluvial system into the basin that ends with the Claret Conglomerates deposition at the onset of PETM times. Paleocene stratigraphy in the Tresp Fm is uncertain but an attempt of sequential analysis suggests the recognition of 4 high-stand units in this terrestrial domain that can be correlated to events recorded

in the western platform. This allows to give a time frame of the decrease of the Tresp-Graus Basin subsidence, from mid Early Thanetian.

*Vinciguerra C., Leleu S. Facies distribution and fluvial architecture of the Tresp Formation: a way to unravel basin-scale controls during early orogenesis (Maastrichtian to Paleocene; southern Pyrenees, Spain). **Submitted in JSR***

Introduction

Relief development and drainage evolution during syn-orogenic and post-orogenic stages have long been addressed and models are now well accepted: during the orogenic to post-orogenic phase, drainage changes from a longitudinal drainage direction, i.e. parallel to the principal relief, to a transverse drainage direction, i.e. perpendicular to the principal relief (Burbank 1992). The implementation of transverse systems would take place during active tectonic periods, when the growth of the chain generates a strong subsidence which traps the sediments at the front of the principal relief. At the time of quiescence periods, the decrease in regional subsidence associated with the increase of sedimentary fluxes would allow progradation of the sediments towards the most distal zones of the foreland basin (Allen 1965; Burbank 1992; Sinclair & Naylor 2012). However there are little places in the world where early orogenic drainage evolution can be studied and therefore drainage development in nascent reliefs are little studied, except from Taiwan in SE Asia (Giletycz et al. 2015) . Thus this work aims to describe early orogenic sediment routing in an ancient orogenic system once the early foredeep has been filled up, with the example of the southern Pyrenean using the Tresp-Graus Basin as a case study. In Spain several studies were made in the Paleocene successions for quantified fluvial architecture just before the onset of PETM (Dreyer 1993; Chen et al. 2018). In ancient early orogenic system, the main unknown is the location of early reliefs. Indeed it is believed that during the Pyrenean orogeny, there are no reliefs in the Axial Pyrenean Zone before Eocene times (Vergés et al. 2002). But several studies have been carried out to locate the source areas of the sediments in the early basins using low temperature thermochronology methods coupled with geochronological data (Whitchurch et al. 2011; Filleaudeau et al. 2012; Mouthereau et al. 2014; Thomson et al. 2017; Vacherat et al. 2017). These studies can be discussed by the fact that they were done on few samples (Filleaudeau et al. 2012; Mouthereau et al. 2014), or by the existence of samples sometimes having two different ages (Thomson et al. 2017; Vacherat et al. 2017). It is therefore necessary to couple these methods with the analysis of fluvial architecture in order to characterize the paleo-drainage network and localize potential sources.

Fluvial reconstructions are based on quantitative data of channel-body dimensions, on grainsize and provenance, as well as flow direction. Floodplain deposits are also an important record in term of preservation rate, and depositional characteristics such as mottling color, presence of carbonate nodules or gypsum are also important elements to reconstructing basin-scale sedimentary models (e.g. DeCelles & Horton 2002; Weissmann et al. 2011) as well as understanding basin evolution and base-level variations. The geometry of sandbodies and related floodplain, and their relative spatial arrangement is worth analysing as they bear a record genetic factors, but not straightforward to

decipher (Bridge 2003). Indeed alluvial architecture depends on: accommodation space (Subsidence/ Sedimentary supply), autogenic avulsion/ migration (Heller and Paola 1996; Hajek et al. 2010), climate (Colombera et al. 2017) and sedimentary fluvial model at basin scale (Hartley et al. 2010; Weissmann et al. 2010; Fielding et al. 2012). Anyway, rivers are good indicators of tectonics because they record the effects of tectonics in a basin (Holbrook & Schumm 1999) : indeed rivers tend to deviate around uplift areas and pass through subsidence areas, record increased floodplain deposition frequencies, or record variations in grainsize. However, caution should be taken when using these effects as a criterion for tectonic deformation as they may be caused by non-tectonic factors. Therefore, all possible factors must be studied for the causes of change in fluvial systems (Holbrook & Schumm 1999). During thrusting and uplift, the resultant crustal thickening causes an asymmetric subsidence which is more important in the proximal part of the foreland, and this subsidence inhibits the progradation of transverse fans across the basin. It is also possible to create a sediment trap only with the uplift of a relief and without subsidence (Paola et al. 1992; Paola 1997). The deposition occurs in the proximal part of the foreland: transverse rivers are restricted to proximal areas, and longitudinal or axial rivers are along the medial part of the foreland (Burbank 1992). In fluvial deposits, coarser grainsize evolution could be due to propagation of deformation and thrust activation (Burbank 1992; Huyghe et al. 2001; Mouthereau et al. 2001) but changes in grainsize might be related to climatic effect (Bolle & Adatte 2001; Leleu et al. 2009; Dallanave et al. 2010; Dypvik et al. 2011; Colombera et al. 2017; Chen et al. 2018). This may be due to periods of increasing erosion of pre-existing relief or increasing stream power respectively resulting in coarser sediment supply or coarser sediment progradation in the river systems. Interpretation relative to external controls on rock record sequences is always subject to discussion and difficult to assess but it seems that the larger fluvial sequences can be controlled by tectonic factor while climate control would result in either unique fluvial pulse (like that recorded during the PETM, (Bolle & Adatte 2001; Chen et al. 2018), or high-resolution aggradational and degradational cycles (Gibling et al. 2005; Sinha et al. 2007; Leleu et al. 2009).

The main objectives of this study are: (1) to make a precise analysis of lithofacies and their associations in order to identify and quantify architectural elements, (2) to provide a quantitative description of depositional fluvial architecture in an early orogenic phase, from mid-Maastrichtian to earliest Eocene times, and (3) to decipher where the sediment fluxes come from through the analysis of fluvial systems and their distribution in the basin, in addition to provenance studies (e.g. Gomez-Gras et al. 2016) and (4) to discuss the significance of these changes in terms of tectono-sedimentary controls across the basin, as well as the timing of these changes.

1. General setting

1.1 Structural setting

The Tremp Group accumulated in an incipient foreland basin that formed from the Late Cretaceous during the Pyrenean orogeny. The Pyrenees represent an asymmetric double-vergent chain formed by the collision of the Iberian and European plates from the Upper Cretaceous to the Miocene (Puigdefàbregas & Souquet 1986; Munoz 2002; Rosenbaum et al. 2002). The South Pyrenean basin is structured by low-angle south-vergent thrusts (Muñoz et al. 1986) which are from north to south, respectively the Boixols, Montsec and Sierras Marginals thrusts for which the decollement is in the Upper Triassic evaporites.

The Tremp-Graus Basin is an E–W trending syncline bounded by the Montsec thrust to the south and the Boixols thrust and San Cornelli associated fold to the north (Puigdefàbregas et al. 1992; Ardèvol et al. 2000; López-Blanco et al. 2003) that are active during the Late Cretaceous (Fig.3.1). The basin contains a thick Upper Cretaceous to Cenozoic sedimentary succession up to 2000 m in thickness: the first syn-orogenic sediments are the Campo marls overlain by Aren sandstones and the Grey Unit showing a regressive sequence until continental facies of the Tremp Group/ Formation. The Eocene-Paleocene boundary is marked by the deposition of Claret Conglomerates to the north of the Tremp-Graus Basin (Pujalte et al. 2009).

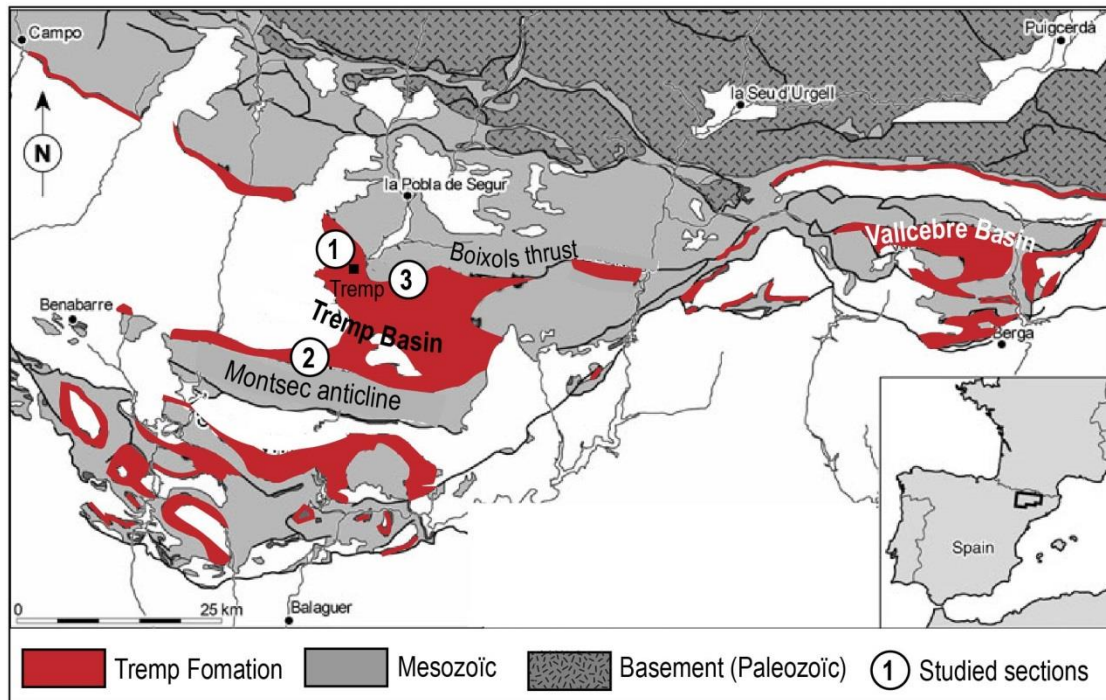


Fig. 3.1: Geological setting of NW Iberia showing the Pyrenees, Catalan Coastal Ranges and Iberian Ranges. Geological map with Tremp-Graus and Vallcebre Basins and Tremp Fm outcrops with studied section locations; (1) Talarn-Tendriu, (2) Moror and (3) Orcau (modified from Lopez-Martinez and Vicens 2012).

1.2 Sedimentological and stratigraphical setting

The Tremp Fm is diachronous from the most distal area (to the west) to the easternmost domain (further east in Cataluña, i.e. Vallcebre Syncline; Fig.3.1) and is assigned to the mid-Maastrichtian to earliest Eocene based on stratigraphic correlations, magnetostratigraphic data (Fondevilla et al. 2016) and biostratigraphy suggested by rudists, charophytes and palynomorphs (Médus et al. 1988; Ardèvol et al. 2000; López-Martínez et al. 2001; Vicens et al. 2004; Oms et al. 2007; Pereda-Suberbiola et al. 2009; Riera et al. 2010; Vila et al. 2012; Raquel Robles-Salcedo et al. 2013). To the west, the continental deposits passes laterally to a carbonate platform in Campo (Aragon, Spain) then to a deep basin located in the Basque Country (Fig.3.2).

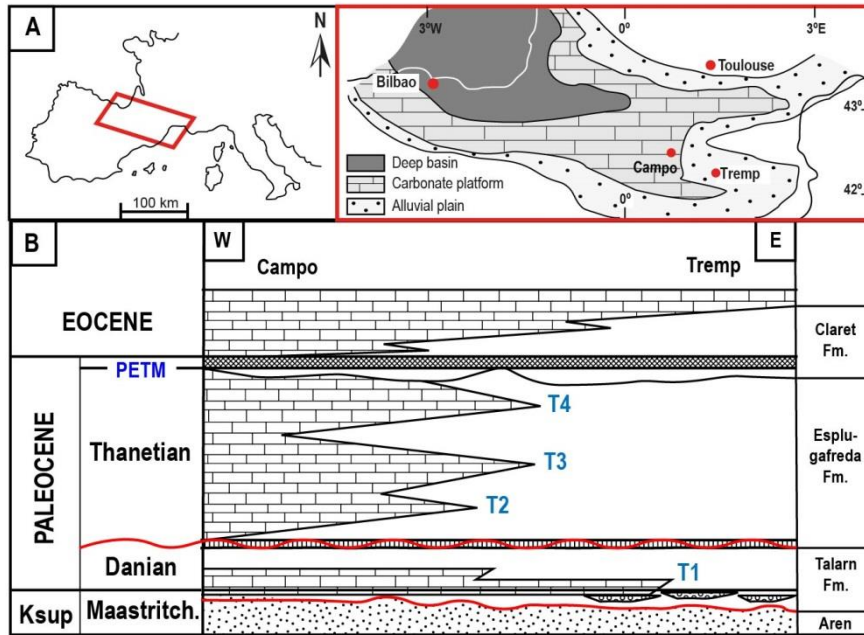


Fig.3.2: A. Paleogeography of the South Pyrenean Zone and B. Late Cretaceous to Eocene stratigraphy of the South Pyrenean area (modified from Cueva 1992; Pujalte and Schmitz 2005; Pujalte et al. 2014).

In the study area, i.e. the Tresp-Graus Basin in the text, the Tresp Fm is divided into several lithological units (Cuevas 1992; Cuevas et al. 1989; Rosell et al. 2001; Pujalte & Schmitz 2005; Riera et al. 2009) known as, from base to top: (1) the Grey Unit or the Posa Formation, (2) the Conques Formation, (3) the Talarn Formation, (4) the Suterranya Formation, (5) the Esplugafreda Formation and (6) the Claret Formation. For the Grey Unit and the Lower Red Formation, paleoflow indicates a westwards drainage (Diaz-Molina 1987; Cuevas et al. 1989). For the Talarn Fm, paleocurrent measurements indicate a drainage to the west the WSW (Cuevas et al. 1989). All these formations were not deposited homogeneously in the Tresp-Graus Basin. Cuevas et al. (1989) highlights the transition of the Esplugafreda Formation to the Claret Formation from north to south of the basin (Fig.3.2). In addition, previous studies have highlighted the presence of several hiatuses in the South Pyrenean zone. The main hiatus was recorded at the base of the Talarn Fm (Fig.3.2B and 3.3) and was highlighted by a recent magnetostratigraphical study that showed that C31n, C30r, and C30n are missing (Fondevilla et al. 2016). This hiatus is therefore Late Maastrichtian in age and was estimated to last around 3 My. Higher in the stratigraphy another hiatus was suggested by correlation with studies carried out to the west of the Pyrenean domain (i.e. on the Urbasa-Andia plateau (Province, Aragon, Spain), where the carbonate platform margin became subaerially exposed during Selandian times Fig.3.3; (Baceta et al. 2005, 2007; Arostegi et al. 2011). As the early Selandian is a global low sea-level, it is supposed that this hiatus is present in the continental series in the Tresp-Graus Basin (Pujalte et al. 2014). In the Tresp-Graus Basin, the discontinuity between the Danian and the

Selandian is observed initially above a paleosol interval which corresponds to the Mid Paleocene Unconformity (Baceta et al. 2001, 2007) and which records associated major erosion due to a decrease in sea level relative to the Dano-Selandian transition.

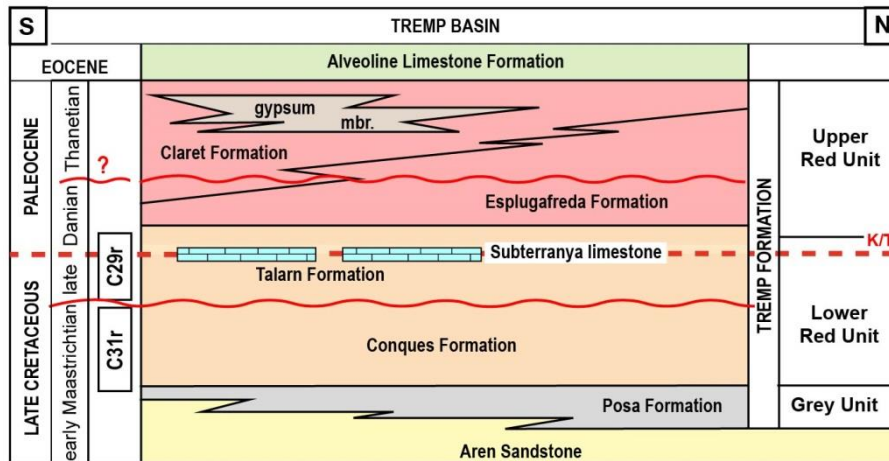


Fig. 3.3: Stratigraphy and magnetostratigraphy of the Tresp-Graus Basin with the different units of the Tresp Fn. Thanks to the magnetostratigraphy data from Fondevilla et al. 2016, identification of a major hiatus at the base of the Talam Fm (modified from Cuevas 1992; Arostegi et al. 2011; Pujalte et al. 2015; Fondevilla et al. 2016).

The basal Grey Unit consists of greyish marl with carbonate pedogenic structures and intercalations of coal, limestone and sandstone bodies. It also contains some rudist-patches (Robles-Salcedo et al. 2018) that are interpreted as shallow protected deposits, part of lagoonal or estuarine deposits (Nagtegaal et al. 1983; Cuevas 1992; Rosell et al. 2001; Riera et al. 2009; Díez-Canseco et al. 2014). It overlies the marine Aren Sandstone Fm that records four deltaic progradational sequences (Nagtegaal 1972; Ardèvol et al. 2000) The Grey Unit is therefore the transitional emersive facies and lies within C31r (Fondevilla et al. 2016). It is overlain by the Lower Red Unit that contains essentially mottled mudstone interbedded with sandstones and conglomerates (Cuevas 1992; Rosell et al. 2001; Riera et al. 2009). Both the Grey Unit and Lower Red Units record dinosaur bones and tracks (López-Martínez et al. 2001; Riera et al. 2009; Vila et al. 2012). The Lower Red Unit is divided in the Conques Formation lying within the C31r (Lower Maastrichtian), and in the Talam Fm belonging to C29r (Upper Maastrichtian) separated by the main 3 My hiatus. The Cretaceous-Paleocene boundary is well-identified in lacustrine carbonate deposits, i.e. the Suterranya Limestone Formation located above the Talam Fm, and more precisely above Talam Conglomerates (Eichenseer & Luterbacher 1992; Arostegi et al. 2011; Pujalte et al. 2014; Gómez-Gras et al. 2016).

The Upper Red Unit includes the Paleocene Esplugafreda Formation that consists of stream channels interbedded with floodplain and gypsum-rich deposits and the Claret Formation that encompasses the Paleocene/ Eocene boundary (Pujalte et al. 2014). The Claret Fm consists of thick floodplain

deposits at the base intercalated by sandy lenses, and overlain by the main Claret Conglomerates and subsequent sandy channels within floodplain deposits (Cuevas et al. 1989). Both the Lower and Upper Red Unit were interpreted recently as tidal-influenced but no sedimentary structures were described (Díez-Canseco et al. 2014). Finally, the Upper Red Unit is overlain by the Ilerdian marine limestones (Puigdefàbregas & Souquet 1986) (Fig.3.3).

The Claret Conglomerates corresponds to the climatic anomaly of the Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM) and is very well identified in the Tremp-Graus Basin by a very negative δC_{org} excursion (Orue-Etxebarria et al. 2001; Schmitz & Pujalte 2007; Domingo et al. 2009; Pujalte et al. 2009, 2014, 2015). The deposition of these conglomerates requires a significant increase of sedimentary supply whose origin has been attributed to an increase in extreme seasonal rainfall (Schmitz & Pujalte 2007; Chen et al. 2018) and related to a sea-level fall (Pujalte et al. 2014). The end of the long term continentally-dominated interval corresponds to the establishment of a large regional carbonate platform of alveolin limestone (Eichenseer & Luterbacher 1992; Tosquella et al. 1996; Baceta et al. 2005; Arostegi et al. 2011; Hamon et al. 2016) dated lowermost Ypresian, regionally known as Ilerdian (Serra-Kiel et al. 1994). It is affected by syn-sedimentary tectonics along the northern margin of the Tremp-Graus Basin, leading to the development of rear-reef pinnacles (Merli reefs).

1.3 Paleogeographical setting

Using petrographical, paleoflow and thermochronology analysis the origin of clastic deposits in Pyrenean foreland basins has been well studied for the Eocene (Fitzgerald et al. 1999; Barso & Ramos 2007; Beamud et al. 2011) main orogenic phase, contrary to the Upper Cretaceous early orogenic phase rarely studied (Tremp Fm, Filleaudeau et al. 2012; Gómez-Gras et al. 2016), .

During the Maastrichtian, the paleoflows show an eastward direction for the Aren Sandstone Formation, and the Grey Unit (Díaz-Molina, 1987; Cuevas et al. 1989).

The petrographic study of late Maastrichtian (C31n to C29r) sandstones in the Ager Basin to the South of the Tremp-Graus Basin (Fig.3.1), shows a significant difference in the composition of these time-equivalent deposits as they encompass fragments of crystalline basement (Gómez-Gras et al. 2016). The authors suggest that these deposits come from the Ebro Massif and that the two basins were disconnected: the early growth of the Montsec thrust formed a topographical barrier preventing sediment from the Ebro Massif to reach the Tremp Syncline further downstream (Fig.3.1). The latest Maastrichtian Talarn Conglomerates are dominated by "Carbonatic extrabasinal enriched" facies (Rosell et al. 2001; Gómez-Gras et al. 2016): the source zone of these deposits consists

exclusively of cretaceous limestones, mainly Upper Cretaceous, and some subordinate sandstone clasts, most likely associated with the Boixols-San Corneli thrust (Gómez-Gras et al. 2016). In the Talarn Conglomerates paleoflow measurements suggested a drainage direction towards the west and the WSW (Cuevas et al. 1989; Eichenseer & Luterbacher 1992). Thermochronological analysis on samples roughly taken from the Tremp Fm around 65Ma suggest that Cadomian and Variscan basement rocks were supplying the Tremp-Graus Basin suggesting that sources could be located in the Eastern and Central Pyrenean Axial Zone emerging during Campanian times (Whitchurch et al. 2011; Filleaudeau et al. 2012). Finally, apatite fission track data carried out in the Sis Conglomerates Formation located in the Tremp-Graus Basin (Beamud et al. 2011), of Lutetian to late Oligocene age suggest a cooling phase at 60-70 Ma with a potential exhumation of the Unit of Nogueras, and therefore of the southern Central Axial Zone.

2. Sedimentary facies

The data collected for this study come from detailed field logging of three sedimentary sections namely the Talarn, Moror and Orcau sections (Fig.3.1). The main section is the Talarn section located in the northern Tremp-Graus Basin and encompasses 520 m of sedimentary succession from the top of the Aren Sandstone to the Illerdian marine limestones, i.e. showing the entire Lower Red Unit and the Upper Red Unit of the Tremp Fm. In contrast, the 300 m thick Moror section is located in the southern part of the basin, also encompassing the entire Lower and the Upper Red Units. The Orcau section shows in detail the Grey Unit facies (Fig. 3.4). Lithofacies analysis lead to the definition of 20 lithofacies (Figs. 3.4 & 3.5) combined in 9 facies associations namely: (1) marine embayment with rudists patches FA1, (2) Lagoonal environment FA2, (3) tidally influenced fluvial system FA3, (4) floodplain facies association FA4a and playa lake FA4b, (5) Lacustrine delta FA5, (6) floodplain fluvial system FA6, (7) sinuous fluvial system AF7, (8) Coarse multi-channels system FA8 and (9) Conglomeratic fluvial system FA8. Lithofacies 1a to 3 characterize the Grey Unit (Fig. 3.4) while the other lithofacies define the Tremp Fm (Fig. 3.5). Facies analysis and architectural-element analyses of fluvial deposits were performed with particular attention to conglomeratic and sandy channel-like deposits (Fig. 3.6 to 3.10). Paleoflow was measured from cross-bedding or clast imbrications when possible. Four different fluvial systems (fluvial type I to IV) were defined from facies analysis (Fig. 3.11), preserved channel geometries and degree of sandbody amalgamation, and fluvial types are allocated to specific intervals through time and space in the Tremp-Graus Basin. Finally this high-resolution facies and architecture fluvial analysis allow the definition of major depocenters within the basin (Fig. 3.12) and recognition of unconformities (Figs. 3.11 & 3.12).

2.1 Lithofacies description

In the Tresp Fm, sixteen lithofacies and eight facies associations are recognized and described below.

Lithofacies L1: Greyish marl

Lithofacies L1a: This deposit consists of grey marl that becomes occasionally brownish with mottling and abundant burrows (Fig.3.4, A). These marls at the base of the Grey Unit contain locally sub-rounded pedogenetic carbonate nodules and an assemblage of fossils such as ostracods, charophytes, plant remains and fragments of bivalves (Fig.3.4, C). Beds closer to the top of the Grey Unit contain benthic foraminifera (Rosell et al. 2001; Riera et al. 2009; Díez-Canseco et al. 2014; Robles-Salcedo et al. 2018) At the very top, the marls contain a lenticular bed (< 1 m) of either coarse oncoids (2mm to 3 cm in diameter) that extend over few tens of meters or limestone of few meters of lateral extent (Fig.3.4, D).

Interpretation: the particle size analysis shows that this lithofacies is low energy deposit. The grey color, and root traces suggest that these marls were deposited in anoxic shallow protected areas, close to the shore, probably part of a lagoonal domain (Nagtegaal et al. 1983; Cuevas 1992; Riera et al. 2009). The pedogenic features presenting locally abundant nodules suggest period of emersion. Alternating biotic assemblage of continental affinity (charophytes, fragments of plants...) in some beds and marine affinity (foraminifera and algae dasyclad) in other beds suggest that the lagoon was respectively an enclosed area with fresh or brackish water and occasionally more open to the sea and recording variable salinity in the lagoon (Nichols & Boon 1994). The presence of oncoids indicates that highly vegetated carbonate marshes are relatively close to the lagoon (Arenas-Abad et al., 2010) and that hydrological links between the marshes and the lagoon were possible when oncoids were transported and deposited in the lagoon from the marshes by a channelized system.

Lithofacies L1b: This lithofacies is a blue to grey marly claystone containing abundant white micas. These deposits contain root traces or bioturbation (Fig.3.5, F).

Interpretation: The particle size suggest that these marls are deposited in very low-energy sub-aquatic environment from decantation process (Murphy & Wilkinson 1980; Platt & Wright 1991), probably a lake. The blue / grey color suggests that the deeper water depth was probably anoxic.

Lithofacies L2: Sandy limestone facies

This lithofacies presents tabular massive beds of grey sandy limestones of 30 cm to 1.5 meters in thickness. They show erosive base and irregular tops with fractures where root traces and many burrows are preserved (Fig.3.4, A and B). These deposits contain quartz grains, bioclasts, lamellibranch debris, charophytes in fine-grained matrix. They locally present yellowish mottled sub-rounded carbonate nodules. Locally dinosaurian footprints are abundant and form tens of meters long trackways (Fig.3.4, E).

Interpretation: This fine-grained deposits containing microfauna from calm environments and preserving burrows attest of a large calm environment. Presence of both fresh water and marine or brackish fauna suggest a lagoonal environment close to the marine open-sea (Nagtegaal et al. 1983; Cuevas 1992; Rosell et al. 2001; Riera et al. 2009). Debris suggests some more dynamic processes and might be brought by storm waves in the lagoon. Dinosaurian footprints together with soils features suggest that the area was located on the margin of the lagoon with very low water depth, with potentially emerged phases (Díez-Canseco et al. 2014).

Lithofacies L3: Rudists patches

This unit shows coarse-grained yellow sandstones composed mainly of coarse quartz grains, forming lenses of 2 meters in thickness that extends over a few tens of meters, on which rudists in life position were found (Fig.3.4, F). Only one rudist species was found, Radiolotidae *Praeradiolites suntoucasii* forming a patch of 3 meters thick.

Interpretation: the presence of Rudist in life position indicates a shallow marine platform environment (Vicens et al., 2004), but the absence of debris shows that the environment was calm and protected. The abundance of organisms in the patch indicates that the environment was rich in nutrients. Only one species was found in the Grey unit in our Orcau section, but some authors (Vicens et al. 2004; Robles-Salcedo et al. 2018) identified several species (debris) lower in the section, in the Arén Sandstone Fm, and laterally in the Grey Unit.

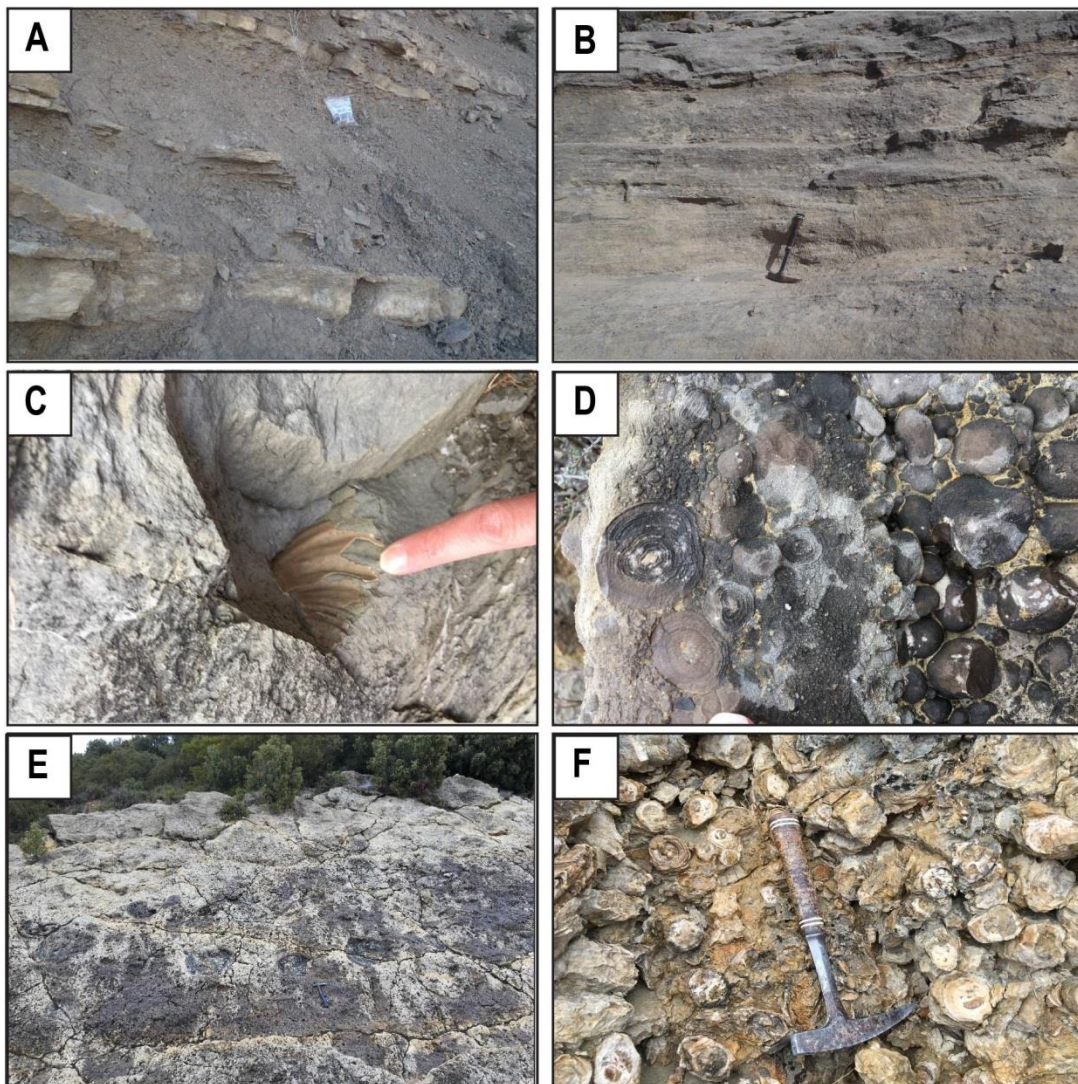


Fig. 3.4: Late Cretaceous marine facies. (A) Greyish marl (L1) and sandy limestones (L2), (B) Sandy limestones with currents patterns (L2), (C) Sandy limestones with oyster (L2), (D) Oncoids bed (L2), (E) Sandy limestones with dinosaur footprints, (F) rudists patch (L3).

Lithofacies L4: medium to fined-grained tidal sandstones

This lithofacies is characterized by beds of medium to fine-grained sandstones locally interbedded with clay drapes. These heterolithic deposits form lenticular beds (between 10 and 50 cm) of metric lateral extension with erosive base. Finer grained sandstones show current ripple laminations of opposite directions with clay drapes. Some clay drapes show plant traces and mudclasts are common in these facies. Coarser grained sandstones show inclined and laterally accreted bedsets that formed small dunes (about 10 cm) but no clays were preserved. They form a unit within an erosive channel-form of 2 meter in thickness and few tens of meters in lateral extension within brown claystones.

Interpretation: Sedimentary structures together with clays drapes suggest tidal influence in an intertidal estuarine channel environment (Dalrymple et al. 1992). This lithofacies results from a discontinuous low flow regime alternating periods dominated by decantation of sediments and periods characterized by bidirectional mixed flows forming a flaser-bedding stratification (Reineck & Wunderlich 1968; Reineck & Singh 1980;). Díez-Canseco et al. (2012) described the influence of tides in the lower Tresp Formation (Conques Fm and Talarn Fm) based on the abundance of planktonic foraminifera and calcareous nanoplankton, but they did not observe any tidal sedimentary structures. We do see tidal influence only at the very base of the Tresp Fm.

Lithofacies L5: claystones and siltstones facies

These deposits present beds of various color (red, yellow, purple and gray) that show pervasive mottling (L5a). They form beds with 10 cm to 25 m-thick of various colors and mottling that present sharp contacts (Fig. 3.5, A). This facies includes many traces of roots at the top of sequence and contains high carbonate content (60%) (Fig. 3.5, B). These deposits are punctuated by horizons of carbonate globules and depending on globule abundance, it is possible to distinct four paleosol maturities: L5b to L5e (Gill & Cobban 1965; Bachman & Machette 1977).

Lithofacies L5b presents red or yellow color with high carbonate content with sparse globules associated with mottling and showing occasional root traces. This facies correspond to a paleosol of low maturity (stade I).

Lithofacies L5c contains sparse to abundant carbonate globules and shows occasionally root traces and vertical fabric. This facies corresponds to a paleosol of medium maturity (stade II), the base of which is diffuse while the top is sharp. The paleosol form a sequence showing an increase of globule towards the top.

Lithofacies L5d contains abundant to coalescent globules and shows root traces and vertical fabrics. This lithofacies corresponds to a paleosols of high medium maturity (stade III), the base of which is diffuse while the top is sharp. The paleosol form a sequence showing an increase of globule towards the top.

Lithofacies L5e shows coalescent globules forming carbonate beds and showing root traces and vertical fabrics. It corresponds to a mature paleosol (stade IV).

Interpretation: Clay and silt were transported in suspension during periods of high flood and deposited in the floodplain away from active channels (Paul Wright & Marriott 1993; Bridge 2003). The root traces at the top of beds attest the development of vegetation in the floodplain at the time.

The red color indicates that the floodplain episodically emerged favoring development of oxidized soil profiles. The red or mottled color together with carbonate precipitation indicates that floodplain deposits were emerged and underwent pedogenesis processes. Evaporation and humid/dry seasonal contrasts favored the precipitation of carbonates in the initial soil profile. The more time the more mature soils developed (Wright & Tucker 1991).

Lithofacies L6: Gypsum-rich siltstones

This lithofacies is composed of red or purple siltstones and variable content of gypsum. The gypsum occurs mainly as abundant centimetric nodules within silty matrix (Fig. 3.5, D). Some beds show abundant but non coalescent gypsum nodules within purple siltstone forming pluri-metric beds containing occasionally root-like concretions (L6a) (Fig. 3.5, E).. Other beds show sequences of increasing gypsum content upwards from sparse to coalescent nodules within red siltstones and finishing upwards in a tabular gypsum bed (gypcrete) (L6b). These gypsum-rich siltstones are interbedded with L5a.

Interpretation: The presence of sparse gypsum (L6a) indicates periods of intense evaporation and arid periods or suggesting the presence of specific chemical elements in the ground water and favoring the precipitation of gypsum due to evaporation (Jafarzadeh & Burnham 1992; Cantón et al. 2001). L6b lithofacies may correspond to gypsum nodules distributed around salt lakes and when exposed to the soil surface and above the water table, resulting in the development of a pedogenic gypcrete (Horta 1980; Chen 1997). According to Pujalte et al. (2014), this lithofacies can also correspond to a high sea-level.

Lithofacies L7: Microcodium beds

This lithofacies consists of dark red fine- to coarse-grained sandstones forming massive lenticular or tabular beds which present thicknesses from few decimeters to a few meters (Fig. 3.5, C). This lithofacies is located either laterally to the main channels or at the top of channel deposits and present no sedimentary structures. They are most often interbedded and isolated in the mottled siltstones and claystones of the floodplain (L5). This lithofacies has a significant proportion of carbonate matrix and show abundant grains which correspond to prisms of calcite formation known as Microcodium. Their abundance varies laterally and can be found in colony ("corn-cob" structure) or scattered (laminar form) within the same bed. Microcodiums can be placed in the matrix and / or in the carbonate elements (globules) of the rock. Pedogenic traces are locally observed in these deposits, such as a vertical structure or traces of roots and bioturbation.

Interpretation: Microcodium completely or partially replaced by dissolution and recrystallization the initial substrates and, more particularly, the initial carbonate content. Microcodium are typical of continental depositional environments affected by pedogenic phenomena (Kosir 2004; Harfi et al. 2006; Kabanov et al. 2008), and more particularly in palustrine or fluvial sediments (Freytet & Plaziat 1982; Wright et al. 1995; Alonso-Zarza 2003). Microcodium form in well-drained and aerobic environments, and are reliable characteristics of vadose zone. The presence of Microcodium is conditioned by the calcareous nature of the substrate, and carbonate elements such as the floodplain globules, are replaced first by the Microcodiums (Freytet & Plaziat 1982). The high carbonate content in these sandstones is particularly due to the carbonate cementation that precipitates due to highly carbonated water and potentially also due to pedogenesis processes. The primary deposits were either overbank deposits or upper part of the channel infill.

Lithofacies L8: Mottled carbonate mudstone

White to pink mottled carbonate mudstone showing desiccation cracks and root traces. They form roughly tabular beds with irregular tops, often showing nodular fabric. Beds are 50 cm to 1 meter in thickness and show a little lateral extent (few meters).

Interpretation: Formation of carbonaceous mudstone showing no micro fauna suggests deposition in lacustrine environment. The presence of desiccation figures and brecciated fabric indicates that this limestone suffered pedogenesis after deposition, well supported by mottled traces indicating physicochemical processes and fluctuation in the groundwater (Marty & Meyer 2006). This deposit is considered as floodplain palustrine limestone (Retallack & Wright 1990; Marty & Meyer 2006) deposited under warm climate with low detrital fluxes (Retallack & Wright 1990; Marty & Meyer 2006).

Lithofacies L9: Fine-grained tabular sandstones

This lithofacies consists of very fine-grained sandstones forming tabular beds that are located laterally to the main channels. Their thickness and their extension are very weak and disappear quickly laterally in the floodplain. Their base is little or no erosive and the deposition sequences are occasionally fining-upwards and do not show sedimentary structures. These lithofacies have a significant proportion of carbonate matrix and contain either red and purple mottling or yellow and white mottling and these beds also traces of bioturbations and roots.

Interpretation: These deposits correspond to the overbank deposits deposited laterally to the main channels in the floodplain (Plaziat 1984; Bridge 2003). The fining-upward sequences indicate that

deposition occurred during deceleration phase of the flood current (Bridge 2003). High carbonate content in these sandstones is due to the carbonate cementation which precipitated during evaporation phases when groundwater was lowering.

Lithofacies L10: fine-grained isolated sandstone

This lithofacies consists of fine to very fine-grained sandstones forming small isolated lenses preserved in the floodplain. Lateral extension is very small, about few meters (< 5 m) and thickness ranges from 0.50 to 1 meter (Fig. 3.5, G). They are interbedded and isolated in the red or mottled claystones. They show erosive bases and the fining-up sequences.

Interpretation: These sandstones form small-scale channels and they are intimately associated with floodplain deposits. These deposits are defined as floodplain channels such as meteoritic channels (Gibling 2006). There is no other type of channel associated and most of them were probably not part of basinal drainage networks (Allen 1965; Miall 1977; O'Brien & Wells 1986; Bown & Kraus 1987; Kraus 1987).

Lithofacies L11: Large lenticular isolated sandstones

This lithofacies is composed of medium to fine-grained sandstones forming lenticular beds with a lateral extension of few hundred meters and have a thickness of few meters (about 2 to 5 m) or with small lateral variation (<10 meters) and have a thickness between 0.5 to 2 meters. They show erosive base that can be associated with a pebble lag. Oblique strata with a low inclination (<10°) are formed by co-sets of 50 cm to 1 m thick the accretion of which define a large lense over several tens of meters and some beds show fining-up sequences and thinning-up sequences.

Interpretation: The large oblique strata correspond to lateral accretion units of point-bars (Díaz Molina et al. 1989; Bridge 2003). The fining-upward sequences indicate that deposition occurred during deceleration phase of the flood current (Bridge 2003) and the thinning-upwards corresponds to a channel filling. The presence of fining-upwards sequences and lateral accretions is characteristic of fluvial deposits of sinuous channels that migrate through the floodplain (Allen 1965; Miall 1977, 2006; Ardèvol et al. 2000; Bridge 2003).

Lithofacies L12: Heterolithic mudstones

These deposits are composed by heterolithic mudstone interbedded with very fine-grained sandstones beds that show thicknesses from 50 centimeters to 5 cm. This facies form units of two meter-thick overlying sandstone beds showing lateral accretion (L11) and forming together thinning-

upwards sequences. They show planar-tabular cross-bedding and occasionally contain some traces of bioturbation.

Interpretation: This facies is the finer grained unit always related to point-bar deposits. It corresponds to the deposition during the filling phase of abandoned channel forming the mudplug in an oxbow lake (Ardèvol et al. 2000; Donselaar & Overeem 2008). The sediments come into the oxbow lake through crevasse channels going to the backswamp environment and deposited as a result of flow diminution (Miall 2013).

Lithofacies L13: Large lenticular micaceous heterolithic sandstones

Medium-grained sandstones containing a significant proportion of white micas/ muscovite (> 40%) and occasional dark blue/grey claystones (Fig. 3.5, F). These sandstones form slightly erosive pluri-centimetric beds of planar bedding sandstones on low-angle oblique strata interbedded occasionally by blue/ grey claystones (L1b). These micaceous heterolithic sandstones form a lenticular unit with a thickness of about 3.5 meters and lateral extension of around fifty meters. The base of this unit is transitional within the dark blue/grey clays and it gets sandier to the top, forming an overall coarsening-upward sequence.

Interpretation: The presence of abundant micas, transported by suspension in the river, suggests a sudden flow deceleration allowing deposition of suspended load together with sand. Oblique bedding suggests a depositional slope for these deposits that form low gradient clinofolds (e.g. Rich 1951). The coarsening-upwards pattern and the process of sudden deceleration are evidence in favor of progradational delta front where river flow encounters a slack water body.

Lithofacies L14: Single-storey conglomerates

Matrix- to clast-supported conglomerates containing rounded to sub-rounded pebbles of centimetric size (0.5 to 5 cm) and fine-grained sandstone to silty matrix. These conglomerates are composed of well-sorted polygenic elements of sedimentary (sandstones and carbonates pebbles), magmatic and metamorphic origin (Fig. 3.5, H). Some cross-bedding are observed in lenticular beds. This facies forms lenticular beds with decametric lateral extension and from 50 cm to 3 m in thickness and depositional sequence is no fining-upward. These lenses show typical channel erosional base within claystones of the floodplain (L5) and present laterally overbank deposits containing abundant granules and pebbles. Most lenses and overbanks are laterally connected and distributed along stratigraphical horizons (Fig. 3.9).

Interpretation: This pebble-dominated lithofacies was deposited in bedload-dominated channels (Dreyer 1993). Each lense corresponds to a single channel-fill sequence. Cross-bedding indicates turbulent flow conditions and hydraulic sorting forming dunes in the channels. Coarse overbanks are rather uncommon but the distribution of channel-form lenses on a stratigraphical bed suggests that the depositional channels were active simultaneously. This fluvial system was probably a distributive fluvial system fed rather steep slope catchment supplying coarse sediments in the fans (Allen & Hovius 1998) and strong floods triggered overspilling of the coarse sediments into the interfluvium.

Lithofacies L15: Multi-storey conglomerates

Clast-supported polygenic conglomerates containing sub-rounded to rounded pebbles with an average size of 3 to 8 cm, or even decametric. Clasts are mainly carbonates (70%), but also consist of sandstone and basement, and the matrix is coarse-grained sandstones locally containing *Microcodium* debris. Clasts locally show imbrications and form well-sorted conglomeratic beds. They form lenticular with a lateral extension between 10 and 20 m, amalgamated beds and presents stacked larger planar and low-angle trough cross-bedding punctuated by erosional structures and erosion grooves at the base of the lenses. Bed thicknesses vary from 50 cm to 2.50 m and form conglomeratic units of few meters in thickness (< 5m). Each bed has well marked contacts and some can be fining-upwards, and lenses of medium sandstone with oblique or tangential bedding are observed in some conglomerate lenses. Thinning-upwards beds from 50 cm to 15 cm upwards are observed. Conglomerates are amalgamated with lenticular isolated sandstones (L11).

Interpretation: Well sorted pebbles and planar and trough cross-bedding are evidence of hydraulic sorting associated with tractive current and the formation of bottom channel dune (Bridge 2003; Miall 2006). Larger planar and low-angle cross-strata might be pebbly fluvial bars (Bridge 2003). Fining-upwards sequences characterize channel filling. Finally, the preservation of sandy lenses between conglomeratic beds shows a period when the hydrodynamic regime was weaker and could correspond to the final deposits of some floods. This lithofacies records amalgamated conglomeratic fluvial channel-fills (Miall 1985).

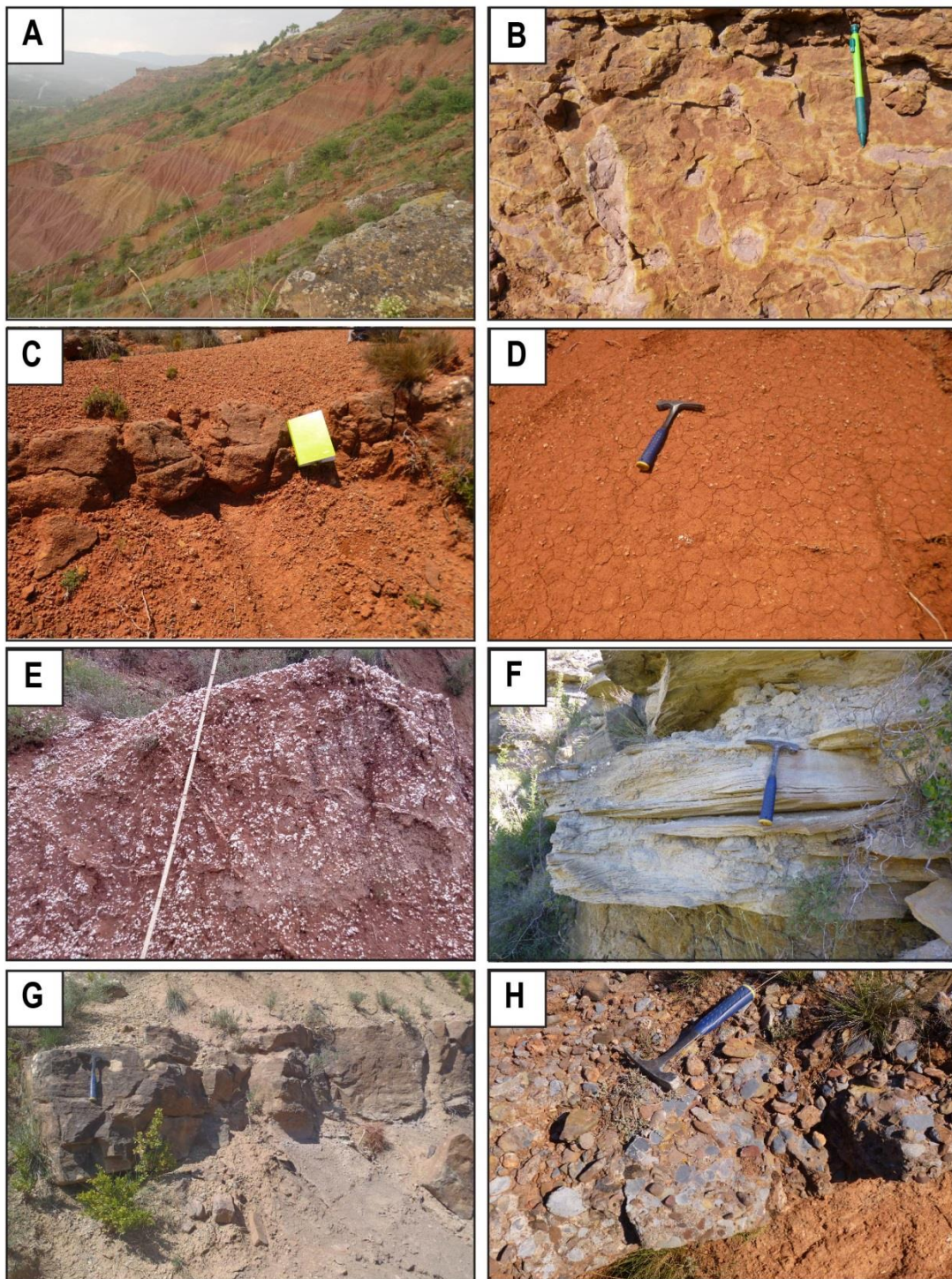


Fig. 3.5: Late Cretaceous-Paleocene continental facies. (A) Mottled floodplain claystones and siltstones(L5), (B) Pedogenic figure in fine-grained tabular sandstones (L9), (C) Microcodium bed (L7) intercalated in red siltstones and claystones (L5), (D) and (E) Gypsum-rich siltstones (L6), (F) Micaceous sandstones (L13), (G) Fine-grained isolated sandstone (L9), (H) Single-storey conglomerates (L15).

2.2 Sedimentary environments

2.2.1 Shallow marine environment with rudist patches FA1

FA1 is represented by a rudist patch (L3) consisting of coarse sandstones and dense rudist population in life position. This patch is interbedded in greyish lagoon marl (L1a), which displays elements (i.e. foraminifera and algae dasycladal) that show an opening on the sea (L1a). The presence of rudist indicates a shallow marine platform environment (Vicens et al., 2004). Moreover, the absence of debris and the preservation of in situ rudists attest of calm and protected the environment. The abundance of organisms in the patch indicates that the environment was rich in nutrients.

2.2.2 Lagoonal environment FA2

This environment is composed of greyish marls (L1a) which contain an assemblage of fossils such as ostracods, charophytes, plant remains, fragments of bivalves and benthic foraminifera (Rosell et al. 2001; Riera et al. 2009; Díez-Canseco et al. 2014; Robles-Salcedo et al. 2018), and sandy limestones (L2) with faunal accumulation (i.e. bioclasts, lamellibranch debris, charophytes) and locally abundant dinosaurian footprints. The muddy dominated environment indicates suspension fall-out process in rather low energy environment. The faunal assemblage (Rosell et al. 2001; Riera et al. 2009; Díez-Canseco et al. 2014; Robles-Salcedo et al. 2018) suggests the deposition in a shallow setting, with low oxygenation, and nutrient-rich waters in a bay or a lagoon environment (Nagtegaal et al. 1983; Cuevas 1992; Rosell et al. 2001; Riera et al. 2009). The presence of biotic assemblage since organisms of both marine affinity (foraminifera and dasycladal algae) and continental affinity (charophytes, plant fragments...) shows the variation of salinity conditions. The sandy fine-grained limestones and the presence of debris can be interpreted as storm deposits during transgressive event (Lafont 1994). Finally, the presence of oncoids bed, dinosaurian footprints, and soils features suggest that the area was close to the lagoon margin with very low water depth, with potentially occasional emerged phases (Díez-Canseco et al. 2014).

2.2.3 Tidally influenced fluvial system FA3

The heterolithic sandbodies (L4) interbedded in mottled claystones and siltstones (L5) presents inclined and laterally accreted decimeter thick bedset of medium to fine-grained sandstones, rhythmically draped by clays. Opposite current ripples are observed with a current direction perpendicular to the accretion sets. Some sigmoidal bedsets are observed. The basal surface is erosive, trace of plants and mud clasts are well preserved. This association is considered to be tidally influenced due to clay drapes and flaser bedding, (Nio & Yang 1991; Shanley et al. 1992; Lafont 1994;

Davis & Dalrymple 2011). The sandstones were deposited by lateral accretion in a point bar, migrating sideways during flood events, and draped by marls during periods of tidal slack water (Thomas et al. 1987). This environment is interpreted as intertidal estuarine channel influenced by both fluvial and tide processes (Dalrymple et al. 1992).

2.2.4 Floodplain facies association FA4a

This facies association shows mottled horizontal plane-parallel silty claystone deposits (L5a) including carbonate concretions and pedogenic mottled elements (L5b to L5e), fine to very fine-grained non-erosive tabular sandstone beds (L9) of limited lateral extent (2 to 5 m) and *Microcodium* beds (L7). The silty claystone material indicates lower flow conditions allowing suspension fall out in backwater during channel abandonment (Smith et al. 1989). The sediments show pedogenic processes that developed calcic soils after deposition in the floodplain. The presence of *Microcodium* is conditioned by the calcareous nature of the substrate and/ or available water and pedogenetic processes (Kosir2004; Harfi et al. 2006; Kabanov et al. 2008). The colour changes in the claystones reflect variations in redox conditions during water table fluctuations. These different coloured horizons attest of variations in soil mineralogy and can be linked to soil processes and humid or dry conditions during soil formation (Kraus & Riggins 2007). The red-orange colour is Ca-rich and indicates that the soil was formed in arid conditions favorizing hematite oxidation. The yellow and brown colours indicate a wetter environment than red-orange soils and the presence of more goethite (Kraus & Riggins 2007). Purple soils are much poorer in Ca and are formed in humid conditions that inhibit calcite formation.

The tabular sandstones are interpreted as channel overbanks (L9) (Allen 1965; Miall 1977; O'Brien & Wells 1986; Bown & Kraus 1987; Kraus 1987) that are often reworked after deposition by the development of paleosols and bioturbation in a weakly to heavily drained environment.

2.2.5 Playa lake FA4b

This environment is composed of beds with a variable content in gypsum (L6) interbedded with red claystones and siltstones (L5a). The gypsum either occurs as veins, root-like concretions, or centimetric nodules. According to Garcia Veiga (1997) and Pujalte et al. (2014), this gypsum lithofacies is of secondary origin: nodular massive gypsum accumulations are interpreted as free or subaquatic precipitates within a saline lake or are considered interstitial precipitates within saline mud-flats surrounding the lake (L6a) evolving to pedogenetic gypcrete (L6b). These indicate periods of intense evaporation and arid climate. This environment can be defined as a playa environment that may be relatively close to coastal plain (Pujalte et al. 2014).

2.2.6 Lacustrine delta FA5

The lacustrine delta facies association (FA5) consists of a micaceous medium-grained lenticular sandstone (L13) and blue / grey clays (L1b). The main unit shows a coarsening upwards sequence with the decrease of blue/ grey claystone content deposited on a very low-angle oblique stratigraphic surfaces (Fig. 3.6). These deposits of several meters thick are characteristic of a lacustrine delta within a lacustrine environment dominated by the dark blue/grey claystones, showing progradational very low-angle micaceous clinoforms (Rich 1951; Mitchell et al. 2012).

Tendroi area (north of the Tresp Basin)

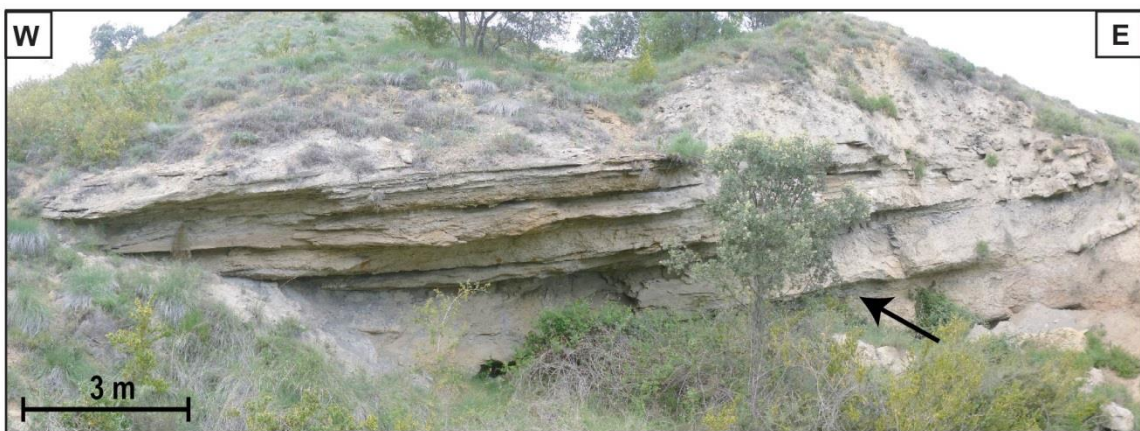


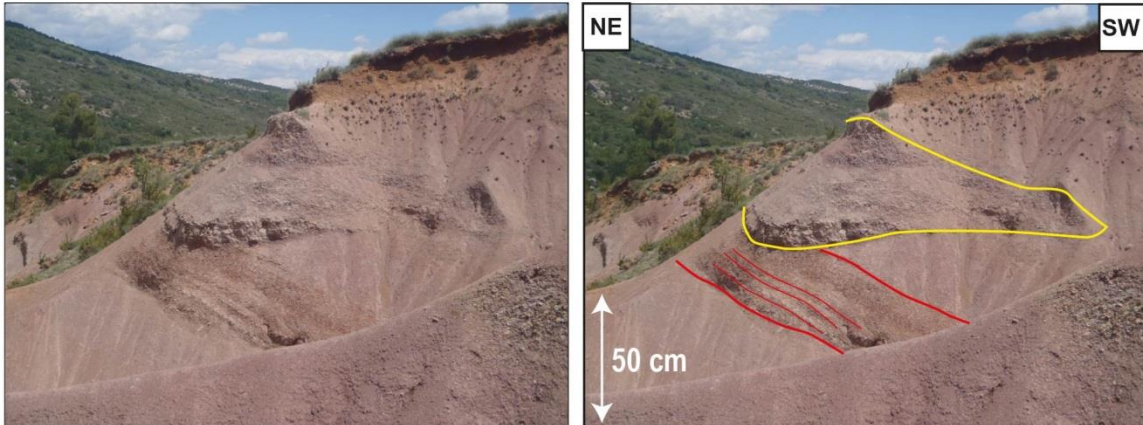
Fig.3.6: lacustrine delta facies FA5. Micaceous sandstone intercalated in grey claystone that shows progradation.

2.2.7 Floodplain channel system FA6

The facies association FA6 presents very fine to fine-grained sandbodies (L10) interbedded and isolated in the floodplain deposits (L5a to L5e). Microcodium beds (L7) and occasional larger sandy lenses (L11) can also be observed in this depositional system (Fig. 3.7). This facies association corresponds to a meteoritic floodplain channel (Gibling 2006).

This facies association corresponds to floodplain channel system (Type I): channels are isolated with lateral extension of 3 to 6 m and thickness of 1 to 2 m incising the floodplain.

Talarn area (north of the Tresp Basin)



Moror area (south of the Tresp Basin)



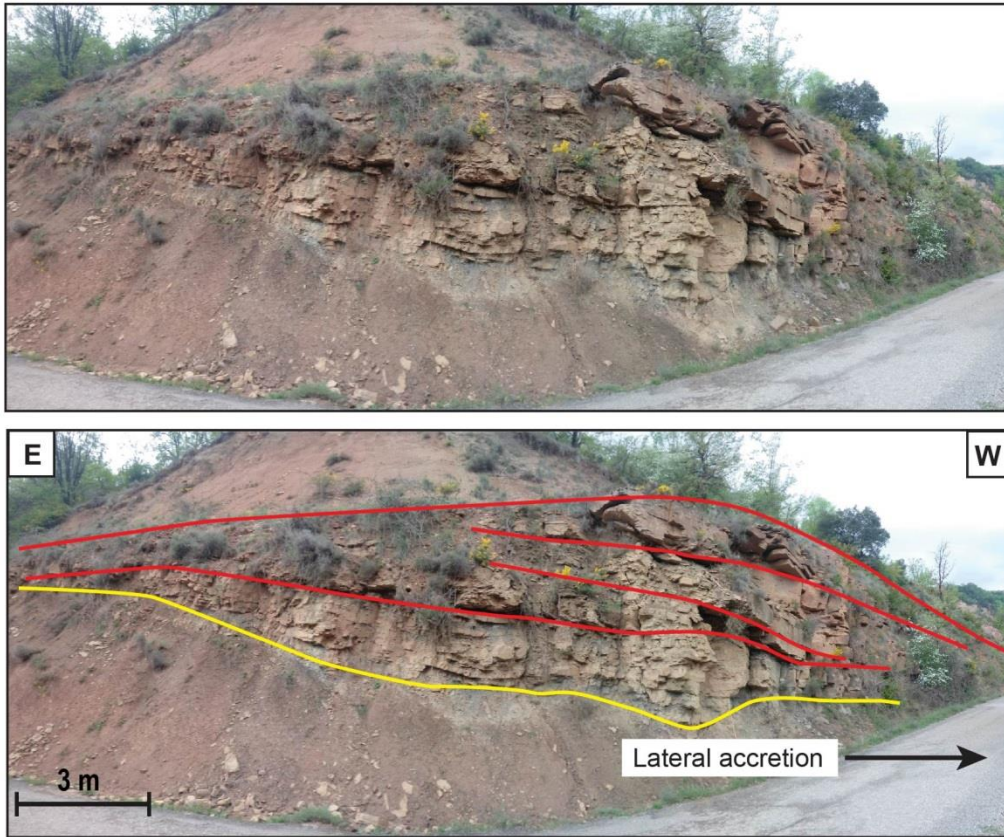
Fig. 3.7: Example of small fluvial system in the Tresp-Graus Basin FA6, Type I. The Talarn area shows small isolated channel (floodplain channel, L10) and the southern part of the basin (Moror area) shows small fine-grained sandstone channels isolated in mottled claystones.

2.2.8 Sinuous fluvial system FA7

The facies association FA7 presents an overall fining-upward sequence passing from through cross-bedded medium to fine-grained sandstones (L11), with an erosive base, to heterolithic mudstones deposits forming thinning-upwards sequences (L8) alternating with reddish and mottled claystones and siltstones (L5a) or gypsum-rich siltstones (L6) or the conglomeratic fluvial system (FA8). The inclined bedding is interpreted as lateral accretions surfaces dipping towards the channel processes (Leeder & Alexander 1987; Odgaard 1989). Deposition sequences are fining-upwards (L8) and the presence of roots occurs at the top of the channel fill. Some lenses show wide wings (overbank features, L9).

This facies association corresponds to sinuous sandy fluvial system (Type II): the sandstone bodies are isolated fluvial channels that incised the floodplain. These sandstone lenses are between 1 to 3 m thick and have an extension ranging from 5 meter to 50 meters. These sandstone bodies are meander bars ("point-bar") together with final mud-plugs indicating a very sinuous fluvial system. No amalgamation of meander bars was observed, which would indicate a river moving rather by avulsion than by long-term migration of the meanders (Puigdefabregas & Vliet 1977; Holbrook & Schumm 1999). The size of the "mud-plug" corresponds roughly to the section of the channel of the active river and the height of the accretion bar gives the height of the full-bank channel (Ardèvol et al. 2000; Donselaar & Overeem 2008, Fig. 3.8).

Tendrui area (north of the Tresp Basin)



Talarn area (north of the Tresp Basin)

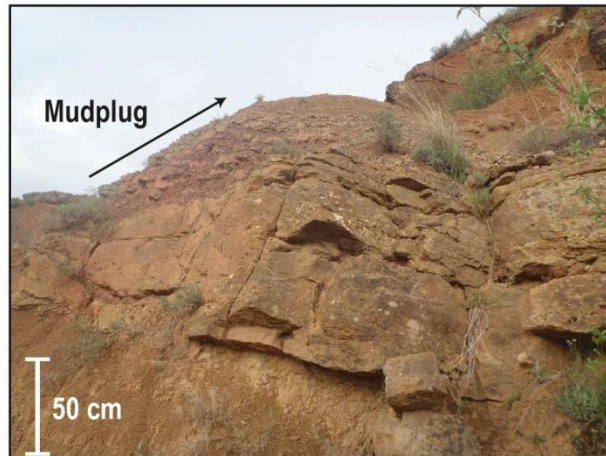


Fig. 3.8: Example of sinuous fluvial system FA6, Type II. This type of architecture shows large sinuous channel with lateral accretion (L11) (Tendrui area) or small sandstone channels with mudplug preservation (Talarn area).

2.2.9 Coarse multi-channel system FA8

This facies association shows single-storey conglomerates (L14) interbedded with red silty-claystone (L5a to L5e) and Microcodium beds (L7). Some conglomeratic beds contain cross-stratifications of

decametric thickness, low angle (<10°) and horizontal or planar-bedding are observed. Most lenses show wide conglomeratic overbank deposits between isolated lenses.

This facies association corresponds to coarse multi-channels fluvial system (Type III): these lenticular conglomerate bodies are rather isolated and have a thickness between 1 to 3 meters and a lateral extension of 30 to 50 m. The channel-form bodies pass laterally to conglomeratic overbank deposits, and are distributed along single stratigraphic unit, which suggests that channels were active at the same time. Thus it defines a multi-channel system (Fig. 3.9).

San Sebastia area (north of Tresp Basin)

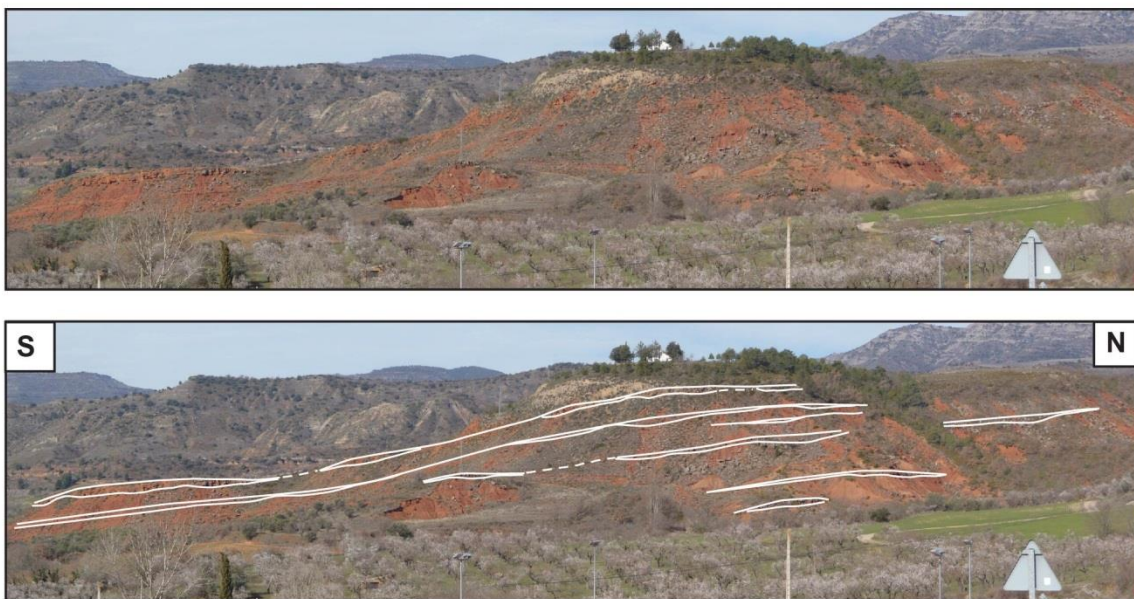


Fig. 3.9: Coarse multi-channel architecture FA7, Type III. Single-storey conglomerate channels (L15) with conglomerate overbank deposits.

2.2.10 Conglomeratic fluvial system FA9

This facies association shows multi-storey conglomerates and lenses of coarse to fine-grained sandstones with oblique or tangential bedding are interbedded between conglomerates (L15) interbedded with floodplain deposits (L5 and L7) and sinuous fluvial system (FA6). This conglomeratic fluvial system is interpreted as the development of a multi-storey amalgamated fluvial channels network developed during high discharge flooding events (Miall 1985; Williams & Rust 1969).

This facies association allows the identification of the conglomeratic fluvial system (Type IV): this association of conglomerate and sandstone deposits slightly amalgamated can be interpreted as a twisted transitional fluvial system with braid, that is correspond of the Type IV according to Schumm's classification (Schumm 1981). The latter describes this transitional system as a low-

sinuosity braid system, characterized by a very efficient sedimentary transport dominated by the bottom load and by a large hydraulic power (Held 2011) in which one can find more sinuous portions with lateral accretions (Fig. 3.10).

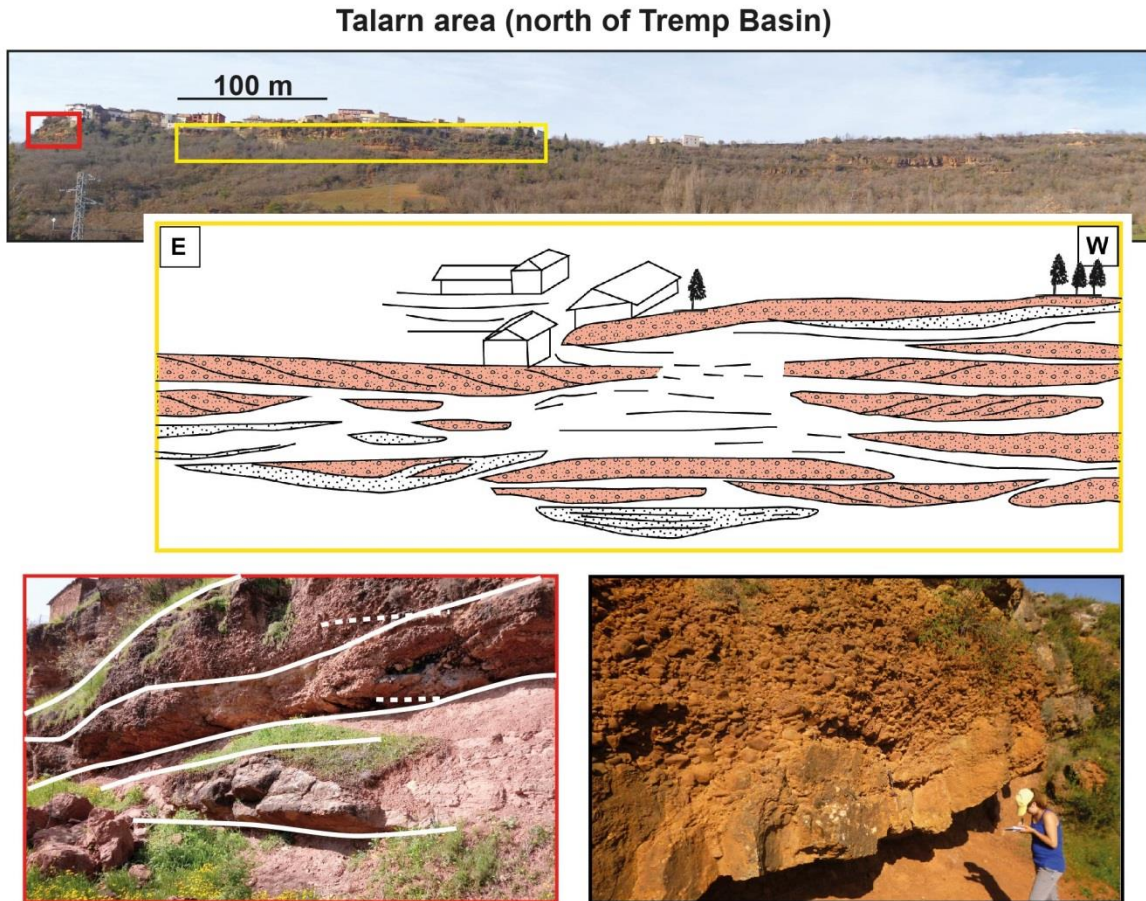


Fig. 3.10: Coarse fluvial system FA8, Type IV. This architecture shows multi-storey conglomerates (L16) and very-coarse to fine-grained sandstones (L14) amalgamated channels.

3. Fluvial evolution through time and space

3.1 Distribution in time

The main section is the Talarn section, located at the northern margin of the Tremp Syncline and presenting a 520 m succession of the Tremp Fm from the base up to the Illerian marine limestones acting as a major regional marker bed. A major hiatus at the base of the section is well marked by a massive pedogenetic horizon developed within the uppermost marine Aren Sandstone Fm (over 10 meters in thickness) on which the Grey Unit is entirely lacking (Fig. 3.12). This paleosol indicates either a period of non-deposition of the Grey Unit or a major period of erosion after the Grey Unit deposition. This northern section records an important variability in fluvial types (Type I to IV) that

evolve in time (Fig. 3.11). The succession is divided in 9 units that present a different or dominant fluvial type in each unit (Fig. 3.11). Above the basal hiatus, deposition of about 140 meter of mainly floodplain deposits were accumulated and punctuated by floodplain channels (Unit 1, Type I) with the deposition of floodplain sediments (FA4a) and isolated floodplain channels (L10), as well as subordinate overbank fine-grained sandstones (L9) and *Microcodium* lenses (L7). This unit is characterized by mottled floodplain deposits with purple, red and other horizons. Color variation indicates alternating wet and drier periods (Stolt et al. 1994; Bigham et al. 2018). Red horizons reflect a well-drained, oxidized and humid environment, while violets form in a very humid environment, and less well-drained than red horizons (Landon 1984). A major fluvial unit (FA8, Unit 2) overlies Unit 1 (FA6) but separated by the main 3 my hiatus (Fondevilla et al. 2016) lies at its base. Unit 2 is known as the Talarn Conglomerates forming a 50-meter thick unit. It is composed of multi-storey conglomerates (L15) amalgamated with very coarse to fine-grained sandstones (L11) forming the type IV mixed fluvial system, alternating conglomeratic fluvial system (Type IV, FA8) and sinuous sandy fluvial systems (FA6, Type II) for which point-bars and clay-plugs are well preserved and amalgamated laterally. Above this unit, a unit of limestone lacustrine called "Subterranya Limestone" where the Cretaceous-Tertiary boundary is recorded (Eichenseer & Luterbacher 1992; Arostegi et al. 2011; Pujalte et al. 2014; Gómez-Gras et al. 2016) should be laying laterally but not observed on our section. The Cretaceous-Tertiary boundary was therefore positioned in the thin unseen section overlying Unit 2 for this study. Overlying Unit 2, Unit 3 (150 meters in thickness) shows coarse multi-channel system (FA7) intercalated in floodplain deposits (FA4a). Units 2 and 3 are characterized by red floodplain deposits testifying a well-drained, oxidized and humid environment. Upwards in the main section, playa lake deposits (FA4b) were identified by several gypsum occurrences (L6) intercalated in reddish floodplain deposits and characterize Unit 4. Gypsum can provide evidence of an arid to semiarid climate (Pujalte et al. 2014; Chen et al. 2018) or define a high sea-level (Pujalte et al. 2014). Overlying the Unit 4, the Unit 5 returns to more channel deposits intercalated in floodplain-dominated deposits with the occurrence of some large isolated pointbar deposits (FA6b, Type II) towards the top. Then, the next Unit (Unit 6) is defined by a lacustrine delta (FA5) with large lenticular micaceous sandstones (L13) intercalated in greyish marls (L1b) which attests to the presence of a high base-level. After the lacustrine delta, a little floodplain unit (FA5b; Unit 7) is recorded before a coarser fluvial system. Finally the Claret conglomerates (Unit 8) characterize a conglomeratic fluvial system (FA8; Type IV), recording the onset of the PETM (Pujalte & Schmitz 2005; Pujalte et al. 2014; Pujalte et al. 2015; Chen et al. 2018) and the top of the section up to the Illeridian marine limestones records similar deposits as those of Unit 5 and form Unit 9. It is characterized by large lenticular isolated sandstone (L11) intercalated in floodplain deposits (FA4a) recording a large sinuous fluvial system (FA6, Type II) (Fig. 3.11). The floodplain deposits of these last

units (5 to 9) are predominantly ochre and greyish in color. These colors show a reduction in iron in a soil saturated with water and oxygen depletion within the sediments (Duchaufour 1982; Fanning & Fanning 1989; Vepraskas et al. 1994).

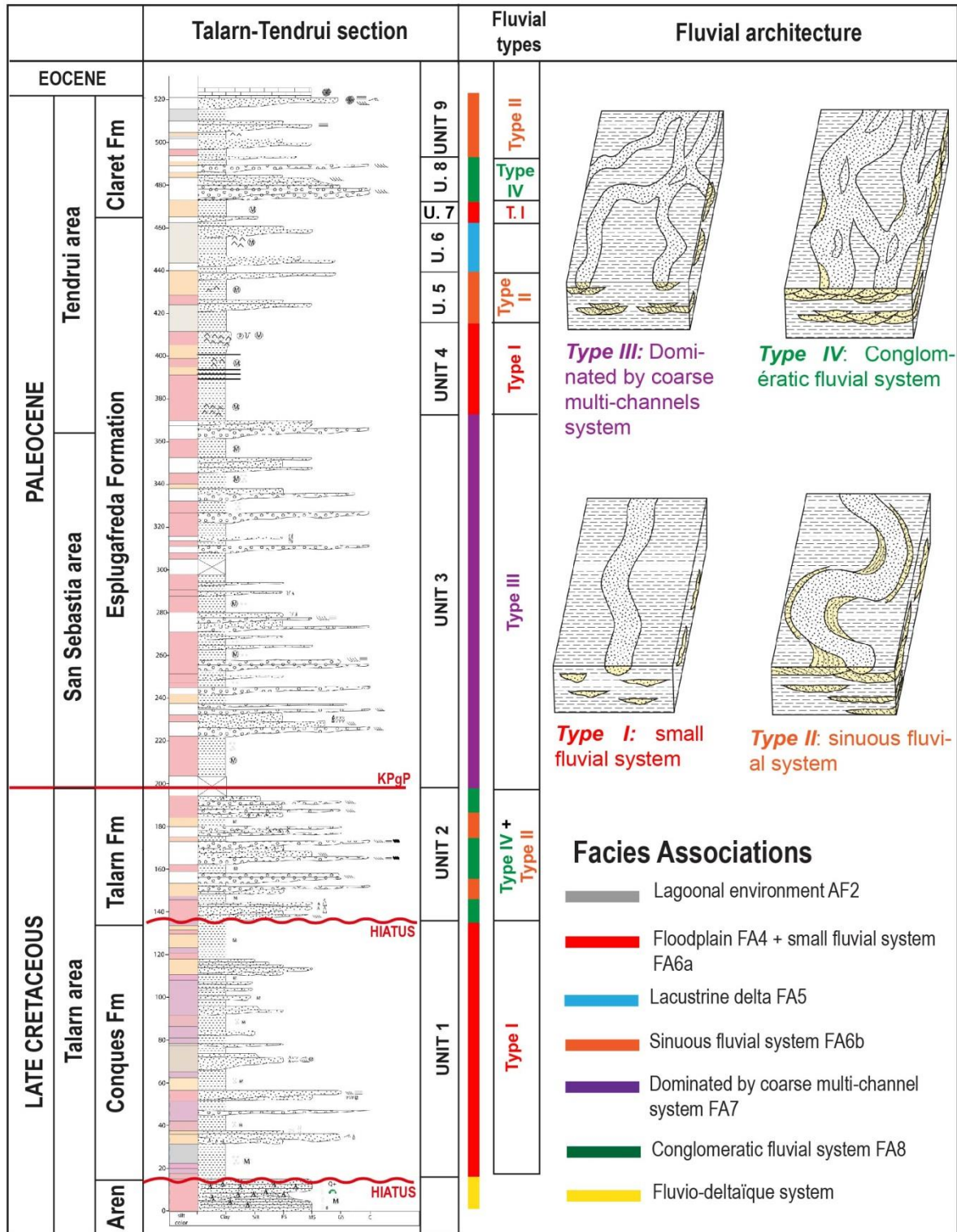


Fig. 3.11: Fluvial architecture of north part of the Tresp-Graus Basin. (A) Talarn-Tendruï section with continental sedimentology, stratigraphy and facies associations; (B) Schemes of different types of fluvial architectures.

The Moror section, located in the southern Tremp-Graus Basin (Fig. 3.1) records a 260 meter thick from the Grey Unit until the Illerian marine limestones. The transitional facies of the Grey Unit (L1, L2, L3) were observed at the top of the Aren sandstone (Fig. 3.12) and represent the basal 40 meters. In this section, the deposits of the Tremp Fm are composed of fine pedogenetic isolated sandstone channels (L10) alternating with reddish and mottled claystones and siltstones (L5). These facies associations reflect the presence of a constant sedimentary system dominated by floodplain deposits (FA6, Type I). This section contrasts largely with the northern main section in which units of various fluvial channels and fluvial types were recorded through time. Floodplain deposits at the Moror section are characterized by different mottling colors, and it is possible to identify different units as observed at the Talarn section (Fig. 3.12). The base is characterized by mottled floodplain deposits with purple, red and ocher horizons which indicate alternations between wet and drier seasons. Then, there are red deposits testifying a well-drained, oxidized and humid environment which testify of arid to semiarid periods. Occurrences of gypsum horizons (Unit 4) are also preserved in this section and finally, the uppermost deposits observed in Moror are predominantly ocher and greyish in color. These different units of pedogenic features can be correlated to the Talarn section as they represent global water table evolution through time.

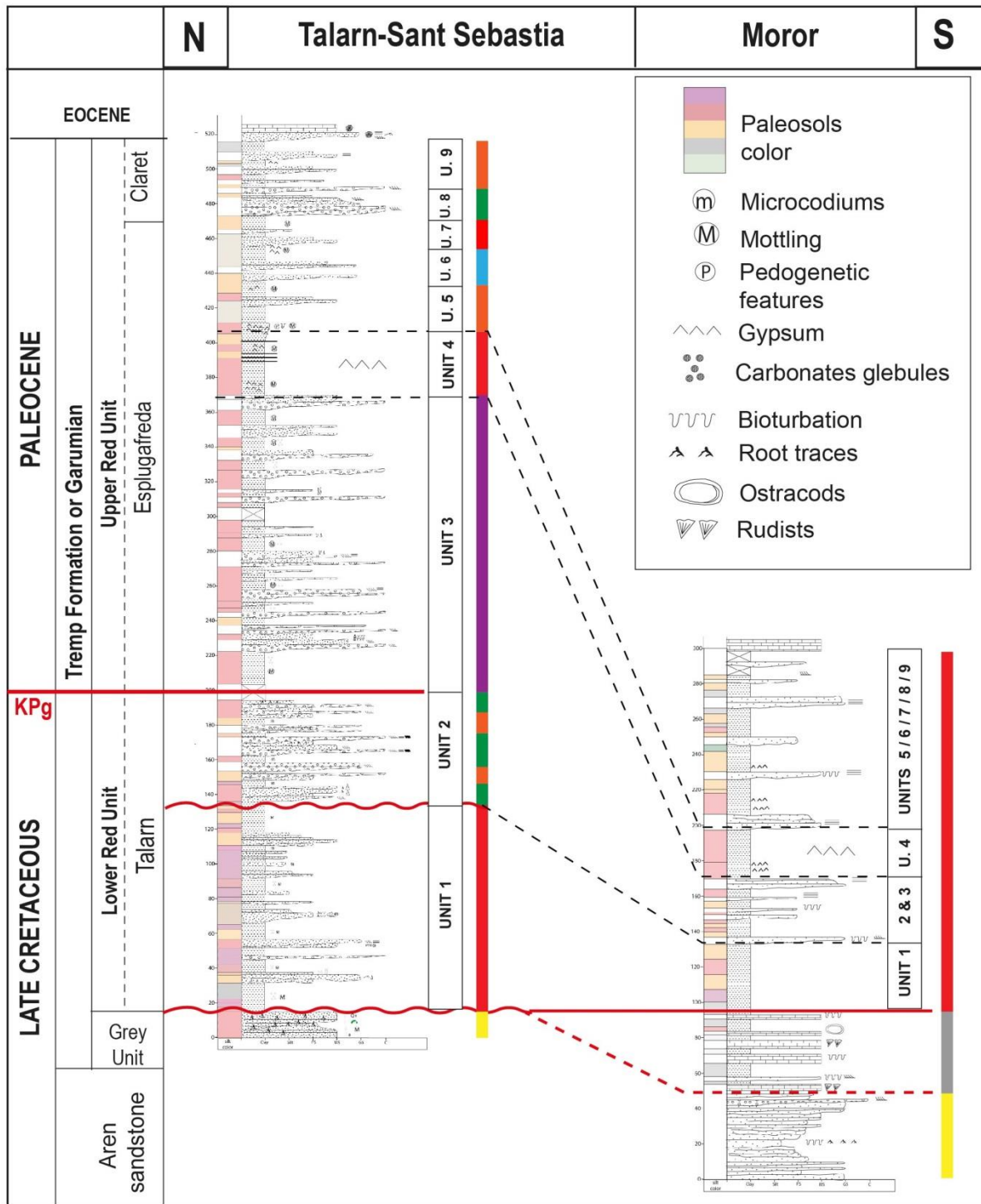


Fig. 3.12: Correlation between two sedimentological sections: Talarn-Tendrui (north) and Moror (South). This correlation was made with the mottling soils colors and the presence of a gypsum level (unit 4) in the floodplain deposits.

The Orcau section, located to the north of the Tremp-Graus Basin east of the main section, is 260 meters in thickness and shows the base of the Tremp Fn overlying the transitional facies of the Grey Unit (see Robles-Salcedo et al. 2013; Díez-Canseco et al. 2014; Robles-Salcedo et al. 2018; for

detailed description) (Fig. 3.1), that is not present in the main study section. The Orcau section shows lagoonal facies (L1 and L2) and shallow marine deposits with the rudist patch (L3), in transition with the underlying Aren Sdt Fm, and overlain by potentially tidally-influenced fluvial deposits in transition with floodplain deposits intercalated by small floodplain channel (FA6, Type I) of the Tresp Fm.

3.2 Spatial distribution

On a large scale, The Tresp Fm is composed of fluvial channels interbedded with red and mottled floodplain claystones and siltstones (L5). However when comparing the main northern and southern sections i.e. the Talarn and Moror sections respectively (Fig. 3.12), that both record the entire Tresp Fm interval between the top of Aren sandstones and the Illerian marine limestones, it appears an important thickness variation (500 m for Talarn section against 250 m for Moror section). In addition, at Talarn, the top of the Aren sandstones shows a thick pedogenetic profile and no Grey Unit while to the south, at Moror, the Grey Unit is well developed above the Aren sandstones. The distribution of the Grey Unit is rather complex within the basin as the northern Orcau section also shows the presence of the Grey Unit, just few kilometers away from Talarn (Fig. 3.1): it is therefore sporadically distributed. This distribution comforts the interpretation of lagoonal-dominated facies for which body of water are local and not largely distributed. Talarn area would correspond to subaerial areas between lagoonal ponds where pedogenesis occurs.

The Tresp Fm itself shows a great variability of facies of fluvial types and an important aggradation in the north while the southern area shows mainly floodplain facies containing only small isolated channels and some sinuous channels. This suggests that the main fluvial channels and depocenters were localized in the north while the southern area corresponded to the floodplain lateral to the main channels throughout the full deposition of the Tresp Fm. Despite poorly calibrated times in these red bed successions, some correlations can be drawn between the top of the Aren Sdt and the Illerian marine platform marker beds and using some floodplain characteristics such as mottling color and the presence of gypsum beds. At the base of the Tresp Fm in the two sections Unit 1 is characterized by deposits of red and purple color which characterizes an alternation of periods where the soils are more or less drained. This alternation can be due to sea level fluctuations, ending on a low base level with the presence of the 3 my hiatus. Subsequently the basin records reddish deposits (Units 2 and 3) thicker in the north during which well-drained, oxidized and humid soils developed. During this period, the retrogradational pattern of the fluvial architecture (from conglomeratic multi-storey channels of Unit 2 to coarse anastomosed channels of Unit 3, basin records a transgressive period. Uncertainties at the top of Unit 3 remains as no major surface or beds were pointed that could correspond to the early Selandian erosional/ lowstand phase (Pujalte et al.,

2014b). However the gypsum-rich siltstone beds are observed both in Moror and the Talarn main northern section (Fig. 3.12), as it could be related either to a major regional climatic change or a highstand phase with the presence of close seashore at the time (Garcia Veiga 1997; Pujalte et al. 2014). The uppermost deposits recorded in both sections are characterized by ocher and greyish in color suggesting that soils were saturated with water.

4. Paleohydrology

In order to quantify water discharge in the paleo-channels recorded in the Tresp-Graus Basin, several parameters are taken into account. First, the grain size indicates a variation of transport capacity that is related to the slope and the water discharge that is directly related to bankfull channel depth (Davidson & Hartley 2010), called potential water depth in the following. Thus the estimation of the potential water depth was made on our dataset from two methods: either (1) considering that the preserved thickness of the point-bar corresponds to the paleo-bankfull discharge channel depth (in blue on the Fig.13B; (Allen 1968; Shaw & Kellerhals 1977) or (2) calculating the channel depth using the preserved dune heights from the trough cross-beds and the following equation (Leclair & Bridge 2001) (in black on the Fig. 3.13B):

$$d_m = [(2.9 * H) / 0.086]^{0.84}$$

where d_m is the water depth (in meters) and H is the dune height (in meters).

The potential water depth for the Talarn conglomeratic channels is 3 to 7 meters for the biggest discharge and it is 4 to 5 meters for the intercalated Talarn sinuous channels, between 2 to 4 meters for the anastomosing fluvial system, between 3 to 5 meters for the large sinuous fluvial system and 6 to 7 meters for the Claret Conglomerates.

Channel water width cannot be directly measured in the geological record, unless preservation of full mudplug geometries. Nevertheless channel width is a function of the bankfull water depth, and channel dimensions are directly related to the length of the river and the size of the drainage basin (Allen 1965; Ethridge & Schumm 1978; Mackey & Bridge 1995; Lunt et al. 2004), except for meteoritic floodplain channel disconnected to drainage basin. Thus the major hydrological parameters of a river (channel dimension, discharge, catchment area and river length) can be estimated using equations from the estimated water depth (Leopold & Maddock 1953; Mackey & Bridge 1995; Held & Cojan 2009; Davidson & Hartley 2010). Indeed geomorphological laws can be applied to get the channel width from the water depth (Davidson & North 2009) but they have to be applied depending on climatic belt. For example, Figure13C shows the relation of the width / depth

dimensions both in semi-humid sub-tropical climate and in dry-season subtropical climate (Held 2011; Chanvry 2016). The conclusion that emerges is that the climate mainly has an impact on small channel dimension (less than 2 meters depth), while for channel depths between 2 and 15 meters, the width/depth ratio provide values close (difference <10%). The climate does not significantly influence ratio width/ depth in those ranges. Assuming that the climatic setting was considered as a rather warm interval and become sub-tropical with a well-marked dry season (Schmitz et al. 2001) and punctuated by a few hyperthermal events with the most pronounced event during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM; Dickens et al. 1995; McInerney & Wing 2011), it is therefore possible to plot the average widths of our channels on these curves (Fig. 3.13D).

The average channel width for each formation can be estimated: 40 meters for the Talarn Conglomerates and 33 meters for the Talarn sandy sinuous channels, 27 meters for the coarse anastomosed channels, 32 meters for the sinuous sandy, and finally about 65 meters for the Claret Conglomerates. Chen et al. (2018) show a significant difference in volumetric discharge between channels located before the PETM and during the PETM, estimating volumetric discharge of $31 \pm 4.3 \text{ m}^3/\text{s}$ in the channels before the PETM compared to $253 \pm 102 \text{ m}^3/\text{s}$ during the PETM.

The coarse anastomosing system is interpreted to be the distal part of the Talarn Conglomerates on a fluvial fan, and the paleohydrology estimations are consistent with the sedimentological analysis. Indeed channels located in a proximal part of a fluvial fan (Talarn Conglomerates) have a greater water depth than those located in the most distal part which have are smaller but more numerous.

Another parameter that can be deduced from the water depth is the river discharge. Unlike channel width, the discharge is a much more climate-influenced parameter (Held 2011), as shown in Fig.13D. It is therefore difficult to estimate the discharge with the estimated water depth with this law because the majority of the studied channels (except the Claret and Talarn Conglomerates) are sinuous channels.

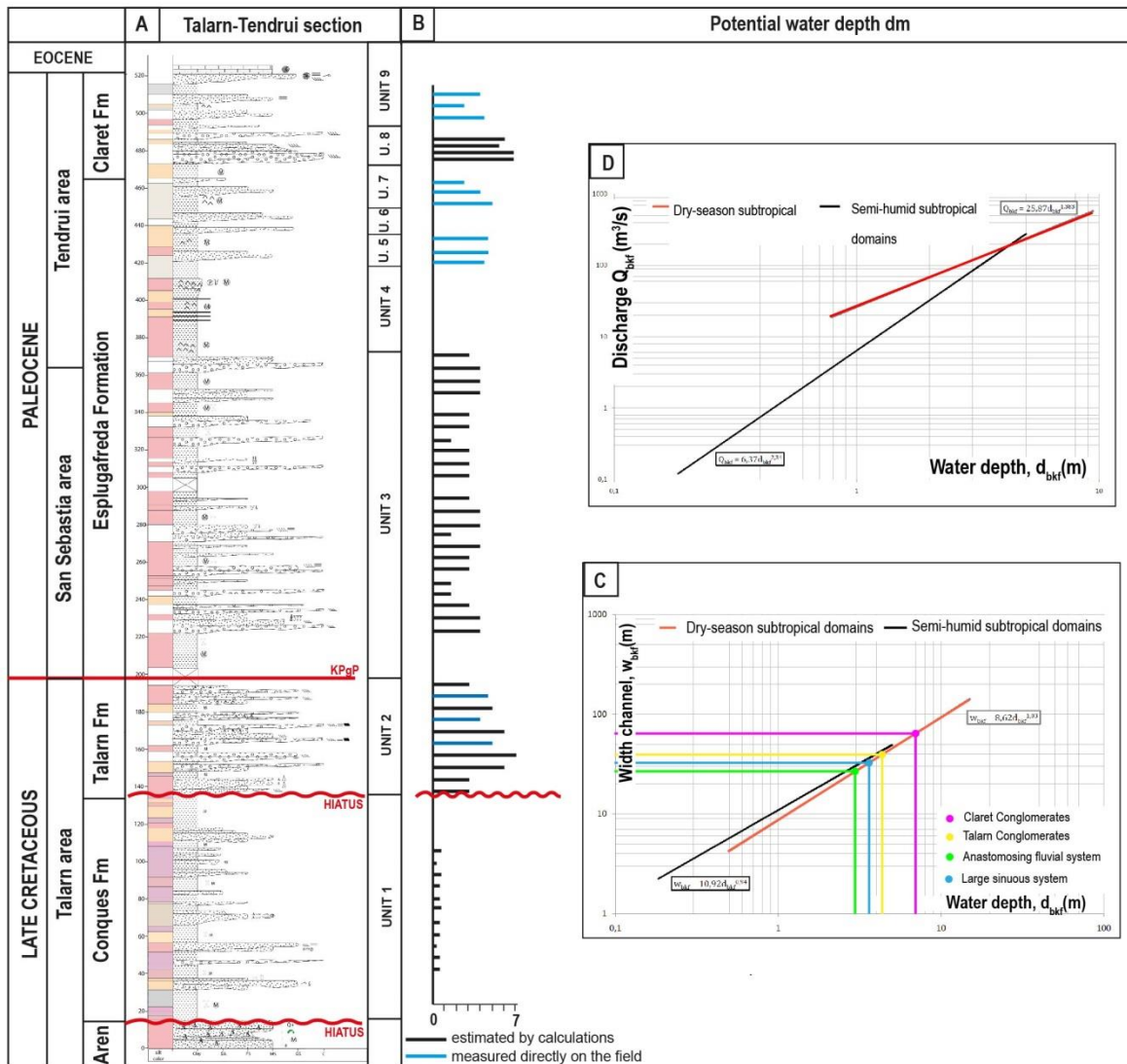


Fig.3 3.13: Paleohydrology results in the Tresp Fm. (A) Talam-Tendroi section; (B) Potential depth water (m) depending on the fluvial architecture; (C) Chart showing the relation of the width/depth in semi-humid subtropical domains (black curve) and dry-season subtropical domains (red curve) (modified from Chanvry 2017); (D) Chart showing the comparisons of the Laws Discharge/Depth of subtropical semi-humid and dry seasons (modified from Chanvry 2017).

5. Discussion

5.1 Tectonics and sedimentation relationships for the Tresp Formation

Previous study further west in the Pyrenean foreland basin (Dreyer 1993) as well as facies and fluvial architecture analysis in this study show that the continental sediments of the Tresp Fm have been mainly deposited in fluvial environments. In most of the sequences, lenses of stacked cross-beds showing fining-upward sequences resulted from conglomeratic and sandstone channel fills.

Intercalation of thick floodplain-dominated units with various paleosols suggest periods of no or low discharge or far from the main channels.

From uppermost Maastrichtian to early Eocene, fluvial architectures show lateral and vertical changes. Classically variation of fluvial styles depends on river gradient, sediment fluxes and water discharge (Allen 1965; Bridge & Leeder 1979; Bridge 1993; Leclair & Bridge 2001; Leleu et al. 2009; Miall 2013) that are dependent on allogenic factors such as climate, tectonics and base level variations (Shanley & McCabe 1991, 1994; Catuneanu 2006). Rivers always tend to avulse or migrate and the amalgamation of channels may not only reflect low accommodation space but also random clustering due to random avulsion pattern (Hajek et al. 2010), and therefore autogenic controls should not be ignored. In addition, the lateral and vertical variations in sedimentary records in a basin may also be due to the tectonic factor, with the creation of subsidence or relief uplift and thus more space to accumulate sediments or due to the climatic factor that influences the erosion rates and thus variation in the amount and grainsize of sediment deposited in the basin.

After deposition of the Aren sandstones, the Grey Unit is deposited locally in a lagoonal environment more or less open to the marine basin; laterally paleosols developed in between lagoonal ponds over a large part of the studied area, forming hiatuses in places in the sedimentary record (Fig. 3.14). Overlying the Grey Unit, a thick unit (Unit 1, Fig. 3.14) was deposited in the northern margin of the Tresp-Graus basin thinning considerably towards the South. First, it is dominated by fine-grained floodplain alternating with small-scale meteoritic channels. This period of Unit 1 deposition shows the onset of a subsidence zone in front of the Boixols thrust due to its activity, triggering the creation of a sedimentation gutter. This period marks the decrease of the source coming from the east and southeast (Catalan Coastal Ranges) that fed the previous major deltaic system in the

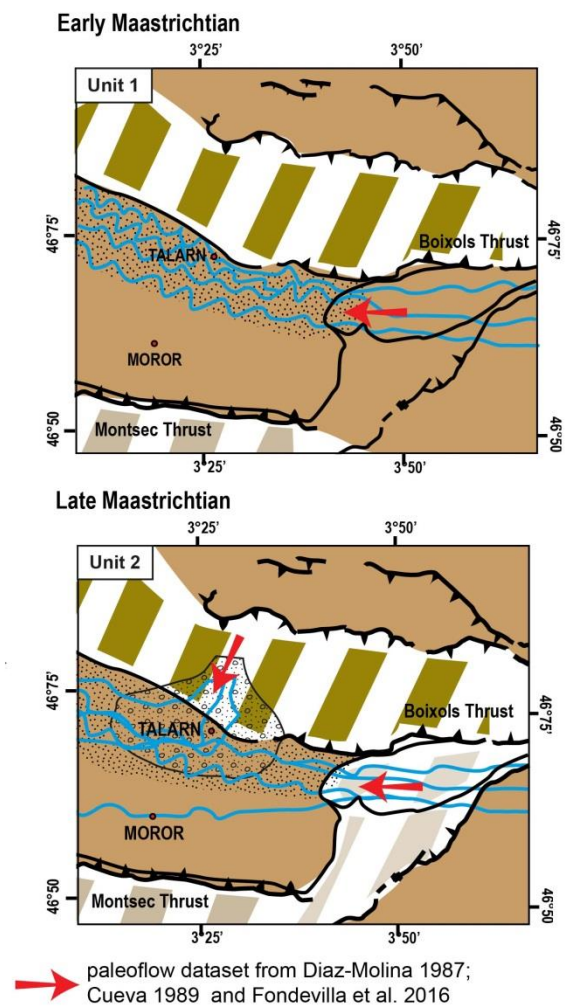
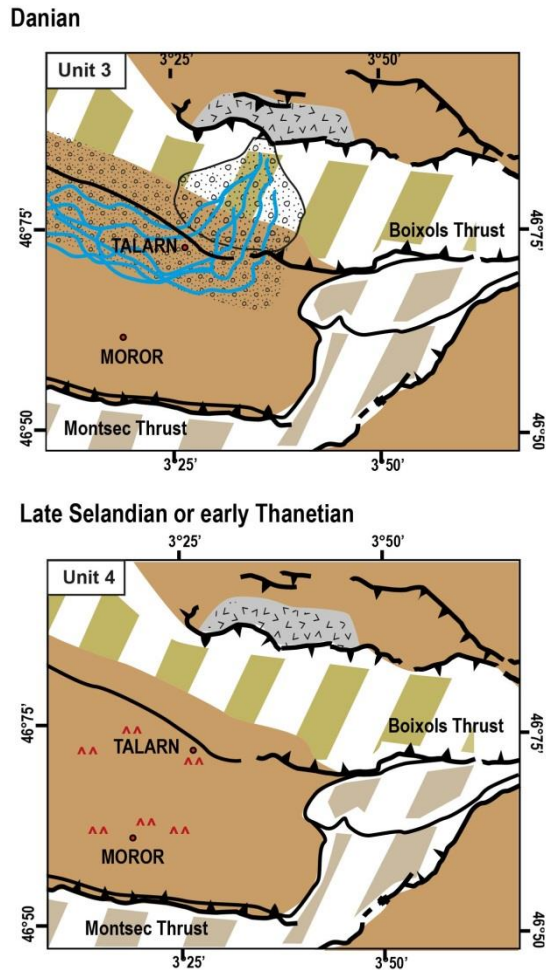


Fig. 3.14: Paleogeographic diagram of the Tresp-Graus Basin showing deposits environments during the Maastrichtian.

basin during the Early Maastrichtian (Aren Sdt Fm) (Fig. 3.14).

The end of Unit 1 is marked by a hiatus of 3 Ma (Fondevilla et al. 2016), recording a period of bypass and no sedimentary record. This hiatus is interpreted as a rapid decline in the relative sea level by previous authors (Baceta et al. 1994; Baceta et al. 2006; Lopez-Martinez 2006) as it lies within early Late Maastrichtian for which a major global sea level low is recorded (Li & Keller 1998; Miller et al. 2005). This hiatus also coincides with a tectonic reorganization with the emergence of a Mesozoic high, particularly in the northeastern boundary of the Tremp-Graus Basin (Fig.3.1), probably linked to a greater Boixols thrust activity. Indeed, at this time, Gómez-Gras et al. (2016) discusses the creation of an uplifted area that triggered more deposition to the east (in of the Vallcebre syncline; Fig 3.1) leading to the decrease of sediment inputs from the south-east (Catalan Coastal Ranges) into the Tremp-Graus Basin. This uplifting topography associated with the Boixols thrust activity is coherent with the sedimentary dataset of Unit 2 (Fig. 3.14) and Unit 3 that record significant asymmetric subsidence (Fig. 3.15) and a pebble source coming from Cretaceous carbonates, most likely the ones of northern catchment areas (north of the Boixols thrust). The conglomeratic channels of Unit 2 are interpreted to be part of transverse proximal or medial fluvial fans (Fig. 3.14), and are intercalated with sinuous sandy channels that were deposited in a very different fluvial hydrological dynamics. These latter could represent a more distal part of the fluvial fans but most likely they belong to a longitudinal fluvial system sourced from the east (Fondevilla et al. 2016) attesting that sediments were still passing through the eastern Mesozoic high (Fig. 3.14). The Talarn Conglomerates are therefore interpreted as fluvial-fan deposits formed in response to an increase of the Boixols thrust activity and the emergence of a relief associate to the San Corneli Anticline at the northern edge of the basin (Fig. 3.14). Thus the 3 My hiatus at the base of Unit 2 coincides both with major tectonically-driven drainage re-organization and global low sea level. Unit 3 (base of Esplugafreda Fm/ Danian), which consists to a coarse multi-channel system, do not contains intercalated sandy channels suggesting that there was no more input from the eastern source. Thus the K/Pg boundary coincides with the closure of the eastern source. Unit 3 shows a multi-channel conglomeratic system with an increase of preservation of floodplain deposits in this northern depocenter, following the larger conglomeratic bodies of the Talarn Fm (Unit 2). These Danian conglomerates present different clasts (carbonates and basement) from those observed in the Talarn Conglomerates, attesting of a different source. Unit 3 is interpreted as a distal part of the transverse fluvial fan that record a retrogradation through time. The retrogradation of the fluvial system either reflects a decrease of sediment supply that may be related to the decrease of active thrusting or it suggests the fluvial fan backstepping due to regressive erosion that enlarged catchment area to the north. A decrease of Boixols thrust activity would consequently trigger a decrease in subsidence in the foreland basin

exponentially away from the thrust load (Heller et al. 1988), which is not concordant to the wedge geometry of Unit 3. The change of source for these conglomerates most likely suggests that the drainage has enlarged and sediment supply came from a distance as far as the south of the current Pyrenean Axial Zone (Fig. 3.15).



From the top of the Grey Unit, the Maastrichtian thickness variations together with the nearly absence of channels in the south suggest that this area corresponds to the most distal part of the transverse fluvial system sourced from the north or lateral deposition of a longitudinal system. Most studies show that the Montsec thrust was already active preventing sediments from the Ebro massif to reach the Tresp-Graus syncline (Diaz-Molina 1987; Deramond et al. 1993; Gómez-Gras et al. 2016) which is coherent with our dataset.

Fig. 3.15: Paleogeographic diagram of the Tresp-Graus Basin showing deposits environments during the Danian and the late Selandian/early Thanetian.

In the Tresp Fm deposits, the Cadomian U / Pb ages have been interpreted as reflecting a source in the eastern Pyrenees (Whitchurch et al. 2011). The double dates U / Pb and (U-Th) / He produced by Filleaudeau et al. (2012) also show that the central Pyrenees (Variscan basement) and the Eastern Pyrenees (Cadomian basement) were exhumed during Campanian times. However the localization of the samples in the stratigraphy is really poor and it is difficult to estimate if those thermochronological ages were obtained on latest Maastrichtian sediments or on early Palaeocene deposits. At least, results from Filleaudeau et al. (2012) are coherent with a Danian enlargement of catchment that could reach an incipient topography in the Pyrenean Axial Zone. Beamud et al. (2011) and Rahl et al. (2011), showed, using data on apatite fission tracks, performed on proximal deposits (Sis Conglomerates) dated from the end of the Lutetian to the end of the Oligocene, a cooling phase

at 70 - 60 Ma linked to exhumation of the Nogueres unit, and therefore of the Axial Zone. There is therefore only evidence of the contribution of the Axial Zone from the Upper Lutetian

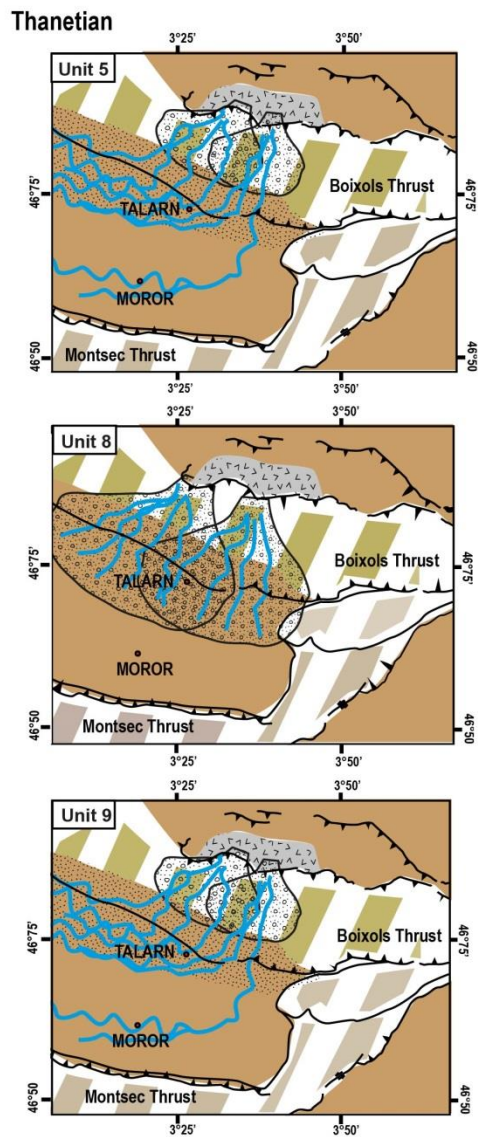


Fig.3.16 : Paleogeographic diagram of the Tresp-Graus Basin showing deposits environments during the Thanetian.

The uppermost part of the succession (Units U4 to U7) corresponding to Thanetian times is rather isopach across the Tresp-Graus Basin from south to north indicating a stop in the differential subsidence or fluvial aggradation. Unit 4 corresponds to a fine-grained gypsum-rich unit (without any fluvial channels) interpreted as deposits of maximum flooding by previous authors (Fig. 3.15 and 3.16; Pujalte et al. 2014). Units 5 and 9 record isolated pointbars in thick floodplain deposits interpreted as sinuous channel systems. As the eastern and southeastern source has been closed at the K/Pg boundary (Fondevilla et al. 2016), it is most likely that Unit 5 and 7 correspond to a medial to distal transverse system as defined by Weissmann et al. (2011).

This system was coming from the northern drainage (Fig. 3.16, Unit 5) developed earlier during deposition of Unit 2 and 3 for which little pebble supply was available for Unit 5. The drainage system probably enlarged and different lithologies were supplying sediments. Unit 5 and 7 were intercalated by Unit 6 recording a minor lacustrine phase with the preservation of a small deltaic lobe. This unit cannot be recognized in the southern section as there few dark claystone beds but none with micas; thus it is difficult to estimate the size if this palaeolake.

The final continental deposits of the Tresp-Graus Basin (Units 8 and 9) are early Ypresian. Unit 8 corresponds to a major conglomeratic discharge at the onset of the PETM (Schmitz & Pujalte 2007; Domingo et al. 2009), and is known as the «Claret Conglomerates" (Fig. 3.16, Unit 8). These conglomeratic deposits are not present in the southern part of the basin. Previous studies (Pujalte & Schmitz 2005; Pujalte et al. 2014; Chen et al. 2018) have interpreted these conglomerates as a proximal part of a mega fan developed after a dramatic increase in seasonal rains due to the PETM major climatic change. Previous authors have excluded any tectonic origin because of the absence of evidence of regional tectonics. In addition, Armitage et al. (2011) have shown through modeling studies that the increase in rainfall in watersheds is reflected in sedimentary basins by the establishment of very coarse and extensive deposits. So Unit 8 corresponds to the progradation of Unit 5 and 7 fluvial-fan system due to extreme rainfall. Finally Unit 9 consists of sinuous channels intercalated in floodplain deposits (Fig. 3.16, Unit 9) that are very similar to Unit 5 and 7. Thus the fluvial system returned to previous stage.

5.2 Paleocene Tresp Fm Stratigraphy

The Paleocene succession is rather thick and chronostratigraphy poorly defined. A low-resolution and simple sequential analysis is suggested (Fig. 3.17) by comparison to well-established chronostratigraphy in the marine and coastal realm to the west (Pujalte et al. 2014) and in the Northern Pyrenees (Tambareau et al. 1995). Unit 3 is particularly thick and probably encompasses Danian, Selandian and early Thanetian. However Selandian interval is supposed to be missing in the easternmost Pyrenean domain (Pujalte et al. 2014) due to a main low-stand in the lower Selandian time but Mafrangeas et al. (in press) show that late Selandian transgressive deposits could locally be preserved in the northern Pyrenean domain. So placing top Danian and basal Thanetian stratigraphic boundaries is uncertain. An interval showing finer grained channel-fills and thicker floodplain (between 280 and 210m in the main Talarn-Tendruil Log section) could correspond to a high-stand record within the continental domain, correlative to the basal Thanetian transgressive/ high-stand T2 defined to the west (Pujalte et al. 2014), also described in the Northern Pyrenean foreland (Tambareau et al. 1995). This latter was recently attributed to late Selandian in the North based on geochemical arguments (Mafrangeas et al. 2020). The two main transgressive sequences ending on a high stand facies are defined within the Thanetian: T3 in the mid early Thanetian and T4 in the mid late Thanetian (Figs. 3.2, 3.17) that could correspond respectively to the gypsum beds (Unit 4 forming T3) and the lacustrine interval (Unit 6 forming T4; Figs. 3.2, 3.17). A maximum regressive surface and low-stand incised valley fills as described by Pujalte et al. (2014) at the end of Thanetian times are not recognized in our dataset, and therefore placing a maximum regressive surface in the dataset is

difficult as the Claret Conglomerates are climatically-driven, they likely do not correspond to a regressive maximum (Fig. 3.17).

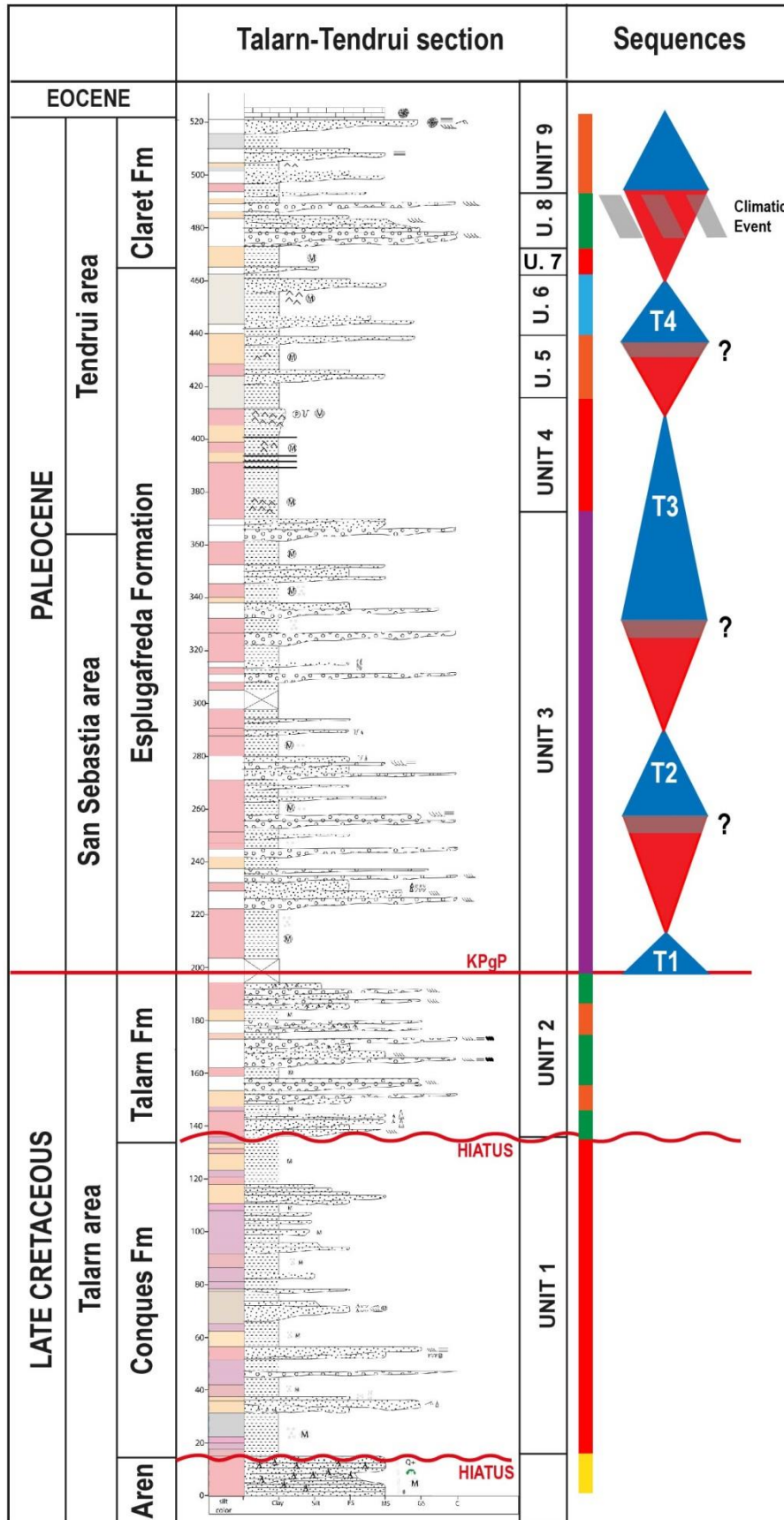


Fig. 3.17: Paleocene sequence analysis of the Tremp Fm.

Conclusion

During the Upper Maastrichtian the emersion of the Tresp-Graus Basin is recorded by a large regressive sequence from deltaic sandstones through lagoonal deposits with high variability temporal and lateral facies changes, and to a thick fluvial sequence ending on a major 3 My hiatus. From latest Maastrichtian to Thanetian the sedimentary succession consists of various fluvial deposits, ending on a gypsum-rich fine-grained unit and a lacustrine delta suggesting high-stand levels. However a Selandian hiatus, well-marked in the western Pyrenean platform, is supposed to lie within these early Palaeocene fluvial deposits (Pujalte et al. 2014). This latest Maastrichtian to Thanetian succession shows a greater thickness in the north of the Tresp-Graus Basin where the main channels were located, attesting of differential subsidence or fluvial aggradation driven by the Boixols thrust activation related to relief formation. In opposition, the southern part of the basin shows a much thinner sequence and more distal floodplain-dominated facies. The last major sequence before the earliest Eocene flooding of the Tresp-Graus Basin is dominated by large isolated point-bar deposits, intercalated by a conglomeratic event, interpreted by previous authors, as a climatic signal related to intense rainfalls at the onset of the PETM. This last unit show no sedimentary wedge across the basin, suggesting a stop in the differential subsidence, but proximal facies are still located to the north.

This work presents a detailed dataset of fluvial deposits showing considerable great variability in the morphology of the fluvial sandbodies from which four types of fluvial system have been recognized. Combining the fluvial style analysis, the distribution of facies and thickness across the basin, and provenance analysis (Gómez-Gras et al. 2016) we can propose that (1) the upper Maastrichtian regressive sequence records the decrease of the south-eastern source, (2) the 3 My hiatus is a period of bypass during relief re-organization, (3) the latest Maastrichtian shows the onset of northern sources with carbonates clasts deposited in a transverse fluvial fan with simultaneous to the closure of the eastern source roughly at the K/Pg boundary, (4) during the early Paleocene the transverse conglomeratic fan backstepped to the north probably due to catchment enlargement, from Danian to early Thanetian times, (5) the mid-Paleocene, probably latest early Thanetian, to earliest Eocene sediments records mainly distal and sinuous fluvial deposits suggesting a large river system probably associated to an larger catchment area. The Tresp Fm successions punctuated by marker beds interpreted as base-level controlled (i.e. latest Selandian or basal Thanetian transgressive succession, intra-Thanetian gypsum and lacustrine beds) or climatically-controlled (PETM Claret Conglomerates; Colombera et al. 2017; Chen et al. 2018) while the overall sedimentary pattern is controlled by the structural evolution of the entire southern Pyrenean foreland. Finally, even if the first evidence of

provenance from the Axial Zone is recorded in the late Lutetian deposits (Sis Conglomerates, (Beamud et al. 2011; Rahl et al. 2011), we can hypothesize that some input as soon as the the Lower Paleocene is possible.

Chapitre 4 : Enregistrement des sédiments fluviaux du Campanien au Danien des bassins nord-est péri-Pyrénéens: la question des flux sédimentaires issus de la topographie précoce pyrénéo-provençale.

Introduction

Lors de la phase précoce de l'orogène pyrénéen, la localisation et le calendrier de la mise en place des premiers reliefs pyrénéens restent incertains. Au cours du Crétacé supérieur, le raccourcissement est diachrone le long de la proto-chaine. Il a débuté en Provence et dans les Pyrénées Orientales, avant de migrer vers les Pyrénées Occidentales et le Golfe de Gascogne. La mise en place des plus grandes nappes qui correspond au principal événement de compression affectant l'ensemble de la chaîne orientale datée de l'Eocène inférieur. Enfin, l'ouverture du Golfe du Lion pendant l'Oligocène met fin à l'orogénèse dans le domaine pyrénéo-provençal. Ce dernier événement a masqué une grande partie des relations architecturales et structurales entre les différents bassins d'est en ouest, et la géométrie de la zone axiale pyrénéenne au sud de la Provence vers le domaine alpin est inconnue.

Au début de l'orogénèse, dans la zone orientale de Pyrénées, les sédiments datés du Campanien au Thanétien sont majoritairement fluvio-lacustres, avec au Crétacé terminal, l'enregistrement de deltas ou de bassins marins (Corbières). Ces dépôts se sont déposés dans les bassins périphériques à la proto-chaine, soumis au raccourcissement entre la Provence (à l'extrême est) jusqu'aux Corbières. Au Crétacé terminal, les relations de faciès vers les domaines marins situés plus à l'ouest des Corbières est complexe et fluctue dans le temps et à partir du Paléocène c'est la sédimentation continentale qui va alors dominer l'enregistrement en Ariège plus à l'ouest où quelques incursions marines sont intercalées. Les relations entre les différents bassins et leurs réseaux fluviaux ne sont pas connues dans cette grande zone orientale pyrénéo-provençale. La compréhension des systèmes de drainage autour de ces premiers reliefs est un point crucial pour comprendre la trajectoire des produits issus de l'érosion de la source au bassin et donc pour localiser les zones de soulèvement. Même si on ne connaît pas l'emplacement des premières topographies d'où proviennent les rivières du Crétacé supérieur et Paléocène, les bassins sédimentaires ont quant à eux conservés des informations sur ces terrains manquants. Pour cela des approches de sédimentologie sont nécessaires pour reconstituer les drainages et associées à des travaux de thermochronologie détritiques qui sont menés par d'autres (Mouthereau et al., 2013 ; Ternois et al., 2019 ; Vacherat et al., 2017) pour tenter de localiser précisément les sources.

Ce travail de thèse s'appuie donc sur une approche sédimentologique basée sur les développements récents dans l'analyse des successions fluviales afin de reconstruire les architectures fluviales à différentes échelles (Holbrook 2001 ; Miall et Arush 2001 ; McLaurin et Steel 2007 ; Leleu et al. 2009). Cette approche permet la reconnaissance des unités de remplissage de chenaux, la forme des barres et des corps préservés, des complexes de ceinture de chenaux et des ensembles hiérarchiques à plus grande échelle. Cette étude architecturale vise à reconstruire les paléo-drainages, et contraindre les flux sédimentaires dans le système pyrénéo-provençal.

Cette approche architecturale réalisée dans le cadre de ce travail de thèse a été effectuée dans 5 localités différentes sur un intervalle de temps assez long entre le Campanien et la base du Thanétien (environ 24.4 millions d'années) pour identifier les différentes décharges détritiques et leurs évolutions dans l'espace et dans le temps au cours de la première phase de déformation des Pyrénées. Elle est basée sur une étude de terrain, avec la réalisation de plusieurs logs sédimentaires dans les différents bassins et la quantification et l'étude des différents chenaux fluviales.

1. Stratigraphie des bassins pyrénéo-provençal

Dans le domaine continental nord-pyrénéen, de nombreux étages régionaux et unités lithostratigraphiques ont été définies par les anciennes études (Villatte 1962; Freytet 1970; Tambareau 1972; Plaziat 1966, 1984). Le Fuvélien et le Bégudien, nominations typiquement provençales, et les Grès d'Alet dans les Corbières sont des unités lithostratigraphiques correspondant au Campanien inférieur ; le Rognacien correspond au Campanien supérieur et Maastrichtien (Babinot and Durand 1980a; 1980b) ; le Vitrollien, est d'âge Dano-Sélandien (Matheron, 1876; Medus, 1972; Babinot and Durand, 1980a; Colson and Cojan, 1996). Tous ces termes régionaux correspondent en réalité à des faciès sédimentaires continentaux. Le Fuvélien comprend des dépôts essentiellement lacustres avec des intervalles de charbons parfois épais ; les Grès d'Alet sont des grès grossiers et conglomératiques de systèmes fluviales en tresse nourrissant un système deltaïque vers l'ouest (Bilotte 1985; Bessiere et al. 1989; Tambareau et Vilatte, 1983); le Bégudien correspond à des faciès argilo-gréseux fluviales, le Rognacien et le Vitrollien correspondent à des faciès soit de grès fins et d'argiles rouges soit de dépôts carbonatés lacustres à palustres, parfois très épais (Fig.2.13).

La série continentale Campano-Maastrichtienne s'insère dans un vaste ensemble du sud de la France qui fait partie de l'enregistrement d'une grande régression allant du Santonien supérieur jusqu'au Maastrichtien (Plaziat, 1981). Les sédiments marins du Santonien supérieur (calcaires, marnes, turbidites ; Freytet, 1970 ; Bilotte, 1983) laissent place à d'épaisses séries continentales à partir du Campanien basal jusqu'au Thanétien au sein d'environnements de dépôts tels que les plaines

alluviales, les chenaux fluviaux, les environnements lacustres ou encore au sein de lagunes (Freytet, 1970 ; Plaziat, 1981). Ces successions continentales forment ensuite un cycle transgressif jusqu'aux calcaires à Alvéolines dits de l'Ilerdien, bien visible dans les Corbières (Tambareau et al., 1995) alors que le Languedoc et la Provence enregistrent des dépôts fluvio-lacustres (Cavalier, 1984, dans synthèse du SE de la France, BRGM). Dans cette large séquence, la limite Crétacé/Tertiaire n'est pas bien définie et est supposée au sommet d'une unité de carbonate lacustre plus ou moins épaisse dans les régions des Corbières et du Languedoc (Formation de Vignevielle) avec la disparition de coquilles d'œufs de dinosaures (Freytet 1970 ; Gruas-Cavagnetto et al. 1992 ; Berger et al. 1997 ; Fondevilla et al. 2016), au-dessus des calcaires de Rognac (Garcia et Vianey-Liaud, 2001) en Provence Occidentale mais plutôt au sommet des conglomérats de la Galante avec la disparition des coquilles d'œufs de dinosaures au-dessus de cet horizon marqueur dans la partie orientale de cette zone (à l'est du Bassin de l'Arc ; Dughi and Sirugue, 1957; Durand and Nury, 1984 in Mém. BRGM n°125; Westphal and Durand, 1990; Cojan et al., 2003)

La série paléocène enregistrée dans les Corbières et dans le Languedoc est très épaisse et est composée essentiellement des dépôts continentaux avec une excursion marine au Sélandien enregistrée dans les Corbières (Maufrangeas, 2018 ; Maufrangeas et al., en révision) et une ou deux transgressions durant le Thanétien (Tambareau et al., 1995 ; Plaziat, 1981) dans certaines parties des Corbières. La Provence enregistre pendant cette même période des dépôts peu épais de carbonates lacustres intercalés par des argiles de plaine alluviale (Calcaires de Vitrolles, Danien, Calcaire de Meyreuil, Thanétien, et calcaire de Saint-Marc, Thanétien terminal/Yprésien basal).

2. Etude sédimentologique des séries fluvio-lacustres des bassins péri-Pyrénéen

Cinq coupes sédimentologiques datées du Campanien au Dano-Sélandien ont été étudiées le long de la chaîne Pyrénéo-Provençale. D'ouest en est, il y a 3 coupes dans les Corbières, à Lairière et Albas situées dans le Bassin du Minervois, ainsi qu'à Arques plus au sud, une coupe en Languedoc à Castelnau-de-Guers dans le Bassin de Villeveyrac, et une coupe en Provence, à Saint-Ser localisée dans la partie orientale du Bassin de l'Arc. Les conditions d'affleurement ne permettent pas l'observation complète ou même entière du Campanien dans certains bassins et la base du Thanétien est parfois très végétalisée, c'est pourquoi cette analyse s'arrête au Dano-Sélandien. Les faciès de dépôts (2.1) et les faciès pédogénétiques (2.2) sont décrits ci-dessous et ensuite regroupés en associations de faciès (2.3).

19 lithofaciès sont reconnus dans les séries continentales des régions des Corbières, du Languedoc et de la Provence et sont décrits dans la table 1 (Fig.4.1). Ils sont regroupés en 7 associations de faciès qui sont : (AF1) le système fluviale grossier (L1a, L1b, L1c, L2a), (AF2) le système fluviale sableux (L2b, L2c, L2e), (AF3) le système fluviale anastomosé (L2d et L3), (AF4) la plaine alluviale qui comprends les faciès de dépôts (L3, L4) et les faciès de pédogénèse (paléosols §2.2), (AF5) le domaine lacustre et palustre (L5, L6, L7, L8, L9, L10, L11), (AF6) le domaine interne/tidal (L10 et L12) et (AF7) le domaine marin peu profond (L13 et L14).

2.1 Description des lithofaciès de dépôt

Table 4.1: Description des lithofaciès dans les bassins étudiés (Corbières, Languedoc, Provence)

Lithologie	Description de faciès	Environnement de dépôts	Association de faciès	Localisation
L1a Grès conglomératiques à litages en auge	Grès conglomérats polygéniques à galets de carbonates, de grès, de quartz et de socle. Les galets sont arrondis à sub-arrondis de taille moyenne de 0.5 à 3 cm. Les éléments sont sub-jointifs et semblent parfois suivre une orientation particulière. La matrice est essentiellement gréseuse, souvent grossière. Ces dépôts forment des bancs bien triés, lenticulaires, dont la base est souvent érosive. Les bancs ont une extension latérale pluri-décimétriques et une épaisseur variable entre 20 cm et quelques mètres. Ces dépôts présentent des litages en auge qui forment une amalgamation de coset érosif de dunes 3D. Ces cosets peuvent être grano-décroissants, et des lentilles de grès moyen à grossier présentant des litages obliques ou tangentiels sont préservées à certains endroits.	Le tri des galets et les litages obliques et tangentiels témoigne d'un tri hydraulique associé à un courant tractif et la formation de dune de fond de chenal (Bridge, 2007 ; Miall, 2006). La présence de litage en auge qui forme des cosets érosifs amalgamés témoignent d'un système fluviatile en tresse. Ce lithofaciès est alors caractéristique d'un dépôt de chenaux fluviatiles amalgamés de haute énergie préservant des figures de courants tractifs importants (Miall, 1985). Il peut être placé en position proximale du système alluvial proche des reliefs.	Système fluviatile grossier	Arques Lairière (Corbières)
L1b Conglomérats sans figures de courant	Conglomérats polygéniques à galets de calcaire (très érodés) et de socles, sub-arrondis à sub-anguleux. Les clastes sont très mal triés et leur taille varie de quelques millimètres à 8 cm et n'ont pas d'orientation préférentielle. Les galets sont jointifs avec une matrice le plus souvent argileuse mais pouvant être parfois sableuse (grès moyen à grossier). Ces conglomérats forment des bancs d'une épaisseur d'un mètre et d'une grande extension latérale (<100 m) et sont isolés dans les argiles et silts de la plaine alluviale. Leur base est souvent érosive et parfois chenalisée et aucune structure de courant n'est observée dans ces dépôts. Ces dépôts peuvent parfois être monogénique (galets calcaires) et peuvent former des bancs massifs d'une épaisseur variable pouvant aller jusqu'à plusieurs mètres (Fig.1, A).	L'hétérométrie des éléments, l'absence d'orientation des grains et l'absence de structure témoignent de dépôts massifs proches de la source détritique. Ce dépôt ce serait mis en place en position proximal ou au niveau de dépôt de cônes alluviaux (Blair et MacPherson, 1994). Par comparaison avec le faciès précédent (L1a), il s'agit d'écoulement de type débris flow. Ces dépôts possèdent généralement un contact basal érosif et plus ou moins chenalisé. Leur extension latérale peut être très importante. Ce lithofaciès s'est donc mis en place en partie distale de cônes alluviaux, au moment où les chenaux commencent à se former	Système fluviatile grossier	Arques Lairière (Corbières)
L1c Conglomérats à figures de courant	Conglomérats polygéniques à galets de carbonates (70%), de grès et de socle. Les galets sont arrondis à sub-arrondis de taille moyenne de 3 à 8 cm, voire décimétriques. Les éléments sont sub-jointifs et semblent parfois suivre une orientation particulière. La matrice est essentiellement gréseuse, souvent grossière, avec parfois des débris de <i>Microcodium</i> . Les conglomérats forment des bancs bien triés, lenticulaires, dont la base est souvent érosive. Les bancs ont une extension latérale pluri-décimétrique et une épaisseur variable entre 20 cm et quelques mètres et des litages entrecroisés sont préservés à	Le tri des galets et les litages obliques et tangentiels témoigne d'un tri hydraulique associé à un courant tractif et la formation de dune de fond de chenal (Bridge, 2007 ; Miall, 2006). La présence de séquences grano-décroissante caractérise le dépôt pendant la phase de décélération du courant (Miall, 2006). Enfin, la préservation de lentilles sableuses dans certains conglomérats témoigne de période où le régime hydrodynamique était plus faible. Les stratifications entrecroisées observées à certains endroits correspondent à l'accrétion latérale d'une barre fluviatile à l'intérieur du chenal (Diaz-Molina, 1993 ; Martinus, 2000). Ce sont des dépôts de chenaux sinueux dans la plaine alluviale	Système fluviatile grossier	

	certains endroits. Les bancs peuvent être grano-décroissants, et des lentilles de grès moyen à grossier peuvent être préservées (Fig.1, B).	(Miall, 1996). Ces dépôts possèdent généralement un contact basal érosif et plus ou moins chenalisé. Leur extension latérale peut être très importante.		
L2a Grès à litages tangentiels	Ce lithofaciès est constitué de grès fins à moyens avec des passées plus grossière. Ces grès s'organisent en bancs lenticulaires d'une extension latérale d'une dizaine de mètres à plusieurs centaines de mètres. Les lentilles présentent une épaisseur métrique à pluri-métrique dont certaines contiennent des stratifications obliques sur toute la hauteur de la lentille. Le litage entrecroisé, au sein d'une unité oblique, comporte des sets de lamines de 1 à 10 cm d'épaisseur. La base des bancs est érosive et peut être soulignée par des graviers, une granulométrie plus grossière, ou des galets d'argiles. Les séquences de dépôt s'affinent vers le sommet des bancs (grano-décroissance).	Ce type de lithofaciès est associé aux dépôts les plus profonds des chenaux, lorsque la base est à dominante sableuse (Miall, 1985). Ce type de lithofaciès est associé aux mégarides 3D, et plus particulièrement à la migration de ces dunes (Miall, 1996). Il témoigne d'un régime hydrodynamique tractif	Système fluviale grossier	
L2b Grès fin à très fins à litages entrecroisés	Grès fins à très fins, très bien triés, avec de rares lentilles conglomératiques formant des bancs lenticulaires d'une épaisseur de 10 cm à 1 m. Certains bancs présentent de grandes accrétions latérales qui s'accumulent sur des dizaines de mètres. Ils présentent parfois une stratification entrecroisée, mais le plus souvent, il n'y a pas de stratification en raison du très bon tri des grains. Ils forment des unités d'une extension latérale de 10 à 30 mètres pouvant aller jusqu'à 2 mètres d'épaisseur et présentant une base érosive. Le sommet des bancs contient des traces de racines, des terriers et certains sommets présentent un aspect noduleux (Fig.1, I, J, K).	Ces dépôts gréseux sont des sédiments fluviaux déposés dans des chenaux érosifs dans la plaine alluviale. Les bancs gréseux présentant des stratifications entrecroisées correspondent à l'accrétion latérale d'une barre fluviale à l'intérieur du chenal (Diaz-Molina, 1993 ; Martinius, 2000). Ce sont des dépôts de chenaux sinueux dans la plaine alluviale (Miall, 1996).	Système fluviale sableux	
L2c Grès à litages plans	Grès fins à très fins, de couleur rouge organisés en bancs lenticulaires d'une épaisseur allant de 1 à 5 mètres pour une extension latérale de plusieurs mètres. Les grains au sein des bancs s'organisent en lamines parallèles bien définies par des variations dans la taille des grains et leur composition. Ce faciès peut être en contact graduel avec les faciès à litages entrecroisés (L2b), mais aussi, il peut être en contact progressif avec les faciès argilo-silteux. Certains bancs de grès possèdent des figures pédogénétiques (Fig.1, C à H).	La mise en place de ce lithofaciès peut correspondre à deux processus différents : (1) la granulométrie et la présence de litage horizontal dans ces grès témoignent d'un régime hydrodynamique très rapide. De plus, les litages plans se forment dans un courant turbulent (Allen, 1982 ; Bridge, 2007). Ce lithofaciès se dépose principalement lors des crues, c'est-à-dire à la transition entre un écoulement sub-critique à supercritique. De plus, l'alternance de sédiments fins et grossiers dans les lamines planes témoignent de variations saisonnières de haut régime (Bridge, 2007). (2) la granulométrie très fine des grès, la présence de lamines planes très fines, ainsi que le passage progressif à des argiles et silts au sommet, témoignent de dépôt grano-décroissant. Des fractions de plus en plus fines se déposent les unes par-dessus les autres, à mesure que le courant diminue lors d'une décrue. Ce lithofaciès s'est donc déposé dans un milieu où l'hydrodynamisme est faible. Le litage oblique de rides observé sous ces grès correspond à la migration de petites dunes lors d'une	Système fluviale sableux	

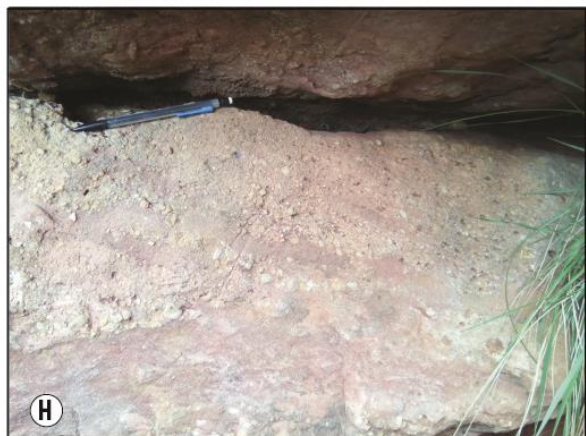
		période de crue (Harms, 1975 ; Harms et al., 1982 ; Miall, 2006). Par la suite, les particules fines décantent sous forme de lamines et viennent se déposer au sommet des bancs (Miall, 2006).		
L2d Grès à rides	Grès fins à moyens bien triés formant des successions de lamines planes se terminant au sommet par des empilements de rides asymétriques. Ces dernières peuvent être drapées par des faciès plus fins (silts ou argiles). Ce faciès s'organise en bancs de faible extension latérale (quelques mètres) pour une épaisseur d'environ 1 mètre. Les rides possèdent quant à elles une longueur d'onde d'extension centimétrique	La formation de rides dépend de la vitesse du courant et du taux de sédiments apporté au système (Miall, 1996). Elles se forment pour des vitesses de courant inférieures à 1 m/s. Ce type de faciès constitue le dernier épisode sableux d'une séquence fluviatile et témoigne d'un courant unidirectionnel se développant avant l'abandon du chenal.	Système fluviatile sableux	
L2e Grès moyens à très fins	Grès très fins à moyens assez bien triés. Ils forment des lentilles d'une épaisseur inférieure à 1 m et d'extension variable. Certaines lentilles, d'extension latérale comprise entre 10 et 50 m) sont isolées dans les silts et argiles de plaine alluviale. Plusieurs petites lentilles peuvent être présentes sur une même surface stratigraphique. Les bancs sont généralement grano-décroissants et le bon tri des grains limite la visibilité de structures sédimentaires. Ce faciès peut présenter des figures de pédogénèse comme de la marmorisation.	La forme lenticulaire, la surface basale érosive et la grano-décroissance de ces dépôts traduisent un dépôt de remplissage de chenal. La faible granulométrie, la relativement faible extension latérale, et l'absence de grands litages obliques indiquent un environnement de dépôt à régime hydrodynamique calme. Les lentilles gréseuses isolées présentent des chenaux « actifs » pendant une même période de temps, témoignent ainsi que le système fluviatile était anastomosé.	Système fluviatile anastomosé	
L2f Grès fins tabulaires	Ces grès fins à très fins forment des bancs tabulaires généralement discontinus d'extension latérale allant de quelques mètres à quelques centaines de mètres et d'une épaisseur pouvant varier rapidement, pour passer de 90 à 10 cm en seulement une dizaine de mètres. Ils sont le plus souvent intercalés et isolés dans les argiles et silts bariolés et peuvent être juxtaposés à des grès plus grossiers à figures de courant. Leur base est peu ou pas érosive et les séquences de dépôt sont grano-décroissantes et ne comportent pas de structures sédimentaires visibles. Ce lithofaciès a une proportion de matrice carbonatée importante et est complètement affecté par la pédogénèse. En effet, ces grès présentent de nombreuses traces de marmorisation (violette, ocre, rose et blanche). Certains bancs présentent des glaébules carbonatés, de la fabrique verticale, des traces de racines et de bioturbations.	Ces grès se localisent latéralement aux chenaux principaux et ne présente pas de structures sédimentaires. Ces dépôts ont lieu lors de crues et correspondent aux dépôts de débordement des chenaux principaux dans la plaine alluviale (Bridge, 2007 ; Plaziat, 1984). Les dépôts grano-décroissants observés en sommet de bancs témoignent d'une diminution de courant lors du dépôt : la force du courant diminue qui dépose ainsi les fractions les plus fines au sommet des bancs (Bridge, 2007). La plupart de ces bancs présentent des traces de racines, ce qui suggère que le niveau de la nappe phréatique était relativement élevé et que le développement de la végétation était rapide par rapport à la migration du chenal et à la sédimentation dans la plaine alluviale (Wright et al., 1995). De plus, le taux de carbonates élevé dans ces grès est dû à la cimentation carbonatée qui précipite sous l'action du battement de la nappe. L'installation de paléosols au sommet des bancs de grès démontre le caractère intermittent des dépôts dans la plaine alluviale ; en effet la pédogénèse se développe pendant l'arrêt de la sédimentation.	Dépôt de débordement d'un système fluviatile sableux	
L3 Bancs à Microcodium	Éléments calcitiques appelés <i>Microcodium</i> formant des bancs tabulaires d'une épaisseur allant de quelques cm à 1 m et ayant une extension latérale très variables, de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Les <i>Microcodium</i> sont des prismes	les colonies de <i>Microcodium</i> retrouvées dans la matrice permettent d'affirmer que les dépôts ont été végétalisés. En effet, les racines absorbent des ions Ca^{2+} et relâchent des protons ce qui entraîne à la fois la corrosion du substrat carbonaté (galets de calcaire, bancs de calcaire	Dépôts de plaine alluviale	

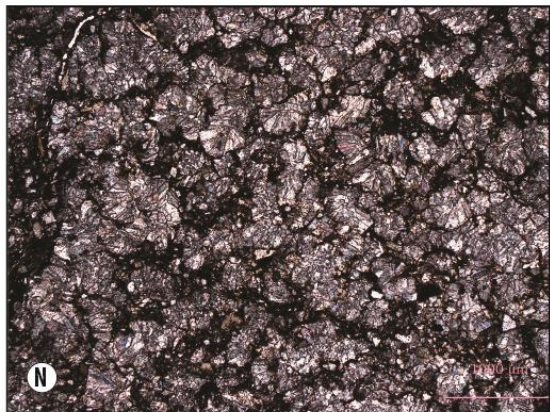
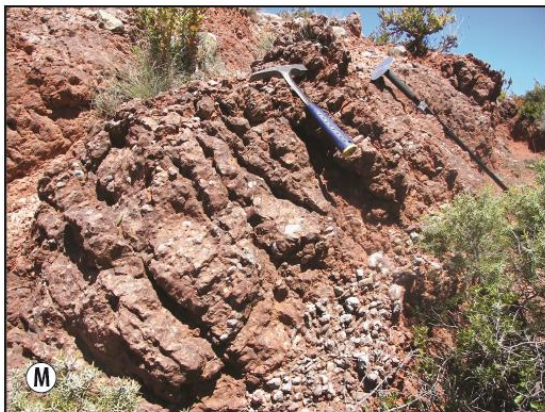
	<p>inframillimétriques de calcite regroupés en colonie qui peuvent se présenter sous plusieurs formes différentes, comme des agrégats cylindriques ou sphériques (appelés structures en en épi de maïs / « corn-cob » ou en rosette) ou encore sous la forme d'une structure laminée composée de couches de cellules asymétriques (Bodergat, 1974 ; Alonzo-Zarza et al., 1998). Si les colonies sont parfois entières et en place, il arrive que de nombreux débris soit retrouvés dans les conglomérats, les grès et les siltites (Fig.1, L, M, N).</p>	<p>ou calcaire de plaine alluviale) par acidification mais aussi la calcification des vacuoles des racines (Freytet et Plaziat, 1982). Les <i>Microcodium</i> se formeraient alors à la faveur des déformations morphologiques de ces vacuoles, par accumulation de ce calcium. La calcite précipite alors au niveau des cellules externes des racines par évapotranspiration</p>		
<p>L4 Argiles et silts bariolés</p>	<p>Les argiles et silts bariolés sont très abondants et constituent plus de 60% des séries continentales étudiées. Ce lithofaciès 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. Les argiles et silts présentent de la marmorisation (tâches de couleur différentes de la couleur globale) plus ou moins marquée, mais quasi-omniprésente. Les teintes alternent entre marmorisation jaune, ocre, violette et rouge.</p> <p>Ces argiles et silts contiennent des figures pédogénétiques (décrites en chapitre annexe §8), comme des traces de racines ou de bioturbation. Elles contiennent également des glaébules carbonatés de couleur blanc ou rose plus ou moins abondants. Elles sont de forme irrégulière, et composées presque exclusivement de carbonate. Leur abondance varie et forme plusieurs stade de maturité : elles peuvent être éparses (stade I), éparses et abondantes (stade II), coalescentes (stade III) et très coalescentes, formant ainsi des structures en colonnettes, ainsi qu'une calcrête (stade IV). Généralement, la transition entre glaébules éparses et coalescentes se fait progressivement, vers le sommet des bancs, qui dans ce cas est plus compétent et mieux marqué à l'affleurement (calcrête). Les horizons de glaébules coalescents forment des bancs de couleur blanche de 10 à 70 cm d'épaisseur et on peut retrouver des traces de racines à leur sommet.</p> <p>Les silts et argiles sont souvent en contact graduel avec les formations gréseuses sous-jacentes marquant des séquences granodécroissantes ; cependant les contacts sont parfois nets. Ces sédiments fins sont souvent érodés par les faciès gréseux ou conglomératiques sus-jacentes (Fig.1, O, P, Q).</p>	<p>L'analyse granulométrique montre que ce sont des dépôts de faible énergie. Les argiles et silts bariolés sont des dépôts de plaine alluviale (Plaziat, 1966). Ils ont été transportés en suspension dans l'eau durant les périodes de crues. Les dépôts qui sont les plus fins et les moins indurés, se déposent dans la plaine alluviale loin des chenaux actifs (Bridge, 2007 ; Marriott et Wright, 1993). Après une crue, les particules en suspension se déposent lors de la décélération du courant, et l'eau retourne dans les chenaux (Bridge, 2007) et stagne dans les dépressions. Elle va alors se concentrer en ions sous l'action de l'évaporation, favorisant la précipitation de carbonates dans les sédiments. La couleur rouge ou bariolée présentant des contacts nets indique également que cette plaine alluviale aurait été inondée puis émergée de manière à créer des profils de sols oxydés formant ainsi des paléosols qui forment alors des faciès de pédogénèse (§2.2).</p> <p>L'alternance de la granulométrie très fine à fine et la présence de figures de pédogénèse 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.</p>	<p>Dépôts de plaine alluviale</p>	

<p>L5 Calcaire rose à aspect bréchifié</p>	<p>Mudstone formant des bancs tabulaires d'une extension latérale variable pouvant aller jusqu'à plusieurs centaines de mètres pour une épaisseur variant de 1 mètre à plusieurs dizaines de mètres. Il est constitué d'une micrite rose à grise très massive. Il a généralement un aspect bréchique dû à la présence d'intraclastes anguleux et comporte des traces de racines, des fentes de dessiccation et des nodules en sommet de banc alors que la base semble plus massive. Certains bancs présentent des lamines planes (Fig.1, R, S).</p>	<p>La présence de traces de racines, l'absence d'éléments et l'aspect bréchifié permet de dire que ce calcaire se serait mis en place dans un environnement sous aquatique lacustre, qui a été pédogénétisé après sa mise en place. En effet, lors de période d'étiage, les berges des lacs et des marais sont colonisées par des plantes hygrophiles qui favoriseraient un remaniement pédogénétique dû aux racines. Lorsque l'eau se retire, le lac ou marais se ferme par eutrophisation et les racines en disparaissant laissent des zones de vides. L'alternance de périodes humides et sèches crée des fentes de dessiccation et favorise la création de cavité au sommet des bancs. De plus, lors des périodes de hautes eaux, les clastes anguleux et les sédiments fins sont remaniés et s'accumulent dans les cavités et les fissures et forme cet aspect bréchifié en sommet de banc (Marty et Meyer, 2006a). Ce lithofaciès se dépose donc dans un environnement palustre en bordure de lacs ou marais et est typique de climat semi-aride (Platt et Wright, 1992). Enfin, la présence de lamines planes indique qu'il y a eu des périodes de décantation de grains de silts au cours de la mise en place du lac.</p>	<p>Dépôts lacustres</p>	
<p>L6 Calcaire massif</p>	<p>Calcaire de type mudstone/wackestone de couleur gris sombre à cassure conchoïdale, forme des bancs tabulaires d'extension latérale allant d'une centaine de mètres à plusieurs kilomètres et ont une épaisseur de plusieurs décimètres. Ce lithofaciès est retrouvé sous la forme d'une seule barre ou de plusieurs barres successives. Les bancs contiennent des tiges de charophytes, et parfois des oogones très difficilement visibles à l'œil nu. La matrice qui le compose est micritique et bien préservée (Fig.1, V).</p>	<p>La présence de charophytes, algues vivant en eau douce ainsi que la présence de boue, indique un milieu de dépôt d'eau douce calme, sur le continent. Ce lithofaciès est donc un calcaire de type lacustre et les débris de charophytes ont été transportés par les courants et les vents et indiquent les zones les plus profondes des lacs permanents (Freytet et Plaziat, 1982). L'absence de laminations témoigne que le lac avait une masse d'eau homogène et peu profonde.</p>	<p>Dépôts lacustres</p>	
<p>L7 Calcaire noduleux</p>	<p>Ce calcaire de type mudstone de couleur grise à rosâtre à matrice micritique, possède une épaisseur variant de 1 à 5 mètres avec une extension latérale de plusieurs mètres. Les bancs ont un aspect très altéré et sont souvent marmorisés. Il comprend plusieurs éléments comme des <i>Microcodium</i>s, des débris de charophytes, mais également des traces de racines au sommet des bancs. Ils contiennent également de nombreux nodules carbonatés, arrondis et jointifs d'une taille comprise entre 1 et 15 cm. La proportion de ces nodules est plus importante à la base de ce calcaire et diminue vers le sommet (Fig.1, T, U).</p>	<p>La présence de débris de charophytes, et de boue indique un milieu de dépôt lacustre. Cependant, la présence de nodules carbonatés et de traces de racines permet de dire que ce calcaire lacustre a secondairement été pédogénétisé. En effet, après s'être déposé, le calcaire lacustre a été émergé et colonisé par la végétation qui aurait alors entraîné la formation de nodules grâce au développement du réseau racinaire (Marty, 2006).</p>	<p>Dépôts palustres</p>	
<p>L8 Grès micacés</p>	<p>Grès moyens à grossiers contenant une proportion importante de micas (> 70%). Ces grès forment des bancs tabulaires discontinus de quelques mètres d'extension latérale et de 10 à 80 cm d'épaisseur. Aucune structure sédimentaire ni figures pédogénétiques ne sont observées dans ces bancs (Fig.1, W, X).</p>	<p>Ces grès micacés retrouvés latéralement au chenaux principaux et qui n'ont pas de structures sédimentaires correspondent aux dépôts de débordement des principaux chenaux et se mettent en place lors de période d'inondation (Bridge 2007, Plaziat 1984). La présence de nombreux micas témoigne d'un arrêt brutal du courant qui les transporte. De plus, ces grès sont intercalés dans des argiles</p>	<p>Chenaux de fan-delta lacustre</p>	<p>Provence</p>

		bleues/grises lacustres ; ce qui permet de dire que ces chenaux se sont jetés dans un lac préexistant.		
L9 Grès fins en downlap	Ces grès ont une granulométrie allant de très fine à moyenne. Ils forment des bancs d'épaisseur métrique (allant jusqu'à 3 mètres) et d'extension latérale d'une dizaine à une centaine de mètres. Ces bancs effectuent des downlaps sur les dépôts sous-jacents (faciès 8 ou 9 ou 7A) et sont intercalés par des bancs d'argiles et silts (faciès 7A). Ces dépôts peuvent être marmorisés et posséder un débit noduleux.	La superposition de ces bancs et les terminaisons en downlap qu'ils réalisent sur les dépôts sous-jacents traduisent une progradation du système sédimentaire. Le caractère continental de ces roches, la taille de ce système en downlap et la présence d'argiles/silts (faciès 7A) en base de downlap témoignent d'un système de fan-delta lacustre progradant plutôt qu'un système fluviatile énorme en accrétion latérale de type barre de méandre.	Delta lacustre	Lairière (Corbières)
L10 Argiles bleues/grises	Ces lithofaciès sont composées de sédiments carbonatés très fins. La couleur de ces dépôts varie entre le bleu et le gris. Ces argiles carbonatées contiennent des figures pédogénétiques, comme des traces de racines ou de bioturbation. Un conglomérat à oncolites est intercalé dans ces argiles Fig.1, X).	L'analyse granulométrique montre qu'il s'agit de dépôts de très faible énergie. La proportion de carbonates et la couleur bleue/grise des argiles montrent qu'elles se sont déposées dans des zones protégées larges et peu profondes, comme un lac. Ces zones lacustres peu profondes devraient être traversées par des chenaux contenant des oncolites, indiquant des fluctuations du niveau de l'eau de cette zone (Arenas-Abad et al., 2010).	Dépôts lacustres	Provence Lairière (Corbières)
L11 Conglomérat à oncolites	Conglomérat monogénique composé d'oncolites. La taille de ces éléments varie entre 1 et 4cm et sont sub-jointifs dans une matrice de grès fin à moyen. Ce conglomérat forme un banc tabulaire d'une extension latérale d'environ 4 m pour 1 mètre d'épaisseur (Fig.1, Y).	Les oncolites sont composées de grains qui sont le noyau recouverts d'algues qui présentent des laminations concentriques dans leur partie interne et qui présentent une forme sphérique ou ovale. Elles se sont formées dans une zone d'écoulement sous-marin ou phréatique d'eau douce (Peryt, 1983 ; Jiang et al., 1998). Ici, ce lit d'oncolite est intercalé dans les argiles bleues/grises lacustres, donc elles ont été formées dans un environnement lacustre	Dépôts lacustres	Provence
L12 Grès à débris de végétaux	Grès fins composés de grains de quartz et de bioclastes dans une matrice carbonatée (60%). Ce grès forme une succession de plusieurs unités centimétriques pour une extension latérale de quelques mètres. Présence de litages entrecroisés centimétriques localement soulignés par des argiles. Le litage oblique « <i>low-angle</i> » millimétrique constitue des surfaces érosives ondulées dont la base est concave. Ce litage forme des ondulations symétriques, et forme des unités d'environ 5 cm dont leur sommet est érodé par l'unité suivante. Entre les surfaces d'érosion, des figures de traction sont préservées. Ce type de litage est appelé litage entrecroisé en auge « <i>trough cross stratification</i> » (Mckee et Weir, 1953). De plus, ces grès sont très riches en matières organiques, charbons, débris de végétaux et contiennent de rares miliolles, gastéropodes, terriers, et des fragments de <i>Microcodium</i> .	La présence de bancs centimétriques, d'un litage de rides de courant, et de surfaces d'érosion ondulées témoignent d'un courant érosif oscillatoire de petites vagues (Cojan et Renard, 1997). La préservation de dépôt fin entre les surfaces (drappage argileux) et les figures sédimentaires indiquent que ces dépôts sont des dépôts de lagunes internes (« tidal flat »), ou de « shoreface » à faible énergie de houle, ou de barre d'embouchure de faible profondeur. La présence débris de végétaux et de charbons bien préservés témoigne de la proximité du continent. Les rares miliolles et les terriers attestent d'un environnement marin restreint.	Dépôts de shoreface ou lagune interne	Lairière (Corbières)
L13 Grès à rides	Grès fins à moyens de couleur jaune. Ces grès forment des unités centimétriques qui peuvent former des paquets de 2 mètres	La granulométrie, la présence de surfaces d'érosion ondulées et de rides de courant caractérise un environnement dominé par les vagues avec un	Dépôts marins peu profond	Lairière (Corbières)

	d'épaisseur pour une extension latérale de quelques dizaines de mètres. Ces unités présentent des surfaces d'érosion ondulées à leur base et des stratifications entrecroisées millimétriques. Ces grès sont riches en matières organiques, charbons, débris de plantes, grains de quartz et miliolides et quelques débris de Microcodium (Fig.1, Z)	faible gradient d'énergie. La présence de quartz, de débris de plantes et de Microcodium témoigne de la proximité du continent. Cette unité s'est déposée dans un environnement marin peu profond, agité (mangrove) avec une source clastique à proximité (Plaziat., 1981).		
L14 Calcaire à éléments	Calcaire de type wackestone à packstone formant des bancs d'une épaisseur de 50 cm à 1 mètre et présentant une extension régionale. Ils contiennent des miliolides, des alvéolinides et des foraminifères planctoniques, dont certains comprennent des grains fins quartzes et une bioturbation occasionnelle. Calcaire de type packstone à grainstone avec des éléments abondants : miliolides, alvéolinides, coraux et algues (plateforme Ilerdian).	Alvéolines, miliolides, algues, coraux témoignent d'une plateforme marine peu profonde qui est la partie distale du système (Plaziat, 1984 ; Plaziat, 1981).	Dépôts marins peu profond	Lairière (Corbières)







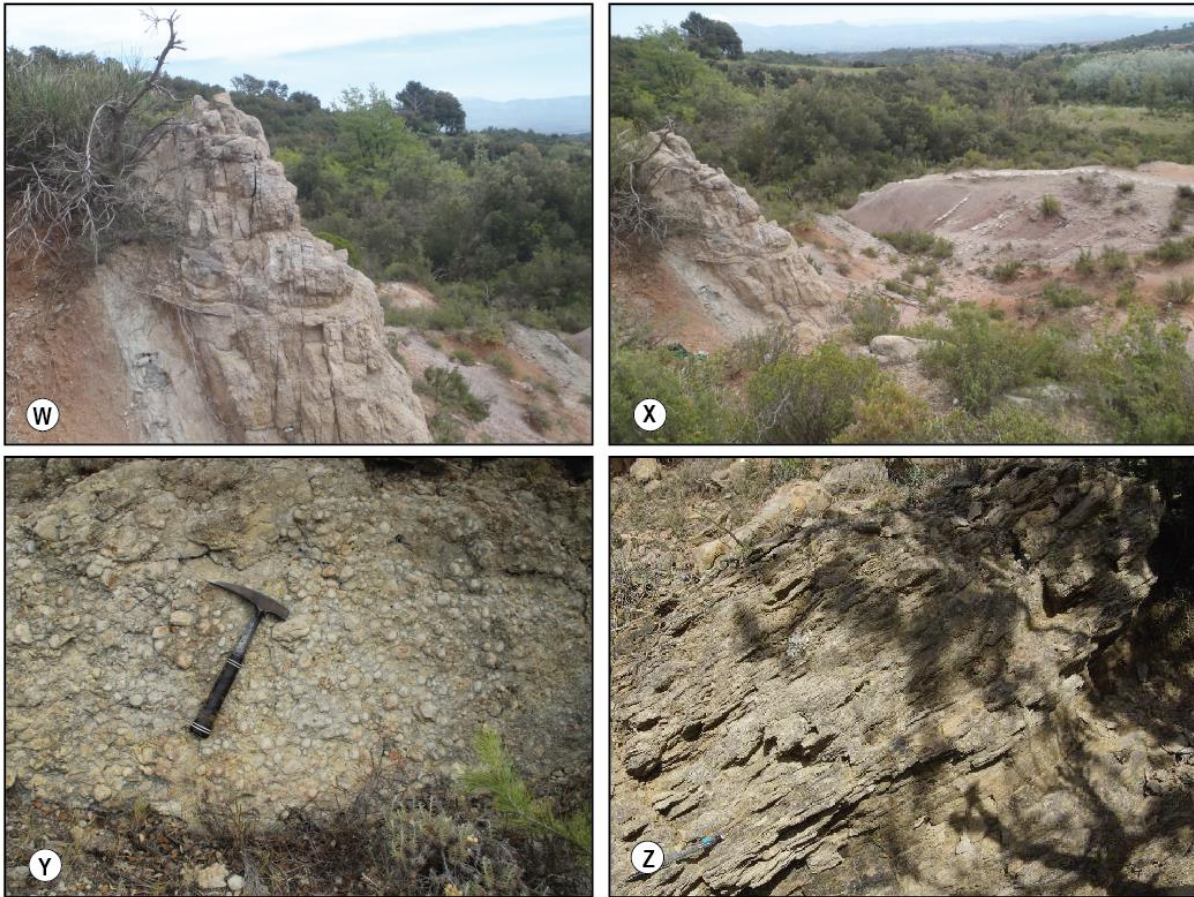


Fig.4.1: illustrations de facies: A. Conglomérats sans figures de courant (L1b), B. Conglomérats à stratifications entrecroisées (L1c), C à H. Grès à litage plans (L2c) I, J, K. Grès à litages entrecroisés (L2b), L, M, N. Bancs à *Microcodium* (L3), O, P, Q. Argiles et silts bariolés (L4), R et S. Calcaires roses à aspect bréchifié (L5), T et U. Calcaire noduleux (L7), V. Calcaires massifs (L6), W. Grès micacés (L8), X. Grès micacés (L8) intercalés dans des argiles grises (L10), Y. Conglomérat à oncolites (L11), Z. Grès à rides (L13)

2.2 Faciès de pédogénèse de la plaine alluviale

Les bassins étudiés sont essentiellement remplis par des dépôts continentaux dont plus de la moitié sont des dépôts de plaine d'inondation qui ont subi de la pédogénèse. Il existe trois principales transformations physiques d'un sol qui peuvent être observées sur le terrain (Chamley, 2003) : (1) la présence de traces de racines qui permet d'affirmer que les sédiments ont été exposés aux conditions atmosphériques et que de la végétation ont colonisés les sols, (2) la présence de plusieurs horizons pédogénétiques et (3) la présence de figures pédogénétiques, telles que des nodules carbonatés. La plupart de ces indices post-dépôts sont décrits en détail dans un paragraphe annexe à ce chapitre. Ce paragraphe décrit les structures majeures et nécessaires au décryptage des faciès de plaine d'inondation ayant subi la pédogénèse.

Les argiles de plaine d'inondation affectées par de la marmorisation forment des horizons bien distincts permettant de distinguer les évolutions de la plaine alluviale soumises à différents climats et différents niveaux de nappe phréatique. La marmorisation est un phénomène qui survient par transferts d'ions, principalement du fait des conditions redox du fer dans le milieu (Pipujol et Buurman, 1997). Elle se traduit par une coloration, plus ou moins vive des dépôts de plaine alluviale. La forme de la marmorisation est variable et affecte la plupart du temps la matrice de la roche. Elle peut être qualifiée de globale et avoir l'aspect d'un halo diffus (Fig.4.2) ou être locale et souligner la présence de bioturbation (Fig.4.3). La marmorisation globale en halo signifie que sa mise en place s'effectue dans la zone de battement de l'aquifère, qui est située entre la zone vadose, et la zone profonde (zone toujours ennoyée, délimitée par le niveau le plus bas de la nappe). Lorsque la marmorisation est locale, ce sont alors les parois et/ou le substrat entourant les terriers ou les racines qui sont imprégnés d'oxydes de fer. Certains auteurs parlent de « vides tubulaires ferrugineux » (*Ferruginous tubular voids*) (Freytet et Plaziat, 1982). Dans ce cas, la marmorisation s'effectue sur une roche en cours de pédogénèse, et donc, sub-affleurante.



Fig. 4.2: Silt à globules épars et à marmorisation violette/rose globale ainsi qu'à marmorisation ocre locale



Fig. 4.3 : Grès fin rouge à marmorisation grise/blanche locale soulignant la présence de racines (bioturbation)

Dans les successions sédimentaires, les argiles présentent des couleurs dominantes, et ont subi le phénomène de marmorisation à des degrés diverses: argiles rouges, ocres, marrons, roses ou violettes et grises. Ces horizons de couleurs différents identifiés sont classés de l'environnement le plus sec au milieu le plus humide d'après l'étude de Kraus et Riggins (2007) (Fig.4.4). La couleur rouge-orange indique que le sol s'est formé dans des conditions aride et qu'il y a eu une forte oxydation de l'hématite et qu'il est riche en Ca. Les couleurs ocre-jaune témoignent d'un milieu plus humide que les sols rouges contenant de l'hématite et témoignent de la présence de goethite. La coloration brune d'un sol suggère quant à elle, la présence d'hématite et de goethite, cependant, le rapport hématite/goethite est plus faible que dans les sols rouges (Kraus et Riggins, 2007). Les sols violets/pourpres contiennent de la calcite en très faible quantité comparé aux sols rouges. Ceci est dû à un milieu trop humide pour la formation de calcite. Enfin, les paléosols de couleur grise témoignent de la présence de fer réduit et du lessivage des autres profils.

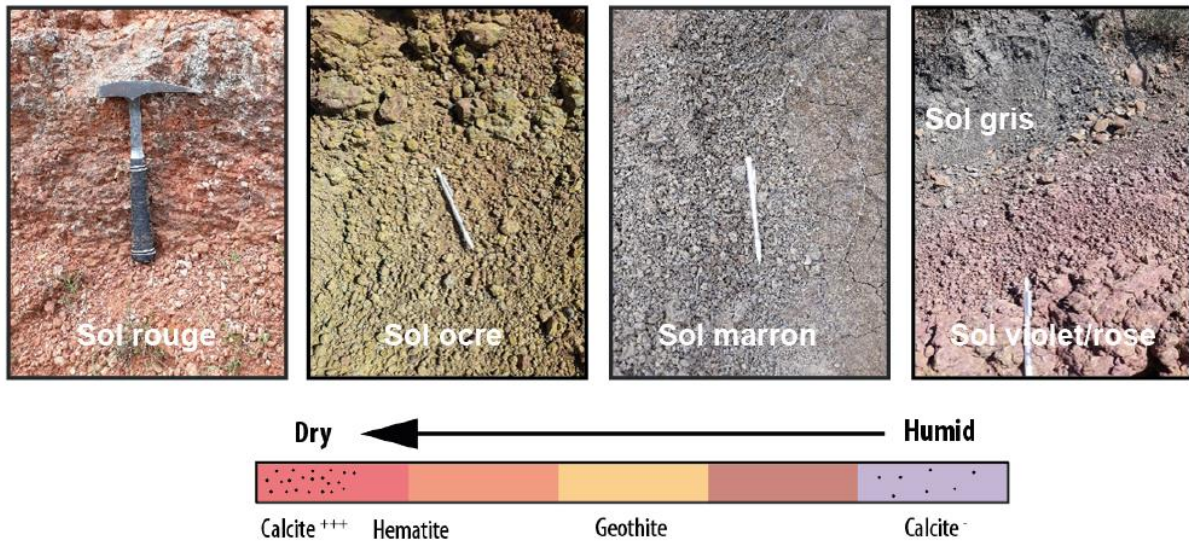


Fig.4.4: Différentes couleurs de paléosols rencontrés sur le terrain. Classement des Paléosols de l'environnement le plus sec au milieu le plus humide d'après l'étude de Kraus et Riggins (2007).

Un autre élément important retrouvés dans les dépôts de plaine alluviale et qui traduit différents stades de maturité d'un sol, ce sont les globules carbonatés. Ce sont des éléments épars à abondants allant de 50 μm à plusieurs millimètres dans diverses siltites associés à de la marmorisation (Freytet et Plaziat, 1982). Ils sont gris opaques, homogènes, et constitués de carbonate. Ces globules se mettent en place dans les sols hydromorphes, grâce aux battements de la nappe phréatique. En effet, ils se forment dans la partie inférieure de la zone de battement. Si les périodes d'immersions sont trop courtes, la formation de globules n'a pas lieu. L'agglomération de globules se fait de manière non homogène, ce qui favorise les formes irrégulières non concentrique. De la marmorisation est fréquemment présente dans la matrice entourant les globules. Les nodules carbonatés sont plus ou moins abondants dans les sols, et peuvent être coalescents ou non, ce qui permet de déterminer des stades de maturité des paléosols :

- globules épars, très peu à peu abondants \rightarrow paléosol de stades I et II (Fig.4.5/4.7)
- globules abondants mais non coalescents \rightarrow paléosol de stade III (Fig.4.6)
- globules coalescents avec formation de calcrêtes \rightarrow paléosol de stade IV (Fig.4.6/4.7)



Fig. 4.5 : Silt marmorisé (couleur violette/rose et ocre, globale) à globules éparses. Paléosol de Stade I



Fig.4.6 : Silt induré marmorisé ocre et gris/blanc soulignant une fabrique verticale, également soulignée par des globules abondants sous forme de colonnette. Paléosol de Stade III-IV



Fig. 4.7 : Silt marmorisé présentant divers paléosols :

Stade I (globules éparses) en haut à gauche et en bas à droite

Stade IV (globules coalescents) en diagonale, sous le marteau

Le dernier stade de maturation des paléosols, est la formation de calcrête qui est souvent formées par la coalescence des globules carbonatés. Les calcretes sont des matériaux continentaux formant une concrétion calcaire et se développant dans un sol ou une altérite. Il apparait ainsi comme un horizon continu ou un banc induré. Elles se mettent en place en environnement semi-aride ou aride. La précipitation est contrôlée par le fort taux d'évaporation, la libération de CO₂ et divers processus biogéniques (Newell, 2006).

Il existe d'autres éléments observés dans les faciès de plaine alluviale, tels que des traces de bioturbations, souvent entourés de marmorisation des rhizoconcrétions ou encore des *Microcodium*.

2.3 Association de faciès

2.3.1 AF1 : Système fluviale grossier

Cette association de faciès peut être divisée en trois sous associations. La première, AF1a, est composée de grès conglomératiques à litages en auge (L1a) et des grès à litages tangentiels (L2a). Ces grès conglomératiques présentent une amalgamation de cosets érosifs de dunes 3D formant alors des bancs bien marqués. Certains peuvent être grano-décroissants, et dans ce cas des lentilles de grès grossiers à litage oblique ou tangentielle sont préservés entre les conglomérats. Les bancs présentent une extension latérale pluri-décimétrique et l'amalgamation des cosets peut former des unités de plusieurs mètres d'épaisseur (3-4 m) (Fig.4.27). Cette architecture correspond à des remplissages de chenaux fluviaux amalgamés (William et Rust, 1969; Miall, 1985). Dans ces dépôts

grossiers, la forte proportion en conglomérats, l'incision des chenaux et la forte extension latérale des séquences permettrait d'argumenter le fait que l'on se situerait dans un environnement de chenaux mobiles et érosifs, probablement un système en tresses. L'érosion et la migration fréquente dans les systèmes en tresse inhibent la préservation des faciès de plaine d'inondation. Ces types de chenaux se mettent en place au cours de forts régimes hydrodynamiques, transportant ainsi un volume de sédiments important et un débit relativement fort.

La sous association de faciès (AF1b) est composée de conglomérats polygéniques (L1b) intercalés dans des argiles et silts de plaine alluviale (L4). Ces conglomérats polygéniques ou monogéniques sont très hétéométriques et ne présentent pas de structures de courant. Ils forment la plupart du temps des bancs d'environ 1 mètre d'épaisseur et ont une extension latérale de plusieurs mètres (>100m). Ils peuvent également former des bancs massifs d'une épaisseur variable pouvant aller jusqu'à plusieurs mètres. Ces dépôts présentent une base qui est souvent érosive et parfois chenalisée. L'hétéométrie des éléments, l'absence d'orientation des grains et l'absence de structure témoignent de dépôts massifs proches de la source détritique. Ce dépôt ce serait mis en place en position proximal ou au niveau de dépôt de cônes alluviaux (Blair et MacPherson, 1994). Par comparaison avec l'association de faciès précédent (F11a), il s'agirait d'écoulements de type débris flow. Ce lithofaciès se serait donc mis en place en partie distale de cônes alluviaux, au moment où les chenaux commencent à se former (Fig. 4.31)

La sous association AF1c est composée de chenaux conglomératiques à figures de courants (L1c) intercalés dans des argiles et silts de la plaine alluviale (L4). Ces dépôts sont majoritairement constitués de conglomérats à matrice gréseuse, grossière, avec des débris de *Microcodium*, et où les éléments sont assez bien triés. Ces conglomérats forment des bancs lenticulaires d'une épaisseur entre 20 cm et quelques mètres et pouvant être très extensif (plusieurs dizaines de mètres) dont la base érosive vient entaillée les argiles et silts de la plaine alluviale (Fig.4.14). Les corps sont souvent isolés les uns par rapports aux autres et présentent un remplissage grano-décroissant à leur sommet. Cependant, à certains endroits, le remplissage grano-décroissant n'est pas préservé. Des litages entrecroisés sont parfois préservés à certains endroits et correspondent à l'accrétion latérale d'une barre fluviale à l'intérieur du chenal (Diaz-Molina, 1993 ; Martinius, 2000). Ce système fluviale grossier correspond à des dépôts de chenaux sinueux dans la plaine alluviale (Miall, 1996).

2.3.2 AF2 : système fluviale sableux

Cette association de faciès (AF2) est constituée de grès à litages entrecroisés (L2b), associés à des grès à litages plans et à rides (L2 et L2d). Cette AF2 constitue des corps très extensifs de chenaux de

grès moyens à fins, grano-décroissants et dont leur base est érosive (Fig.4.14). Chaque séquence enregistre une surface basale érosive et débute par des dépôts plus ou moins grossiers (L2b), qui sont surmontés par des dépôts plus fins, marquant la grano-décroissance (L2c ou L2d). Les dépôts de fin de séquence peuvent présenter des Microcodium (L3). Enfin, la fin du remplissage des chenaux est marquée par l'enregistrement d'un dépôt d'argiles et de silts de la plaine alluviale (L4). De grandes surfaces obliques et planes sont observées au sein des corps sédimentaires qui correspondent aux accrétions latérales de barres de méandres, et qui traduisent donc une migration progressive des chenaux. Des petites rides sont parfois observées au sommet des lentilles. Ces dépôts de chenaux méandriques peuvent former des corps lenticulaires montrant le remplissage en un seul épisode de migration de chenal (*single-storey channel*) ou peuvent également être remplis par plusieurs séquences grano-décroissantes traduisant plusieurs épisodes de remplissage (*multi-storey channel*).

2.3.3 AF3 : système fluviale anastomosé

Cette association de faciès (AF3) est caractérisée par des grès moyens à très fins (L2e) isolés dans des argiles et des silts de la plaine alluviale (L4). Les grès forment des petites lentilles de faible extension latérale pouvant atteindre 1 à 2 mètres d'épaisseur. Le remplissage du chenal se compose la plupart du temps d'un lag de grès moyens à conglomératique à la base et un remplissage grano-décroissant. Certaines lentilles présentent de larges dépôts de débordement (L2f) entre les lentilles isolées qui sont réparties le long d'une même unité stratigraphique et définissent donc des chenaux anastomosés (Fig.4.24). Classiquement, ces systèmes anastomosés forment de petits chenaux qui ne migrent pas latéralement.

2.3.4 AF4 : Environnement de plaine alluviale

Cette association de faciès (AF4) est observée dans toutes les régions étudiées et constitue la majorité des dépôts (>50 % dans toutes les coupes). Elle est caractérisée par des argiles et des silts (L4), contenant des traces de marmorisation, des glaebules carbonatées plus ou moins abondantes et éparées, ainsi que parfois d'autres figures pédogénétiques telles que une organisation verticale (*vertical fabric*), des concrétions racinaires. Cette AF contient ponctuellement des bancs de grès tabulaires (L2f) non érosifs de granulométrie très fine et soit de faible extension latérale (2 à 5 m) ou bien plus (la fin des bancs n'est pas toujours visible) et des bancs à Microcodium (L3) d'une extension latérale allant jusqu'à plusieurs mètres intercalés dans ces argiles (Fig.4.13 et 4.14). La granulométrie très fine indique des conditions de dépôt de faible énergie permettant la chute de la suspension des particules dans les eaux lors de l'abandon du chenal (Smith et al., 1989). Les sédiments sont ensuite

affectés par des processus pédogénétiques et certains niveaux carbonatés (calcsols) peuvent alors se développer dans la plaine alluviale. La présence de *Microcodium* dans certains bancs est conditionnée par la nature carbonatée du substrat et le développement des processus de pédogenèse. Les changements de couleur reflètent les variations des conditions d'oxydoréduction lors des fluctuations de la nappe phréatique (Foix et al., 2013). Les grès sont interprétés comme étant des dépôts de débordement (L2f) (Allen, 1963; Allen, 1965; Bown et Kraus, 1987; Kraus, 1987; Mial, 1996; O'Brien et Wells, 1986).

2.3.5 AF5 : Environnement lacustre

L'association de faciès lacustre peut être divisée en AF lacustre *sensus stricto* (AF5a) et en AF palustre (AF5b) présentant des figures de pédogenèse. Il existe aussi un environnement de dépôt de delta lacustre (AF5c).

L'association de faciès lacustre *sensus stricto* (AF5a) est composée majoritairement de carbonates de type mudstone ou wackestone (L5 et L6) et très localement, elle est composée d'argiles bleues/grises (L10), de grès à micas (L8) et d'un conglomérat à oncolites (L11). La plupart des éléments dans les carbonates sont liés par une matrice micritique fine issue de phénomène de précipitations bio-chimiques en milieu calme. Ces faciès renferment des éléments biologiques comme les charophytes et les ostracodes, ainsi que des éléments non biologiques comme des débris de *Microcodium*. Les carbonates lacustres *sensus stricto* (L5 et L6) sont des carbonates primaires car ils n'ont pas été transformés par des processus pédogénétiques et la matrice micritique est préservée. Ces faciès de carbonates sont retrouvés dans les creux paléo-topographiques (Marty et al., 2006) et peuvent avoir une extension régionale, comme l'unité de calcaire lacustre (Calcaire de Vignevielle) retrouvé à la limite Crétacé-Tertiaire dans les Corbières et dans le Languedoc. L'association de faciès lacustre est caractéristique d'étendues plus ou moins importantes et pérennes. De plus, pour qu'il y ait le développement lacs et de dépôts associés, il faut que ces étendues d'eau restent inondées lors des périodes d'étiage. Cependant certains horizons de cette unité présente des figures de pédogenèse et témoignent de fluctuations.

Ainsi l'association de faciès palustre (AF5b), est caractérisée par des carbonates qui présentent des traces d'émersion et des figures pédogénétiques (L7). L'oscillation de la nappe phréatique favorise la mise en place de fentes de dessiccation donnant fréquemment un aspect bréchiq aux bancs carbonatés (Freytet et Plaziat, 1982). Ce faciès est caractérisé par la présence de traces de racines, de traces de marmorisation et parfois un aspect noduleux très prononcé. Ces faciès palustres sont soit des faciès de bordure de lacs subissant l'alternance de périodes sèches et humides soit des faciès

d'assèchement et émergence des carbonates lacustres remaniés par la pédogenèse au cours de l'assèchement progressif dans de larges étendues d'eau ou dans des marais ou des mares. Les fluctuations saisonnières des niveaux d'eau du lac et des climats à plus long terme conditionnent largement la répartition et le dépôt de ces carbonates.

L'association de faciès delta lacustre (AF5c) est constituée essentiellement par des grès fins en terminaison en downlap (L9) sur un banc de grès moyen à forte extension latérale (L2c), et par des argiles et silts (L10) qui forment des alternances sur des surfaces stratigraphiques obliques (Fig.4.8). Ces dépôts en downlap sont interprétés comme les cliniformes sous-aquatiques d'un delta lacustre (*delta-front*) tandis que les bancs de grès plus horizontaux soit sur lequel repose les downlap soit qui tronque les dépôts obliques sont interprétés comme les faciès émergés du fan-delta lacustre (*delta-plain*).

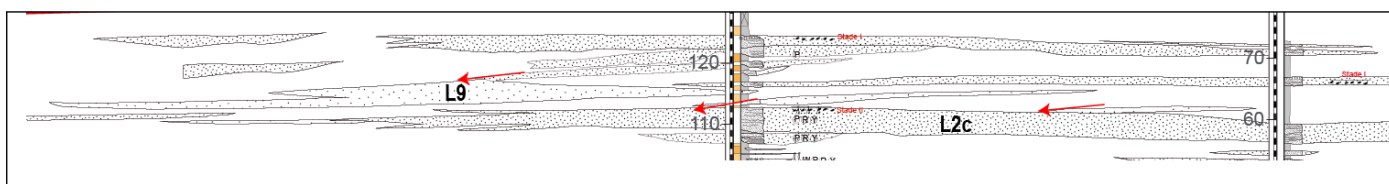


Fig .4.8 : schéma de l'association de faciès de delta lacustre avec des grès fin e terminaison en downlap (L9) sur un banc de grès moyen à forte extension latérale (L2c) (modifié d'après Roule—Chenieux, 2019)

2.3.6 AF6 : Environnement interne/tidal

Cette association de faciès est constituée de grès fin (L12) contenant des débris de végétaux et présentant un litage de rides de courant, et des surfaces d'érosion témoignent d'un courant érosif oscillatoire de petites vagues (Cojan et Renard, 1997). De plus, la préservation de dépôt fin (L3) entre les surfaces indique que ces dépôts sont des dépôts de lagunes internes ou de « shoreface » à faible énergie de houle, ou de barre d'embouchure de faible profondeur. La présence débris de végétaux et de charbon bien préservé témoigne de la proximité du continent. Les rares miliolites et les terriers attestent d'un environnement marin restreint.

2.3.7 AF7 : Environnement marin peu profond

Cette association de faciès est composée essentiellement de calcaires grainstones et wackestones (L14) et de grès à rides HSC et SCS (L13). Les dépôts de cette AF contiennent de nombreux éléments tels que des débris de charbon, des *Microcodium*, des *Miliolidae*, des ostracodes, des péloïdes, des coquilles de mollusques, et de très rares foraminifères benthiques. La présence de quartz dans les carbonates, de débris de plantes, de charbon et de *Microcodium* dans la formation gréseuse témoigne de la proximité du continent. Cette unité s'est déposée dans un environnement marin peu profond, agité (houle et tempête) avec une source clastique à proximité

(Plaziat, 1981), alors que les éléments présents dans les carbonates témoignent d'une plateforme marine peu profonde et peu turbide qui est la partie distale du système (Plaziat, 1984 ; Plaziat, 1981). Ces faciès ont été observés dans la coupe de Lairière, la plus à l'ouest de la zone d'étude.

3. Architecture fluviale des bassins péri-pyrénéens du Campanien au Danien

L'étude sédimentologique a permis de définir quatre types d'architecture sédimentaire permettant de reconstruire le transit des particules de la source au bassin: (A) système de delta lacustre, (B) système de chenaux sinueux, (C) système de chenaux anastomosés, (D) système de corps conglomératiques très extensif et (E) système de chenaux amalgamés. Les architectures fluviales enregistrées de la fin du Crétacé supérieur au début du Paléocène est très différente dans les bassins nord-est-pyrénéens étudiés pour une même période de temps. Ainsi cette partie montre dans le temps, l'évolution sédimentologique et les caractéristiques de l'architecture fluviale dans chaque bassin afin de comparer finalement, en synthèse, les épisodes de flux sédimentaires le long de la proto-chaine.

3.1. Définition des flux

A partir d'étude des architectures fluviales, des variations des apports sédimentaires, il est possible de définir plusieurs types de flux qui alimentent les bassins péri-pyrénéens, et donc de comprendre in fine d'où proviennent les apports. Trois différents types de flux ont été définis au cours de cette étude : (1) les flux locaux, qui correspondent aux sédiments provenant de reliefs actifs locaux, (2) les flux majeurs, qui correspondent à un système conglomératique ou sableux montrant des corps sédimentaires soit extensifs soit amalgamés de grandes tailles et qui pourrait potentiellement être dérivé d'une source lointaine et (3) les flux mineurs qui sont représentés par des dépôts fluviale très fins ou des unités lacustres, dont le dépôt permet d'enregistrer une période où très peu de flux, voire aucun, n'est enregistré (Fig.4.9). Ces flux correspondent alors aux paléo-drainages provenant de reliefs actifs lors de la phase précoce des Pyrénées.

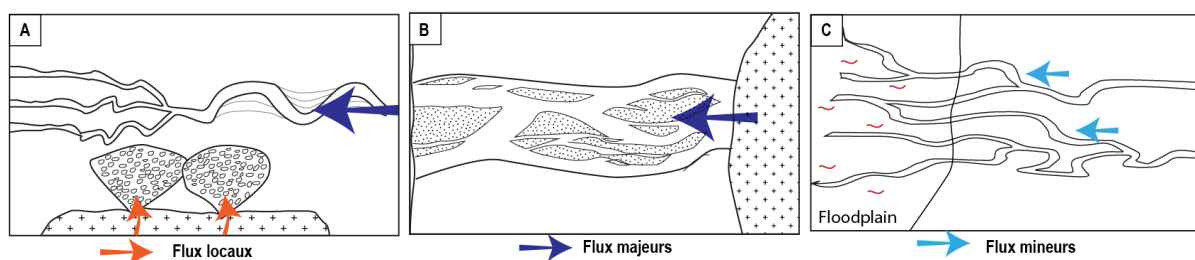


Fig.4.9 : schémas illustrant les différents flux définis dans les bassins péri-orogéniques

3.2 Architecture fluviale dans les Corbières

Durant le Crétacé supérieur et le Paléocène, les Corbières sont divisés en un bassin septentrional, le Bassin du Minervois et un bassin méridional (synclinal d'Arques) d'orientation est-ouest. Le Massif du Mouthoumet délimite ces 2 bassins. Le Massif Central au Nord avec la Montagne Noire dans sa terminaison orientale forment des reliefs septentrionaux pérennes, formant une source majeure de sédiments pour ces bassins pendant les premières structurations pyrénéo-provençale (Freytet, 1970). Les premiers reliefs strictement pyrénéens, formés par l'orogénèse naissante, devaient certainement se situer dans l'actuelle Méditerranée (Baceta et al., 2005 ; Plaziat, 1981 ; Christophoul et al., 2003) plus à l'est. L'étude de l'architecture fluviale permet de reconstruire les paléo-drainages associés pour ainsi localiser les reliefs actifs durant la phase précoce pyrénéenne.

Trois secteurs des Corbières ont été étudiés, de part et d'autre du Massif du Mouthoumet (Fig.4.10) : une coupe dans le synclinal d'Arques, et deux zones d'étude au nord à Lairière et Albas, plus à l'est. Ces secteurs du bassin du Minervois montrent les dépôts campaniens qui reposent en discordance sur le Massif du Mouthoumet, en contact avec des roches paléozoïques, du Trias ou des roches de socle. La datation des dépôts restent cependant très difficile en milieu continental. Seule la limite Crétacé-Tertiaire est bien définie dans tout le bassin (Freytet, 1970 ; Galbrun, 1996), elle se situe au sommet des calcaires lacustres, appelé Calcaire de Vignevieille. Dans certaines zones, des études de magnétostratigraphie ont été réalisées et permettent de caler plus précisément plusieurs limites dans ces coupes. Elles seront présentées dans les paragraphes correspondants.

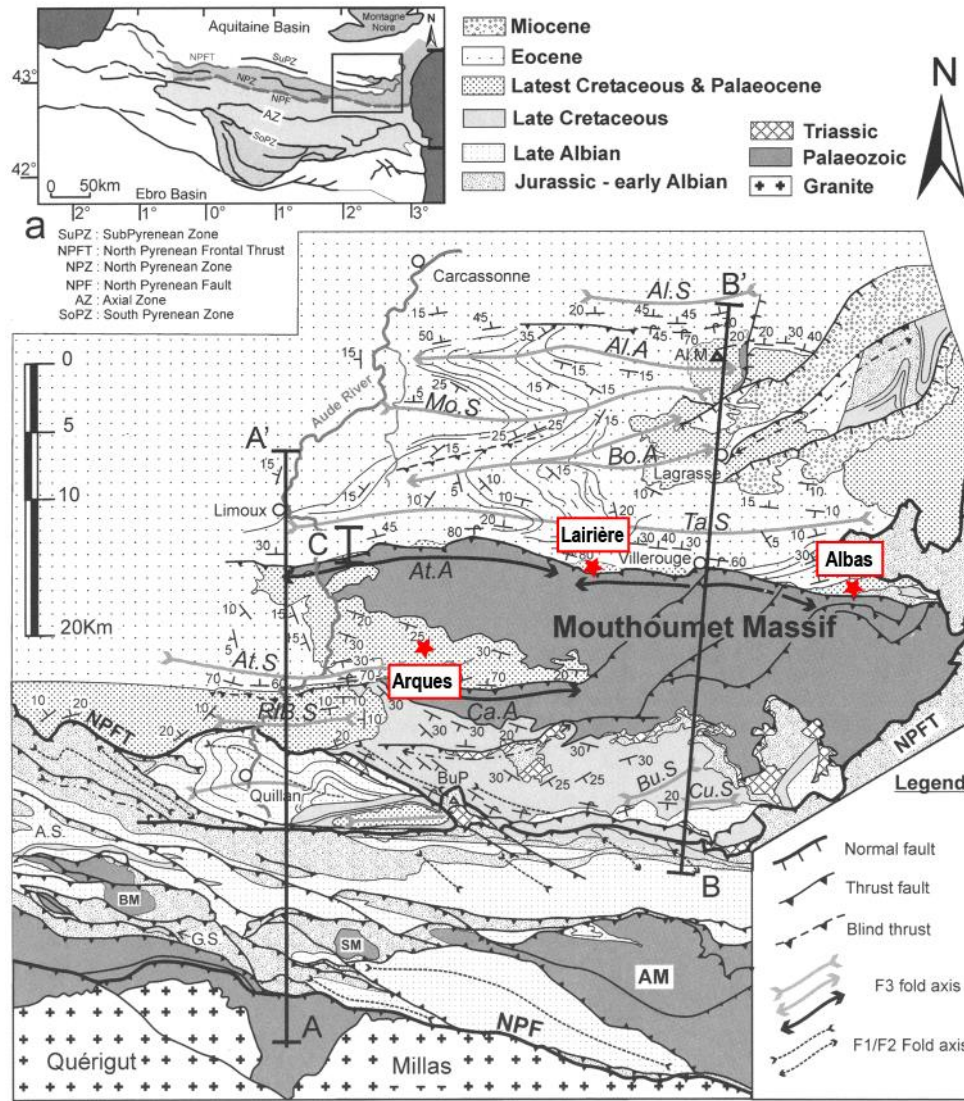


Fig.4.10: localisation des zones étudiées dans la région des Corbières avec Albas et Lairière localisés au nord du Massif du Mouthoumet et Arques localisé au sud de celui-ci (modifiée d'après Christophoul et al. 2003)

3.2.1 Architecture d'Albas

A Albas, quatre coupes sédimentologiques ont été réalisées dans les sédiments fluvio-lacustres du Campanien supérieur et jusqu'au niveau repère des Calcaires de Vigneville qui contiennent, dans leur partie supérieure, la limite K/T. Ces coupes sont épaisses d'environ 90 mètres et une cinquième coupe plus longue (160 mètres) a été réalisée pour décrire le Danien (Fig.4.11).

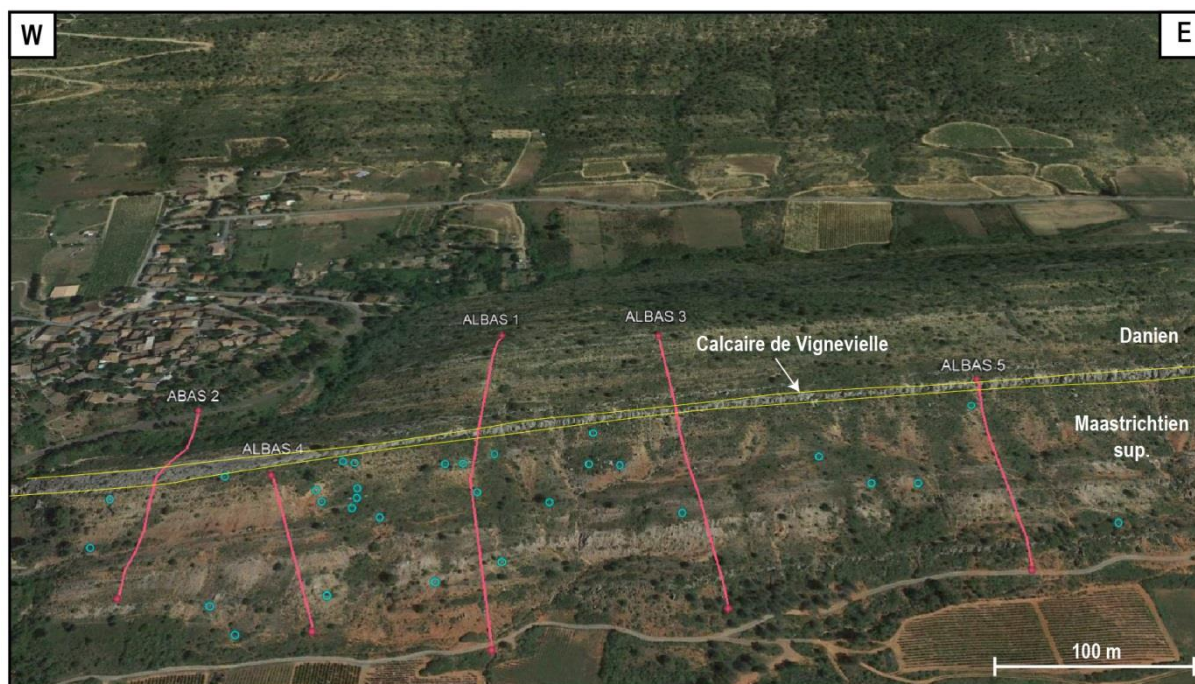


Fig.4.11: localisation du secteur d'Albas et des cinq coupes réalisées dans les séries du Crétacé terminal au début du Paléocène

❖ Stratigraphie

Le calage chronostratigraphique de la région d'Albas (Fig.4.12) a pu être réalisé grâce à l'étude magnétostratigraphique réalisée par Galbrun (1996). Le Campanien n'est pas enregistré dans sa totalité, il est en discordance sur la bordure nord du Massif du Mouthoumet. Deux barres de calcaires lacustres ayant une extension régionale (côte : 117 m et 127 m ; Fig.4.12), forment l'unité des Calcaires de Vignevielle. Ces niveaux repères permettent de réaliser une première corrélation avec le travail de Galbrun (1996) et de placer la limite Crétacé-Tertiaire. Même si sa position est discutée par les anciens auteurs (Freytet ; 1970 ; Plaziat 1984), l'étude magnétostratigraphique montre que celle-ci est positionnée juste après le sommet de la première barre calcaire à 122.5 m (en rouge sur la Fig.4.12). La limite entre le Maastrichtien inférieur et supérieur est plus difficile à identifier. Cependant, Freytet (1970 ; 1984) montre que le Maastrichtien supérieur enregistre plus de systèmes fluviaux alors que le Maastrichtien inférieur est caractérisé par quelques chenaux isolés intercalés dans la plaine alluviale. Repositionnant les chrons de Galbrun (1996), la limite entre ces deux étages peut donc être ajustée à la base du premier chenal conglomératiques (côte : 26 m ; Fig. 4.12). Le Campanien n'est pas présent dans cette région des Corbières car le Maastrichtien est en repose en onlap sur le Massif du Mouthoumet (Freytet, 1970).

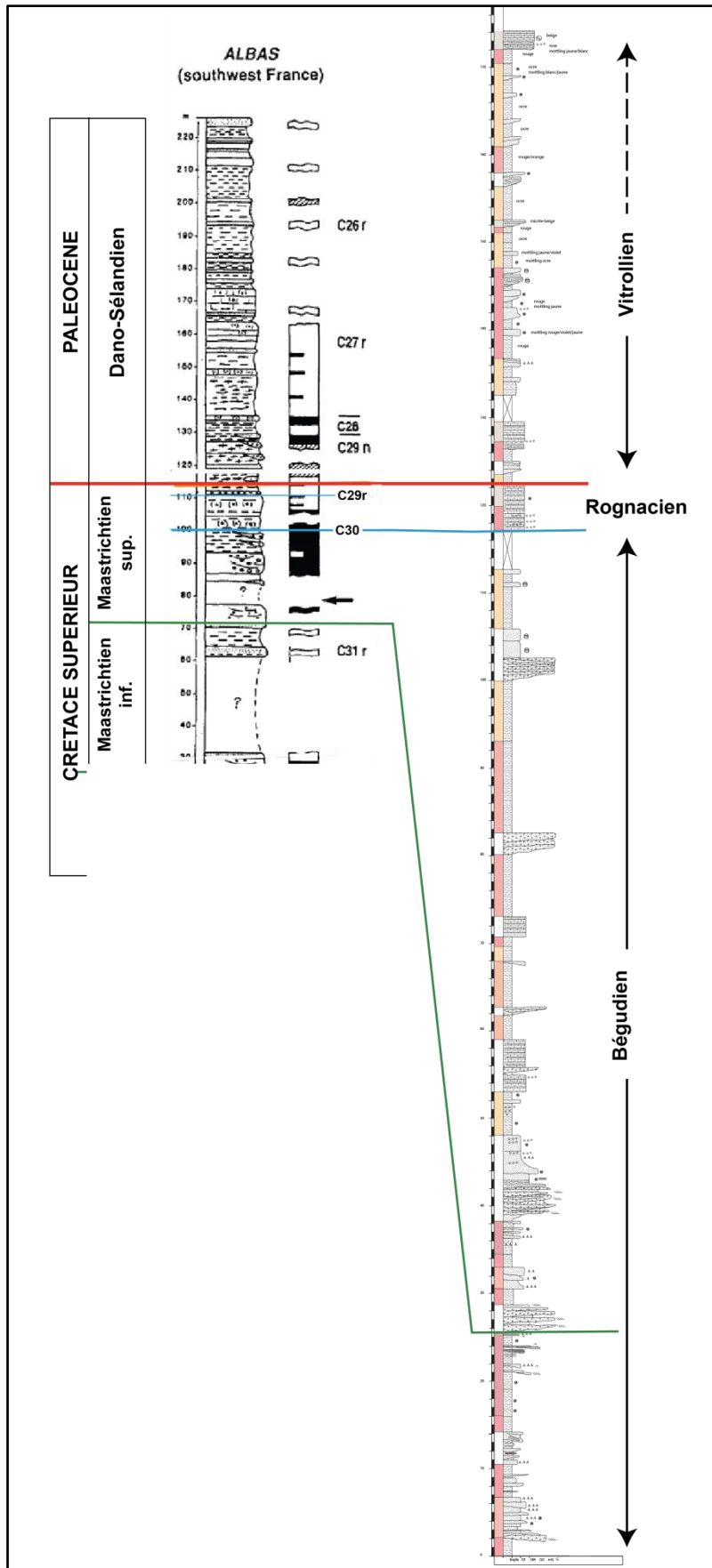


Fig. 4.12 : Calage chronostratigraphique de la coupe d'Albas (Albas 1) en la corrélant avec les données magnetostratigraphiques de Galbrun (1996)

❖ **Architecture fluviale**

La base de la coupe d'Albas enregistre des argiles et des silts rouges de plaine alluviale avec très peu de chenaux sableux peu épais, épars et isolés. Ce premier ensemble constitue la première unité (U-AL1). Ensuite, les premiers dépôts fluviaux apparaissent et définissent l'unité 2 (U-AL2, Fig.4.13). Ils sont constitués de dépôts sinueux peu érosifs (type B) dans les dépôts de plaine alluviale (AF4). Les corps fluviaux ont de faibles extensions latérales (10 à 20 mètres) et de faibles épaisseurs (< 5 m). Puis les corps fluviaux deviennent de plus en plus nombreux (unité 3, U-AL3). Cette dernière est caractérisée par des chenaux gréseux et conglomératiques qui peuvent être amalgamés à certains endroits (L1a et L2a), qui ont une épaisseur variant de 3 à 7 mètres avec une extension latérale de 300 mètres environ.. Quelques chenaux de sable grossier à fin épars et isolés (type B) dans les dépôts de la plaine alluviale sont enregistrés au sommet de cette unité jusqu'à un niveau très carbonaté et pédogénétisé qui définit la base de l'unité 4 (U-AL4). Ce niveau repère (noté Ca, sur la Fig.4.13 et Fig. 4.17), est présent sur toutes les sections et possède une épaisseur assez constante (environ 5 mètres), ce niveau possède d'abondantes traces de racines, et une marmorisation rose et blanche. Il est interprété comme un paléosol très mature, de stade 4 témoignant un arrêt de la sédimentation pendant un certain laps de temps et le développement d'un sol très végétalisé.

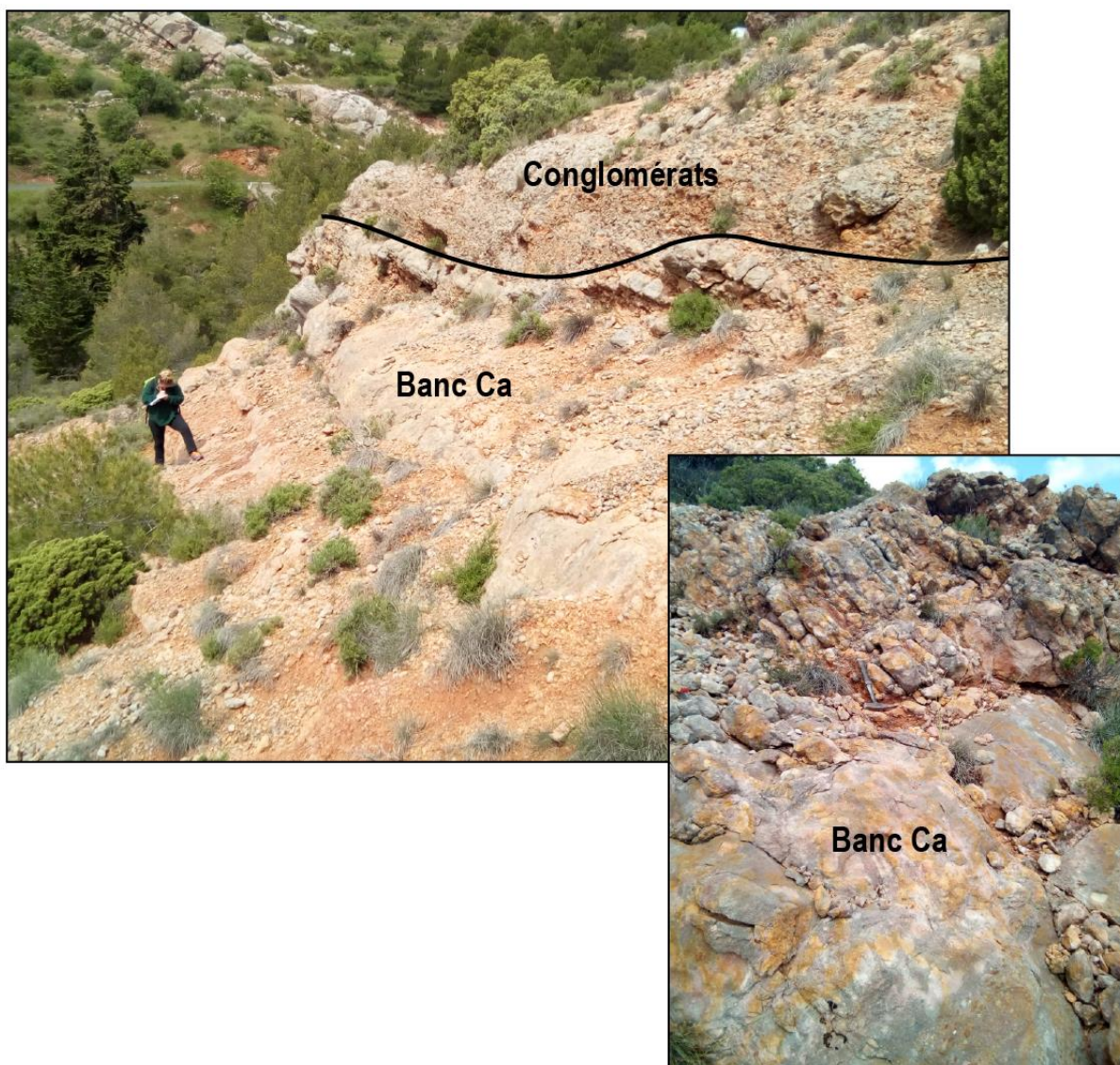


Fig.4.13 : photo d'une partie de la série du Crétacé terminal d'Albas, avec le paléosol Ca et un conglomérat sus-jacent (U-AL4)

Au-dessus de ce paléosol, quelques petits chenaux sableux, de très faible extension (10 mètres), éparses et isolés dans la plaine alluviale sont enregistrés avant la mise en place d'un banc lacustre d'une grande extension (présent sur toutes les coupes) qui forme alors le sommet de l'unité U-AL4. Ce niveau repère est noté L sur la Fig.4.17. Au-dessus, des argiles et silts de plaine alluviale sans aucun corps fluviale (environ 7 mètres d'épaisseur), forment l'unité U-AL5, qui se termine avec un corps lenticulaire conglomératique de très grande extension (suivi sur toutes les coupes > à 500 m) et quelques chenaux gréseux amalgamés (Fig.4.15 et 4.16). Ces chenaux constituent un système de corps conglomératiques très extensif (type D).



Fig.4.14 : photo d'un chenal à accrétion latérale de très grande extension intercalé dans des dépôts de plaine d'inondation (AF1c)

Un niveau repère carbonaté (noté Cb sur la Fig.4.17) de très faible épaisseur (> 50 cm) forme la base de l'unité U-AL6. Ce niveau est très carbonaté et pédogénétié, et correspond à un paléosol très mature, témoignant d'un arrêt de la sédimentation sur une courte période de temps. L'unité U-AL6 est ensuite formée de chenaux conglomératiques et sableux épars et isolés dans les dépôts de plaine alluviale sur une épaisseur de 35 mètres. Les chenaux peuvent être plus ou moins épais (entre 1 et 3 m d'épaisseur) et d'une extension latérale assez limitée (30 mètres), définissant un système de chenaux conglomératiques et sableux isolés (Fig.4.15).



Fig. 4.15 : photo d'une partie de l'architecture fluviale du Crétacé supérieur d'Albas avec les calcaires de Vignevielle marquant la fin du Maastrichtien

Les deux barres de calcaires lacustres du Calcaire de Vignevielle (Fig. 4.17 et 4.18), font respectivement de 6 et 4 mètres d'épaisseur et forment l'unité repère (U-AL7), possédant une extension régionale. Elle peut mesurer jusqu'à 30 mètres d'épaisseur dans certaines régions des Corbières (e.g. Alaric et Arques).



Fig. 4.16 : photo de la totalité de l'architecture fluviale de la région d'Albas avec les calcaires de Vignevielle au sommet.

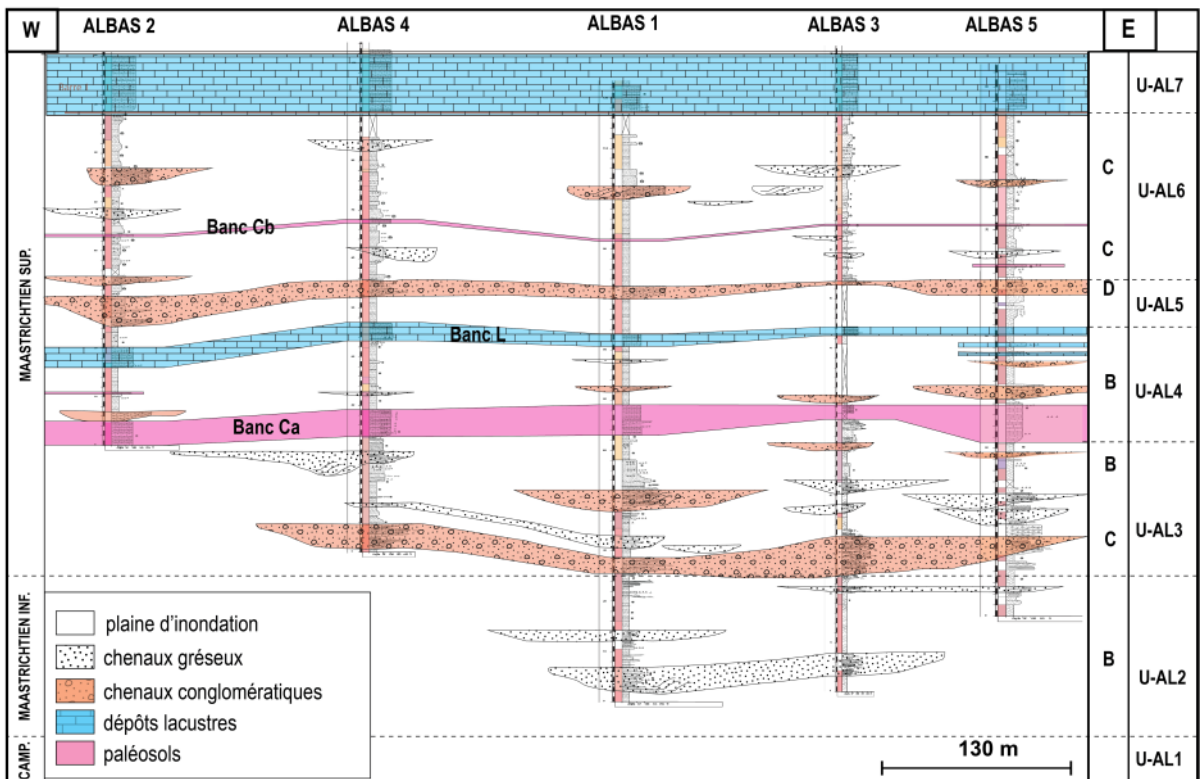


Fig.4.17: schéma de l'architecture du Crétacé supérieur de la région d'Albas réalisée à partir des données de terrains. L'unité U-AL7 représente les calcaires de Vignevielle

Enfin, des chenaux sableux, de faible épaisseur (<2m) et de faible extension (<20 mètres) intercalés dans les argiles de plaine d'inondation forment l'Unité U-AL8 et définissent un système de chenaux sinueux (type B) (Fig.4.18).

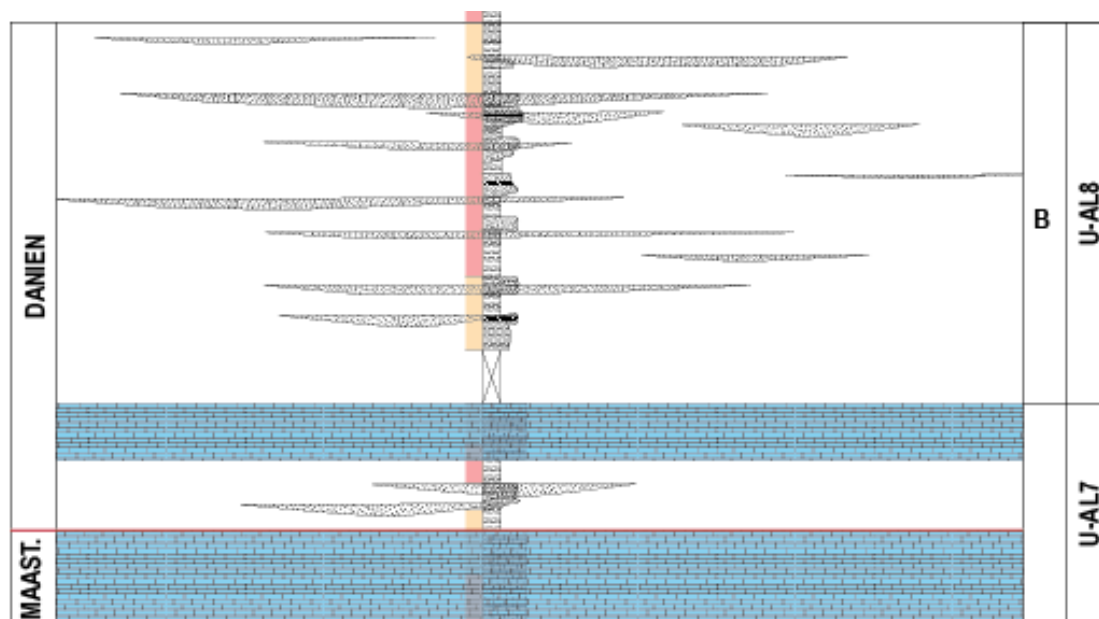


Fig. 4.18: Schéma de l'architecture du Danien de la région d'Albas

3.2.2 Architecture de Lairière

Trois coupes ont été réalisées dans les dépôts du Maastrichtien, qui sont relativement végétalisés, et trois coupes ont été réalisées dans le Danien, en supplément de la coupe principale levée par A. Maufrangeas (2018) pour sa thèse. Dans mon travail de thèse, l'architecture du Dano-sélandien de Lairière a été réalisée à haute résolution et est ainsi l'étude la plus aboutie de mes différents secteurs d'étude. Ceci car les affleurements sont de qualité assez exceptionnelle, et parce que cette coupe a fait l'objet d'un transect géochimique complet de ^{13}C sur matière organique de la limite K/Pg au PETM (Maufrangeas et al., en révision) permettant un calage stratigraphique relativement bon. Depuis, elle a fait l'objet de plusieurs missions de terrain, en particulier avec une stagiaire de Master 1 (Roule—Chenieux, 2019) permettant la réalisation d'une architecture à haute-résolution extensive latéralement sur 500 mètres.

❖ Stratigraphie

A Lairière, le Campanien n'est pas présent et le Maastrichtien inférieur (« Bégudien »), qui est peu visible, est incomplet, car il repose en discordance sur le Massif du Mouthoumet (Fig.2.13). D'après les études précédentes (Freytet, 1970), le Bégudien de Lairière mesure 95 mètres et est caractérisé par une alternance d'argiles et de silts rouges marmorisés brun, rose et de grès très fins. Le

Maastrichtien supérieur (« Rognacien ») se divise en deux unités : à la base une unité caractérisée par des chenaux sableux isolés et très peu extensifs dans des dépôts de plaine alluviale, et au sommet, une unité de calcaire lacustre (Calcaires de Vignevielle) qui correspond au Maastrichtien terminal (Fig.2.13). Cette unité correspond stratigraphiquement à l'unité U-AL7 d'Albas. La limite Crétacé-Tertiaire est placée dans la partie supérieure de cette unité lacustre (Freytet, 1970 ; Plaziat, 1984 ; thèse Maufrangeas, 2018). Au-dessus les dépôts du Danien ou « Vitrollien » sont caractérisés par des alternances de chenaux gréseux ou conglomératiques et des dépôts abondants de plaine d'inondation (Fig.2.13). Dans cette coupe, la présence de Sélandien supérieur à faciès de shoreface, au-dessus d'une discontinuité majeure (hiatus Sélandien inférieur) a été déterminée par une étude récente de chémostratigraphie utilisant en particulier le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Maufrangeas et al., en révision), alors que le Sélandien était en général admis comme manquant (Serrano, 2001 ; Ortiz, 2019), comme dans le Sud des Pyrénées (Baceta et al., 2005, 2007, 2011 ; Pujalte et al., 2014). Cependant cela a été l'objet de vifs débats entre les partisans du Sélandien manquant et du Sélandien à faciès marins assez ouvert et profond (Peybernes et al., 2003).

❖ **Architecture sédimentaire**

Le premier transect observé montrant une série épaisse de 50 mètres sur une largeur d'environ 500 mètres (figure X) dans le Maastrichtien supérieur jusqu'au Calcaire de Vignevielle (Fig.4.19).

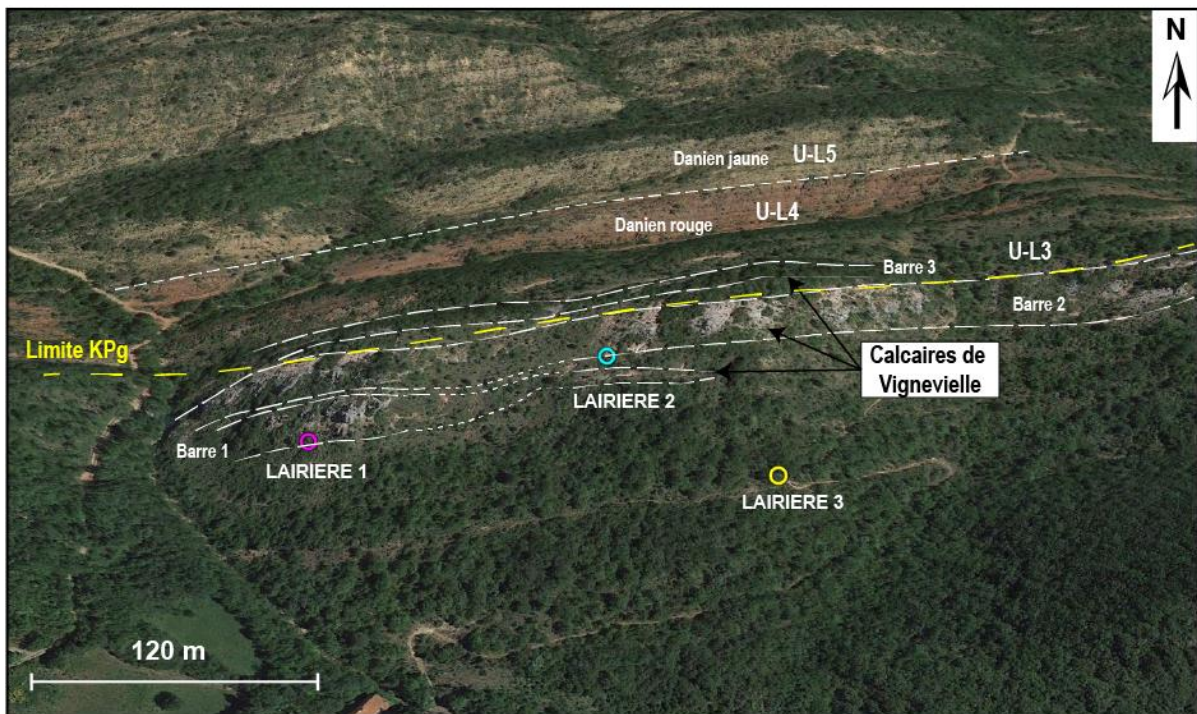


Fig. 4.19 : localisation des coupes réalisées dans le Crétacé terminal de la région de Lairière.

Le Maastrichtien supérieur observé peut être divisé en trois unités (Fig.4.20). La première unité LA-U1, (Fig.4.20) est caractérisée par de nombreux chenaux de grès moyen isolés (L2c) dans des dépôts de plaine alluviale. Ces lentilles peuvent être assez épaisses, jusqu'à 2 mètres, et ont une extension latérale de plusieurs mètres. Ces dépôts forment un système de chenaux sinueux (type B), parfois anastomosés. Un horizon carbonaté (noté C, sur le Fig.4.20), est enregistré vers le fin de l'unité sous une lentille gréseuse. La deuxième unité (LA-U2), montre à l'est du panorama (Fig.4.20) des chenaux gréseux, et à l'ouest une barre de calcaire (barre 1 sur Fig.4.20). Certaines de ces lentilles gréseuses bien suivies physiquement sur le terrain sont directement latérales aux dépôts carbonatés lacustres (AF5) de la Barre 1 (côte 28 sur Lairière 3). Ainsi ce système gréseux est interprété comme un chenal de delta-plain lacustre (type A) dans l'unité LA-U2. Puis, deux barres lacustres carbonatées sont déposées dans l'ensemble du transect (unité LA-U3) séparée par une unité silteuse comprenant un paléosol mature (Fig. 4.2). LA-U3 a une épaisseur d'environ 20 mètres.

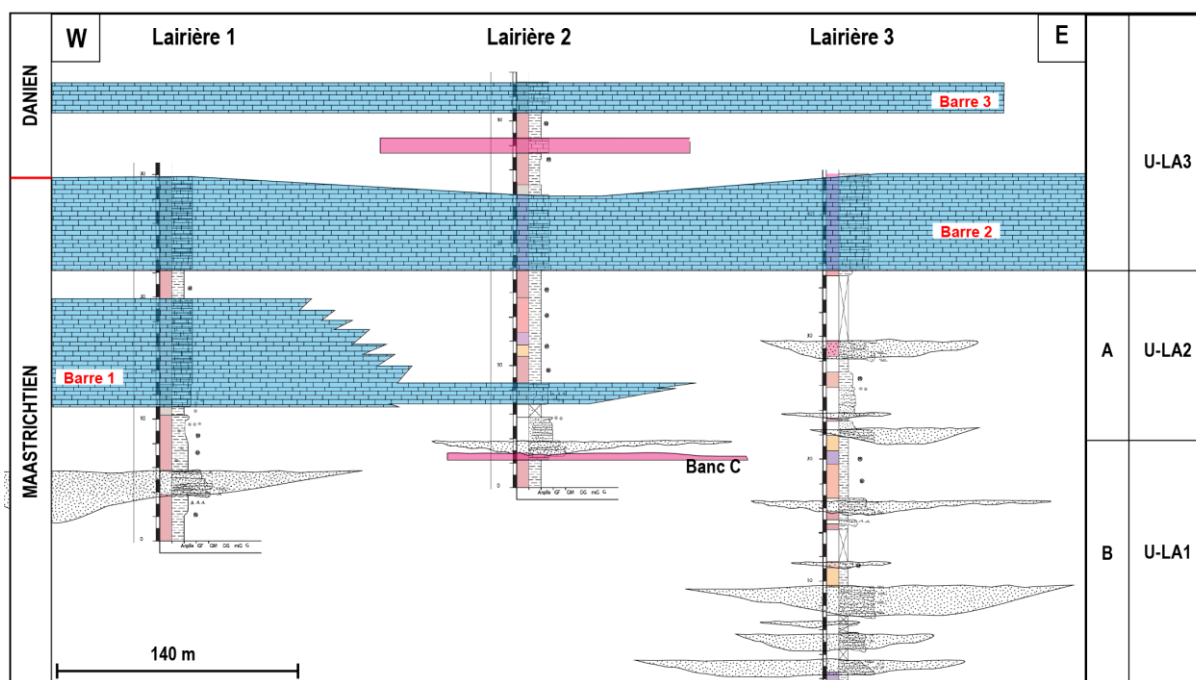


Fig. 4.20 : Schéma de l'architecture du Crétacé supérieur de la région de Lairière réalisé à partir des données de terrain

Les dépôts du Danien offre un panorama beaucoup moins végétalisé qui permet de reconstruire les relations entre les corps sédimentaires et leur architecture interne en détail (Fig.4.21). Ce panorama d'environ 400 m de large et montrant une série épaisse de 130 m, a été réalisé en partie lors du stage de B. Roule--Chenieux (2019). La plupart des données de terrain et schéma de synthèse de cette zone ont été réalisés par la stagiaire.



Fig. 4.21 : localisation des coupes réalisées et de tous les points GPS pris dans le Paléocène de la région de Lairyère

Le Danien de Lairyère peut être séparé en deux grandes unités : le Danien inférieur (LA-U4), caractérisé par des dépôts de couleur rouge, et le Danien supérieur (LA-U5), dont les dépôts sont de couleur ocre (Fig.4.22).

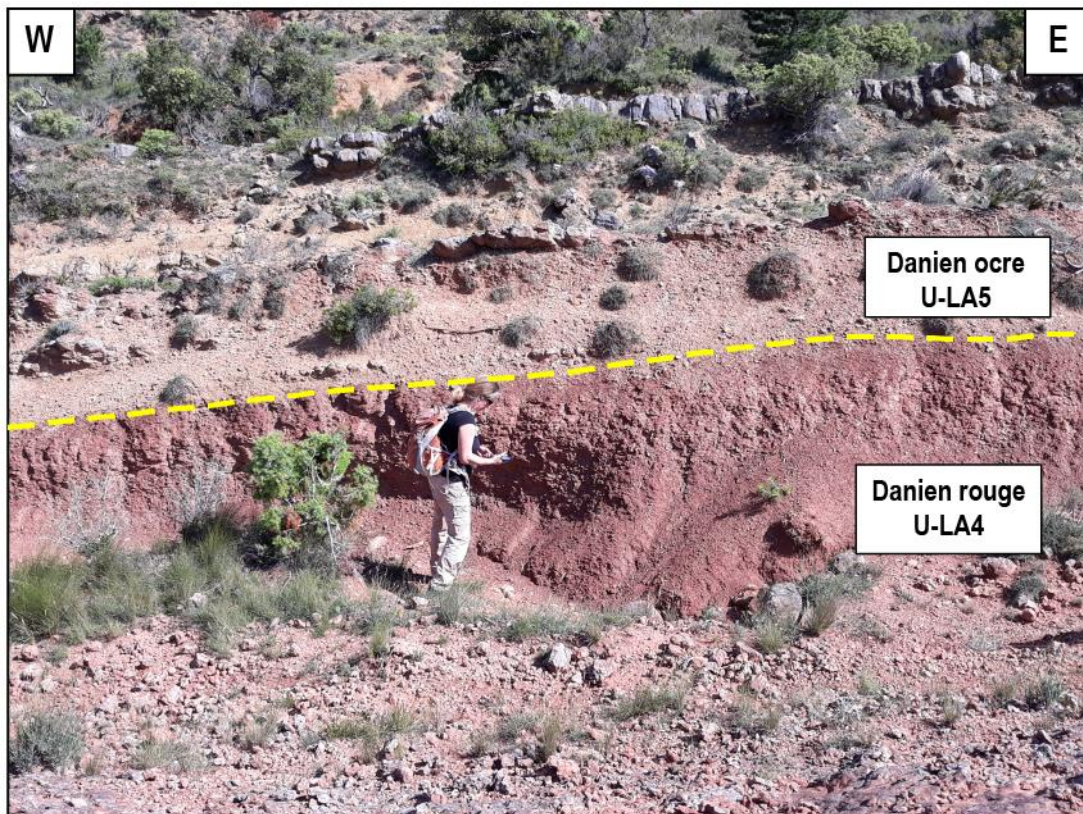


Fig. 4.22 : photo de la limite entre le Danien inférieur rouge et le Danien supérieur ocre à Lairyère

L'unité danienne LA-U4 se dépose juste après les Calcaire de Vignevielle. Elle est caractérisée par différents types de dépôts fluviaux possédant une épaisseur d'environ 80 mètres (Fig.4.23), et peut être divisée en deux sous-unités. LA-U4a (observé à l'ouest du panorama, Fig.18) sont des chenaux lenticulaires de grès grossier et conglomératiques (L1b, L2c), d'une épaisseur variable (entre 1 et 3 mètres) et une extension latérale d'environ 150 m. Ces dépôts caractérisent des systèmes fluviaux grossiers (type D). L'unité LA-U4b se compose de chenaux de grès moyens à grossiers et quelques chenaux conglomératiques possédant une extension plus importante (> 150 m) que ceux de l'unité précédente (LA-U4a). De plus, ces chenaux présentent des accrétions latérales (L1c) caractéristiques de la migration d'un système fluvial méandrique (système fluvial sinueux, type B). Des dépôts conglomératiques discordants sont également enregistrés au sein de ce système chenalisé.

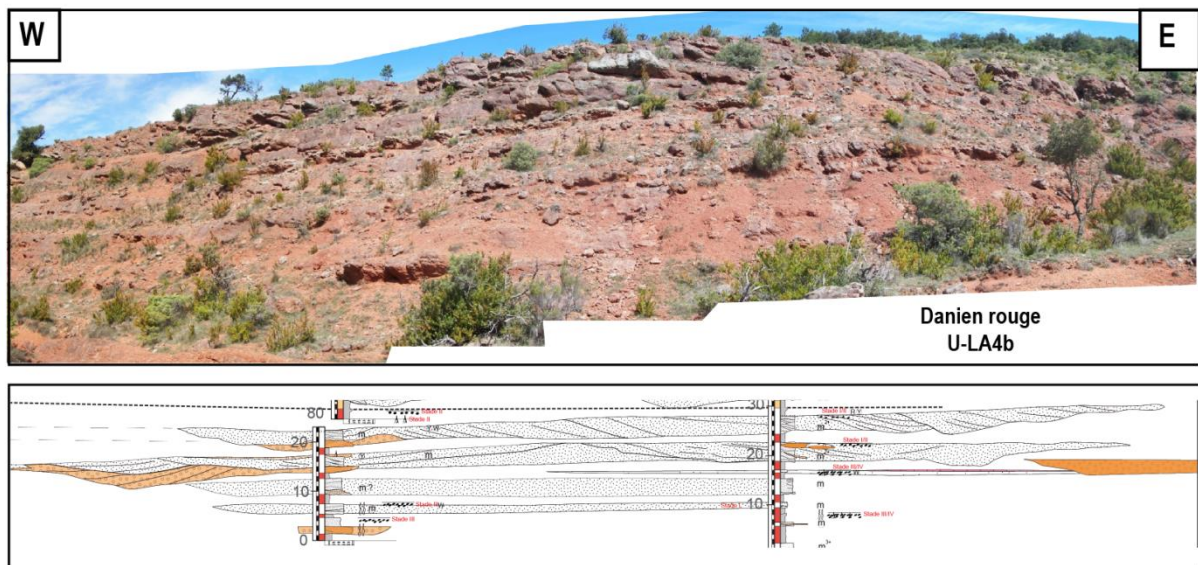


Fig.4.23 : photo et illustration de l'architecture fluviale du Danien inférieur rouge

L'unité danienne LA-U5 se distingue par un changement de couleur des argiles et des silts qui deviennent ocre (Fig.4.24). Cette unité présentant une épaisseur de sédiment d'environ 50 mètres peut être divisée en quatre sous-unités. A la base du Danien ocre, l'unité LA-U5a montre des chenaux de grès fins à moyens amalgamés dont l'épaisseur est comprise entre 1 et 3 mètres et l'extension latérale très variable (entre 50 et 200 m). Ces chenaux présentent également des dépôts de débordement ainsi que des accrétions latérales. L'unité sus-jacente LA-U5b présente des chenaux de très faible extension (<30m) et isolés dans des dépôts de plaine alluviale parfois déposés sur un même intervalle stratigraphique. Ces dépôts sont interprétés comme étant des chenaux anastomosés (type C). L'unité LA-U5c est définie par un corps sédimentaire de grès moyen à grossier d'une très grande extension latérale (> 200 mètres) sur lequel des corps lenticulaires de grès fins, intercalés par des siltites se terminent en *down-lap*. Cette sous-unité est interprétée comme des

dépôts d'un système deltaïque lacustre (AF5c). Le grand corps sédimentaire basal correspondrait aux chenaux émergés de la plaine deltaïque tandis que les dépôts en *downlap* correspondent à la progradation des cliniformes du delta lacustre. Cette unité montre deux surfaces de *downlap* et donc montre deux phases de progradation, finissant par un autre corps très extensif recoupant ces dépôts progradant. Ce dernier corps extensif est également interprété comme les dépôts émergés de *deltaplain* lacustres. Enfin, au sommet de cette unité, un corps conglomératique extensif surmontant quelques mètres de siltites de plain d'inondation forme LA-U5d. Ce dernier, ainsi que LA-U5c sont recoupés par une surface d'érosion très extensive surmontée par des dépôts internes/tidaux (AF6) et marins (AF7) et en particulier des dépôts soumis à l'action des vagues, dans lesquels de petites lentilles de conglomérats sont intercalées. Cette surface est interprétée comme une surface de transgression marine dont l'âge est interprétée comme Sélandien moyen à supérieur, grâce aux données de géochimie isotopique (Maufrangeas et al., en révision), et marquant ainsi l'enregistrement de la transgression globale de la fin du Sélandien.

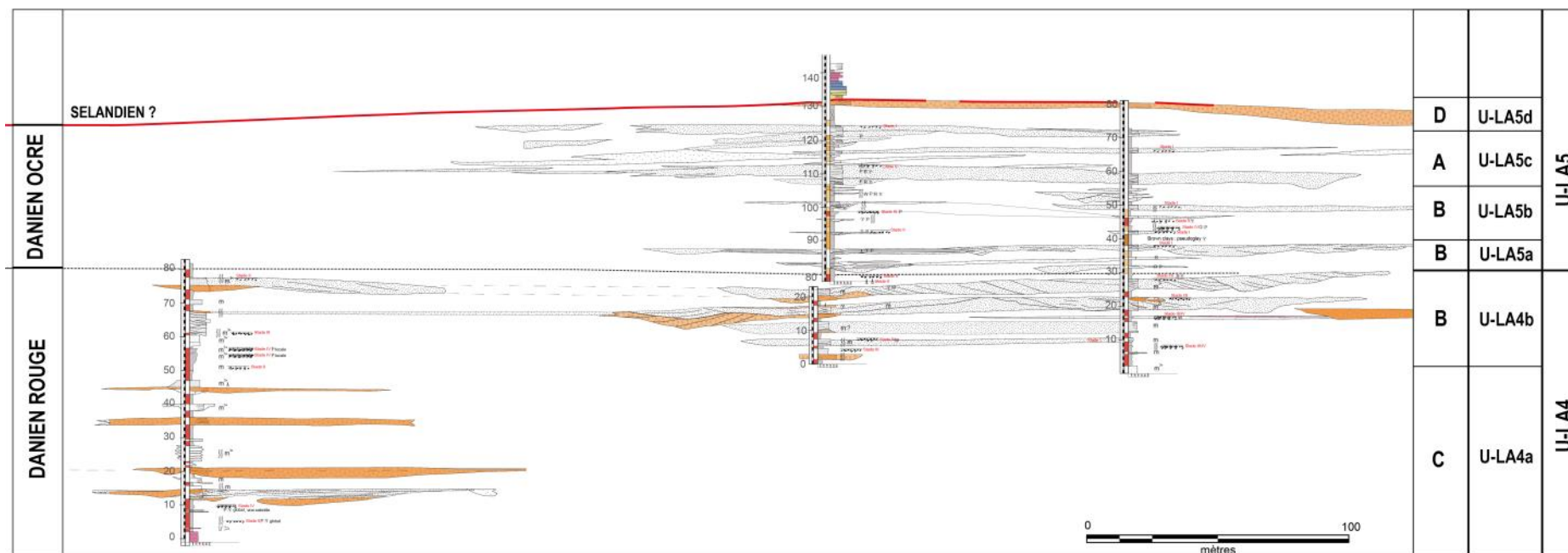


Fig. 4.24 : panorama de l'architecture du Danien de la région de Lairière (modifié d'après Roule—Chenieux, 2019)

❖ **Interprétation séquentielle du secteur de Lairière au Dano-Sélandien**

L'étude de l'architecture des objets sédimentaires a permis de visualiser l'évolution des dépôts et les relations entre corps sédimentaires. Grâce à toutes ces données, une analyse séquentielle peut être réalisée (Roule--Chenieux, 2019) permettant ainsi d'interpréter les cycles stratigraphiques du Dano-Sélandien à Lairière en domaine essentiellement continental mais en relation avec le niveau marin (Fig.4.25).

Dans le cas d'environnement de dépôts continentaux fluviaux, l'accommodation désigne l'espace disponible entre la surface de la plaine alluviale et de la position dans l'espace du profil d'équilibre de la rivière. Ce dernier est modifié selon un point de contrôle amont (relief) et un point de contrôle aval (niveau de base). Pour les domaines fluviaux en aval, proche de la plaine côtière, ce niveau est généralement le niveau de la mer, ce qui est le cas pour le Paléocène des Corbières. Cependant les bassins sont « sur-remplis » (*overfilled*), dominés par des dépôts non-marins, ou dont seuls les dépôts non-marins sont préservés (Catuneanu, 2006) et ainsi l'archive stratigraphique est partiellement contrôlée par les facteurs de contrôle amont, i.e. les mouvements tectoniques, jouant sur le gradient de pente et les flux sédimentaires, ainsi que les variations du climat, influençant les flux sédimentaires (Catuneanu, 2006 ; Catuneanu et al., 2009).

A Lairière, les dépôts du Danien contiennent des conglomérats discordants avec les dépôts de chenaux, interprétés comme des dépôts très locaux de cônes alluviaux, qui traduisent un contrôle amont sur le système sédimentaire du bassin. L'une incursion marine du Sélandien supérieur) (Maufrangeas et al., en révision) et la proximité des dépôts marins du même âge en Ariège, avec les corrélations possibles (Tambareau et al., 1995) permet d'estimer que le contrôle aval est le niveau marin, et ainsi cela nous permet d'employer les termes de régression et de transgression.

Les dépôts du Dano-Sélandien semblent montrer trois cycles stratigraphiques (Fig.4.25), basés sur les variations d'architecture sédimentaire préservée, les indices marqueurs de haute paléo-nappe phréatique comme surface d'inondation maximum (*MFS*) ou unités particulières (*HST*) et les surfaces d'érosion et hiatus principales comme surface limite de séquence (*SB*). A la base du Danien une *MFS* est placée dans des faciès de carbonates lacustres. La série à chenaux conglomératiques (U-LA4) à la base du Danien pourrait être interprétée comme une séquence régressive mais les modèles classiques supposent que ce type de séquence n'est jamais préservé. De plus ces dépôts sont probablement contrôlés par le domaine amont, donc difficile de trancher dans quel cycle marin ils se déposent car en pied de relief, il n'est pas impossible de préserver des dépôts même en cycle régressif, et dans ce cas la limite de séquence SB1 est placée sur le corps C3, qui se situe stratigraphiquement « au milieu » des dépôts de système fluviale grossier, et entre C3 et C6 cortège

transgressif ou alors de MFS1 à C5 ils sont entièrement déposés pendant le début de la transgression . En effet le maximum de transgression (MFS2) est placé entre C5 et C6. La MFS 2 illustre bien la complexité à positionner les surfaces stratigraphiques en domaine continental. En effet, à l'est du log V1+V3, un dépôt de carbonate lacustre est visible, interprétée comme une MFS. Cependant le faciès évolue vers l'ouest vers un faciès palustre puis un paléosol relativement mature (Stade III/IV), et éventuellement moinsmature. Cependant sur ces deux logs (V2 et V1+V3), un changement d'architecture sédimentaire est observé. De même, le positionnement de la SB2 n'est pas aisé. A l'est, il pourrait correspondre aux dépôts conglomératiques observés au-dessus des carbonates lacustres. A l'ouest du log V1+V3, aucune érosion majeure ne se démarque et nous avons donc choisi de placer la SB2 sur la surface basale érosive du corps C6. L'enregistrement de la régression R2 est donc très faible, comme le suggère les modèles (Catuneanu, 2006). En revanche, les dépôts de la phase de transgression T3 sont puissants de plusieurs dizaine de mètres. La base du cortège transgressif est caractérisé par des chenaux méandriques épais et extensifs (C6 et C7), qui laissent ensuite place à des chenaux peu épais, plus petits et semi-amalgamés (C6 et C10), puis à des petits chenaux isolés anastomosés (C11, C12, C13). En fin de transgression T3, un delta lacustre se met en place (C15a, b, c, d et e). La MFS 3 est mise en évidence par la surface de terminaison des *downlap* en base du groupe de corps C16. Cette surface est suivie par la mise en place d'un prisme de haut niveau marin pendant la régression R3 : le système progradant (corps C16a, b et c), recoupé par le banc extensif (C17) de *delta-plain* surmonté d'argile et silts de plaine d'inondation et finissant sur le conglomérat très extensif C18 correspond alors au bas niveau marin du Sélandien inférieur. La limite de séquence SB3 est aisément placée, au niveau de la surface d'érosion majeure intra-sélandienne sur laquelle reposent les dépôts transgressif. Ainsi la surface de transgression et la limite de séquence sont ici confondues. Les dépôts du Sélandien supérieur enregistrent la transgression majeure avec une incursion de faciès marins dans le domaine très oriental et interne du bassin pyrénéen.

L'analyse stratigraphique appliquée à ce cas d'étude révèle que :

- (1) se baser uniquement sur les paléosols pour réaliser une interprétation des séquences de dépôts n'est pas réalisable, du fait du changement latéral de maturité de paléosols et du type de dépôts ;
- (2) l'architecture des corps sédimentaires est indispensable pour comprendre les relations et pour comprendre quels dépôts prendre en compte dans l'analyse stratigraphique ;
- (3) une attention particulière doit être portée aux conglomérats. En effet ils représentent le contrôle « amont » qui est déconnecté du niveau marin et ne peuvent donc pas toujours être intégrés dans l'analyse séquentielle, surtout si des reliefs sont connus pour être proches. Ici nous avons considérés

les conglomérats très extensifs composant les corps conglomératiques étaient marqueurs de bas niveau (C18 et C1 à C3 dans l'hypothèse 1 du Danien inférieur).

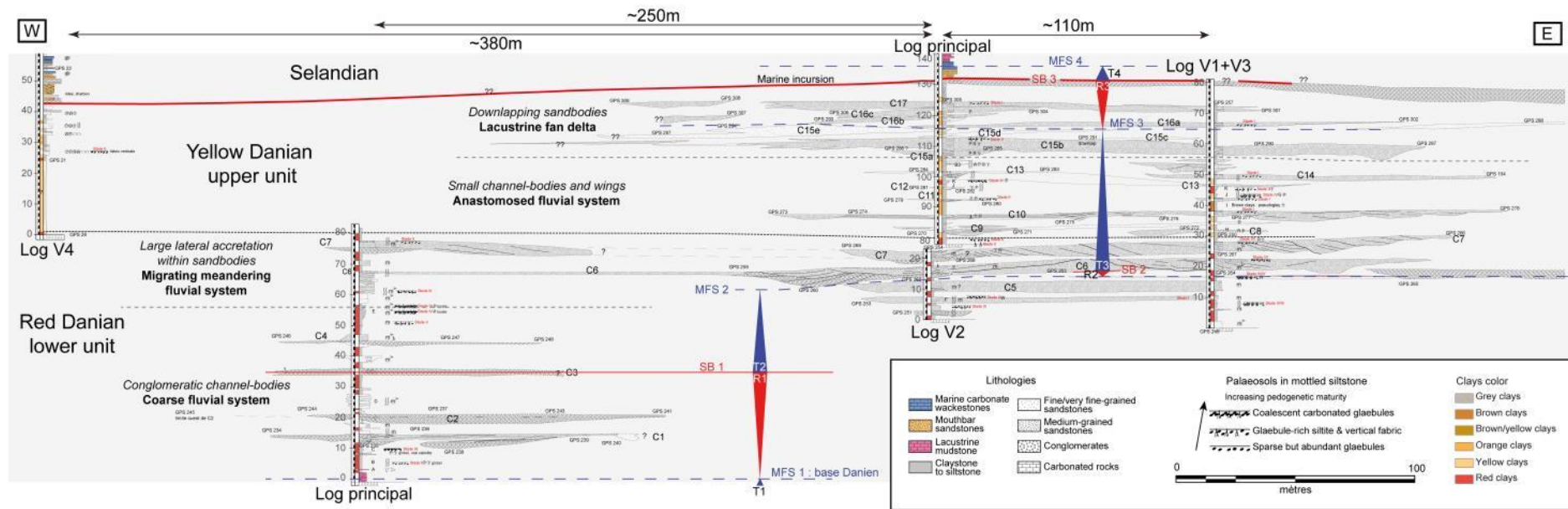
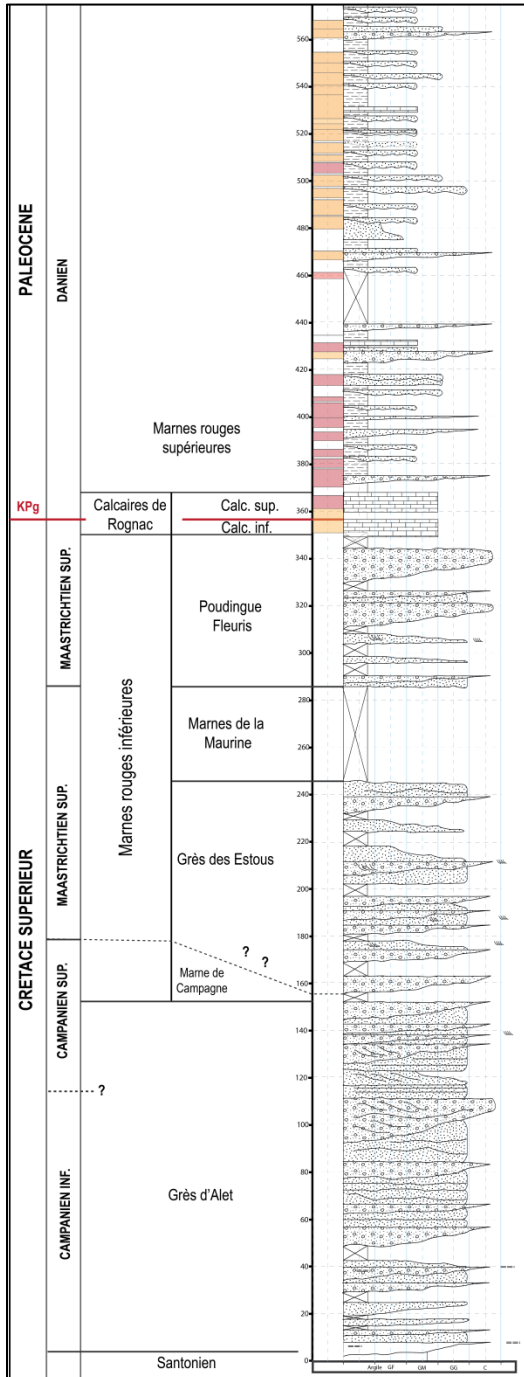


Fig. 4.25 : Essai d'analyse séquentielle du Danien à partir de l'architecture fluviale à Lairière (modifié d'après Roule—Chenieux)

3.2.3 Architecture de la coupe d'Arques

La coupe du synclinal d'Arques suit un chemin forestier et donc est une coupe très végétalisée où l'architecture est peu visible.

❖ Stratigraphie



La base de la coupe correspond à des calcaires marins à Céphalopodes, Rudistes, Foraminifères planctoniques et benthiques (Freytet 1970 ; Bilotte, 1983) qui ont été datés du Santonien, qui sont surmontés par une série continentale épaisse. Le calage stratigraphique de la coupe continentale d'Arques se base uniquement sur les caractéristiques des formations géologiques de la région par les anciens auteurs (Freytet, 1970 ; Bilotte et al., 1983). Ces formations sont : les Grès d'Alet, du Campanien inférieur à la moitié du Campanien supérieur, les marnes de Campagne, les Grès des Estous, datés du Maastrichtien inférieur, les marnes de la Maurine, les Poudingues Fleuris, datée du début du Maastrichtien supérieur, les calcaires de Rognac dans lesquels se situe la limite K/Pg et les marnes Rouges Inférieures du Danien (Fig.4.26) .

Fig.4.26: calage stratigraphique de la coupe d'Arques d'après les données de Bilotte et al. (1983)

❖ **Architecture fluviale**

Sus-jacent au Santonien marin, des dépôts de chenaux de grès grossiers et conglomératiques forment un empilement de dunes 3D amalgamées. Les séquences de dépôts sont granodécroissantes (de 2 à 8 m d'épaisseurs) et surmontent des surfaces plus ou moins érosives et des lags grossiers. Ces grès conglomératiques sont organisés en litages en auge formant des co-sets de 50 cm à 1.50 m et le sommet est composé de grès moyens à litages plus plans (L1a). Il n'y a pas de dépôts de plaine d'inondation conservés entre les dépôts de chenaux (Fig. 21). Ces dépôts sont typiques de séquences amalgamées de remplissage de chenaux fluviaux (Bilotte 1985; Bessiere et al. 1989; Tambareau et Vilatte, 1983) qui définissent l'unité U-A1 ; ils caractérisent les Grès d'Alet qui forment un système fluviale très érosif et mobile (AF1a) avec une capacité de transport des sédiments importante, généralement considéré comme un système en tresse (Fig.4.27).

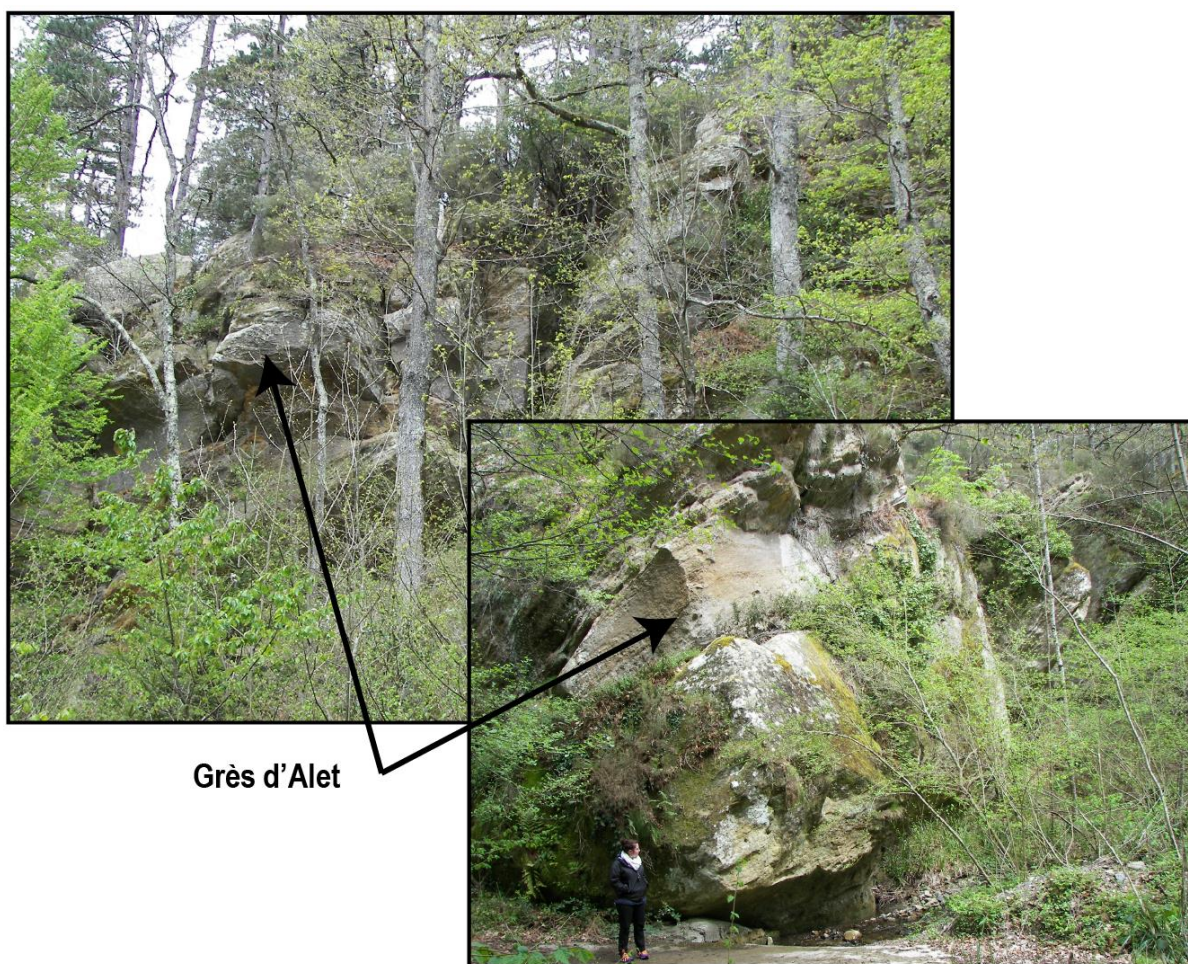


Figure 4.27: photo des grès d'Alet (AF1a) dans la région d'Arques (Corbières)

Le bassin enregistre ensuite une succession de chenaux gréseux et conglomératiques, de plus faible épaisseur (<4 mètres) que ceux des Grès d'Alet dont l'extension n'a pas pu être observée, formant l'unité U-A2. Ces dépôts de chenaux peuvent parfois être amalgamés, ou intercalés dans des argiles

et silts rouges de plaine alluviale (AF4). Cette formation correspond aux Grès des Estous qui sont surmontée de dépôts d'argiles et de silts mal vues d'une épaisseur de 50 m, formant l'unité U-A3. Malgré les conditions d'affleurement, cette unité correspondrait aux marnes de la Maurine des anciens auteurs (Bilotte et al., 1983). Au-dessus l'unité U-A4 (mal vue) est composée à la base de chenaux gréseux, très peu épais (50 cm) intercalés dans des dépôts de plaine d'inondation, et au sommet de quelques dépôts de chenaux conglomératiques, d'épaisseur variable, entre 0.50 et 5 m. Ces conglomérats sont des conglomérats jointifs, monogéniques, composés de galets carbonatés (L1b) (Fig.4.29), qui proviendraient de la couverture Mésozoïque du Mouthoumet (Freytet, 1970), connue sous le nom de Poudingues Fleuris (Freytet, 1970 ; Bilotte et al., 1983). Une unité lacustre (U-A5) repose sur ces dépôts fluviaux, composée d'une seule barre de calcaire lacustre (Fig.4.28), atteignant 10 mètres d'épaisseur et correspondant au marqueur régional connu comme le « Calcaire de Vignevielle ». Plus loin dans le bassin, deux barres de carbonates sont observées.

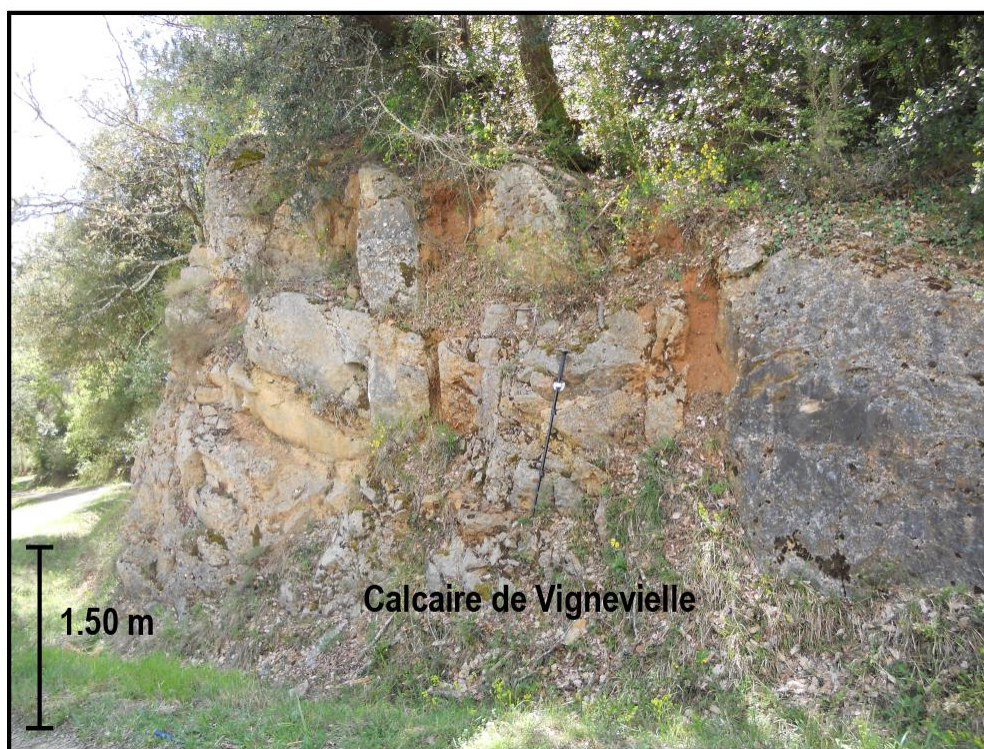


Fig. 4.28: photo de la formation des calcaires de Vignevielle lacustres

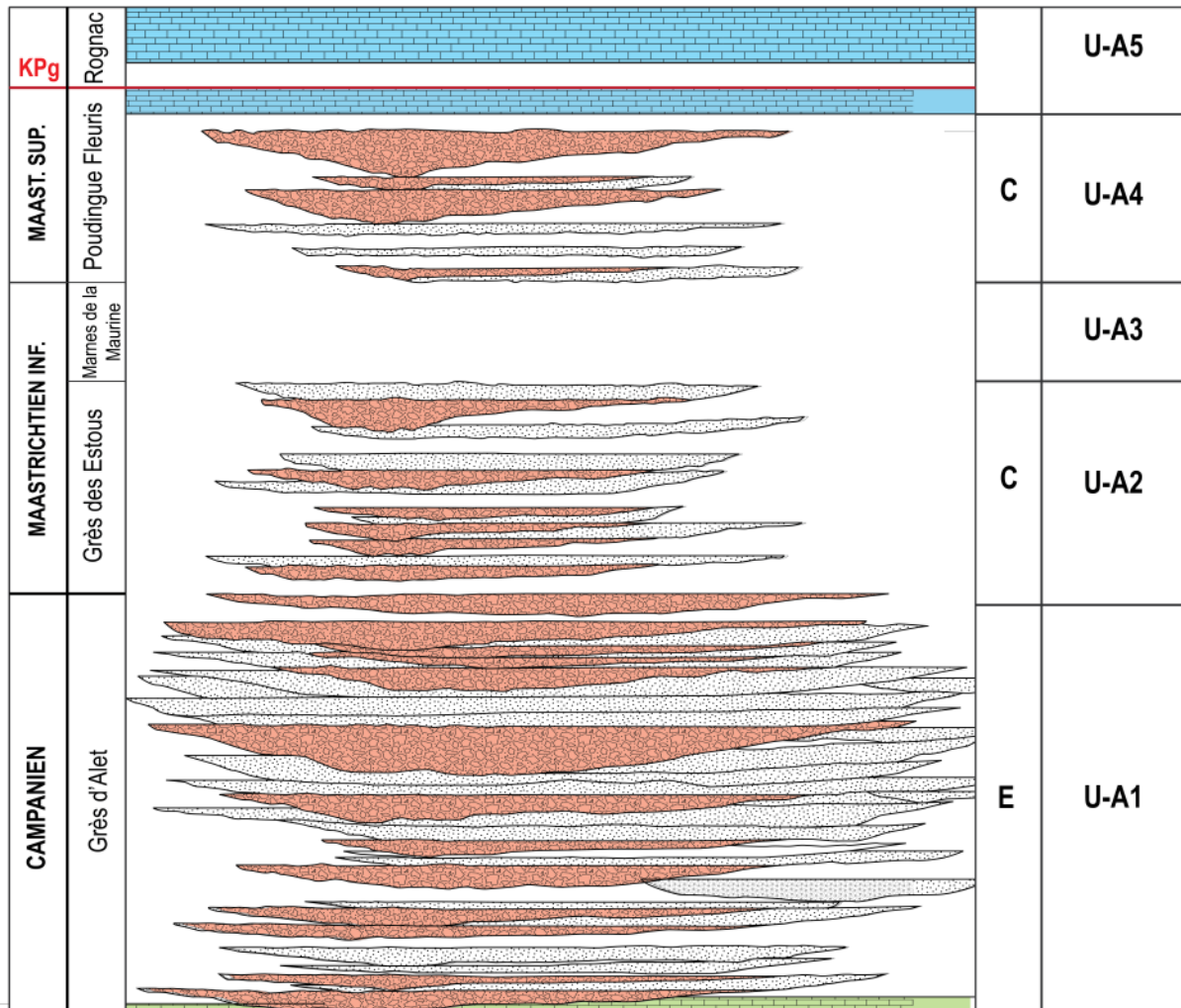


Fig.4.29: Schéma de l'architecture su Crétacé supérieur de la région d'Arques

Sus-jacentes aux calcaires lacustres de Vignevielle, des lentilles conglomératiques, très peu épaisses (<1 m), mais de très grande extension (>100 m) sont isolées dans des argiles et silts de couleur rouge de plaine alluviale (Fig.4.30). Ces lentilles présentes aucunes structures de courant et quelques chenaux de grès peu épais (<40 cm) et de faible extension (<10m) éparses et isolés, ainsi qu'un banc lacustre très localisé (extension < 10 m) sont également enregistrés dans cette unité U-A6. Ces dépôts sont caractéristiques d'un système proximal de débris flows, provenant du Massif du Mouthoumet.



Fig.4.30: photo d'un conglomérat extensif à litages obliques (AF1b) dans le Danien d'Arques

La dernière unité (U-A7), est caractérisée par un changement de couleur des argiles et silts de plaine alluviale, passant d'une couleur rouge à une couleur ocre (Fig.4.31). Ce changement de couleur dans le Danien a également été observé à Lairière (Fig .4.31; 55 m sur le log principal). Des chenaux de grès fins, peu épais (<50 cm) et peu extensif (<10m) sont éparses et isolés dans ces dépôts épais de plaine d'inondation et sont parfois enregistrés sur une même surface stratigraphique (Fig.4.31). Ces dépôts sont caractéristiques de chenaux anastomosés et ressemble à ceux de Lairière (unité U-LA5b). Au sommet, la mauvaise qualité de l'affleurement permet juste d'identifier quelques bancs de calcaires lacustres. Ainsi cette succession ressemble aux séquences daniennes (U-LA5a et U-LA5b) de Lairière avec le même motif de transgression noté « séquence T3 » à Lairière depuis des corps fluviaux à des dépôts lacustres.

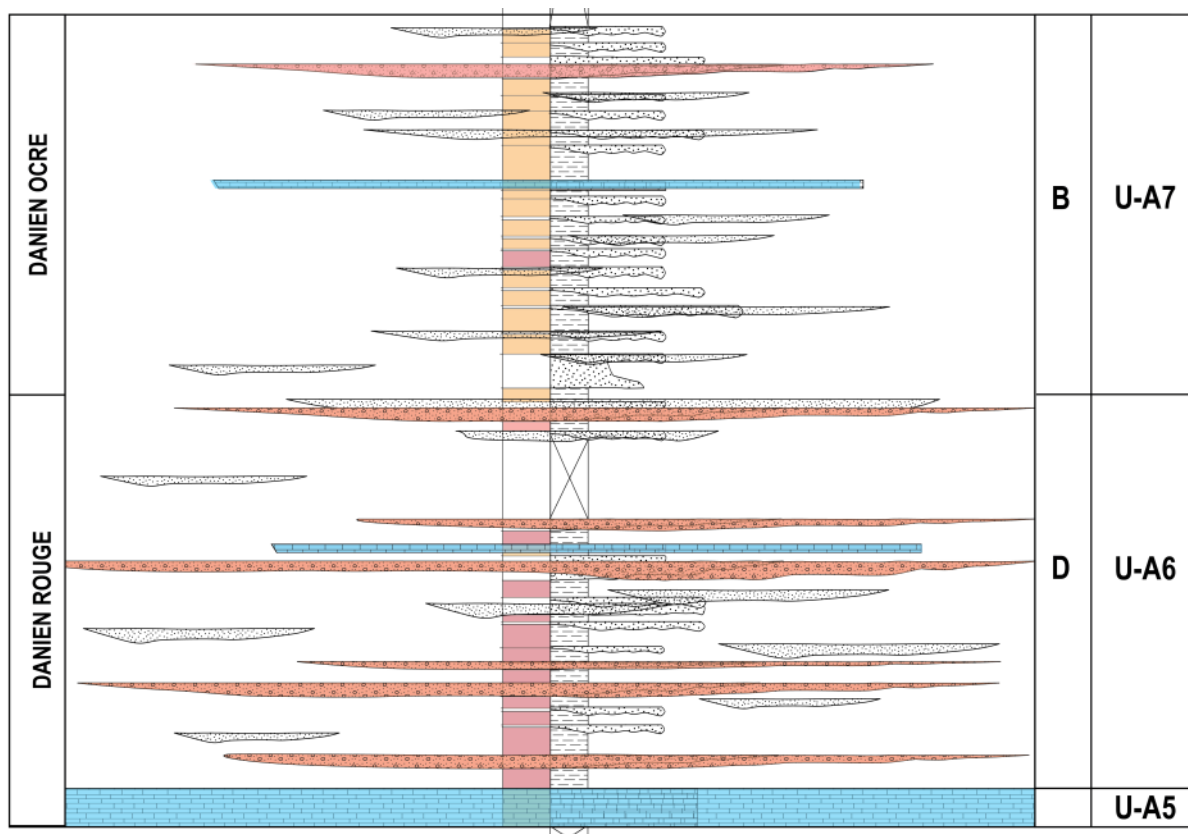


Fig. 4.31 : Schéma de l'architecture du Danien de la région d'Arques réalisé à partir des données de terrain

3.3 Architecture fluviale de Villeveyrac

Les séries fluvio-lacustres étudiées ici enregistrent le remplissage du bassin « Campanien à Thanétien » le plus épais du Languedoc. L'architecture a été réalisée dans le bassin de Villeveyrac, en particulier à Castelnau-de-Guers. Les successions fluvio-lacustres datées du Campanien au Danien font environ 520m d'épaisseur, et reposent directement sur la bauxite. Ces dernières étant le sujet soutenu en novembre 2019 (Marchand, 2019).

❖ Stratigraphie

Le découpage stratigraphique du bassin de Villeveyrac a été réalisé grâce à des études de biostratigraphie sur des coquilles d'œuf de dinosaures (Freytet, 1971). Cependant, il n'y a pas eu d'études de magnétostratigraphie. La stratigraphie de cette région reste donc assez incertaine. Les argiles saumâtres de la base ont été attribuées au Campanien inférieur, équivalent au Fuvélien provençal. Une grande série fluviale sus-jacente a été datée du Campanien moyen à supérieur grâce aux Unios (Freytet, 1971). Les premiers débris de coquilles de dinosaures dans le bassin sont attribués à des dinosaures maastrichtiens (Babinot et al., 1983, Foster and Sirugue, 1957; Garcia & Vianey-Liaud 2001, Cojan et al., 2000; Cojan et al., 2003; Medus, 1972). La formation de calcaire lacustre « Calcaires de Vignevielle » marque la fin du Maastrichtien. Enfin, la série fluviale sus-

jacente est Paléocène (Danien à Thanétien), mais aucun découpage précis n'existe. Une coupe géochimique de la mesure du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ a été réalisée durant le stage de M2 de Benoit De LaGausie qui met potentiellement en évidence la présence du Sélandien au-dessus d'un chenal conglomératique au sommet de la coupe réalisée à Castelnau de Guers (Fig.4.32).

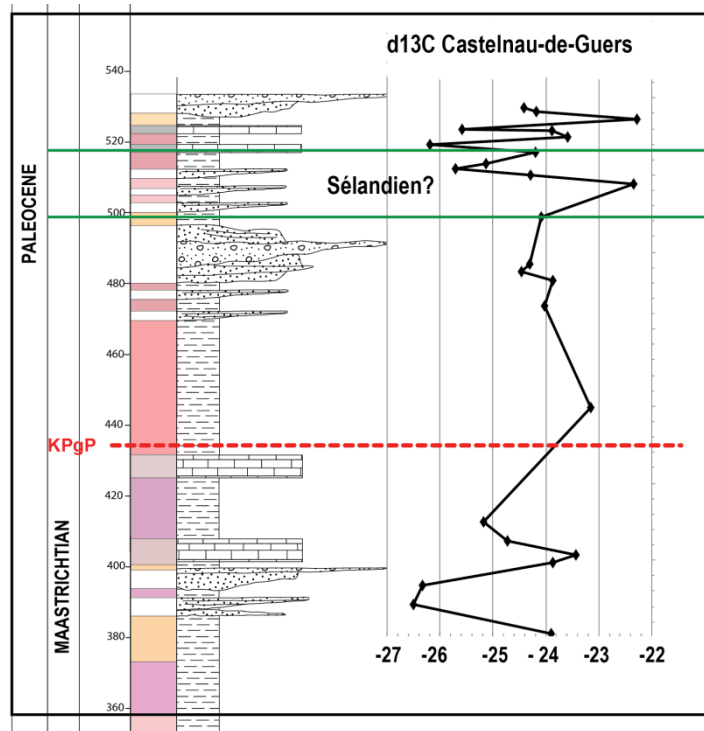


Fig.4.32: calage stratigraphique grâce à des données de géochimie (d'après DeLaGausie, 2017)

Il est assez difficile d'interpréter les données à Castelnau-de-Guers car très peu de bancs repère existe. Seule la limite Crétacé-Paléogène est calée au niveau des calcaires de Vignevielle.

❖ **Architecture fluviale**

La base de la série qui repose directement sur la bauxite (Crétacé inférieur ; Marchand, 2019) est observée dans le Bassin principal de Villeveyrac. L'unité à la base du bassin (C-U1) correspond à une forte épaisseur d'argiles et de silts de plaine alluviale mal vue. De rares chenaux de grès fins, pédogénétisés sont isolés dans ces dépôts. L'unité U-C2 sus-jacente est une succession de dépôts lacustres d'épaisseur variable (20cm à 1m) et qui présentent de faibles extensions entre 10 et 60 m dans le bassin de Villeveyrac. Au-dessus du dernier épisode lacustre, Freytet (1971) identifie une unité C-U3 qui est définie par des chenaux gréseux (Fig. 4.33), surmontée par une unité C-U4 d'une puissance de 100 m d'épaisseur de dépôts de plaine alluviale (AF4), complètement dépourvue de chenaux. Cette unité est assez mal vue sur le terrain et une coupe complète ne peut pas être étudiée. Une unité C-U5 repose sur cette dernière et correspond à une succession de corps gréseux, de faible à moyenne extension, isolés dans des dépôts de plaine alluviale. Au sommet de cette unité, à Castelnau-de-Guers, les corps lenticulaires sont de plus en plus abondants dans les dépôts de plaine alluviale et la partie la plus sommitale à Castelnau-de-Guers comprend un corps conglomératique d'une épaisseur d'environ 3 m et d'une extension (>30 m). L'unité C-U6 est composée de deux grandes barres de calcaires lacustres, d'une épaisseur d'environ 3 mètres chacune et séparée par une vingtaine de mètres de dépôts de plaine alluviale (Fig.4.34) ; C-U6 correspond aux Calcaires de Vignevielle.

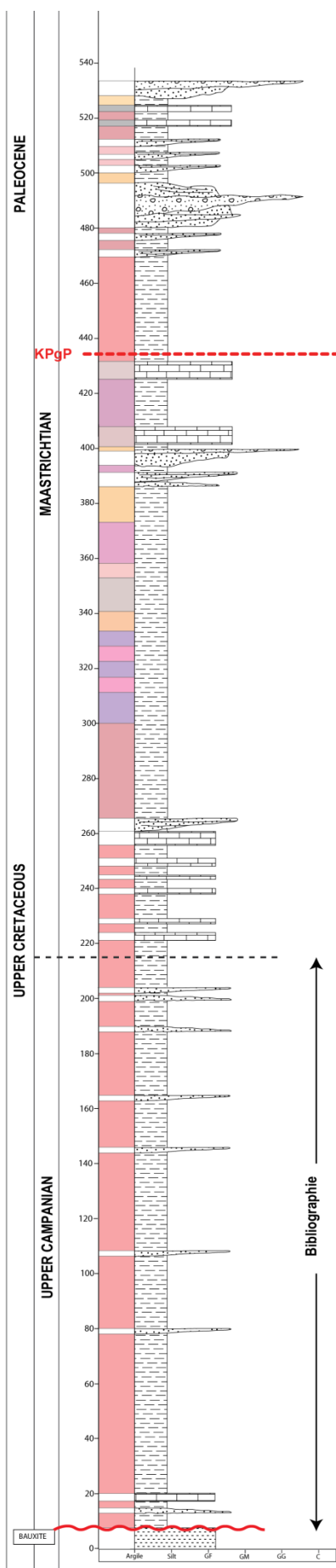


Fig.4.33: log stratigraphique de Castelnau-de-guers (bassin de Villeveyrac)

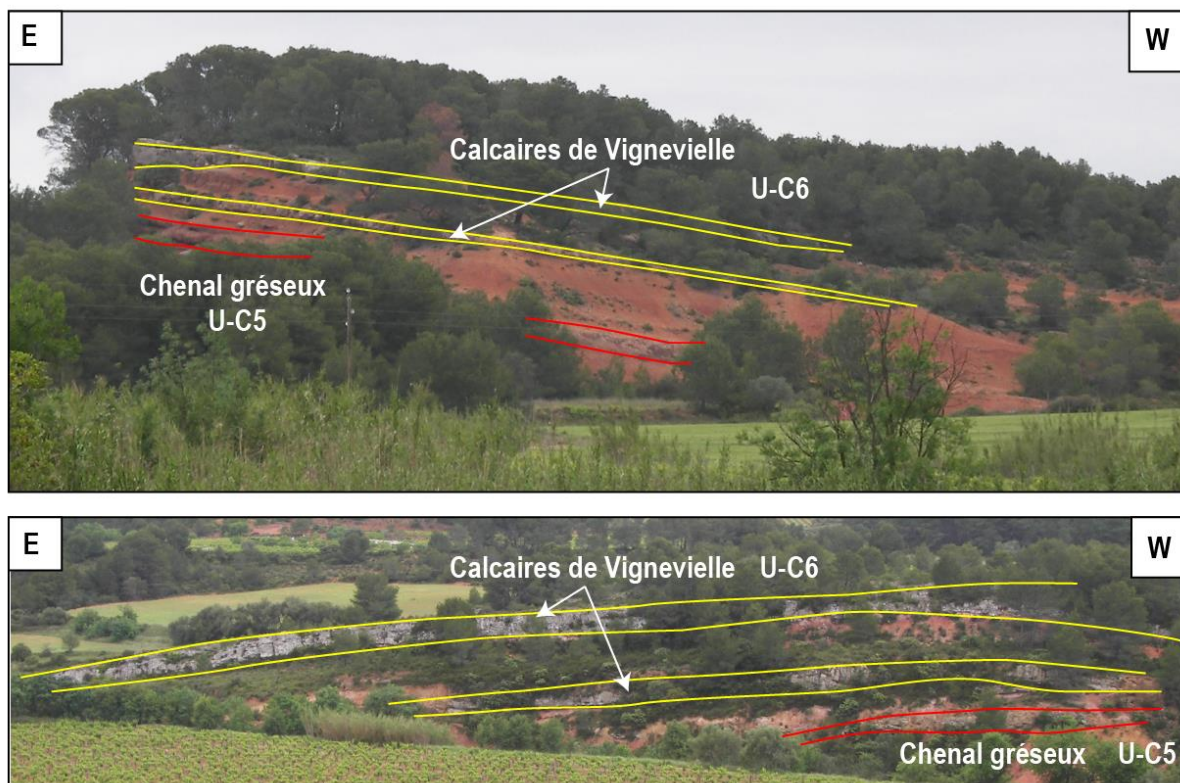


Fig. 4.34 : photo de la formation des Calcaires de Vignevielle et de la formation sous-jacente dans le bassin de Villeveyrac

Les dépôts sus-jacents sont des siltites de plaine alluviale (AF4) sans aucun chenal, sur une quarantaine de mètres, définissant l'unité U-C7. Une unité U-C8 est ensuite enregistrée et est définie par une succession de chenaux gréseux et conglomératiques avec très peu de dépôt de plaine d'inondation préservée entre les bancs et qui présentent une extension latérale d'environ 20m (Fig.4.34). Surmontée par l'unité U-C9 définie par une succession dominée par de la plaine alluviale dans laquelle quelques chenaux de grès fins sont isolés (Fig.4.35). Ces dépôts forment un système de chenaux sinueux isolés dans de la plaine alluviale (Fig.24.36).

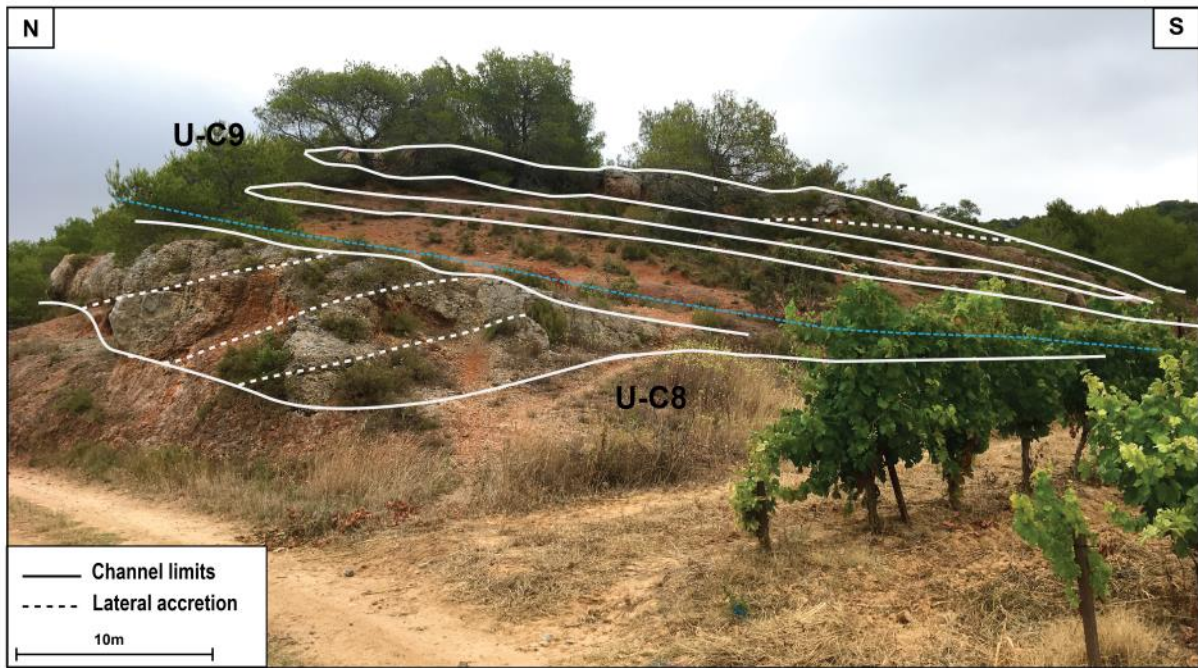


Fig.4.35 : photos des séries du Paléocène illustrant un chenal conglomératique à accrétion latérale (AF1c) et des chenaux gréseux sus-jacents

Puis, il y a la mise en place de dépôts lacustres très peu épais (<2 m) et de très faible extension (>5m) (U-C10). Enfin, après ces dépôts lacustres, le bassin enregistre un banc conglomératique isolé et de grande extension (type D) (U-C11) (Fig.4.36).

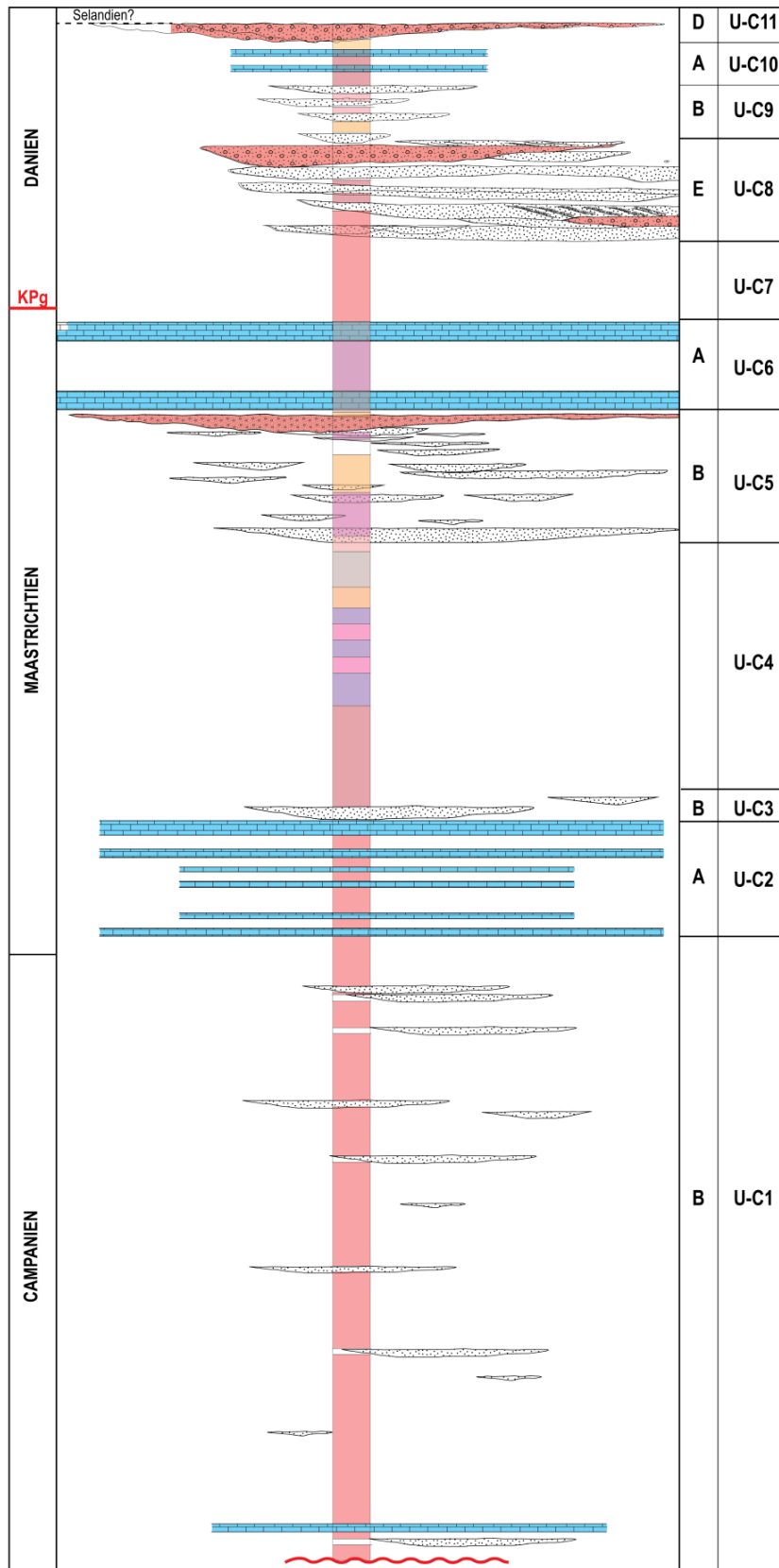


Fig. 4.36: Schéma de l'architecture de la région de Castelnau-de-Guers réalisé à partir des données de bibliographie et de terrain

3.4 Architecture fluviale de la coupe de St Ser

L'étude des séries fluvio-lacustre du Campanien au Dano-Sélandien a été réalisée dans le Bassin de l'Arc, sur la coupe de Saint-Ser, au nord-est du bassin, au pied de la Montagne Sainte Victoire (Fig. 4.37).

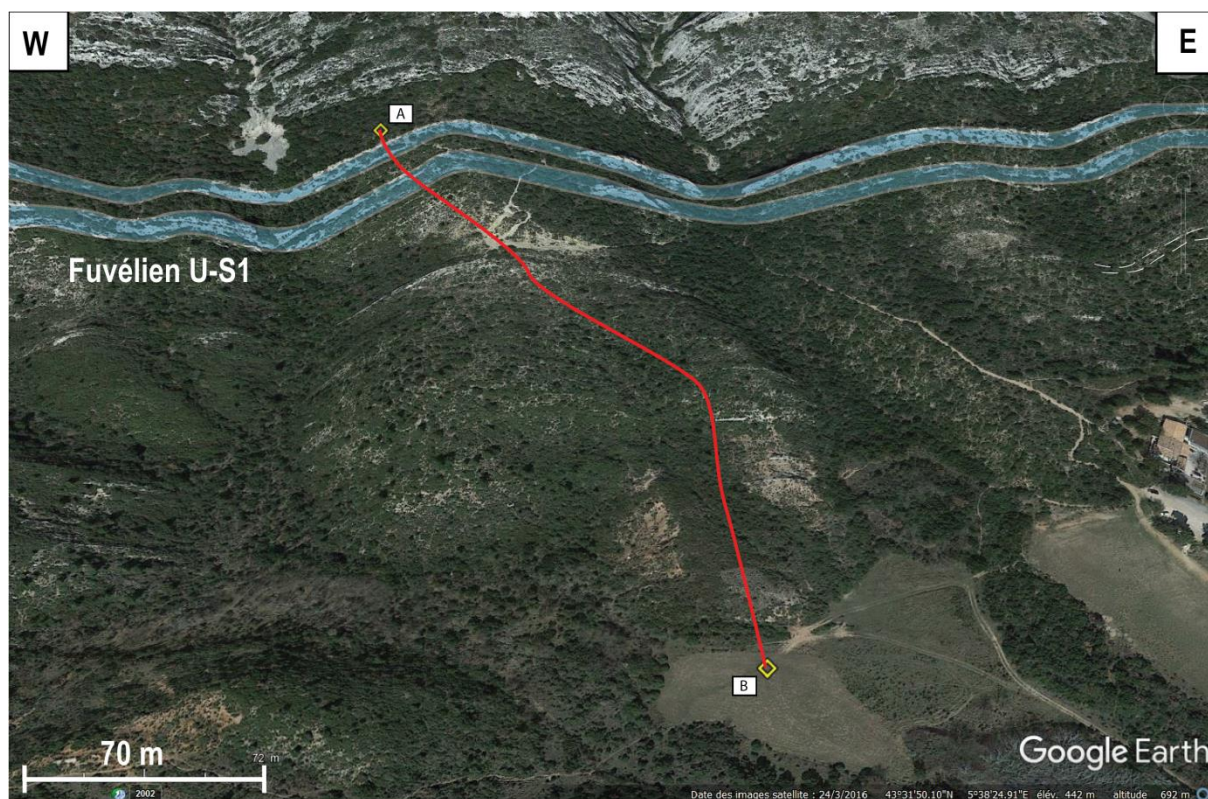


Fig.4.37 : localisation de la coupe de Saint-Ser à l'est du bassin de l'Arc (Provence). Les bancs en bleu représentent les calcaires du Fuvélien et montrent une extension régionale

❖ Stratigraphie

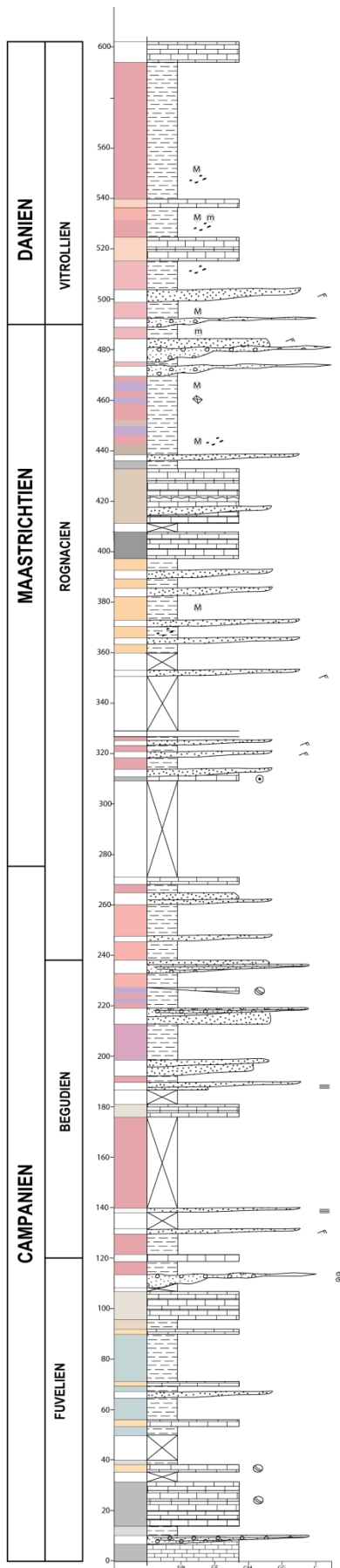
Les étages stratigraphiques du Crétacé supérieur au Paléocène continentaux en Provence initialement définis par les anciens auteurs ont été étudié par la magnétostratigraphie (Krumstiek et Hahn 1989, Westphall & Durand 1990; Cojan et al., 2000) et par des études biostratigraphiques, notamment sur des coquilles d'œufs et des os de dinosaures, des coquilles d'œufs d'oiseaux, des ostracodes et de palynologie (Babinot et al., 1983, Fosteri et Sirugue, 1957; Garcia et Vianey-Liaud 2001, Cojan et al., 2000; Cojan et al., 2003; Medus, 1972). Ces études ont ainsi redéfini les étages locaux en les replaçant dans les chartres stratigraphiques internationales actualisées: le Valdonien (Matheron, 1876) correspond aux premiers faciès continentaux en Provence à la fin du Santonien ; le Fuvélien, composé d'une séquence de comblement de calcaires lacustres à palustres, des couches de charbons, et quelques dépôts fluviaux, est attribué au Campanien inférieur ; le Bégudien s attribué au Campanien moyen montre une alternance de dépôts lacustres et fluviaux (Matheron, 1876;

Babinot et Durand, 1980a; 1980b; Westphall et Durand, 1990). Le Rognacien, attribué au sommet du Campanien supérieur et au Maastrichtien se divise en trois séquences : les Argiles Rutilantes Inférieures (Babinot et Durand, 1980a; 1980b), du Campanien supérieur, les Calcaires de Rognac qui constitue une unité repère où la limite campanienne-maastrichtienne a été enregistrée (Krumstiek et Hahn 1989, Westphall & Durand 1990; Cojan et al., 2000) et les Argiles Rutilantes Supérieures formant le sommet du Rognacien, dans le Maastrichtien. Sus-jacents les Poudingues de La Galante datés du Maastrichtien terminal au Danien, forment ainsi un marqueur stratigraphique pour la limite Crétacé-Tertiaire (Cojan, 1989; Cojan, 1993). Quant au Vitrollien il correspond au Danien *stricto-sensu* ; il est formé par des argiles et silts de plaine d'inondation ainsi que l'unité marqueur des Calcaires de Vitrolles (Matheron, 1876; Medus, 1972; Babinot et Durand, 1980a; Colson et Cojan, 1996).

Ces séries reposent sur les calcaires du Jurassique et Crétacé Inférieur de la Montagne Sainte-Victoire, sur lesquels latéralement se trouve de la bauxite. Dans le Bassin de l'Arc ces séries enregistrent plus de 1 000 mètres à l'ouest du bassin tandis que les dépôts fluviaux et lacustres s'affinent vers l'est et se réduisent à environ 250 mètres. Sur la bordure active du bassin, les faciès sont intercalés par des dépôts de cônes alluviaux syn-tectoniques au Campanien (Bégudien et Rognacien inférieur) et au Danien (entre les Poudingues de La Galante et le Calcaire de Vitrolle (Babinot and Durand, 1980 ; Leleu et al., 2005; 2009 ; Matheron, 1876; Medus, 1972).

Cette coupe de Saint-Ser entièrement continentale a été choisie pendant cette thèse pour mesurer le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et être la première coupe géochimique dans le Crétacé Supérieur continental (Voir chapitre 7).

❖ *Architecture fluviale*



La base de la série correspond à des dépôts lacustres formant l'unité U-S1 d'une épaisseur d'environ 100 mètres (Fig.4.38 et 39), composée à la base de bancs de carbonate lacustre (L6), qui ont une épaisseur d'environ 2 à 5 mètres et une très grande extension (>500 mètres) intercalé avec un conglomérat à oncolithes (L11) à la côte 20 m, lui-même surmonté par une alternance de bancs de grès fins (L2e) et des bancs de carbonate lacustre, très peu extensif et peu épais, isolés dans des marnes grises (L10). Ce faciès correspond au faciès de bordure des marécages fuvéliens.

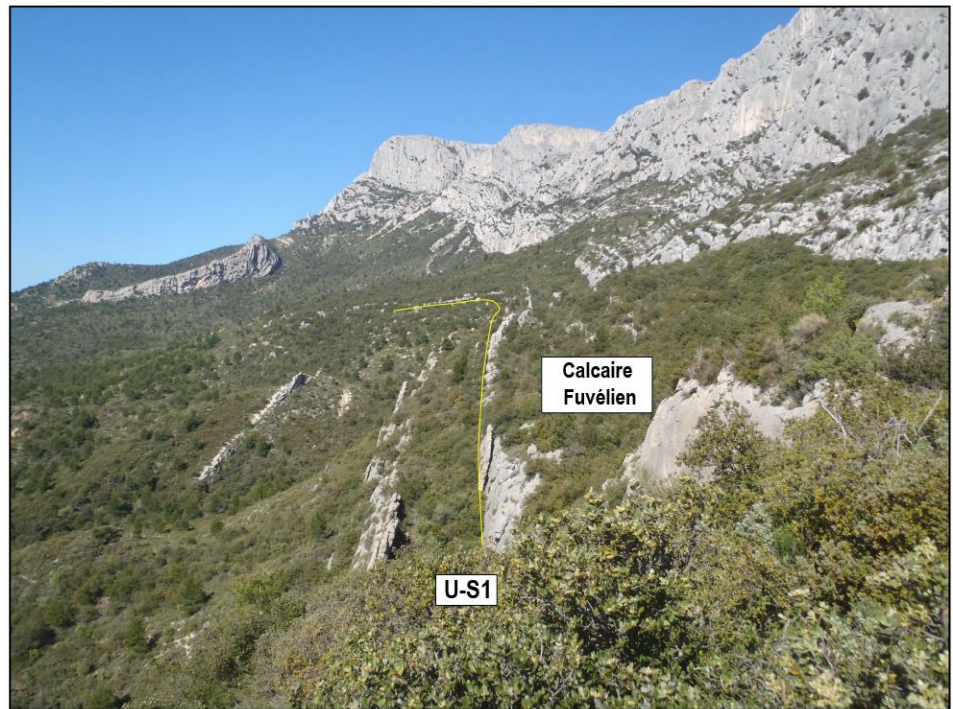


Fig. 4.39: photo de la grande extension latérale des calcaires lacustres à la base de la coupe de Saint-Ser (Fuvélien)

Fig4.38: log sédimentologique de Saint-Ser (est du bassin de l'Arc)

Le sommet de cette unité U-S1 montre de nouveau un banc de carbonate lacustre de 5 mètres d'épaisseur et d'une très grande extension. Il est sous-jacent à l'unité U-S2 qui correspond à une succession composée de corps gréseux et conglomératiques (L1c et L2b) éparses et isolés dans des argiles et silts de plaine alluviale (L4), en alternance avec de petits bancs de carbonates. Des chenaux de grès micacés (L8) intercalés dans des argiles grises (L10) sont aussi enregistrés et définissent un système de delta lacustre (Fig.4.40). Le système fluviale de cette unité est caractérisé par un système de chenaux sinueux (type B) (Fig.4.42). U-S2 correspond au Bégudien.



Fig. 4.40 : Photo de l'association de faciès de delta lacustre (AF5c) enregistré après les calcaires lacustre du Fuvélien, avec des chenaux de grès micacés intercalés dans des argiles grises lacustres

L'unité U-S3 sus-jacente, d'une épaisseur d'environ 100m, montre une succession de chenaux gréseux isolés dans des dépôts de plaine alluviale dont les chenaux ont une faible épaisseur (50 cm à 1 mètres) mais une plus grande extension (>50 m) que ceux de l'unité sous-jacente U-S2. L'unité U-S3 est également marquée par un changement de couleur des argiles et silts de plaine alluviale, passant d'une couleur dominante rouge à la couleur ocre. Au-dessus de ces unités fluviales, une épaisseur importante de carbonates lacustres forme U-S4, caractérisée par des calcaires gris (L6) qui s'étendent dans tous le bassin de l'Arc en s'épaississant vers l'ouest (40 m à Saragousse, Cojan et Moreau, 2006). U-S4 est communément appelée Calcaires de Rognac tandis que les unités fluviales sous-jacentes U-S3 sont les Argiles Rouges Inférieures (L4) (base du Rognacien). Les argiles sus-jacentes (U-S5) correspondent aux Argiles Rouges Supérieures (Rognacien supérieur). Ces dernières sont

surmontées par une érosion majeure et des dépôts conglomératiques (U-S6) formant les Poudingues de La Galate (Cojan et al., 2000) dont les galets ont révélé une provenance essentiellement du Massif des Maures en Provence orientale (Fig.4.41). Ces dépôts (< 5m) sont formés des litages en auge et de nombreuses surfaces d'érosion témoignant de dépôts de chenaux amalgamés.

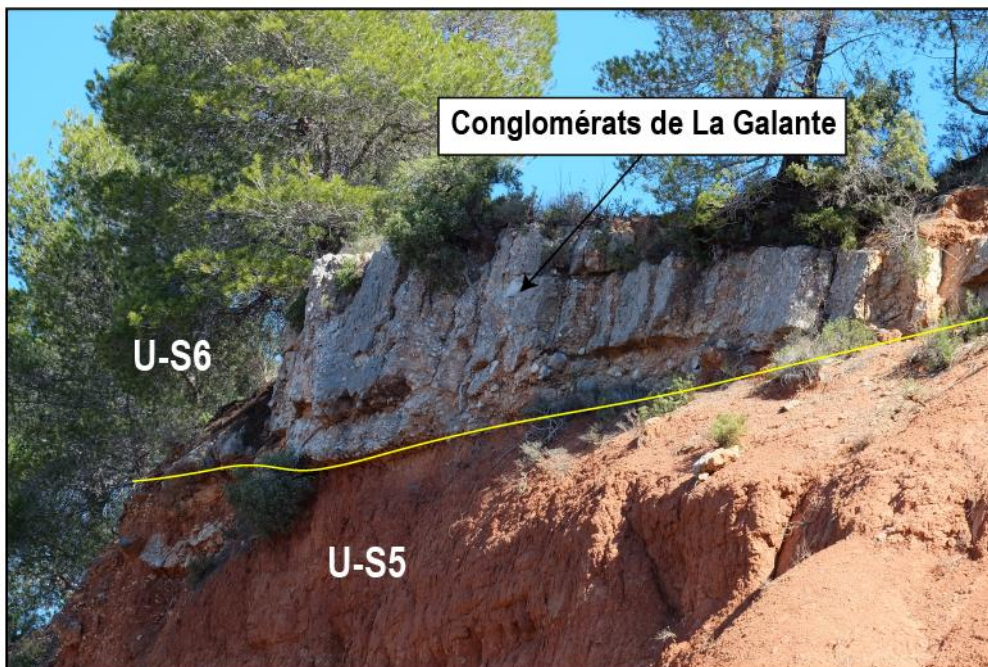


Fig. 4.41: photo des conglomérats de la Galante intercalés dans des argiles et silts de plaine alluviale

L'unité sus-jacente U-S7 est composée de lentilles conglomératiques et gréseuses isolés (L1c et L2e) dans des dépôts de plaine alluviale, constituant un système fluviale de chenaux isolés (Fig.4.42). Au-dessus, une unité lacustre peu épaisse, notée U-S8, correspond au faciès de bordure des Calcaires de Vitrolles, beaucoup plus épais vers le sud et l'ouest du bassin (Fig.4.43)(20 m à Vitrolles Radar, Cojan et Moreau, 2006).

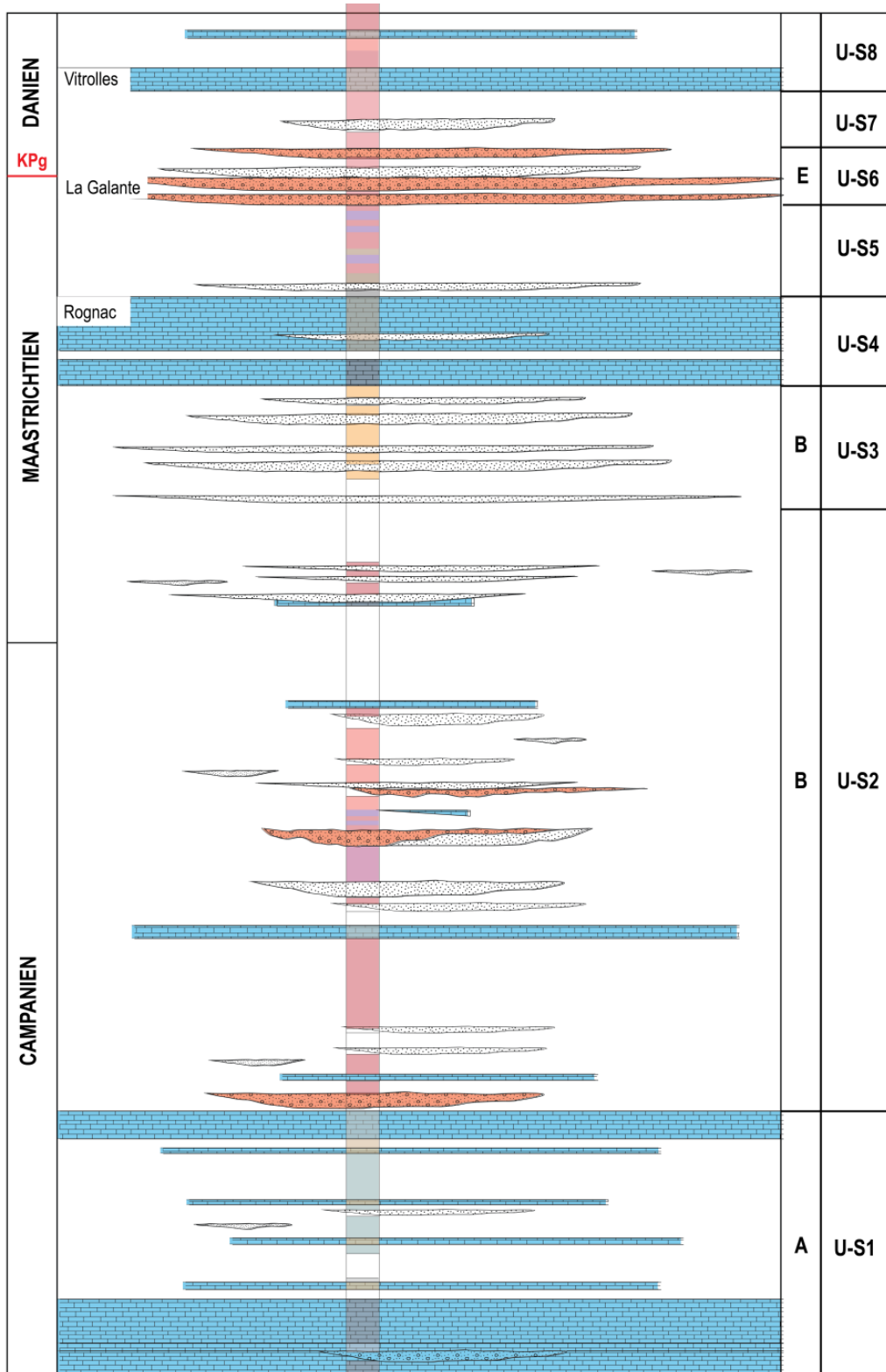


Fig. 4.42: schéma de l'architecture de la région de Saint-Ser réalisé à partir des données de terrain

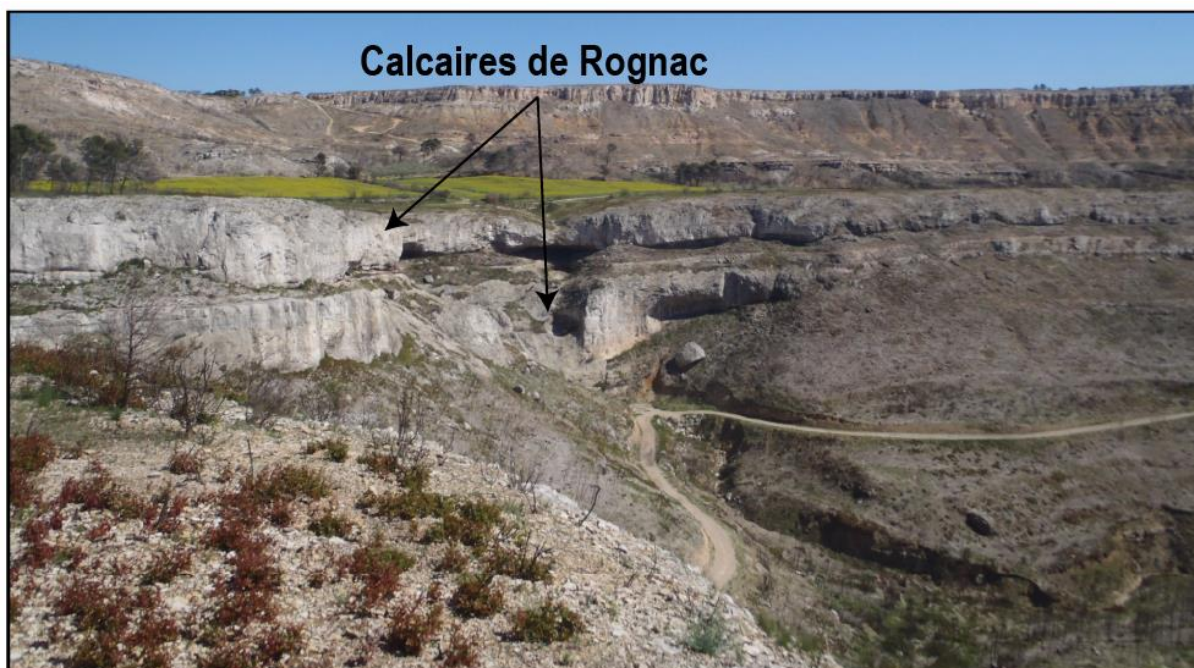


Fig. 4.7: photo illustrant l'épaisseur plus importante des Calcaires de Rognac à l'ouest du bassin de l'Arc (Vitrolles)

3.5 Synthèse des architectures fluviale des bassins péri-Pyrénéen

La figure de synthèse ci-dessous (Fig.4.44) permet de comparer en épaisseur et en architecture les variations spatiales des corps sédimentaires (environ 500 m) entre le Campanien et le Dano-Sélandien. Les secteurs étudiés au nord du Massif du Mouthoumet n'enregistre pas les séries du Campanien, et le Maastrichtien se dépose en discordance sur le massif. Cette disposition résulte soit d'une importante phase tectonique anté-cénomaniennne (i.e. la phase de bombement durancien en Provence ; Philip, in Mém. BRGM n°125, 1984) suivie d'une forte érosion et bauxitisation par endroit, ou d'une érosion plus ancienne sans lien avec une phase tectonique (Durand-Delga, 1965 ; Bilotte et Freytet in Mém. BRGM n°125, 1984).

Au Crétacé supérieur, les dépôts les plus grossiers sont localisés dans les Corbières au sud du Massif du Mouthoumet dans la région d'Arques tandis que le Languedoc enregistre essentiellement des flux mineurs intercalés dans des dépôts de plaine alluviale et la Provence enregistre des dépôts fluvio-lacustres et au Maastrichtien des dépôts essentiellement fluviaux de granulométrie plutôt fine et laissant des corps sédimentaires isolés reflétant un système sur des pentes faibles et avec une capacité de transport faible (débit et flux sédimentaires relativement faibles). A la transition Crétacé-Paléogène, la partie ouest du système oriental, jusqu'à la faille de la Durance, enregistre un important épisode lacustre. L'est du bassin de l'Arc en Provence, enregistre un flux majeur de sédiments à cette période. Puis au Danien, les bassins à l'ouest du système enregistrent de nouveaux l'apparition de chenaux fluviaux, alors qu'à l'est le bassin de l'Arc enregistre un épisode lacustre.

Cet épisode lacustre, témoignant d'une MFS, peut correspondre à celle observée à Lairière au niveau de la transgression marine et à Arques.

Chaque étage va ensuite être discuté dans cette partie par région pour comparer et représenter les flux et drainages sur cartes paléogéographiques.

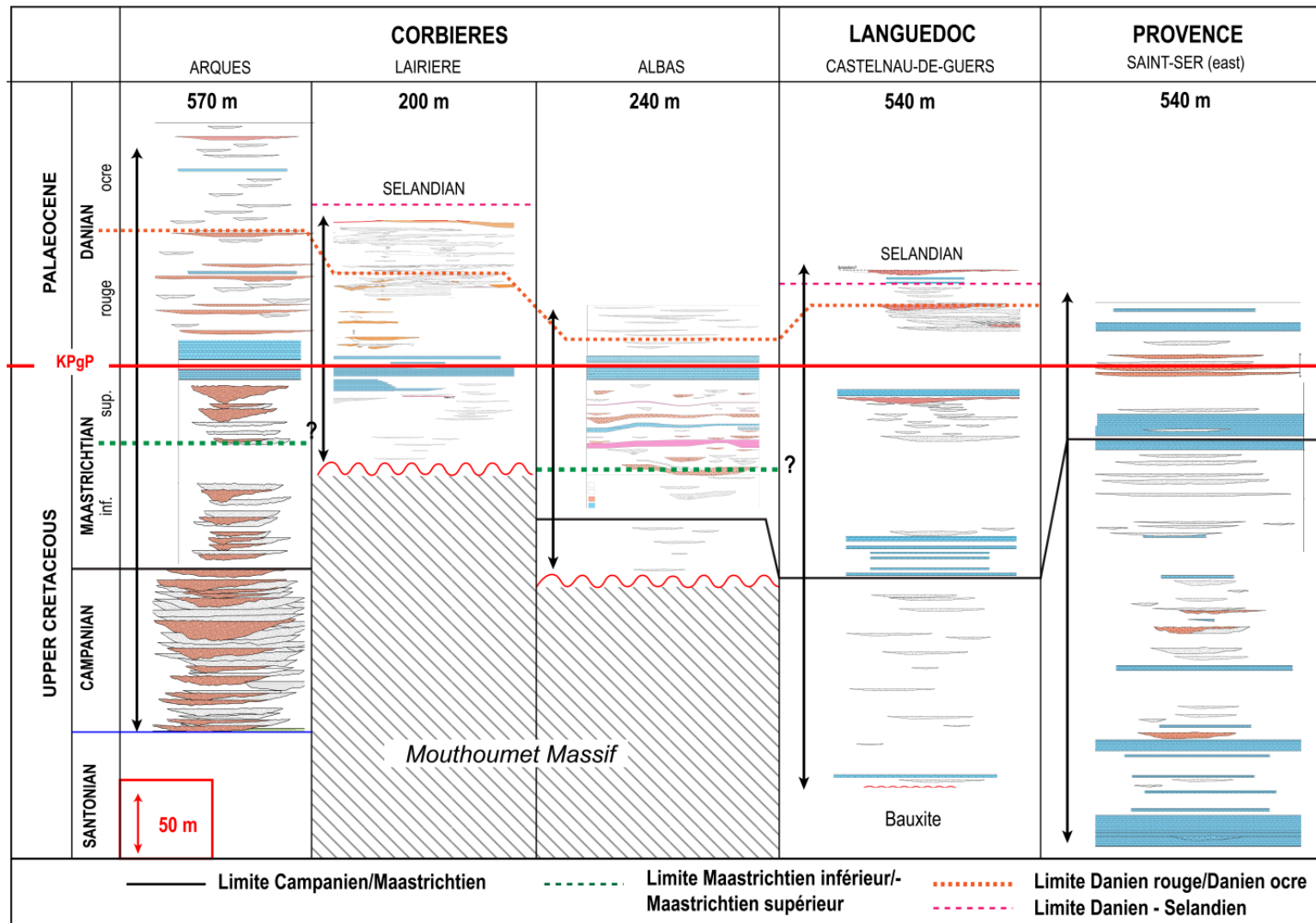


Fig. 4.44: tableau de synthèse des architectures fluviales du Crétacé terminal-Dano-Sélandien dans les bassins péri-orogéniques du domaine pyrénéo-provençal

4. Paléo-drainage et reliefs actifs du Crétacé terminal au Danien

4.1 Enregistrement des paléo-drainages et flux au Campanien

Dans les Corbières, à Albas et Lairière, localisés au nord du Massif du Mouthoumet, aucun apport sédimentaire n'est enregistré (Fig.38). Les séries du Maastrichtien sont en onlap sur le Massif du Mouthoumet. A contrario, le synclinal d'Arques, au sud d Massif du Mouthoumet, enregistre une épaisse série de grès et conglomérats amalgamés, les Grès d'Alet (U-A1) au-dessus des calcaires marins du Santonien. Ce système grossier, interprété comme étant des dépôts en tresse, enregistre la présence d'un flux majeur qui proviendrait d'une source assez éloignée. Ces dépôts, étudiés par Freytet (1970), auraient une origine strictement paléozoïque et indiquent des paléocourants orientés est-ouest. La source de ces apports grossiers serait une zone émergée localisée à l'est des Corbières, dans l'actuel Mer Méditerranée (Freytet, 1970) (Fig.4.45). De plus, l'observation de ces grès montre un épaissement vers l'ouest et un bassin de type flych avec le dépôt de grès deltaïques est mis en place (grès de Labastide). Dans le Languedoc, le Bassin de Villeveyrac enregistre au Campanien une épaisseur importante de dépôts de plaine alluviale avec quelques chenaux de grès fins peu épais et peu extensif isolés (U-C1). Cette période enregistre donc quelques flux mineurs. Enfin en Provence, la partie est du Bassin de l'Arc enregistre au Campanien inférieur (Fuvélien) une longue période lacustre puis au Campanien supérieur (Béguvien et une partie du Rognacien) quelques chenaux de grès et conglomératiques très locaux et très éparses sont enregistrés (U-S1 et une grande partie de U-S2). Au Fuvélien quelques flux mineurs arrivent dans un lac au nord et à la fin du Fuvélien, quelques flux mineurs arrivent dans le bassin endoréique (Fig.4.45).

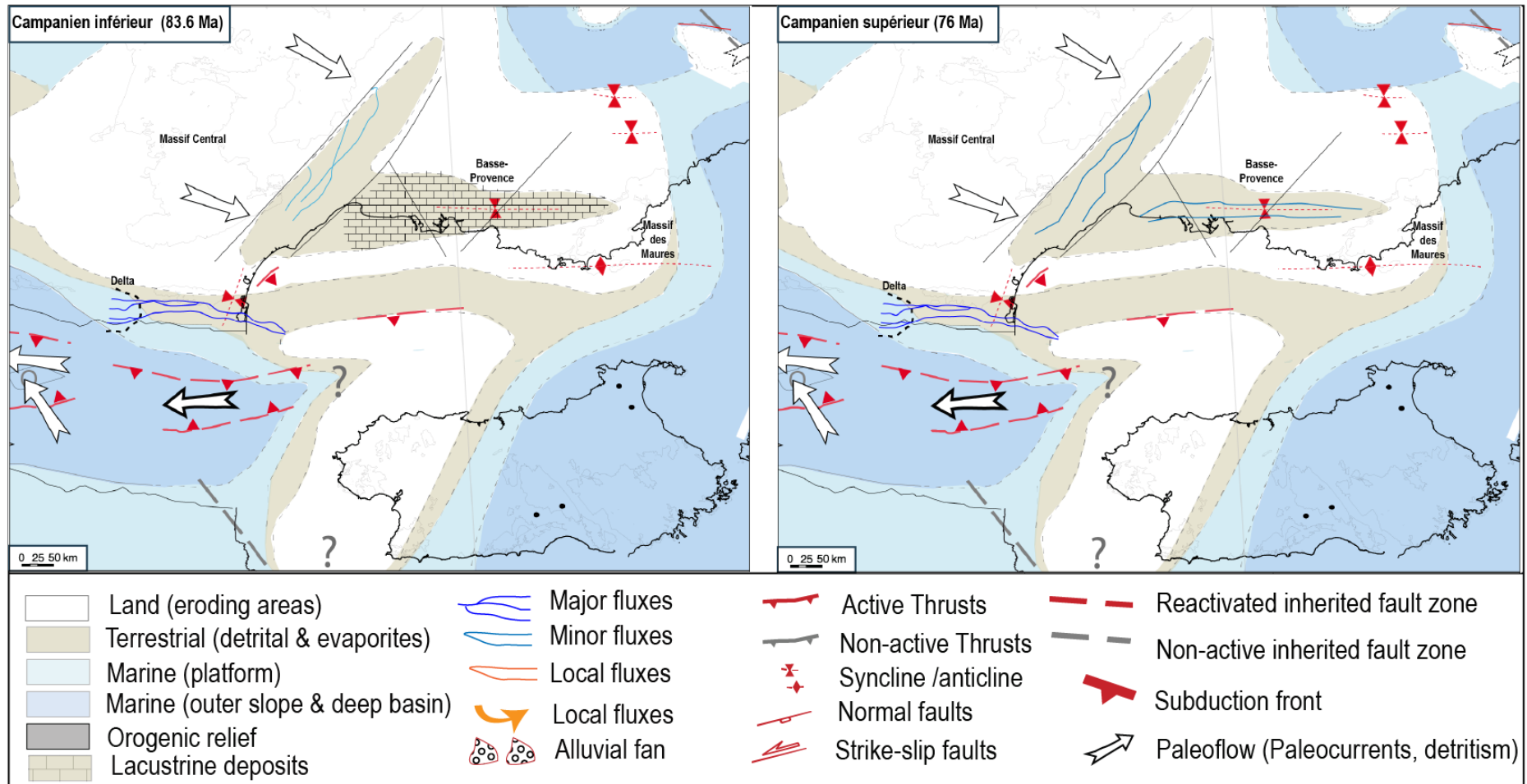


Fig. 4.45 : Carte représentant la paléogéographie ainsi que les principaux flux durant le Campanien inférieur et supérieur.

4.2 Enregistrement des paléo-drainages au Maastrichtien

Dans les Corbières, dans le secteur d'Albas, au Maastrichtien inférieur (U-AL2), le bassin enregistre un flux local (F1) avec la mise en place d'un système fluviale anastomosé qui correspond donc à la partie distale d'un DFS. Puis deux flux sédimentaires (F2 et F3) plus importants sont enregistrés au cours du Maastrichtien supérieur. Le premier flux de sédiments local, indiquerait qu'il y ait eu une progradation de la partie proximale du DFS avec un apport de sédiment plus important. Le bassin enregistre ensuite une période où il n'y a plus d'apport de sédiment avec la mise en place d'un niveau à paléosol très mature (horizon Ca) qui indique un arrêt de la sédimentation. Le bassin enregistre ensuite une période d'inondation maximale (horizon L). Après cette période d'inondation maximale, un second flux sédimentaire (F3) est enregistré et correspond à la partie médiane du DFS, avec une légère rétrogradation du DFS. Cette période enregistre également un moment d'arrêt de sédimentation moins important que celui enregistré précédemment avec la mise en place d'un paléosol mature (horizon Cb). A Lairière, le bassin enregistre seulement le Maastrichtien supérieur avec la mise en place d'un système fluviale à granulométrie fins passant à des dépôts de delta lacustres. Ces dépôts traduisent un très faible apport de sédiments à ce moment-là dans le bassin. Dans le synclinal d'Arques, le Maastrichtien enregistre deux systèmes fluviales qui enregistrent la présence de flux locaux qui proviendraient d'un relief actif proximal et sont donc caractéristiques d'un système proximal de DFS. Les paléocourants mesurés par Freytet (1970) dans ces unités montrent une orientation nord-sud. De plus, les Poudingues Fleuris qui composent l'unité U-A4, sont composés uniquement de galets datés du Mésozoïque et qui proviendraient du Massif du Mouthoumet (Freytet, 1970).

Le bassin de Villeveyrac enregistre à la base du Maastrichtien une succession de dépôts lacustres marquant un maximum d'inondation à cette période (U-C2). Ensuite, quelques flux mineurs sont enregistrés marquant le début d'une régression. Des chenaux conglomératiques ont également été observés au nord de Montpellier sous la première barre de calcaire lacustre de la limite KPg. Ces dépôts ont été interprétés comme des dépôts proximaux de cônes alluviaux. Cette unité enregistre donc deux types de flux de sédiments, un flux local qui apporterait les conglomérats et qui proviendrait d'un relief actif lié à la mise en place de la ride de Montpellier au sud, et un flux majeur qui proviendrait d'un relief plus distant. De plus, l'étude de cette unité par Freytet (1970) montre une origine septentrionale du matériel (Montagne Noire, Lozère). Le flux majeur proviendrait donc du nord-ouest. Une ancienne étude (Bilotte et Freytet in Mém. BRGM n°125, 1984) montre un changement de source dans les séries Languedocienne entre le Campanien, où la source est paléozoïque et proviendrait du Mouthoumet et le Maastrichtien où la source devient mésozoïque.

Enfin à l'est du Bassin de l'Arc, le Maastrichtien enregistre des chenaux gréseux plus extensifs, et des cônes alluviaux (Leleu, 2005). Ces systèmes fluviaux montrent la présence de flux locaux qui remplissent le bassin. La présence de cônes alluviaux montre un relief local actif à cette période. Puis le bassin enregistre à la fin du Maastrichtien, un important épisode lacustre régional (U-S4) qui traduit d'un maximum d'inondation à ce moment-là, puis un dépôt d'argiles et de silts de plaine alluviale dépourvus d'apport gréseux (Fig.4.47). Aucun flux n'est donc enregistré au cours de cette période. L'ouest du Bassin de l'arc enregistre une plus grande épaisseur de calcaire lacustre (calcaires de Rognac) pendant le Maastrichtien. De plus, la Provence Rhodanienne n'enregistre aucun dépôt au cours du Maastrichtien ; il n'y a donc pas de connexion entre la Basse-Provence et le bassin de Villeveyrac à cette époque (Fig.4.46) et un haut topographique est probablement présent dans cette zone (Fig. 4.47)

AGES	CORBIERES		LANGUEDOC	PROVENCE RHODANIE	BASSE PROVENCE
	Argues	Lairière			
UPPER CRETACEOUS	Maastrichtian	Calcaires lacustres et palustres	Calcaires lacustres et palustres	Calcaires palustres	Argiles à reptiles et calcaires lacustres
		Série fluviatile à paléosols	Série fluviatile à paléosols	Série fluviatiles à oeufs de dinosaures, limons, paléosols	Calcaires lacustres, argiles, grès, conglomérats
	Campanian	Grès d'Alet	Série fluviatile à <i>Unios</i>	Calcaires lacustres argiles et grès	argillites et grès fluviatiles
			Argiles saumâtres		Calcaires lacustres et lignite

Fig. 4.46: tableau de corrélation au Crétacé terminal entre les régions des Corbières, du Languedoc, de la Basse-Provence et la Provence Rhodanienne (modifié d'après Arnaud et al., in Mém. BRGM n°125, 1984).

Au Maastrichtien, le système pyrénéo-provençal enregistre un bouleversement de la paléogéographie avec la disparition du Sillon Languedocien qui se termine à l'ouest de Narbonne, et une confluence de ce sillon et du futur sillon pyrénéen est observé, ce qui va former une vaste unité subsidente qui va fonctionner pendant tout l'Eocène. De plus, au cours de cette période, il y a une séparation du bassin de Villeveyrac et du bassin de Montpellier qui se crée due à une surrection d'une faible ondulation (Bilotte et Freytet in Mém. BRGM n°125, 1984).

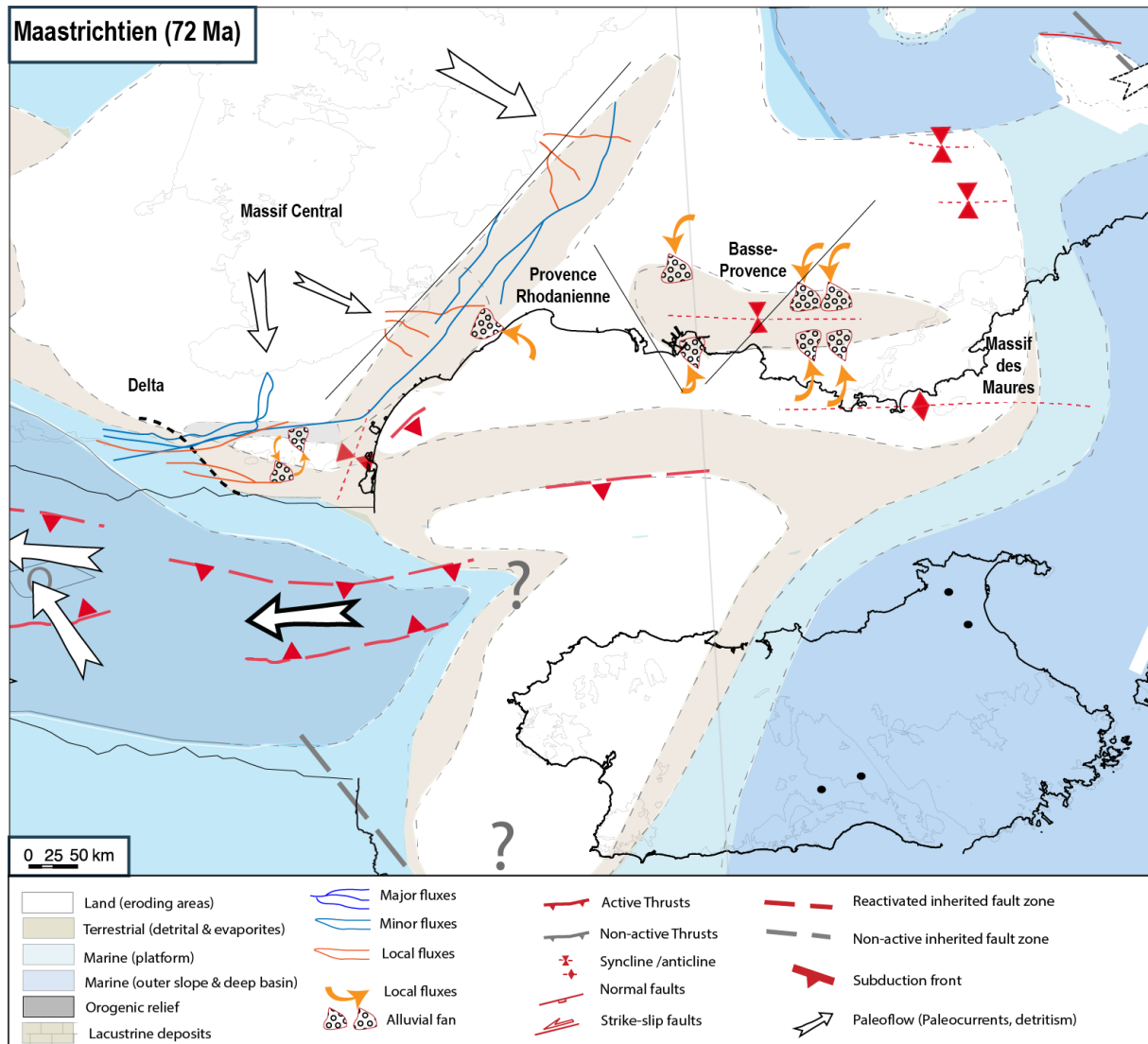


Fig. 4.47 : Carte représentant la paléogéographie ainsi que les principaux flux durant le Maastrichtien

4.3 Enregistrement des paléo-drainages au passage Crétacé – Paléocène

A la limite Crétacé-Paléogène un important épisode lacustre régional avec le dépôt des Calcaire de Vignevielle a lieu, les Corbières (unités : U-LA7 à Albas, U-LA3 à Lairière et U-A5 à Arques) et dans le bassin de Villeveyrac (U-C6), ce qui témoigne d'un maximum d'inondation avant d'enregistrer le début d'une régression au Danien (Fig.4.48). En effet cette partie du domaine pyrénéen est en connexion avec le domaine marin à l'ouest (Plaziat, Tambareau) et il a été possible de proposer une analyse séquentielle dans ces secteurs, en particulier grâce à la coupe de Lairière (paragraphe 3.2.2). En Provence, le passage entre le Crétacé supérieur et le Paléocène, à l'est du bassin de l'Arc, est marqué par l'enregistrement d'un système fluviale grossier et amalgamé (Conglomérats de La Galante, U-S6). Ces dépôts correspondent à un système longitudinal distal et témoignent de la présence d'un flux majeur de sédiments provenant du Massif des Maures (Freytet, 1970). A l'ouest

du Bassin de l'Arc, la transition K/Pg est située quelques mètres sous les calcaires de Vitrolles dans les argiles de plaine alluviale (Cojan et al., 2000 ; Cojan et Moreau, 2006) (Fig.4.48).

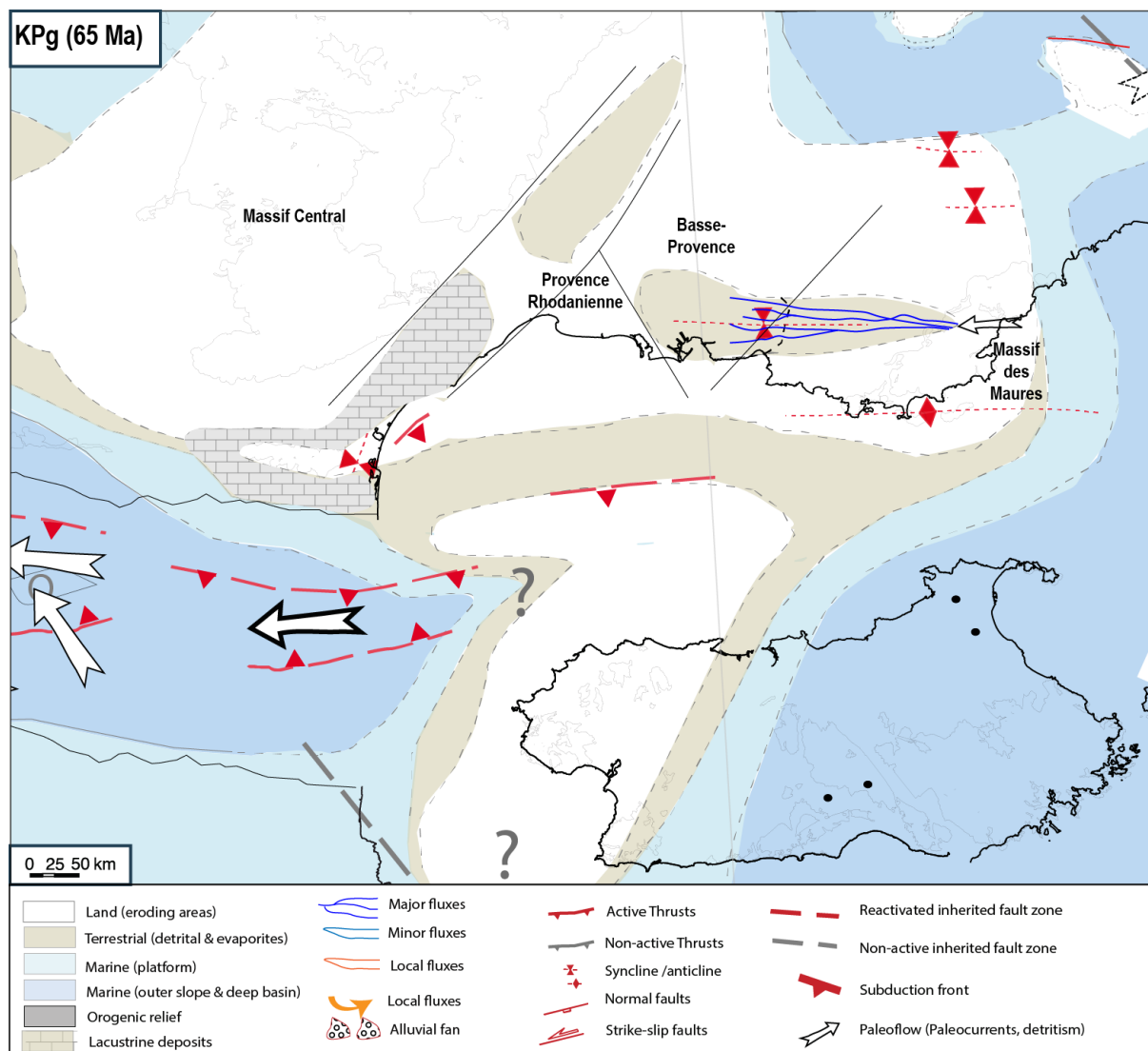


Fig. 4.48 : Carte représentant la paléogéographie ainsi que les principaux flux à la transition Crétacé-Tertiaire

4.4 Enregistrement des paléo-drainages au Danien

Dans les Corbières, la région d'Albas enregistre au Danien un flux sédimentaire mineur, tandis qu'à Lairière, la région enregistre au Danien inférieur rouge un système fluviale proximal. Le bassin enregistre ensuite un système fluviale méandrique. Cette unité correspondrait donc à la partie plus distale d'un DFS. Les dépôts conglomératiques discordants observés pourraient provenir d'une autre source détritique, transverse et proche. La base du Danien ocre enregistre des chenaux anastomosés et le fait d'avoir la présence de multiples chenaux sur une même stratigraphie, ferait penser que ce système serait la partie distale d'un DFS. La deuxième moitié du Danien ocre enregistre des dépôts de progradation d'un système deltaïque lacustre (AF5c). Cette même

succession de dépôts est observés à Arques, avec l'enregistrement de chenaux anastomosés, puis de lacs lacustres. Cette succession permet l'identification d'une séquence de transgression notée « séquence T3 » à Lairière depuis des corps fluviaux à des dépôts lacustres. Enfin, au sommet de cette unité, une surface d'érosion très extensive est enregistrée et a été interprétée comme une surface de transgression car celle-ci est surmontée par des dépôts marins (AF7) (Maufrangeas et al., en révision). A Arques, la base du Danien enregistre également une phase de régression avec la réapparition de chenaux conglomératiques très extensifs, sans structures sédimentaires apparentes. Ces dépôts sont caractéristiques de dépôts de débris flow, venant d'un système proximal transverse. Ce système montre la présence d'un flux local de sédiments qui proviendrait d'un relief très proximal (Fig.4.49). Les quelques mesures de paléocourants montrent une orientation nord-sud. Ces apports conglomératiques seraient apportés depuis le Massif du Mouthoumet. Malgré le fait que les sédiments du Maastrichtien et du Danien inférieur proviennent du Massif du Mouthoumet, le flux est plus important durant le Maastrichtien. La zone sud du Massif du Mouthoumet est donc plus active au Maastrichtien qu'au Danien inférieur. Enfin, pendant le Danien supérieur, le bassin enregistre des flux mineurs avec quelques épisodes lacustres. Seuls quelques flux mineurs ont été enregistrés à cette période dans le bassin de l'Arques. Au niveau des Corbières, des études de provenance (Freytet, 1970 ; Plaziat, 1984) ont montré que des clastes de carbonates mésozoïques métamorphiques provenant de la zone sud-pyrénéenne ont été retrouvés à l'ouest de la région, mais qu'aucune roche paléozoïque provenant des massifs nord-pyrénéens n'a été observée.

Dans le bassin de Villeveyrac, une période sans flux de sédiments est enregistrée au Danien inférieur (Fig.4.49). Puis, le bassin enregistre plusieurs flux. Comme pour la fin du Maastrichtien, les grès peuvent provenir d'une source assez distante, comme de la Montagne Noire et les conglomérats d'une source proximale localisée au sud. Puis, le bassin enregistre une période où très peu de flux transportent des sédiments, voire aucun flux. Et enfin, le bassin enregistre à la fin du Danien une lentille de conglomérat très extensive (U-C11), qui pourrait correspondre à la limite du Sélandien, d'après une étude de chémostratigraphie sur $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ réalisée par B. De Lagausie durant son stage de Master 2 (2018). Les bassins des Corbières et du Languedoc forment une seule zone subsidente à cette période, il y a donc l'enregistrement d'un système longitudinal, ayant sûrement sa source au niveau du Massif Central, qui traverse ce grand bassin pour aller vers l'ouest, qui est la terminaison aval du système.

Le bassin de l'Arc individualisé au Crétacé terminal enregistre une succession qui semble continue de dépôts paléocènes. A l'est du Bassin de l'Arc, la Provence enregistre quelques chenaux gréseux isolés dans de la plaine alluviale (U-S7) et des dépôts lacustres (Calcaire de Vitrolles, U-S8). Il y a donc très peu de flux qui transportent des sédiments vers le bassin (Fig.4.50). A l'ouest de la Provence, les

calcaires de Vitrolles présentent une plus grande épaisseur. Des cônes alluviaux sont également observés à la base du Danien (Leleu, 2005), témoignant d'un flux proximal transverse à cette époque.

Au nord de la Durance, il n'y a pas de dépôts du Paléocène (Cavalier, in Mém. BRGM n°125, 1984), alors qu'en Basse-Provence, ils sont bien représentés. En Basse-Provence, les dépôts du Paléocène sont enregistrés dans plusieurs petits bassins orientés E-W, qui sont : le Bassin de l'Arc, le Bassin des Alpilles et les synclinaux nord-varois (Durand, in Mém. BRGM n°125, 1984). Il se peut également que les dépôts du Danien retrouvés dans les bassins de Provence se prolongent jusqu'au Languedoc (Fig. 4.49).

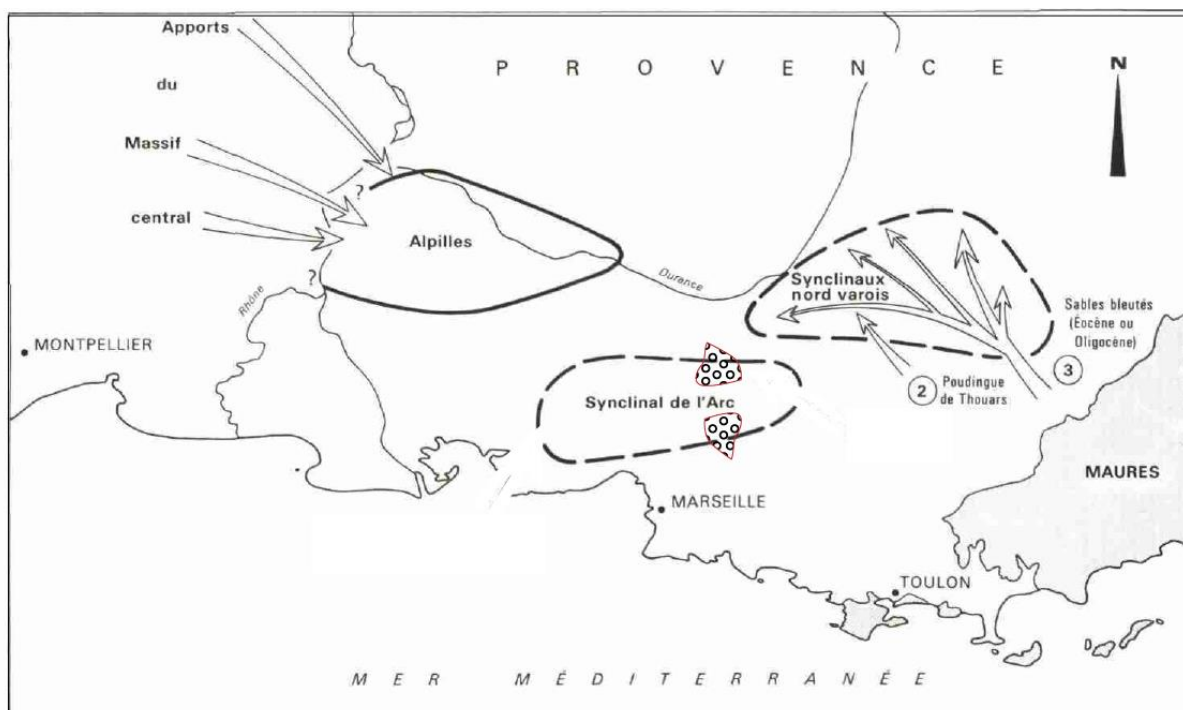


Fig. 4.49: Principales aires de sédimentation en Basse-Provence Durant le Paléocène (modifiée d'après Durand et Nury, Mém. BRGM n°125, 1984)

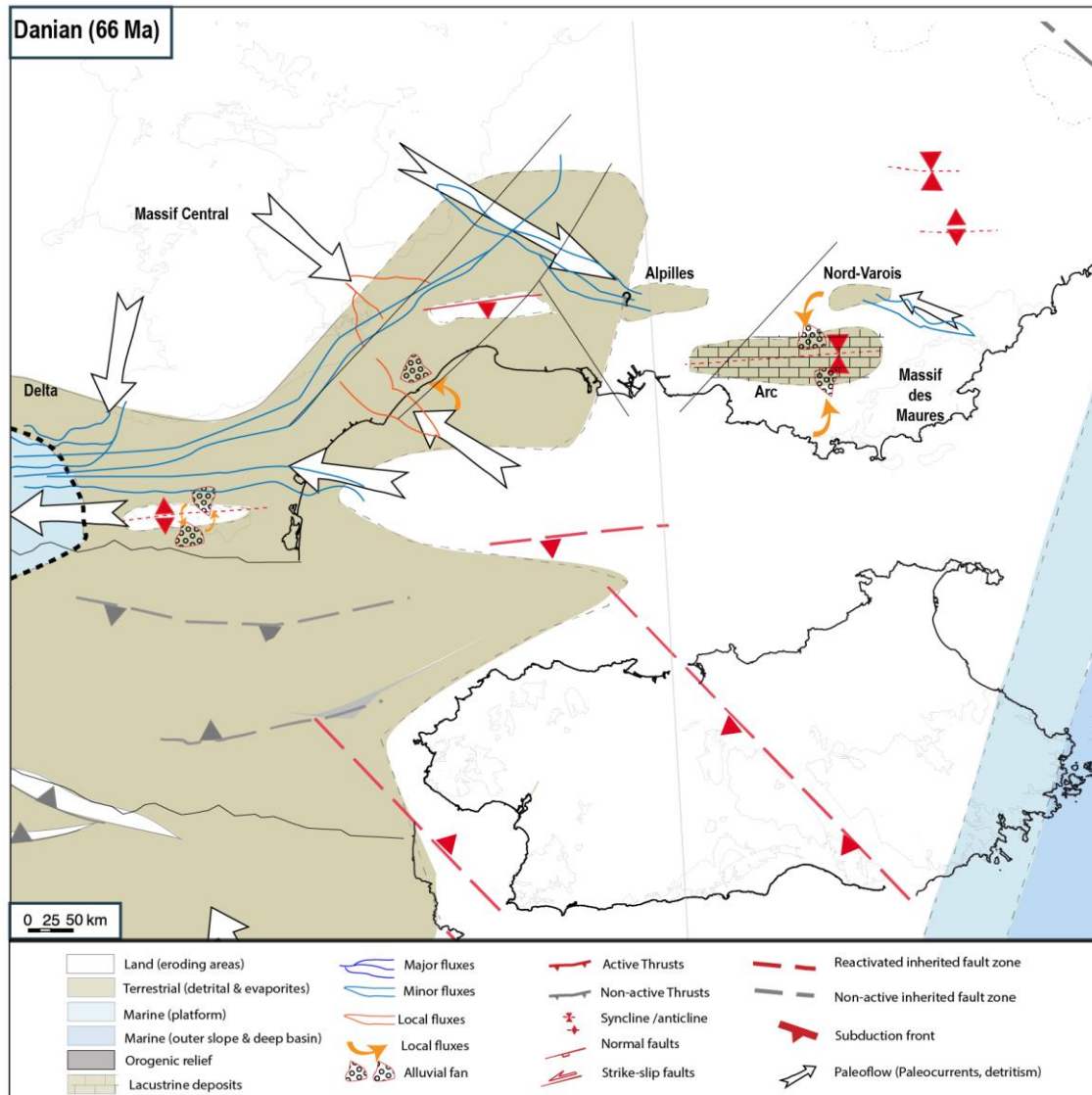


Fig. 4.50 : Carte représentant la paléogéographie ainsi que les principaux flux durant le Danien

5. Conclusion

Ce travail a permis de montrer qu'au nord du système pyrénéo-provençal les flux varient dans le temps et l'espace : du Campanien au Maastrichtien inférieur, les flux majeurs sont enregistrés dans la zone sud des Corbières ; au Maastrichtien supérieur, des flux locaux émanent de petits reliefs actifs (Massif du Mouthoumet, Montagne Sainte-Victoire) ; à la transition Crétacé-Tertiaire, l'ouest de la zone jusqu'à la faille de la Durance enregistre une période lacustre, tandis que l'est du bassin de l'Arc enregistre un flux majeur provenant du Massif des Maures ; au Dano-Sélandien, le système enregistre un flux majeur dans l'ouest des Corbières, tandis que les petits reliefs actifs forment encore des sources locales dans toute la zone. Ainsi les paléo-drainages montrent que la majorité des sédiments proviennent en début d'orogénèse d'abord des zones externes, et d'une zone proto-axiale orientale, disparue lors de l'ouverture du Golfe du Lion, puis la ré-activation d'anciennes structures

au Nord et engendrent la production locale de sédiments et le partitionnement des flux majeurs dans certains sous bassins.

Une des évidences observées est qu'il y a un contrôle eustatique qui se fait dans la zone des Corbières, contrairement aux autres zones. En effet, les Corbières, de par leur localisation proximale avec le système aval marin, enregistrent ce contrôle. Certains horizons sont reconnus comme des MFS et certaines séquences transgressives peuvent se corréliser assez loin. Notamment, une séquence reconnue au niveau du Danien à Arques et Lairières, où les bassins enregistrent une succession de chenaux anastomés, puis des dépôts lacustres. Cette succession permet l'identification d'une séquence de transgression notée « séquence T3 » à Lairière. Cette succession est recoupée par une surface d'érosion très extensive qui a été interprétée comme une surface de transgression car celle-ci est surmontée par des dépôts marins (AF7) (Maufrangeas et al., en révision). L'étude de l'architecture fluviale permet donc d'identifier la présence ou non d'un contrôle eustatique dans le système pyrénéen oriental.

Cela a également permis de mettre en évidence des réorganisations paléogéographiques durant la phase précoce de l'orogénèse des Pyrénées dans le système oriental. Au Campanien, les régions du Languedoc et de la Provence semblent connectées même si la Provence enregistre au Campanien inférieur un épisode lacustre important. Au Maastrichtien, aucun dépôt n'est enregistré en Provence Rhodanienne, ce qui montre une séparation des bassins de l'Arc en Basse-Provence et le Bassin du Languedoc. Cette séparation est due à la mise en place d'un haut topographique, séparant le bassin du Languedoc et le bassin de Montpellier. Une connexion apparaît entre une zone au nord du Massif de Mouthoumet et le Languedoc. Enfin, au Danien, une connexion se fait entre les bassins des Corbières, du Languedoc et une partie de la Provence Rhodanienne, alors que dans la Basse-Provence, seules quelques aires enregistrent des dépôts du Paléocène, comme le bassin de l'Arc, les bassins nord-Varois. Le bassin des Alpilles, connecté au bassin du Languedoc enregistre également des sédiments du Paléocène inférieur.

Troisième Partie

Géochimie isotopique sur Carbone Organique comme outils de corrélation

Bref aperçu de la troisième partie

Cette partie consiste à améliorer le calage stratigraphique de ces séries continentales grâce à une analyse des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ réalisée sur deux coupes de part et d'autre des Pyrénées Orientales (Orcau-Talarn, en Espagne (chapitre 6) et Saint-Ser en Provence (Chapitre 7) du Campanien au Danien, en comparant le signal à des coupes de références marines. Avant de présenter les nouveaux résultats de chemo-stratigraphie, le chapitre 5 sera consacré à un état de l'art présentant les généralités sur le cycle de carbone, l'utilisation de la géochimie isotopique du C pour raffiner la stratigraphie et la méthodologie utilisée au cours de cette thèse

Les résultats des chapitres 6 et 7 seront présentés sous la forme de deux articles en préparation dont les titres sont :

- (1) *Isotopic stratigraphy in Campanian to Palaeocene sedimentary successions using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotopes in deltaic to continental environments (Trempe Basin, Spain) (BSGF Special Publication Orogen)*
- (2) *Comparison of Campanian-Maastrichtian $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record in terrestrial continental sedimentary succession (Provence, France) and correlation with marine deposits; a critical evaluation of organic carbon isotope stratigraphy*

Sommaire

Troisième Partie	201
Géochimie isotopique sur Carbone Organique comme outils de corrélation	201
Bref aperçu de la troisième partie	203
Sommaire	205
Chapitre 5: Généralités et méthodologie	209
5.1. Cycle du carbone et fractionnement isotopique	209
5.2. Caractérisation de la matière organique	210
5.3. Modifications environnementales et variations du signal isotopique du carbone	212
5.4. Les isotopes du carbone : outils de corrélation	213
5.4.1 Les isotopes du carbone comme outil de corrélation entre sédiments marins et continentaux	213
5.4.2 Comparaison du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	214
5.4.3 Evènement du $\delta^{13}\text{C}$ au Crétacé terminal	214
5.4.4 Enregistrement de la limite Crétacé/Tertiaire dans le signal du $\delta^{13}\text{C}$	215
5.5. Méthodologie	215
5.5.1 Echantillonnage	215
5.5.2 Préparation des échantillons	216
5.5.3 Analyse de la proportion en carbonates	218
5.5.4 Décarbonatation et analyse des échantillons	218
5.5.5 Carbone Organique Total (TOC)	218
5.5.6 Analyse des isotopes du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)	219
Chapitre 6: Isotopic stratigraphy in Campanian to Palaeocene sedimentary successions using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotopes in deltaic to continental environments (Tresp Basin, Spain)	221
Abstract	221
Introduction	222
1. General Setting	223

1.1 Carbon cycle and isotopes.....	223
1.2 Carbon isotopic events from Campanian to Dano-Selandian	224
1.3 Climatic framework	226
1.4 Geological setting	226
1.5 Sedimentology and stratigraphy in the Tresp Basin	227
2. Material and methods	229
2.1 Field work samples collection	229
2.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and TOC measurements.....	230
2.3 RockEval and OM Petrographical analysis.....	231
2.4 Microfossils.....	231
3. Results	231
3.1 Sedimentology and facies associations	231
3.2 Sedimentary sequences and hiatuses	234
3.3 Biostratigraphy studies.....	237
3.4 Organic matter	241
3.5 TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record	244
4. Discussion	245
4.1 Stratigraphical improvement in marine to continental succession using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	245
4.2 Causes of carbon isotope variations in organic matter.....	251
Conclusion	252
Acknowledgements.....	253
<hr/>	
Chapitre 7: Comparison of Campano-Maastrichtian $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record in terrestrial continental sedimentary succession (Provence, France) and correlation with marine deposits; a critical evaluation of organic carbon isotope stratigraphy.....	257
<hr/>	
Abstract	257
Introduction.....	258
1. Global setting	259
1.1 Carbon isotope stratigraphic markers.....	259

1.2 Fractionation	260
1.3 Upper Cretaceous events	260
1.4 Late Cretaceous to Danian climate.....	261
2. Regional setting.....	262
2.1 Geological setting	262
2.2 Sedimentology and stratigraphy in Western Provence.....	263
2.3 Magnetostratigraphy studies	265
3. Material and methods	266
3.1 Field work and samples collection	266
3.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, calcimetry and TOC measurements	266
4. Results	267
4.1 Sedimentology of Saint-Ser section	267
4.2 The TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record in Saint-Ser Section	272
5. Discussion and perspectives.....	274
5.1 Magnetostratigraphic correlation	274
5.2 High-resolution stratigraphy within Campano-Maastrichtian deposits using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variations and inverse polarity records.....	275
5.3 Comparison $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ signals in the same basin (Arc Basin).....	281
Conclusion	284
Acknowledgements.....	285

Chapitre 5: Généralités et méthodologie

5.1. Cycle du carbone et fractionnement isotopique

Il existe différents réservoirs de carbone sur Terre (océan, atmosphère, lithosphère) et de nombreux échanges peuvent se faire entre les différents compartiments (Fig.5.1). En fonction des réservoirs, les variations du carbone prennent des valeurs différentes. Les variations des proportions de carbone sont les résultats d'échange complexe entre les réservoirs de surface (océan, atmosphère) et les réservoirs en profondeur (lithosphère) (Berner, 1990 ; Kump et Arthur, 1999). Ces différents réservoirs présentent à l'échelle globale un équilibre et des fractionnements isotopiques propres à chacun (figure 1). Tous ces réservoirs sont donc susceptibles d'enregistrer des fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$ simultanément (Koch et al., 1992).

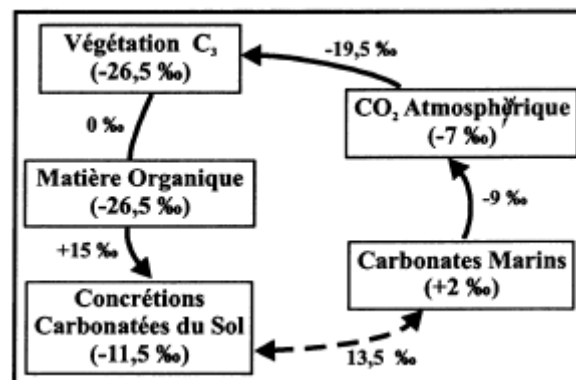


Fig.5.1: Couplage isotopique dans les différents réservoirs de carbone (d'après Koch et al., 1992)

Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ est proche de la valeur isotopique du Carbone Inorganique Dissous (DIC) de l'océan dans lequel il précipite (Saltzman et Thomas, 2012). De plus, la composition de la surface des océans varie notamment grâce aux mélanges avec les eaux profondes. L'atmosphère étant un petit réservoir comparé à l'océan, il en résulte qu'un changement en carbone des océans se répercute sur les réservoirs terrestres et donc sur la matière organique, les plantes, et les nodules carbonatés (Cojan, 2000 ; Hayes, 1993 ; Koch et al., 1992 ; Saltzman et Thomas, 2012).

La mise à l'équilibre entre les réservoirs « océans » et « continents » de carbone est rapide, de l'ordre de 100 à 1000 ans (Sundquist, 1993). Cet échange peut donc être considéré comme instantané à l'échelle des temps géologique. Le transfert du carbone depuis les océans, vers les plantes, les sols, les mammifères se fait via l'atmosphère (Kock et al., 1992). L'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ (carbonates et MO) dans les sédiments continentaux rend compte des variations du cycle du carbone sur les continents, et du temps de réponse des réservoirs de carbone continentaux à ces

évènements. 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).

La majorité des études de géochimie isotopique sur le $\delta^{13}\text{C}$ sont réalisées sur le carbone des carbonates. En effet, dans le milieu marin, les coquilles des foraminifères (Aubry et al., 1996), ou encore les roches massives (Egger et al., 2000) sont les supports carbonatés les plus courants ; dans les milieux continentaux, ce sont les nodules pédogénétiques (Bains et al., 2003 ; Bowen et al., 2001). La mesure des isotopes stables du carbone offre une gamme d'applications très étendue dans tous les types d'environnements et constitue donc un outil complémentaire de corrélation, comme la limite Crétacé/Tertiaire.

Ces excursions reconnues dans le Campanien-Maastrichtien sont également corrélables dans le domaine marin. Cependant, dans certains environnements, il manque de roches carbonatées et il se peut que des effets diagénétiques surimpriment les roches et les échantillons ne conviennent plus à l'analyse de carbonate $\delta^{13}\text{C}$. Dans ces environnements, par exemple continentaux, l'analyse du $\delta^{13}\text{C}$ doit être réalisée sur la matière organique carbonée (MO). Magioncalda et al. (2004) apportent pour la première fois la preuve qu'une corrélation entre les composés organiques et les carbonates sur le continent peut être réalisée et est de bonne qualité. Cette corrélation a été effectuée pour la transition Paléocène/Eocène. Depuis ces premiers travaux, d'autres études ont été réalisées sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Brodie et al., 2011 ; Maufrangeas et al., *in review* ; Storme, 2012). Cependant, les méthodes utilisées dans les laboratoires sont différentes et peuvent avoir une influence sur les résultats. Par exemple, Brodie et al. (2011) suggèrent que certaines mesures du contenu organique total (COT) et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sont dues aux méthodes de traitement à l'acide pré-analytique. Une méthodologie robuste pour extraire le Corg a été mise en place grâce à plusieurs travaux (Magioncalda et al., 2004 ; Sinha, 1997 ; Storme et al., 2012). Cette méthode, décrite ci-dessous, sera utilisée ici pour les analyses de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ afin de comparer le signal isotopique au Campanien-Maastrichtien et à la transition Crétacé/Tertiaire dans les domaines marins et continentaux à l'aide de courbes de référence.

5.2. Caractérisation de la matière organique

La matière organique dans les roches sédimentaires peut avoir deux provenances différentes, soit continentale et/ou marine. La majorité de la MO conservée dans les roches est d'origine végétale. Les organismes végétaux marins ou terrestres ont des structures et des compositions différentes, leurs résidus sont également très caractéristiques, ils peuvent donc être facilement distingués (Núñez-Betelu et Baceta, 1994). Dans les coupes étudiées, les analyses de MO et le Rock Eval montrent que l'origine de la MO est majoritairement continentale. La MO terrestre dans les

sédiments a préservé la signature isotopique des plantes. La mesure des isotopes du carbone sur la MO ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$) effectuée dans le domaine continental est donc supposée représenter la composition en isotopes du carbone de la végétation (Hayes, 1983 ; Sinha et Stott, 1994).

Les plantes terrestres peuvent être séparées en trois groupes selon des différences dans leur photosynthèse et dans leur anatomie : (1) C3 (cycle de Calvin-Benson, arbres arbustifs tempérés et certaines herbes), (2) C4 (cycle de Hatch-slack, herbes herbacées tropicales adaptées et arides) et (3) CAM (Crassulacien Métabolisme Acide, plantes succulentes) (Gröcke, 1998, 2002 ; Meyer, 1994, 1997). Il est admis que seules les plantes C3 étaient présentes du Campanien-Maastrichtien à l'Eocène (Koch et al., 1992 ; Stott et al., 1996). 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).

Le carbone contenu dans les plantes provient du CO_2 atmosphérique prélevé pendant la photosynthèse (Arens et al., 2000 ; Arens et Jahren, 2000). Une fois ce CO_2 assimilé, les plantes réalisent un fractionnement du carbone, conduisant à une diminution de la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique qu'elles produisent. Les facteurs susceptibles de modifier la composition isotopique du CO_2 atmosphérique sont responsables des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ des plantes et donc du signal enregistré dans les sédiments (Tippie et al., 2010).

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. La valeur isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) des plantes C3 varie d'un auteur à l'autre : -30 à -22 ‰ pour Mariotti (1991) ; -34 à -23 ‰ pour Gröcke (1998) ; -35 à -21 ‰ pour Nguyen (1999) et -37 à -20‰ pour Kohn (2010). Cependant, il est généralement admis que pour des plantes C3 qui se développent dans des conditions normales, la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ varie entre -35 à -23‰ avec une moyenne comprise entre -28 et -26‰ (Gröcke, 2002). Deux fractionnements ont un impact direct sur le signal isotopique lors de l'assimilation du CO_2 par les plantes :

(1) lors de la diffusion du CO_2 à travers les stomates (-4‰ environ)

(2) lors de la fixation du CO_2 par une réaction enzymatique, portée par l'enzyme RuBisCO (bi-phosphate carboxylase oxygénase). Celle-ci utilise préférentiellement le ^{12}C au cours de la réaction de carboxylation, ce qui conduit à un appauvrissement du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (-18‰ environ).

La composition du tissu végétal reflète donc la composition de l'atmosphère sous laquelle il a été fixé (Arens et Jahren, 2000 ; Gröcke, 2002 ; Medina et al., 1986 ; Sinha et Stott, 1994 ; Van der Merwe et

Medina, 1989). Cependant, l'enregistrement paléotmosphérique d'isotopes de carbone obtenus à partir des tissus végétaux est dérivé d'une erreur due aux effets vitaux de la plante (Arens et al., 2000). Ceci est lié au fait que la MO est un mélange très complexe de composants d'origine (C3 ou MO marine) ainsi que la structure biochimique des composants comme la lignite, les lipides et les peptides. On suppose ici que la moyenne spatiale du carbone organique de nombreuses plantes est incorporée dans les sédiments de plaine d'inondation. Par conséquent, la mesure de la composition isotopique du carbone organique dans les sédiments se rapproche le mieux de l'échantillon moyen composé de nombreuses espèces, ce qui minimise le biais physiologique de l'effet vital (Arens et al., 2000 ; Arens et Jahren, 2000). Par conséquent, il est préférable de mesurer les isotopes de la matière organique sur la masse que sur les éléments isolés. Cependant, des études réalisées sur des éléments isolés (bois, charbon, nodules...) ont montrées que les valeurs isotopiques de ces éléments isolés suivent les tendances de la courbe isotopique enregistrée sur les sédiments (Yans et al., 2010).

5.3. Modifications environnementales et variations du signal isotopique du carbone

Enfin, d'autres paramètres ont un impact sur les valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$, comme les effets environnementaux locaux et/ou régionaux. Des études menées sur des plantes de type C3 montrent que l'ontogénèse, la température, l'altitude, la latitude, la salinité, la lumière ainsi que les variations de $p\text{CO}_2$ peuvent avoir une influence sur le rapport isotopique de ces plantes (Gröcke, 1998, 2002 ; Kohn, 2016 ; Nguyen, 1999 ; Tiezen, 1991). En effet, les modifications environnementales vont avoir un impact sur le cycle du carbone et donc vont conduire à des variations du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ fossile (Kump and Arthur, 1999 ; Meyer, 1994 ; 1997 ; Zachos 2001).

La productivité primaire des plantes est directement impactée par les conditions environnementales. Quand celles-ci sont optimales, les plantes incorporent préférentiellement du ^{12}C et donc ont un $\delta^{13}\text{C}$ faible. Lorsque les conditions sont stressantes pour les plantes, comme le manque de luminosité, une température trop élevée, une aridité du milieu ou encore une augmentation de la salinité, leurs stomates se ferment. Cette action limite l'apport en CO_2 des plantes. La quantité limitée de CO_2 dans les stomates entraîne la formation d'un gaz résiduel dont la teneur en isotope lourd est plus élevée. Ainsi, le ^{13}C sera fixé par les plantes, ce qui entrainera une valeur en $\delta^{13}\text{C}$ élevée (Midgley et al., 2004).

Lorsque la productivité primaire est forte, la dégradation de la matière organique est parfois incomplète ce qui conduit à une augmentation du taux d'enfouissement. L'enfouissement du carbone organique dans les sédiments conduit à une diminution du CO_2 atmosphérique et à une

excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ dans les sédiments. A contrario, sur le long terme, le signal enregistre une variation négative du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Kump et Arthur, 1999). Enfin, la composition isotopique du carbone enfouie peut être modifiée par des effets diagénétiques. Cependant, certains auteurs (McArthur et al., 1992 ; Meyers, 1994) montrent que le fractionnement de la diagenèse sur la MO est assez faible.

L'oxydation de la matière organique va entraîner une diminution du signal du $\delta^{13}\text{C}$, alors que le dépôt et l'enfouissement de celle-ci va se manifester par une excursion positive du signal du $\delta^{13}\text{C}$ (Saltzman et Thomas, 2012). Un des facteurs majeurs pouvant modifier le signal est la variation du CO_2 atmosphérique. En effet, le CO_2 atmosphérique est homogène à la surface de la Terre mais sa concentration varie à l'échelle des temps géologiques (Berner, 1997). Pour estimer ces variations atmosphériques, on suppose que la quantité de carbone en surface est à peu près constante, et se divise entre les réservoirs (carbonates, MO, océans). La teneur en CO_2 atmosphérique à l'échelle des temps géologiques dépend donc de la quantité de roches sédimentaires, notamment des carbonates qui précipitent et de la composition des océans (pH, salinité).

D'autres facteurs qui peuvent modifier le signal du $\delta^{13}\text{C}$ sont l'apport massif de CO_2 volcanique lors d'une éruption (Kump et Arthur, 1999) et le relargage d'hydrate de méthane provenant des fonds marins (Berner, 1997). Ces apports vont provoquer une déplétion du signal du $\delta^{13}\text{C}$, avec un retour à des valeurs normales plus positives pour compenser cette diminution de la teneur en $\delta^{13}\text{C}$ (Kump et Arthur, 1999).

Enfin, les variations enregistrées dans le signal du $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ peuvent être liées comme un changement de la provenance de la matière organique ou de sa nature (Meyers, 1997).

Tous ces effets doivent être pris en compte, mais la multiplicité des paramètres qui influencent le rapport isotopique du carbone rend difficile la quantification d'un changement de paramètre environnemental par rapport à un autre.

5.4. Les isotopes du carbone : outils de corrélation

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

L'analyse du carbone dans les sédiments continentaux peut être réalisée sur (1) la matière organique présentes dans les sédiments, et (2) les nodules carbonatés (Cojan, 2000 ; Lopez et al., 2000 ; Koch et al., 1992, 2003 ; Magioncalda et al., 2004 ; Storme et al., 2014 ; Yans et al., 2014). De plus, il existe une différence dans la signature isotopique du carbone, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ est moins négatif que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$, et correspond à : $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - 15\text{‰} = \delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ (Hayes et al., 1989 ; Koch et al., 2003). Cette

différence est due au fractionnement associé à l'équilibre des carbonates. Globalement les tendances des deux signaux se suivent (Magioncalda et al., 2004) mais présentent à certains moments des écarts dans l'emplacement des variations (Koch et al., 2003 ; Storme et al., 2014). Ces différences peuvent être liées à la présence de diagenèse ou à une mauvaise préservation de la MO (Storme et al., 2014).

La composition en carbone isotopique de la matière organique continentale ou des nodules carbonatés enregistre les variations en CO₂ du milieu au moment du dépôt, de plus, comme vu précédemment, il existe des échanges entre les réservoirs (continent, océan, atmosphère) sur de courtes périodes. Les sédiments continentaux étant dépourvu d'éléments biostratigraphiques, il est assez compliqué d'avoir une datation précise des séries continentales. Cependant, les variations en CO₂ sont importantes dans les sédiments marins qui sont bien datés grâce aux éléments biostratigraphiques (Kenett et Stott, 1991). De plus, il a été montré que le signal isotopique du carbone en milieu continental suit celui enregistré dans les sédiments marins (Cojan, 2000 ; Koch et al., 2003 ; Magioncalda et al., 2004). L'analyse isotopique de la matière organique ou des nodules déposés dans le milieu continental peut donc permettre une analyse de la stratigraphie de ces milieux en comparant avec les analyses isotopiques faites dans le marin.

5.4.2 Comparaison du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Il est généralement admis que les enregistrements des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ sont similaires pour une même coupe (Magioncalada et al., 2004 ; Storme, 2013 ; Tsikos et al., 2004). Cependant, il existe des différences dans les valeurs et le timing exact des excursions isotopiques (phénomène de découplage, Storme et al., 2014). Les similarités ou les différences entre les enregistrements $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ semblent être liées aux processus diagénétiques précoces impliquant la formation de carbonate authigénique (Schrag et al., 2013). Étant donné que la matière organique est beaucoup plus réactive que le carbonate et qu'une grande partie de la matière organique exportée est reminéralisée dans la partie supérieure de la colonne de sédiment, les processus qui influent sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sont complexes et beaucoup moins bien compris que pour le carbonate (Werne et Hollander, 2004).

5.4.3 Evènement du $\delta^{13}\text{C}$ au Crétacé terminal

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 corréliser une excursion positive du carbone isotopique avec un ennoisement d'une plate-forme carbonatée (Föllmi et al., 1994 ; Jenkyns et al., 1994).

Dans cette théorie, un changement de proportion du CO₂ est induit dans l'atmosphère, créant un changement climatique, et ayant une rétroaction négative sur la productivité primaire océanique. Un ennoisement des plateformes carbonatées augmente le taux d'enfouissement de la matière organique, créant une excursion positive du rapport $\delta^{13}\text{C}$. Ceci peut s'expliquer également par l'influence croissante des eaux marines au moment de la transgression qui sont plus riches en ¹³C. Une régression à l'inverse, accompagnée d'une érosion, diminuera le taux de matière organique enfouie, créant une diminution significative de $\delta^{13}\text{C}$ (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.

5.4.4 Enregistrement de la limite Crétacé/Tertiaire dans le signal du $\delta^{13}\text{C}$

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 quartzs choqués pour la mettre en évidence.

Cependant, ce niveau connaît également une excursion négative de $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ synchrone du pic d'iridium 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).

5.5. Méthodologie

5.5.1 Echantillonnage

La mesure des isotopes nécessite un échantillonnage à haute résolution afin d'affiner l'enregistrement isotopique. L'échantillonnage des sections étudiées doit être au maximum serré et parfois même continu dans les couches considérées comme les plus importantes ou correspondant à des changements de faciès. Nous verrons par la suite, que dans le domaine continental, cela peut

être difficile de réaliser un échantillonnage rapproché à cause des non vus ou encore à cause de la pollution actuelle. De plus, la sélection des échantillons doit être pointilleux : les échantillons ne doivent pas être oxydés car cela présente un risque de dégradation de la MO, ils doivent être le plus indurés possible, et il faut éviter de prendre des supports organiques isolés. Pour les paléosols, il faut que l'échantillon ne contienne pas de racines pouvant polluer le signal ancien. Il faut également, si possible prendre un gros échantillon, afin qu'au moment du sciage, seule la partie interne soit récupérée, ce qui réduit le risque de pollution actuelle.

Il faut également faire attention aux marquages des échantillons au feutre et aux étiquettes en papiers dans les sachets, qui elles aussi peuvent contaminer l'échantillon. D'où l'importance, du nettoyage de l'échantillon à la scie afin d'avoir un échantillon le plus sain possible.

5.5.2 Préparation des échantillons

Une fois en laboratoire, la préparation des échantillons est la partie la plus critique du travail isotopique sur la matière organique car il ne faut absolument pas contaminer les échantillons avec de la matière organique actuelle. Il faut par exemple, qu'il n'y ait pas de trace d'oxydation sur l'échantillon, ou sinon il faut enlever celle-ci grâce au sciage de cette partie altérée.

Lorsque des nodules de paléosols sont présents, il est nécessaire de les séparer du sédiment avant la fragmentation de l'échantillon. En effet, la MO contenue dans les nodules de paléosols produit un signal isotopique ayant une origine mal définie (Budd et al., 2002 ; Koch et al., 2003).

La première étape de préparation des échantillons et le sciage des échantillons durs (Fig.5.2). Il faut vérifier lors de cette étape la propreté de la roche afin que plus aucune trace d'oxydation, de racine ou de pollution actuelle ne soit présente. Puis ensuite, la seconde étape est la fragmentation des échantillons. Dans un premier temps, celle-ci se fait à l'aide d'un marteau et d'une marmite en inox pour les échantillons les plus durs, puis tous les échantillons sont passés au broyeur afin d'obtenir une poudre très fine. Les poudres sont ensuite récupérées et de nouveau fragmenter à l'aide d'un pilon en agate.

La préparation des échantillons nécessite une attention particulière car les poudres à mesurer par spectromètre de masse doivent être totalement exemptes de carbonates et de MO moderne. En effet, les carbonates ont des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ très positives et, par conséquent, la teneur en carbonates doit être mesurée sur des échantillons décarbonatés (Fig.5.2). Avant d'effectuer les mesures isotopiques, il faut mesurer la teneur en MO (COT) des poudres non décarbonatées.

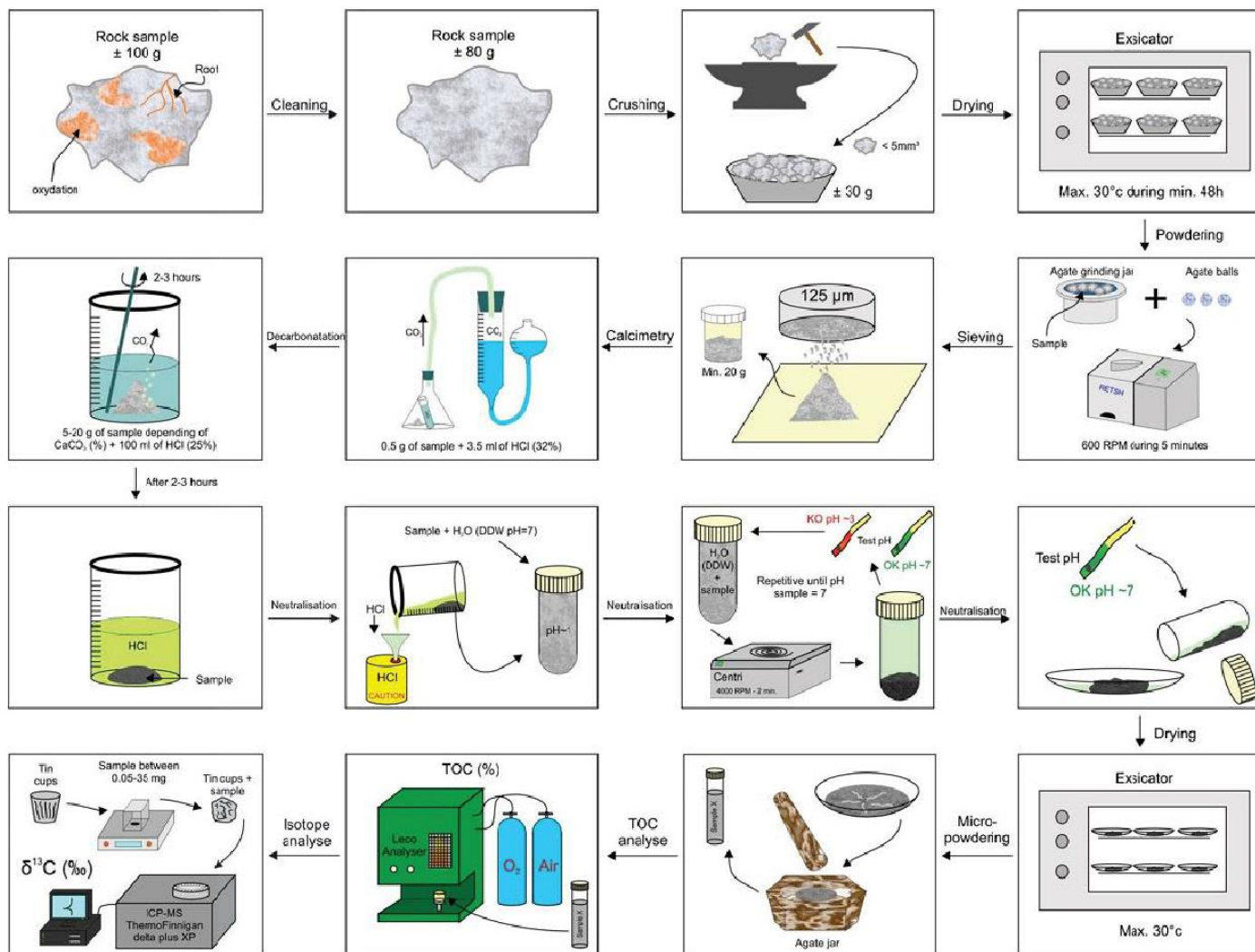


Fig.5.2: Différentes étapes de préparation des échantillons pour les analyses sur la matière organique (d’après Storme, 2013)

5.5.3 Analyse de la proportion en carbonates

L'analyse de la teneur en carbonate est effectuée avec un calcimètre Bernard mesurant le volume de CO₂ libéré par réaction à froid de 0,5 g de poudre avec une solution à 25% d'acide chlorhydrique (HCl).

Les résultats obtenus sont multipliés par un facteur d'étalonnage issu d'une réaction similaire avec 0,5 g de carbonate libre (CaCO₃). La quantité d'échantillons (g) nécessaire aux étapes de décarbonatation est déchiffrée en fonction de la calcimétrie (teneur en CaCO₃ en%) de l'échantillon.

5.5.4 Décarbonatation et analyse des échantillons

Avant de réaliser les analyses sur carbone organique, il faut décarbonater les poudres obtenues sur roches totales. Grâce aux mesures du TOC, la masse de poudre à acidifier a été identifiée. En fonction des échantillons, 1 à 12g de poudre vont être acidifiés dans une solution de 100 ml d'acide chlorhydrique à 25% (HCl) (Fig.5.3). La poudre va être acidifiée pour éliminer les carbonates pendant 1h dans la solution, préalablement remuée toutes les 15 minutes. Une fois décarbonatée, le surplus d'acide est éliminé grâce à des pipettes pasteurs et la solution de roche est récupérée. Ce sédiment acide, va être centrifugé plusieurs fois (entre 6 et 10 fois) avec de l'eau distillée afin qu'il retrouve un pH neutre. Enfin, les résidus sont séchés à 30°C dans une étuve, puis remis en poudre à l'aide d'un pilon en agate.



Fig5.3: Etape de décarbonatation des échantillons à l'HCl 25%

5.5.5 Carbone Organique Total (TOC)

Le Carbone Organique Total a été mesuré avec un analyseur C-S Horiba Ema 820V au BRGM.

Toute mesure effectuée avant la neutralisation des carbonates doit être corrigée du pourcentage de CaCO₃ calculé précédemment à partir de calcimétrie (C_{min}). Le contenu C_{org} (COT) peut être obtenu en utilisant la relation suivante :

$$C_{org}(\%) = [(100 - C_{min}) \cdot C_{tot}] / 100.$$

5.5.6 Analyse des isotopes du carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$)

La teneur en $\delta^{13}C_{org}$ de chaque échantillon a été mesurée deux fois à l'aide d'un spectromètre de masse Thermo Flash EA 112 couplé à un spectromètre de masse à rapport isotopique en flux continu (Thermo Finnigan Delta V plus) dans le laboratoire BRGM (Orléans, France). Chaque échantillon a été pesé dans des capsules d'étain et brûlé à 900 ° C sous oxygène. Les rapports isotopiques ont été déterminés en utilisant un étalonnage basé sur les normes internationales LSVEC (- 46,5 ‰ V-PDB), IAEA-C5 (- 25,5 ‰ V-PDB), IAEA-C6 (- 10,6 ‰ V-PDB), IAEA-C1 (+ 2,4 ‰ V-PDB) et un standard interne proche des échantillons (PROLABO RP - 26,6 ‰ PDB), et la précision a été testée en introduisant les normes internationales USGS 40 (- 26,25 ± 0,09 ‰ V-PDB) et l'IAEA -C5 chaque cinquième échantillon dans chaque séquence.

Les valeurs des isotopes du carbone organique sont rapportées selon la notation $\delta^{13}C$ normalisée selon la norme internationale PDB (VPDB, Vienna Peedee belemnite) (Mariotti, 1991) :

$$\delta^{13}C_{org}(\%) = \frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{sample} - \left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{std}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{std}} * 1000$$

La précision globale des analyses d'isotopes de carbone est inférieure à 0,3‰ (1 σ).

Chapitre 6: Isotopic stratigraphy in Campanian to Palaeocene sedimentary successions using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotopes in deltaic to continental environments (Tremp Basin, Spain)

Abstract

The Campano-Maastrichtian sedimentary succession in the Tremp Basin (NE Spain) is characterized by a progradant deltaic unit (Aren Sdt Fm) followed by transitional facies (Grey Unit) up to continental deposits (Tremp Fm). The red beds of the Tremp Fm represent a long period of continental environments lasting up to the PETM period at the base of the Eocene. Despite a number of studies, the stratigraphy from the Aren Sdt Fm to the Tremp Fm is still poorly defined despite a recent magnetostratigraphic breakthrough (Fondevilla et al., 2016) for the latest Cretaceous. This work aims to improve the stratigraphical scheme of the Campanian to Danian deposits of the Tremp Basin using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ that is to be tested as an interesting chemostratigraphical tool. It is used in addition to global methods of correlation referring to marine sections where $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ is calibrated and stratigraphy well constrained by biostratigraphy and magnetostratigraphy (Coccioni et al., 2012; Thibault et al. 2012; Voigt et al. 2012). The Campanian to Maastrichtian times record a long term cooling trend in which several short periods of climatic variations were superimposed and marked by perturbations in the global carbon cycle (Sheldon et al. 2010). Therefore, significant high-frequency $\delta^{13}\text{C}$ variations, namely the Mid-Campanian Event (MCE), the Late Campanian Event (LCE), the Campanian-Maastrichtian Boundary Event (CMBE), the Mid-Maastrichtian Event (MME), the Cretaceous-Paleogene transition (K/PgE) and the Dan-C2 event were defined in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and can potentially be identified in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of the study succession and used as stratigraphic markers. This study (1) provides a dataset of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ throughout the Campanian to Danian succession, that can be tied to magnetic chrons defined by Fondevilla et al. (2016) at the base of the Tremp Fm, and (2) add some biostratigraphic constraints in the marine deposits that are poorly calibrated by biostratigraphic studies (Nagtegaal et al., 1983; Medus and Colombo, 1991; Robles-Salcedo et al., 2013; Diez-Candescio et al., 2014).

Keywords: Campanian, Maastrichtian, K/Pg boundary, Danian, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, Garumnian

Vinciguerra C., Leleu S., Desmares D., Martinez L., Loisy C, *Isotopic stratigraphy in Campanian to Palaeocene sedimentary successions using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotopes in deltaic to continental environments (Tremp Basin, Spain). **In preparation***

Introduction

Stable carbon isotope profiles calibrated with biostratigraphy studies are a powerful tool for correlating and dating Cretaceous and Palaeogene strata on a global scale (Coccioni et al., 2012; Follming et al., 2006; Gale et al., 1993; Jarvis et al., 2002; Jenkyns et al., 1994; Westerhold et al., 2011; Yans et al., 2014). Chemostratigraphic studies have been carried out on bulk sediment carbonate in the marine and on carbonate nodules in terrestrial domains in order to correlate isotopic signals (e.g. Magioncalda et al., 2004). In recent years, studies have been conducted on carbonate nodules in continental successions (Baczynski et al., 2013; Cojan, 2000; Domingo et al., 2009; Koch et al., 2003; Lopez et al., 2000; Magioncalda et al., 2004; Pujalte et al., 2015) but carbon isotopic signal from organic matter can also be quantified if the sediments contain sufficient organic material (Storme et al., 2012). Only a few $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ studies have been conducted on marine succession (Storme, 2013; Palaeocene succession) or lagoonal middle part of the Cretaceous succession with terrestrial input (Heimhofer et al., 2003) and a recent study (Maufrangeas et al., submitted) presents a new dataset of a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record in a continental succession (Palaeocene, NE Pyrenees, France). These two last studies suggested that it is possible to compare $\delta^{13}\text{C}$ records from terrestrial organic matter with the $\delta^{13}\text{C}$ of marine organic matter as major excursions are recognized and potentially $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ could become a tool of correlation. In most case, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ records show similar trends as $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ones obtained from the same material (Kozhyem et al., 2013; Magioncalda, 2004; Storme, 2013; Tsikos et al., 2004) with a difference in magnitude due to vegetal tissues carbon fractionation in favor of ^{13}C . Therefore, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ is less negative (mean between -7‰ and -9‰) than $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (mean around -27.1‰) (Hayes et al., 1989, Koch et al., 2003, McInerney and Wing, 2011). However, it often happens that the timing of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ isotopic shifts is not exactly simultaneous (Wendler, 2013, Kozhyem et al., 2013). This is potentially related to the presence of early diagenetic processes (Schrag et al., 2013), and the fact that the isotopic signal of organic matter seems to remain more stable from the moment of deposit than the isotopic carbonate signal. Caution must be exercised when interpreting CIE $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, as the variations can be due to a change in organic matter that has an intrinsic value different from $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ due to the initial fractionation, and not to global changes (Dunkley Jones et al., 2010).

Although many high-resolution $\delta^{13}\text{C}$ reference curves have been generated for Palaeocene time (Storme et al., 2012, Magioncalda et al. 2001) or older time period (mid-Cretaceous, Heimhofer et al., 2003), some sections exist for the Campanian-Maastrichtian stages (Thibault et al., 2012; Voigt et al., 2010, 2012) but only based on $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

The Tremp Basin has always been largely studied but biostratigraphical studies of the Upper Cretaceous and Palaeocene successions (Ardèvol et al., 2000; Caus et al., 1981; Caus and Gómez-Garrido, 1989; Díez-Canseco et al., 2014; Feist and Colombo, 1983; López-Martínez et al., 2001; Nagtegaal, 1972; Oms et al., 2016;

Robles-Salcedo et al., 2013; Riera et al., 2009 and references therein; Riera et al., 2010; Villalba-Breva et al., 2012; Vicens et al., 2004; Villalba-Breva and artín-Closas, 2012; Villalba-Breva et al., 2012) failed to provide high-resolution stratigraphic scheme. The poorly preserved foraminifera forms due to depositional environment processes and the presence of large time-span markers such as some benthic or planktonic foraminifera, rudists or sea urchins do not allow a precise time evaluation for Upper Cretaceous depositional sequences.

In this contribution we present a new $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ dataset performed on 132 samples encompassing deltaic sediments to continental red beds of Campanian to Dano-Selandian ages, from two sections in the northern Tremp Basin (Orcau and Talarn sections, Spain). Our aim is (1) to test the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ as a stratigraphic tool in terrestrial sedimentary succession, (2) to refine the late Cretaceous in the South-eastern Pyrenean domain during the early orogeny period by establishing regional and global correlations based on $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. We first present the sedimentary facies, the biostratigraphic analysis, and describe the isotopic dataset. Secondly, we attempt a correlation of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ with $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ marine reference sections in order to refine the resolution of the Campanian to Dano-Selandian deltaic to continental succession of the Tremp Basin. Finally, we discuss the ^{13}C isotopic variations recorded in C_{org} and the pros and cons to use it as a correlation tool.

1. General Setting

1.1 Carbon cycle and isotopes

Earth system carbon reservoirs can be divided in surface reservoirs (ocean, atmosphere, and biosphere) and deep reservoirs (lithosphere) for which $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ratio are different, due to various physical or biochemical isotopic fractionations inherent to each reservoir. Complex exchanges between reservoirs generate a global equilibrium (Bernier, 1990, Kump and Arthur 1999). Indeed, C transfer between oceanic and terrestrial (plant, soil and animal) reservoirs is rapid, ranging from 100 to 1000 years (Sundquist, 1993), and occurs via the atmosphere (Kock et al., 1992). Thus the various reservoirs are likely to record fluctuations of $\delta^{13}\text{C}$ simultaneously (Koch et al., 1992), and C transfer can be considered as instantaneous at the geological time scale. Disturbances in the carbon cycle are recorded in both marine and continental sediments (e.g. Gröcke et al., 1999; Jahren et al., 2001; Hasegawa et al., 2003) so it is possible to compare both marine and terrestrial isotopic signals (e.g. Magioncalda et al., 2004) either in mineral carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) or in organic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). Indeed, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ trends and excursions are very similar (Koch et al., 2003; Kozhym et al., 2013; Magioncalda et al., 2004) despite very different values, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ being less negative (between -7‰ and -9‰) while the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ generally very negative, around -27.1‰ (McInverney and Wing, 2011). Measurement of carbon isotopes on organic matter (noted OM) ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) in the continental domain is therefore assumed to represent the isotopic composition of vegetation carbon (Hayes 1983, Sinha and Stott

1994), and the composition of the plant tissue reflects the composition of the atmosphere under which it has been fixed (Arens and Jahren 2000; Gröcke 2002; Medina et al., 1986; Sinha and Stott 1994; Van der Merwe and Medina, 1989). However, marine or terrestrial organisms have different structures and compositions, the residues of which can be easily distinguished (Nùnez-Betelu and Baceta, 1994).

Generally, the measurement of organic carbon isotope composition in sediments is most similar to the average composite sample of many species, which minimizes the physiological bias of the life effect (Arens et al., 2000; Jahren, 2000). Indeed, studies carried out on isolated elements (wood, coal, carbonate soil glaebules, etc.) have shown that the isotopic values of these isolated elements follow the trends of the isotopic curve recorded on sediments (Heimhofer et al., 2003). Therefore, it is better to measure the isotopes of organic matter on the bulk than on the isolated elements (Heimhofer et al., 2003).

During the Late Cretaceous there are only C3 photosynthetic vegetation, with homogeneous negative $\delta^{13}\text{C}$ organic values (-27.1‰) (Cerling and Quade, 1993; Jacobs et al., 1999). The absence of C4 plants during the studied period allows a straightforward interpretation of the $\delta^{13}\text{C}$ organic curves relative to terrestrial plants.

1.2 Carbon isotopic events from Campanian to Danian-Selandian

Many stable isotope studies are available for the Campanian-Maastrichtian times in fully marine sections of different marine environments (D'Hondt and Lindinger, 1994; Jarvis et al., 2002; Jenkyns et al., 1995; Jung et al., 2012; Melinte-Dobrinescu and Bojar, 2009; Paul and Lamolda, 2007; Stenvall, 1997; Stoll and Schrag, 2001; Thibault et al., 2012a; Thibault et al., 2012b; Voigt et al., 2010, 2012; Wendler et al., 2011b). They define several isotopic events and trends that can be used worldwide as stratigraphic markers, namely the MCE - Mid-Campanian Event, the LCE – Late Campanian Event, the CMBE – Campanian/Maastrichtian Boundary Event, and the MME – Mid-Maastrichtian Event. Some of them are brief and more or less pronounced negative and positive CIEs and correspond to environmental changes that have been largely studied.

The MCE (Mid-Campanian Event, Jarvis et al., 2002) is defined by a broad positive isotope excursion in the chron 33n and towards the end of the *Globotruncana ventricosa* Zone. This excursion is recorded in Trunch, UK (Jarvis et al., 2002; Jenkyns et al., 1994), Bidart in southern France (Clauser, 1994; Jarvis et al., 2002) and in El Kef in Tunisia (Jarvis et al., 2002).

The LCE (Late Campanian Event, Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2002, 2006; Wendler, 2013) is defined by a pronounced negative excursion during the upper part of the chron 33n, during the end of the *Radotruncana calcarata* Zone or the beginning of the *Globotruncanella havanensis* Zone. This excursion is recorded in Tercis-les-Bains, SW of France (Thibault et al., 2012; Voigt et al., 2012), in Gubbio, Italy (Coccioni et al., 2012;

Voigt et al., 2012), in El Kef, Tunisia (Jarvis et al., 2002) and in Tingri, southern Tibet (Li et al., 2006). In most cases, the LCE represents a very good tie-point for global correlation.

The Campanian/Maastrichtian transition is defined by a prominent negative CIE of highly variable magnitude, known as the CMBE (Campanian/Maastrichtian Boundary Event; Jarvis et al., 2002, 2006; Jenkyns et al., 1994; Voigt et al., 2012; Wendler, 2013) and consists of five small-scale positive excursions (CMBE 1 to 5, Voigt et al., 2012); it lies between mid-Chron C32n to mid-Chron C31r. This event is mainly recorded from sites in the tropical Pacific (Jung et al., 2012) and the South Atlantic and Southern Ocean (Barrera et al., 1997; Barrera and Sarvin, 1999; Friedrich et al., 2009; Li and Keller, 1998) but also in Europe at Tercis-les-Bains, SW of France and at Gubbio, Italy (Voight et al., 2012). This event is interpreted as being triggered by climatic cooling and sea-level fall, but little is known about the causal mechanisms of the proposed cooling or the exact timing of this event (Jung et al., 2012). The Campanian/Maastrichtian boundary is defined at the base of CMBE, after the first major positive excursion.

The MME (Mid Maastrichtian Event) is characterized by several negative CIE around the Mid-Maastrichtian and lies just above the base of Chron C31n (Jarvis et al., 2002, 2006; Jenkyns et al., 1994; Wendler, 2013).

Another notable but less studied event of the Campanian-Maastrichtian times recognised in Tercis-les-Bains (Fig. 6.8, Voigt *et al.*, 2012) and in El Kef section (Jarvis et al., 2002) can be cited, the MCE (Mid Campanian Event) which is defined by a positive excursion in the *Globotruncana* Zone (Jarvis et al., 2000), in the chron 33n, followed by a decreasing trend in the lower half of the Upper Campanian.

The K/Pg boundary marks a major turnover in life on Earth marked by a drop in biological productivity, a disappearance or massive decrease of carbonated producers in the oceans, and many terrestrial species, that was synchronous with an increase of OM burial (Zachos and Arthur, 1986). This event is probably associated with massive volcanic eruption, and in conjunction with an impact of extraterrestrial origin (Alvarez et al., 1980; Schulte et al. 2010; Zachos and Arthur, 1986). The K/Pg boundary is defined as a negative excursion of $\delta^{13}\text{C}$ for both organic and mineral carbon (Molina et al., 2006, Vandenberghe et al., 2012) in Chron C29r. It is also associated with an increase in COT (Keller and Lindinger, 1989; Molina et al., 2006), and comprises iridium-rich sediments or shocked quartz in some reference sections (Alvarez et al., 1977; Alvarez, 2009; Bernoulli and Jenkyns, 2009).

During the Palaeocene, several isotopic events have been identified (Coccioni et al., 2012; Koch et al., 1992; Storme, 2013; Zachos, 2001; Zachos et al., 2008; Westerhold et al., 2011). This study is limited to the Danian-Selandian time period, so the global CIEs that are prevalent are namely: the Dan-C2 (Storme, 2013), the LDE (Latest Danian Event, also called Top Chron C27 or CIE-DS1, Arenillas et al., 2008; Bornemann et al., 2009; Coccioni et al., 2012; Westerhold et al., 2011), and the STTE (Selandian Thanetian Transition Event).

1.3 Climatic framework

The evolution of the climate during the Upper Cretaceous - Palaeogene is highlighted through the study of oxygen isotopes, whose data are represented on the classical curves of Zachos et al. (2001) and Cramer et al., (2009). The Campanian to Maastrichtian times record a long-term cooling trend in which several short periods of climatic variations are recorded and marked by perturbations in the global carbon cycle (Barrera and Savin, 1999; Li and Keller, 1999; Sheldon et al. 2010). During the Campano-Maastrichtian, the climate is temperate to subtropical (15-17°C) with abundant rainfall (Arostegi et al. 2011; Golovneva 2000). The K/Pg boundary is marked by a short global warming of 2-3°C (Li and Keller, 1998), and the subsequent Palaeocene shows a climate and global carbon cycles that recorded important variations with elevated greenhouse gas levels. In the long term, the Tertiary records a warming phase up to the Early Eocene Climatic Optimum (EECO) and then almost continuous cooling until the present-day period (Kennett and Stott 1991, Thomas and Shackleton 1996; Zachos et al., 2001). Zachos et al. (2001) interpret this trend as being related to large-scale tectonic events: particularly the North Atlantic rifting associated with volcanism, which occurred during the Palaeocene and early Eocene explains this warming period.

1.4 Geological setting

The study area is located in the central part of the Southern Pyrenean Zone corresponding to a fold and thrust belt within the southern Pyrenean foreland basin (Fig.6.1) that formed from the Upper Cretaceous to the early Miocene (Munoz, 1992; Puigdefabregas et al., 1992; Teixell and Munoz, 2000; Rosell et al., 2001; Verges et al., 2002). It is divided into 4 sub-basins namely from south to north: the Ager, Ainsa, Jaca and Tremp Basins limited by thrusts controlling sedimentation in EW-trending basins (Lluís Ardèvol et al., 2000). Our study sections are localized in the Tremp Basin that is delimited by the Montsec thrust to the south, and the Boixols thrust and associated San Corneli anticline to the north (Fig.6.1) (Munoz, 1992; Puigdefabregas et al., 1992; Teixell and Munoz, 2000; Verges et al., 2002), the latter generated by the inversion of pre-existing E-W faults during the Santonian.

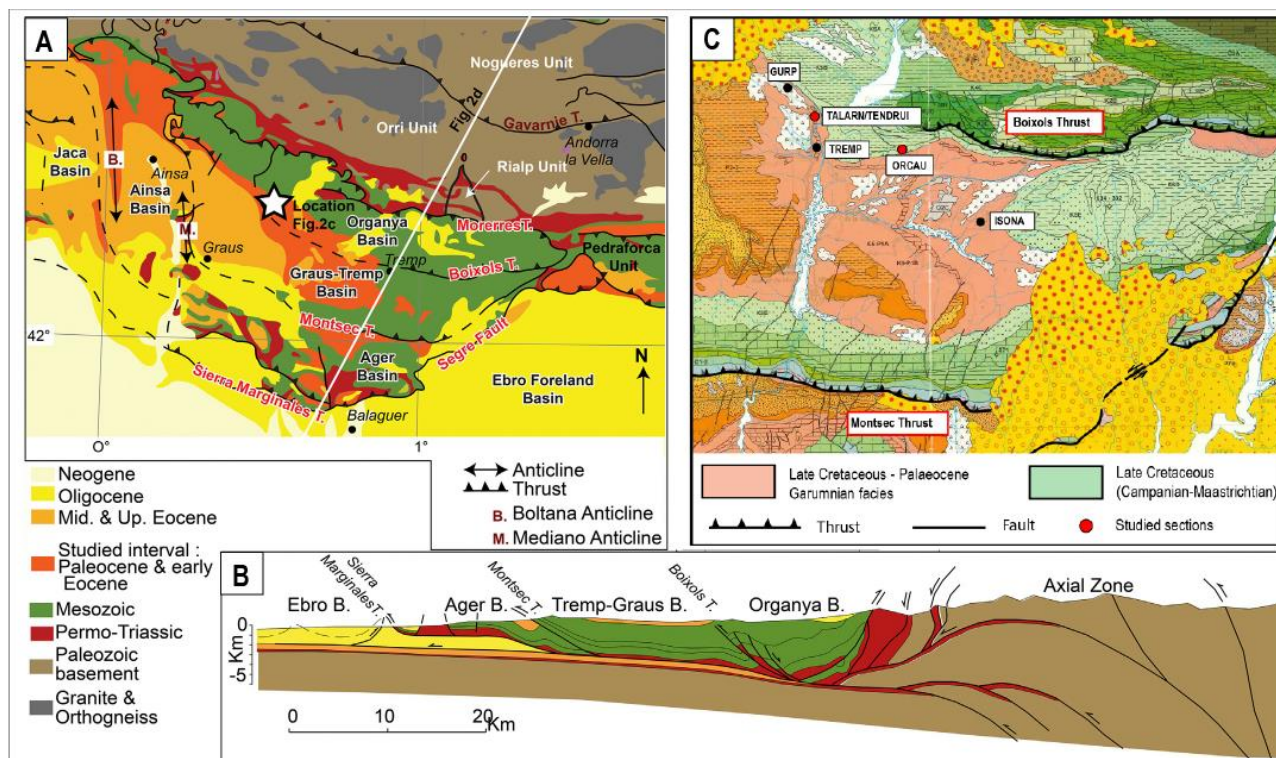


Fig.6.1: (A) Structural map of the South Pyrenean Central Unit showing the main cover and basement units. (B) Structural cross-section through the South Pyrenean Central Unit (modified from, Muñoz, 1992). (C) Detailed geological map of Tremp Basin with the studied sections: Orcau in the east and Talarn in the west located to the west.

1.5 Sedimentology and stratigraphy in the Tremp Basin

The Tremp Basin sedimentary successions related to the foreland basin development during the uppermost Cretaceous are composed of (1) Campanian slope carbonates and prodelta shales deposits associated with turbiditic beds, i.e. the Campo Marls, (2) Maastrichtian shoreface and deltaic deposits, i.e. the Aren Sandstones Formation, and (3) Maastrichtian to Thanetian continental red beds (Tremp Formation or Garumnian facies) (Fig. 6.2). The upper Aren Sdt Fm show 4 progradant deltaic sequences formed by coarse-grained sandstones and alternating with marls deposits (Nagtegaal, 1972; Nagtegaal et al., 1983; Ardevol et al., 2000). Thickness variations of the Aren Sdt Fm in the Tremp Basin are reported, i.e. thicker to the west, and attest that the Boixols thrust was active (Ardevol et al., 2000). It is overlain by the Tremp Fm which is divided into different formations (Cuevas, 1989; Lopez-Martinez et al., 2006; Pujalte and Schmitz, 2005; Riera et al., 2009; Rosell et al., 2001) namely: the Grey Unit or Isona Formation, the Conques Formation, the Talarn Formation (the two latter also call the Lower Red Unit), the Suterranya Formation, the Esplugafreda Formation and the Claret Formation (the two latter also call the Upper Red Unit). The age calibration of the Grey Unit and the Tremp Fm in the Tremp Basin is reviewed by Fondevilla et al. (2016) attributing magnetic chrons (Fig.6.2).

The Grey Unit of Lower Maastrichtian age is calibrated thanks to biostratigraphical studies that show the presence of the rudist horizon of *Hippurites radiosus* in the top of Aren Sdt Fm/base of the Grey Unit (Caus et al., 2016; Oms et al., 2007; Vicens et al., 2004). So the base of the Grey Unit is located around the top of the Chron32n,1n (Fondevilla et al., 2016). This unit consists of greyish marl with abundant carbonaceous pedogenic structures and intercalations of rudist patches, coal and sandstone bodies, that are interpreted as the transition from shoreface environment (Aren Sdt Fm) to terrestrial domain (Garumnian facies) (Cuevas, 1992; Nagtegaal et al., 1983; Riera et al., 2009; Rosell, 1965; Rosell et al., 2001;). The Lower Red Unit shows mottled claystones and siltstones, interbedded in the upper part with sandstones and conglomerates (Talarn Fm) that are interpreted as fluvial deposits (Cuevas, 1992; Riera et al., 2009; Rosell et al., 2001). Some authors suggest that the Lower Red Unit is tidally-influenced despite the absence of tidal sedimentary structures (Diez-Canseco et al., 2014). Both the Grey Unit and Lower Red Unit contain dinosaur bones and tracks (López-Martínez et al., 2001; Riera et al., 2009; Vila et al., 2012), and Fondevilla et al. (2016) show that the Conques Fm belongs to Chron31r. They interpret an important hiatus, estimated at 3 My, between the Conques Fm and Talarn Fm, suggesting that Chron31n, 30r and 30n is not recorded in the Tremp Basin and that the Talarn Fm belongs to Chron29r, i.e. Late Maastrichtian.

A lacustrine carbonate bed overlying the Talarn Fm known as the Suterranya Limestone contains some charophyte taxa that allow some authors to place the Cretaceous-Tertiary boundary within this bed (Arostegi et al., 2011, Diez-Canseco et al., 2014 and references therein; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Gómez-Gras et al., 2016; Pujalte et al. 2014).

The Esplugafreda Fm (Danian to Thanetian age) that consists of fluvial channels intercalated with floodplain deposits and some gypsum beds at the top. Within this formation previous studies have suggested a major hiatus corresponding to the absence of Selandian deposits in the continental series of the Tremp Basin (Pujalte et al., 2014). It is assumed by correlating to a well expressed hiatus highlighted to the west in the carbonate platform that shows features of longterm subaerial exposure (Baceta et al., 2005, 2007, 2011).

The Claret Fm consists of a generally transgressive unit of mainly floodplain deposits at the base and fluvial conglomerates (Cuevas, 1989) at the top. The Claret Fm encompasses the PETM, the onset of which has been defined at the base of the Claret Conglomerates based on a major excursion in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (Domingo et al., 2009; Schmitz and Pujate, 2003). Thus, the base of the Claret Fm is Thanetian in age. Finally, the Claret Fm is overlain by the Ilerdian marine Limestone (lowermost Eocene, Puigdefabregas and Souquet, 1986) that ends a long phase of continental sedimentation in the Tremp Basin.

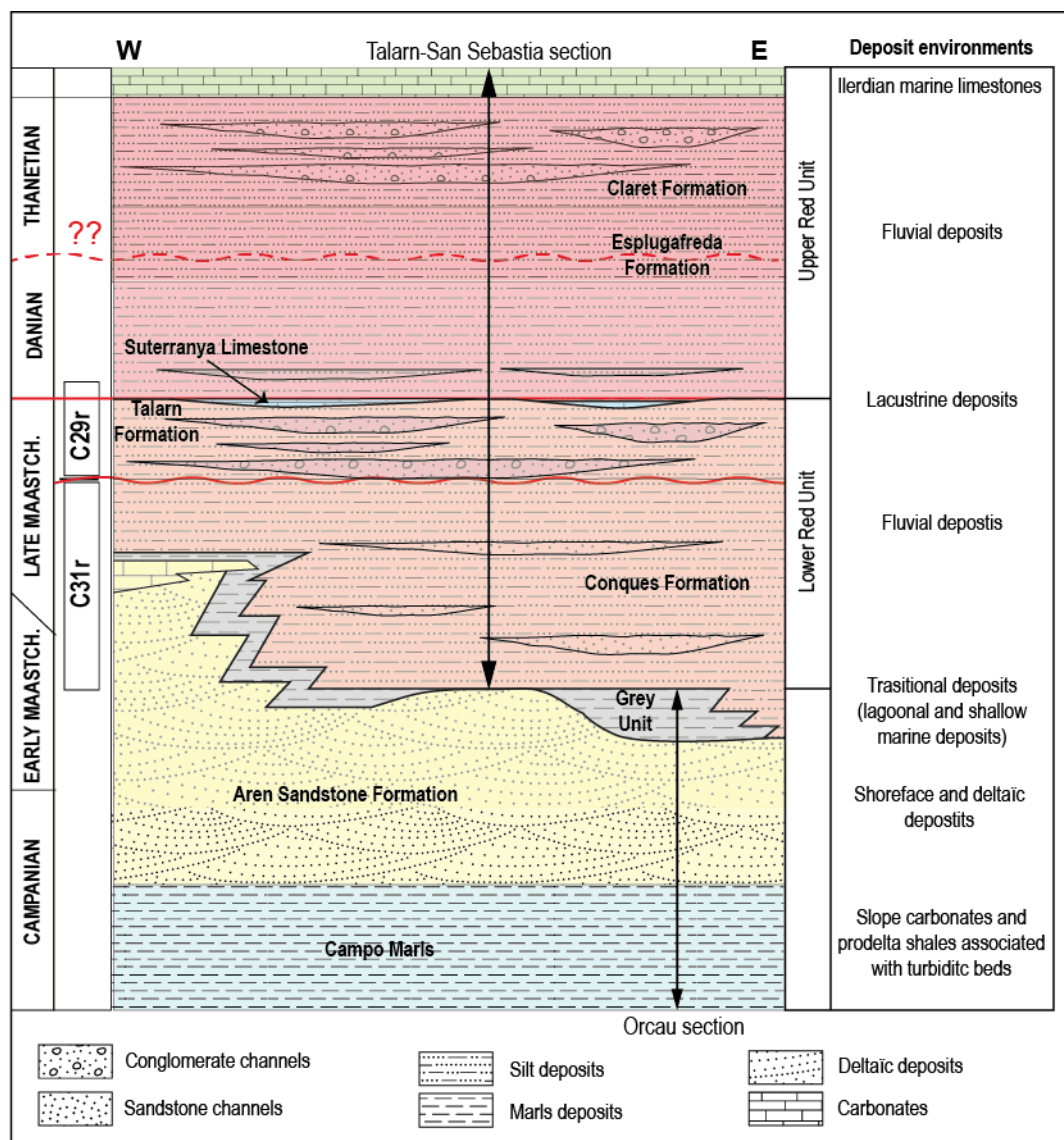


Fig.6.2 : Regional composite syn-orogenic lithostratigraphy showing the sedimentary succession along the Tresp-Graus Basin area (modified from Fondevilla et al., 2016). The Orcau section begins in the Campo Marls up to the Grey unit and the Talam section begins at the top of the Aren Sandstones to the Ilerdian alveolines limestones.

2. Material and methods

2.1 Field work samples collection

Two sections are studied in the northern Tresp Basin, i.e. the Orcau and Talam sections, for which determination of sedimentary facies is performed and samples is collected in order to run $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotopic measurement, TOC quantification and organic matter characterization. The Orcau section showing the evolution from marine, deltaic, to lagoonal environments is a 320 m-thick Campanian to Maastrichtian succession where 91 samples is collected. The 280 m-thick succession at Talam records a fully continental Maastrichtian to late Danian/early Thanetian succession, part of the Tresp Fm, from which 41 samples is

collected. Samples are taken every 2 to 10 m, making sure that no pollution would affect the isotopic analysis with present-day organic matter (e.g. roots or oxidation traces).

2.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and TOC measurements

For this study measurements are performed on $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ for three main reasons : (1) sampling of organic matter in sediments can be done more regularly on a section while sampling carbonates in terrestrial sections means sampling palaeosols that maybe distributed unevenly, (2) isotopic measurement in the Claret Fm of the Tremp Basin was already performed using the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in the search of the PETM CIE (Domingo, et al., 2009), and (3) we believe that primary organic matter is potentially little affected by diagenesis than carbonates in sediments as carbonates may be formed or reworked during late diagenesis and the record of primary atmospheric signal might be strongly overprinted (Meyers, 1994)

Before isotopic measurements, the samples are prepared in the lab of Georessources & Environment EA 4592 (Bordeaux, France) following a protocol described in Magioncalda et al. (2004) and Storme (2013). The bulk samples are cleaned, dried and grinded, and the sample powders were treated with 25% HCl solution for decarbonation. Sample acidity is neutralized by multiple centrifugations with pure water, and finally residues are dried at 30° Celsius and powder again.

The measurements of the total organic carbon (TOC) and its carbon isotopic composition were performed on-line using the Thermo Scientific EA IsoLink IRMS System at CRPG laboratory (Nancy, France). Decarbonated samples were wrapped in tin capsules and loaded in a specific auto-sampler connected to the EA and pumped out during 20 min before opening it to the combustion reactor at 1020°C. Produced gases (N_2 , CO_2) were separated on a chromatographic column and carbon isotopic composition of the produced CO_2 was then measured with a Thermo Scientific Delta V Advantage isotope ratio mass spectrometer. Both carbon concentration and isotopic composition were determined by comparison with two internal and two international standards routinely included during the analysis: (1) BFSd (C = 0.53 wt.%; $\delta^{13}\text{C}$ = -21.5‰), (2) CRPG_M2 (C = 0.408 wt.%; $\delta^{13}\text{C}$ = -24.98‰), (3) PSd (C = 0.03 wt.%; $\delta^{13}\text{C}$ = -22.4‰) and (4) JG-3 Granodiorite powder (C = 0.012 wt.%). Values are quoted in the delta notation in ‰ relative to V-PDB.

For this study the TOC was measured on decarbonated rock. In order to have total rock values it will be necessary to make the following correction:

$$\text{TOC total rock} = \text{TOC decarb} * (100 - \text{calcimetry value})/100$$

2.3 RockEval and OM Petrographical analysis

Rock-Eval pyrolysis and rock evaluation geochemical analyzes were performed on a set of 35 samples distributed throughout the stratigraphic column to define the origin of organic matter. The maceral analyzes were carried out on a piece of rock impregnated with epoxy resin to carry out the optical observations in a LEITZ MPV3 microscope. The microscope equipped to observe the MO in natural light (reflected and transmitted) and fluorescence (same objective) shows a maximum resolution of 1 micron. With the 50X objective that we use for observations we can work in oil immersion and take advantage of a better light transmission and reflexion.

2.4 Microfossils

Following standard procedures, marlstones were soaked overnight in a dilute solution of hydrogen peroxide and subsequently washed over 63 μm and 1 mm sieves. The microfossils have been extracted from the 63 μm -1mm fraction. Due to their poor state of preservation, most of the specimens were observed by scanning electron microscopy (SEM) analysis. For the sandstone beds, foraminifera and other bioclasts have been identified in thin section.

3. Results

3.1 Sedimentology and facies associations

Nine lithofacies are identified in the Orcau and Talarn sections and synthetized in Table 1. They are grouped into 6 facies associations, namely the (1) slope carbonates and prodelta shales FA1, (2) shoreface and deltaic FA2, (3) lagoonal deposits FA3, (4) shallow marine deposits FA4, (5) floodplain deposits FA5, and (6) fluvial channel FA6 (Fig.6.3).

The slope carbonates and prodelta shales deposits facies association (FA1) consist of alternating calcarenite beds and grey marls and claystones (L1) that contain burrows, bioclasts, echinoderm debris, and foraminifera. The calcarenite beds become more quartzitic at the top of this unit and the more sandy beds shows oblique or Hummocky Cross-Stratification and plane laminae. This FA1 typifies the thick Campo Marls Formation but it is also present within the Aren Sdt Fm (Lower Aren Sdt unit, Nagtegaal, 1972).

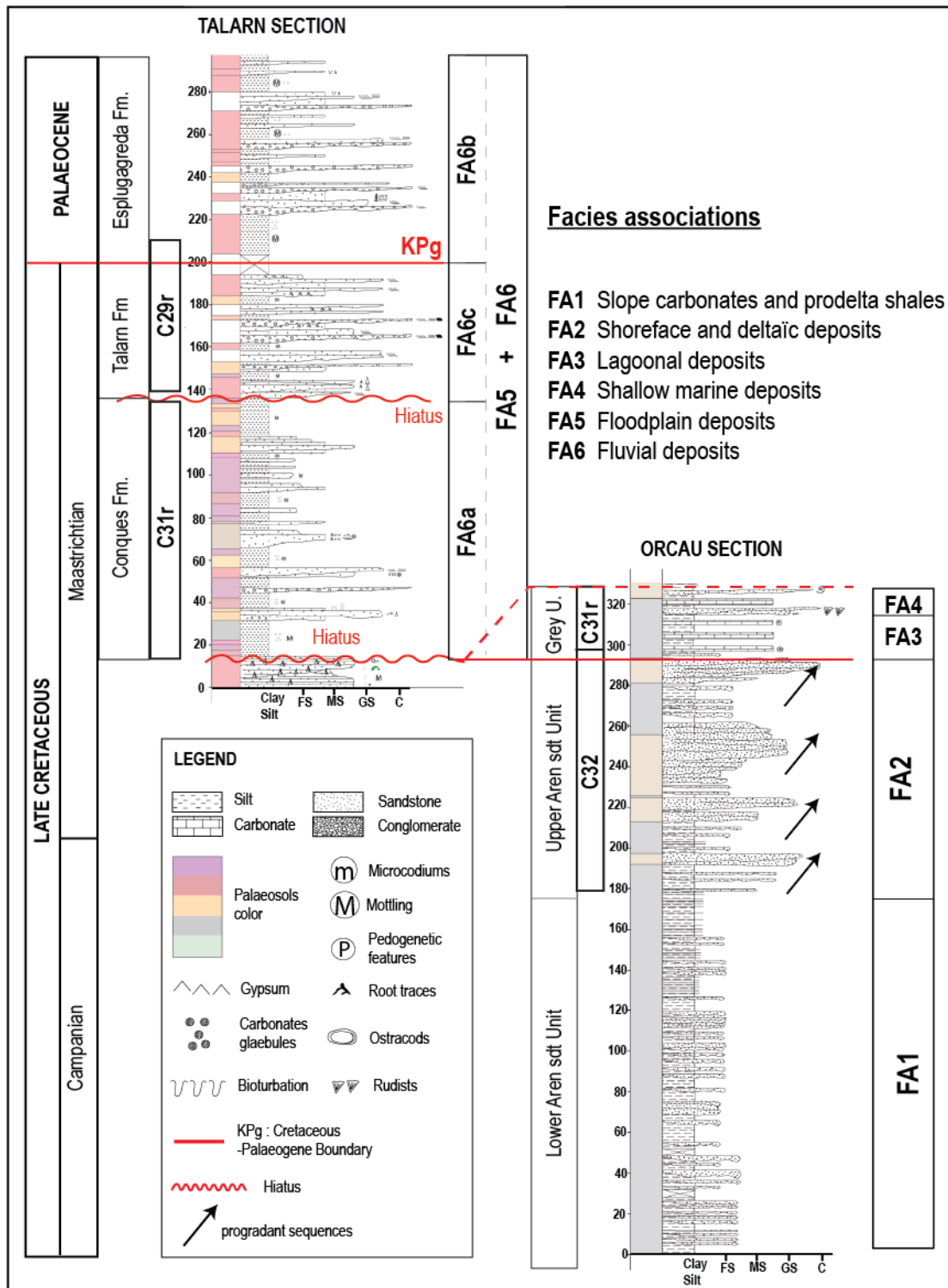


Fig.6.3 : Sedimentology of Tresp Basin in Orcau and Talarn areas correlated with magnetostratigraphic data from Fondevilla et al. (2016). Highlighted by sedimentological and magnetostratigraphy studies of a hiatus of 3 My in the Talarn section, before the Talarn Conglomerates (at 140 m). Demonstration of prograding sequences in the formation of the Aren Sandstones.

The shoreface and deltaic facies association (FA2) is represented by sandstone bodies with erosive surface and shows parallel, oblique and horizontal cross-strata and ripple laminae. This unit shows a regressive sequence with several progradant sequences (Fig.6.4). The lower part is parallel-bedded and bioturbated, the middle part is cross-bedded and the upper part is parallel-laminated. The presence of bioclasts,

echinoderms, rudists, bryozoans, foraminifera, burrows are indicative of the coastal marine component of the deltaic depositional environment. This facies association typifies the upper Aren Sdt unit (Mey et al., 1968; Nagtegaal, 1972; Ardevol et al., 2000).

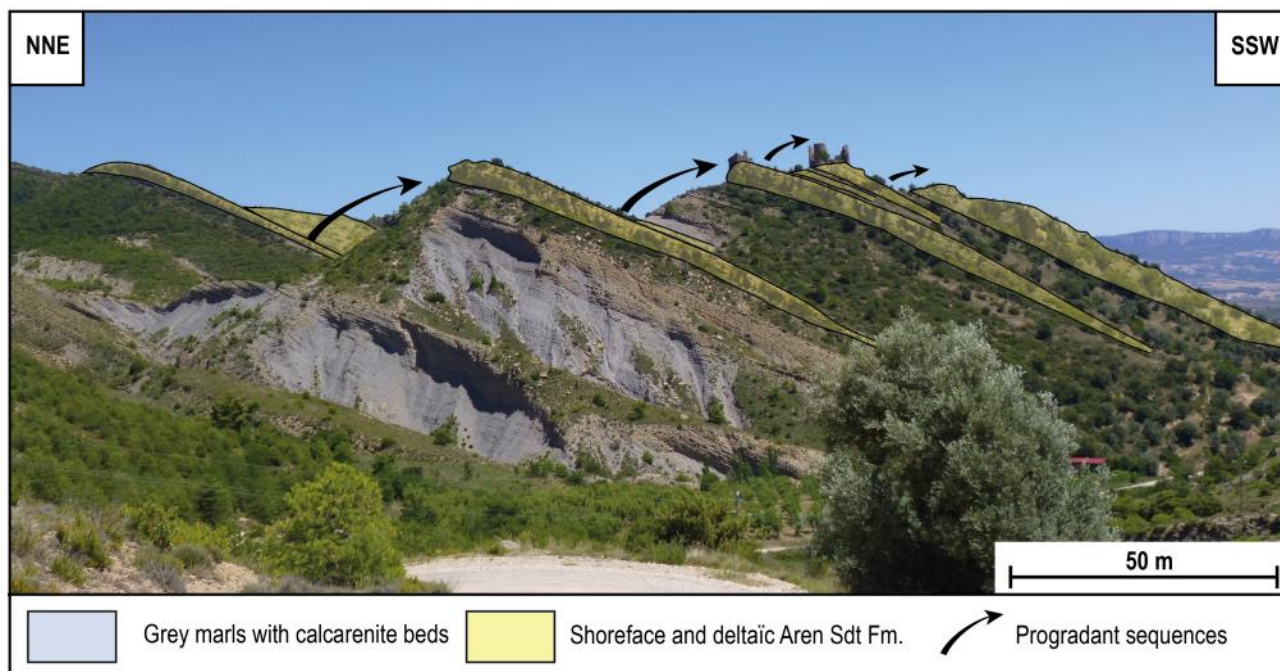


Fig.6.4 : Upper Aren Sandstone Unit in the Orcau area to the west of the Tremp Basin. Demonstration of a progradant system towards SSW.

The lagoonal (FA3) and shallow marine facies association (FA4) are called the Grey Unit. FA3 is represented by greyish marl deposits interbedded with sandy limestone with 10 cm to several meters-thick beds. The lagoonal facies contain a lot of burrows, bioclats, debris of benthic foraminefera, bivalves, charophytes and plant remains (Nagtegaal, 1972; Riera et al., 2009; Diez-Canseco et al., 2014; Robles-Salcedo et al., 2018). FA4 is composed of sandstones with rudist patches.

The floodplain facies association (FA5) consists of red and mottled claystones and siltstones that presents abundant pedogenesis features, like carbonate glaebules and root traces indicating a semi-arid seasonal climate with relatively high water table allowing vegetation development (Bridge, 2007; Marriott and Wright, 1993). The floodplain facies association contains some *Microcodium* beds (Alonzo-Zarza, 2003; Freytet and Plaziat 1982; Wright et al., 1995), coarse to fine-grained sandstone bodies and conglomeratic channels.

The fluvial channel facies association (FA6) consists of fine-grained sandstones (FA6a), single-storey conglomerates (FA6b) and multi-storey conglomerates (FA6c). Fine-grained sandstones correspond to isolated fluvial channel bodies showing fining-up sequences and passing laterally to overbank deposits (Allen, 1963; Ardévol et al., 2000; Miall, 1996; 2006, Bridge 2007, Plaziat 1984). The single-storey

conglomerates correspond to anastomosed coarse fluvial channels and overbanks interbedded with floodplain deposits (Dreyer, 1993). Deposition sequences are fining-upwards and occasionally root traces mark the top of channel fills. The multi-storey coarse fluvial system shows conglomeratic bodies and very coarse to fine-grained sandstones (Miall, 1985; 1996). These erosive beds present stacked planar and trough cross-bedding sets, some of them showing fining-upwards sequences-

3.2 Sedimentary sequences and hiatuses

In the Orcau area, the Tremp Basin records a regressive mega sequence with the deposition of the Campo Marls (FA1) then the deposit of the Aren Sdt Fm (FA1 and FA2), and finally the Grey Unit (FA3 and FA4). On a smaller scale, the upper Aren Sdt unit records 4 successive prograding sequences (Fig.6. 3 and 5.4) where the thickness of the calcarenites and marls (FA1) becomes weaker until it disappears completely in order to record only sandstones (FA2). Then there is the deposit of the Grey Unit which is about 20 meters-thick with alternating lagoonal (FA3) and shallow marine deposits (FA4). The Grey Unit is absent in the Talarn area and further west in the Tremp Basin (Nagtegaal, 1972). At Talarn, the Conques Fm directly lies above the Aren Sdt Fm, which presents a thick pedogenetic top, attesting of a period of non-deposition in the northwestern area of the Tremp Basin laterally to the Grey Unit (Fig.6.5). The Grey Unit and lateral hiatus overlying the Aren Sdt Fm records a significant regressive episode. These Aren Sdt extend over a distance of 95 km into a monoclonal SSW dipping structure oriented generally WNW-ESE (Nagtegaal et al., 1983). In this basin context, the Aren Sdt Fm regression must have advanced in a direction that may vary between west and north. Then, the basin records to the north (Talarn sector) a succession of fluvial sediments interbedded in floodplain deposits. In a first, an isolated fluvial system is recorded (FA6a) (Conques Fm), then a coarse fluvial system (FA6c) erodes this unit, which makes it possible to identify a hiatus at the base of this unit (Talarn Fm). This hiatus is also highlighted by Fondevilla et al. (2016) that they estimate about 3 My. Then, the basin records a retrograde sequence with the establishment of an anastomosing fluvial system (FA6b) (Esplugafreda Fm).

Table 6.1: Description of the main lithofacies and facies association of the Orcau and Talarn sections

Lithofacies	Description	Depositional environment
L1 Marls and calcarenites	Dark marls with different colour mottling (yellow, purple, blue) intercalated by fine-grained calcareous sandstones that form lenticular beds very thin (few cm-thick). The calcarenite beds become more quartzitic at the top of this unit. There are some thicker and coarser beds. Deposits are grey and blue colour with yellow mottling, and showing well developed Bouma sequences. The more sandy beds shows oblique or Hummocky Cross-Stratification and planar laminae. Presence of bioclasts, echinoderms, rudists, bryozoans, foraminifera, burrows and mudclasts	The observation suggests that this lithofacies were deposited on a wide submarine slope and constituted an environment that was largely by-passed by the turbidity current (Ardevol, 2000; Nagtegaal, 1972; Nagtegaal et al., 1983). The HCS have been produced by combined flows generated in coastal waters by enhanced wind and wave energy (Arnott and Southard, 1990).
L2 Cross-bedded sandstone	Very coarse to fine grained sandstones, well-sorted that form beds of thickness from 10 cm to several meters, grey colour. The beds have erosional surfaces that erode the lower deposits (L1). These sandstones show parallel, oblique and horizontal cross-strata and ripple laminae. Presence of algae, echinoderms, foraminifera, bioclasts, discocyclines, burrows	The coarser grained sandstones, erosion figures, and the presence of oblique cross-strata and flat bedding indicate high hydrodynamics associated with a shallower marine shoreface and foreshore environment (Nagtegaal 1972, Nagtegaal et al., 1983). These deposits are interpreted as deltaic mouthbars (Ardèvol et al., 2000), subject to waves and tidal action (Nagtegaal et al., 1983). The biological elements are indicative of the coastal marine component of the deltaic depositional environment.
L3 Greyish marl	Grey marl at the base becoming brownish at the top where mottling is observed. This deposits form 50 cm-thick beds also containing a lenticular bed (< 1 m) of coarse oncoids (2 mm to 3 cm in diameter) that extend over few tens of meters and some wackestone beds with a thickness between 0.5 to 1 m and a lateral extent of few meters. These beds contain some charophytes, plant remains and some debris. Presence of burrows, pedogenetic carbonate nodules, ostracods, charophytes, plant remains, bivalves, benthic foraminifera debris and oncoids	Particle size indicates a low energy deposit and the grey colour, the pedogenic features, the abundant nodules and root traces in the greyish marl suggest that these marls were deposited in shallow protected areas, like a lagoon with a marine connexion (Cuevas, 1992; Nagtegaal et al., 1983; Riera et al., 2009; Rosell, 1965; Rosell et al., 2001).
L4 Wackestone facies	Dark grey wackestone showing parallel laminations. Beds thicknesses vary from 10 cm to several meters. This unit also contains several tabular carbonated sandstones. These beds have a thickness of 30 cm. The base is erosive and the top have an irregular surface, fractures where root traces and many burrows are preserved. Presence of bioclasts, lamellibranch debris, charophytes, bivalves, benthic foraminifera debris, yellowish mottled sub-rounded carbonate nodules and dinosaurian footsteps	The presence of bivalves and benthic foraminifera debris and the presence of traces of dinosaurs marks the evolution of the deposits towards more coastal and quieter facies, like lagoonal or lacustrine area with the presence of the levels with charophytes and oolites (Diez-Canseco et al., 2014; Nagtegaal, 1972)
L5 Rudists patches	Yellow coarse-grained sandstones composed mainly of coarse quartz grains, forming lenses of 2 meters in thickness that extends over a few tens of meters, on which rudists in life position are found. Only one rudist specie, Radiolotidae Praeradiolites suntoucas, is found, forming a patch of 3 meters thick.	The presence of rudists in life position indicates a shallow marine platform environment (Vicens et al., 2004), but the absence of debris shows that the environment was calm and protected. The abundance of organisms in the patch indicates that the environment was rich in nutrients. Some authors (Vicens et al., 2004; Robles-Salcedo et al., 2018) identified several species (debris) lower in the section, in the Arén Sandstone Fm, and laterally in the Grey Unit.
L6 Claystone and siltstone	Silty shales forming beds from 10 cm to 25m-thick. These deposits are red or mottled silty claystones or siltstones, containing high carbonate content (60%) and punctuated by sparse horizons of carbonate glaebules. This facies also includes many traces of roots at the top of sequence. These beds of various colors and mottling present sharp contacts. Presence of carbonated glaebules	Clay and silt were transported in suspension during periods of high flood and deposited in the floodplain away from active channels (Bridge, 2007; Marriott and Wright, 1993). The root traces at the top of beds attest the development of vegetation in the floodplain at the time.
L7 Microcodium beds	This lithofacies consist of dark red fine- to coarse-grained sandstones forming massive lenticular or tabular beds which present thicknesses from few tens of centimeters to a	Microcodium are typical of continental depositional environments affected by pedogenic processes (Elharfi et al., 2017; Kabanov et al., 2008, Kosir, 2004), and more

	few meters. This lithofacies is located either laterally to the main channels or at the top of channel deposits and present no sedimentary structures. Pedogenic traces are also observed in these deposits, such as a vertical structure or traces of roots and bioturbation	particularly in palustrine or fluvial sediments (Alonzo-Zarza, 2003; Freydet and Plaziat, 1982, Wright et al., 1995).
L8 Fine-grained sandstones	L8a: Fine sandstones forming lenticular beds of lateral extension ranging from a few meters to a few hundred meters. Bed thickness can vary rapidly, from 90 to 10 cm. They are interbedded and isolated in the red or mottled claystones and siltstones (L6). Some lenses show oblique cross-strata and fining-up sequences at the top of the beds.	The oblique cross-strata are lateral accretions. The fining-upward sequences at the top indicate that deposition occurred during deceleration phase of the flood current (Bridge, 2007). Both structures are characteristic of fluvial deposits of sinuous channels that migrate through the floodplain (Allen, 1963; Ardévol et al., 2000; Miall, 1996; 2006).
	L8b: Fine to very-fine-grained sandstones forming isolated lenses of very small lateral extension (some meters) and thickness < 1m. They are interbedded and isolated in the red or mottled claystones and may be juxtaposed to coarser sandstones with ripple-laminae.	Isolated channels. Generally of small scale and enclosed in fine deposits. There are interpreted based on their intimate association with floodplain deposits. These deposits are defined as floodplain channels (Bridge, 2006). Most of them were probably not part of basal drainage networks.
	L8c: Very-fine-grained sandstones forming tabular wings of main channels. Their thickness and their extension are small. These lithofacies have a significant proportion of carbonate matrix and contain either red and purple mottling or yellow and white mottling. Presence of burrows, carbonated glauconites, traces of roots, vertical plant, presence of microcodium in some sandstone beds.	The finer more tabular sandstones are flood deposits of the floodplain. This lithofacies corresponds to overbank deposits of the main channels (Bridge 2007, Plaziat 1984). High carbonate content in these sandstones is due to the carbonate cementation which precipitated during evaporation phases when groundwater was lowering.
L9 Conglomerates	L10a: single-storey conglomerates: clast-supported conglomerates containing rounded to sub-rounded pebbles of centimetric size (0.5 to 5 cm) and a fine-grained sandy matrix. These conglomerates are composed of well-sorted polygenic elements of sedimentary (sandstones and carbonates), magmatic and metamorphic origin. This facies forms lenticular beds with decametric lateral extension and decametric thickness and presents lateral overbank deposits containing granules. Some lenses show oblique cross-stratifications of decametric amplitude and low inclination (<10°). and fining-upward sequence. Most lenses are distributed along one stratigraphical unit and connected by lateral wings.	The grainsize and channel-forms suggest that this lithofacies was deposited in bedload-dominated channels extended across the floodplain (Dreyer, 1993). In addition, the presence of overbanks connecting coarse lenses distributed along a stratigraphical unit suggests that these deposits correspond to coarse anastomosing fluvial channel .
	L10b: multi-storey conglomerates: Clast-supported polygenic conglomerates containing sub-rounded to rounded pebbles with an average size of 3 to 8 cm, or even decametric. Clasts are mainly carbonates (70%), but also consist of sandstone and basement, and the matrix is coarse-grained sandstones locally containing Microcodium debris. Clasts locally show imbrications and form well sorted conglomeratic beds. They form lenticular, amalgamated beds and presents stacked planar and trough cross-bedding punctuated by erosional structures. Bed thicknesses vary from 50 cm to 2.50 m and form conglomeratic units of few meters in thickness (< 5m). Each bed has well marked contacts and some can be fining-upwards, and lenses of medium to coarse sandstone with oblique or tangential bedding are preserved in some places. Some fine to coarse-grained sandstone lenses are isolated in this unit. These lenses are organized in fining-upwards sequences of 1 meter thick and some beds have a conglomeratic lag at the base.	Coarse fluvial system: this lithofacies form thick and coarse fluvial sequences and pebble well sorting and planar and trough cross-bedding are evidence of important hydraulic sorting associated with tractive current and the formation of bottom channel dune (Bridge, 2007; Miall, 2006). The presence of fining-upward sequences characterizes the deposit during the current deceleration phase. Finally, the preservation of isolated sandy lenses shows a period when the hydrodynamic regime was weaker. This lithofacies is then characteristic of a deposit of high energy amalgamated fluvial channels preserving important tractive stream figures (Miall, 1985).

3.3 Biostratigraphy studies

Only eight washed sediments from the Lower Aren Sdt Unit and from the base of the Upper Aren Sdt Unit have delivered planktonic foraminifera (Fig. 7). However, they are rare and in a poorly state of preservation. They present several taphonomic alterations including test fragmentation, abrasion, recrystallization and chamber fillings. The species richness is low for such Upper Cretaceous sediments; eighteen species have been determined. Despite the detritical nature of the Aren Sdt Unit no sign of reworking can be suspected. If the samples haven't delivered enough index species, the assemblage succession is consistent (Middle/Late Campanian to Lower Maastrichtian) and does not present any reworked specimens (i.e. with last occurrence older than Middle Campanian).

Among keeled forms, *Globotruncana* are the most common and are mainly represented by species with a long stratigraphical range (first occurrences within the Santonian Stage – last occurrences within the Maastrichtian Stage): *Globotruncana arca*, *Globotruncana hilli*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana lineianna*, *Globotruncana neotricarinata*. In sample OR-02-12, *Globotruncana aegyptiaca* have been determined indicating that this upper part of the Lower Aren Sdt is at least Late Campanian in age. It is in agreement with the presence of *Rugotruncana subcircumnodifer* which first occurrences are within Late Campanian. Forty-Fifty metres higher, in samples OR-02-19 and OR-02-20, *Globigerinelloides messinae* have been identified. In sample OR-02-20, *Globotruncanella pschadae* has been found. First occurrences of these two species are usually recorded in *Gansserina gansseri* zone (Petrizzo, 2001; Arz and Molina, 2002; Mesozoic planktonic foraminifera “PF@Mikrotax” available at <http://www.mikrotax.org/pforams/index>) that encompasses the Campanian-Maastrichtian boundary. Last observed planktonic foraminifera of our sampling have been found in this sample (Fig. 6.7). Next biostratigraphic markers have been provided by large benthic foraminifera observed in thin sections (Fig. 6.5) in highly indurated sandstone beds. Among them, species of the genera *Siderolites* are a good biostratigraphic tool to constrain the position of the Campanian-Maastrichtian boundary in shallow marine facies (Robles-Salcedo et al., 2018). Sample OR-03-314 present *Siderolites* with well-developed spines (Fig. 6.6) that are Maastrichtian in age. Thus, the Campanian-Maastrichtian boundary is in the lower part of the Upper Aren Sdt. This is in accordance with previous biostratigraphic works. Villalba-Breva and Martín-Closas (2013) proposed the charophytes-rich beds of the subsequent Grey Unit in age in the eastern part of the Tremp–Graus Basin to be Early Maastrichtian. Díez-Canseco et al. (2014) have interpreted in situ (non reworked) planktonic foraminifera assemblages of the Grey Unit and the Lower Red Unit of the Tremp Fm as Early to Late Maastrichtian.

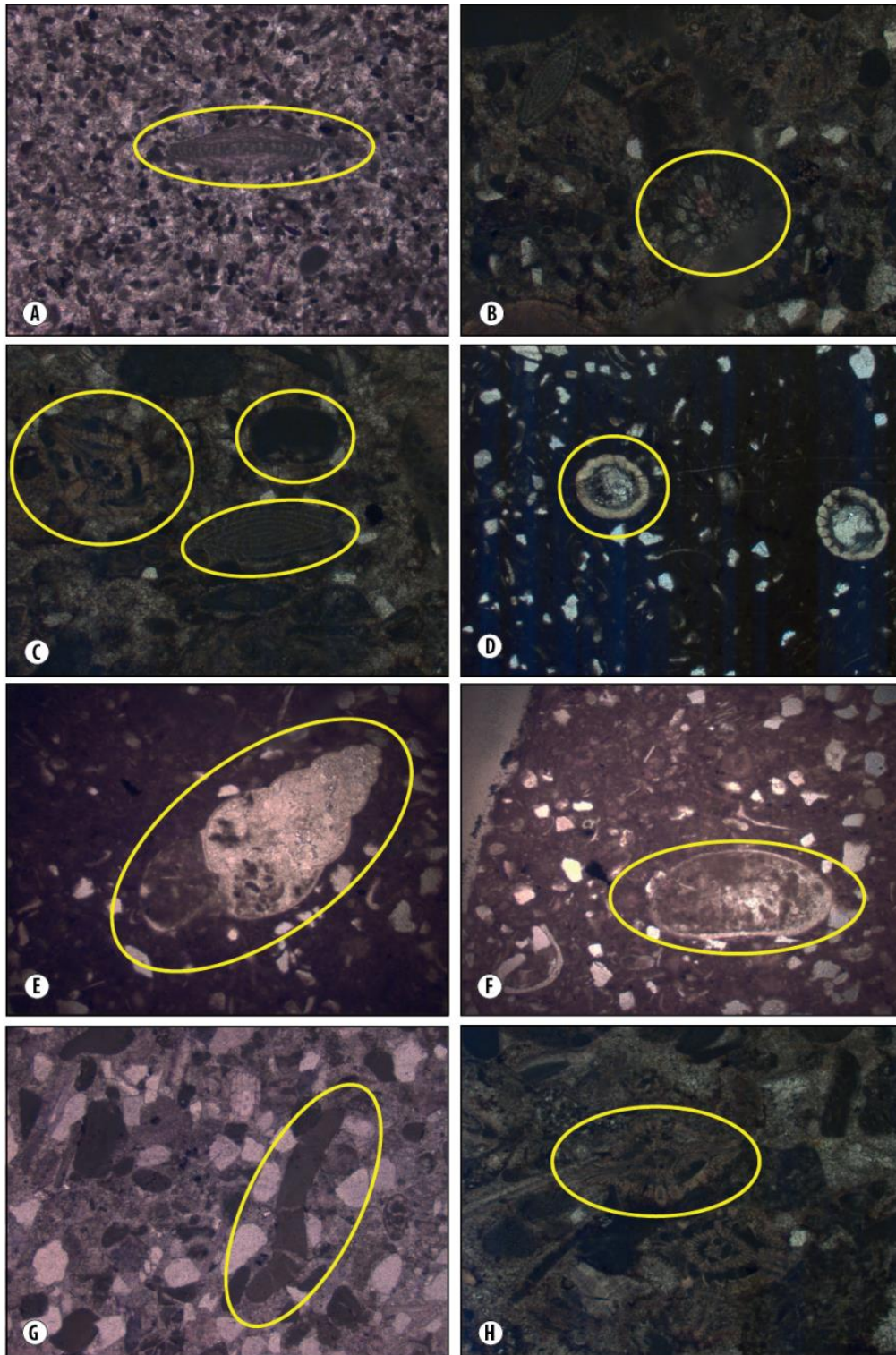


Fig.6.5: Photos of thin sections with identified species A / Orbitoids B / Bryozoans C / Orbitoids, Bryozoans and Siderolites D / Charophytes E / Gastropods F / Ostracodes G / Red algae H / Siderolites

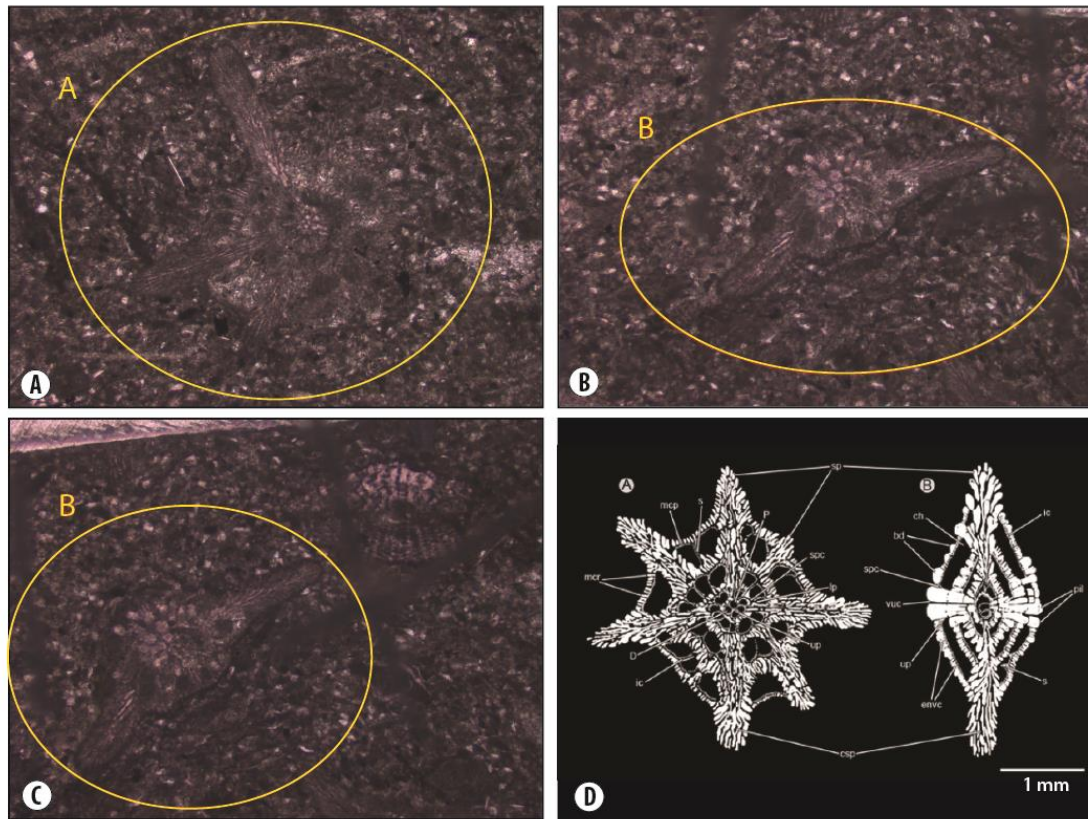


Fig.6.6: Photos of thin blades with calcitrapoid *Sedirolites* or *Siderolites pyrenaicus* and the architectural elements of *Siderolites* (Robles-Salcedo 2018 from Lamarck, 1801).

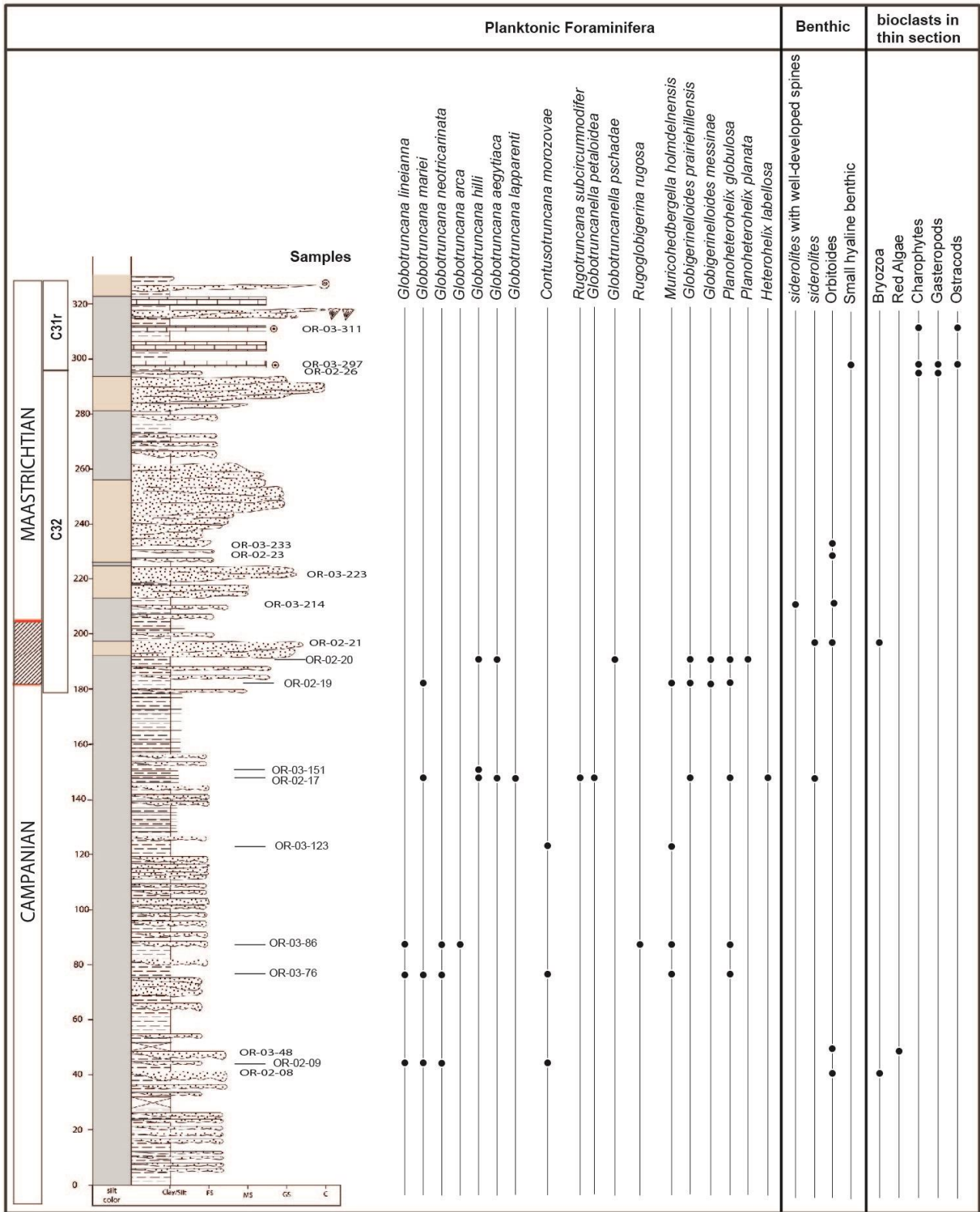


Fig.6.7: First results of the bio-stratigraphic study of the Campanian-Maastrichtian of the Orcau section, Tresp Basin

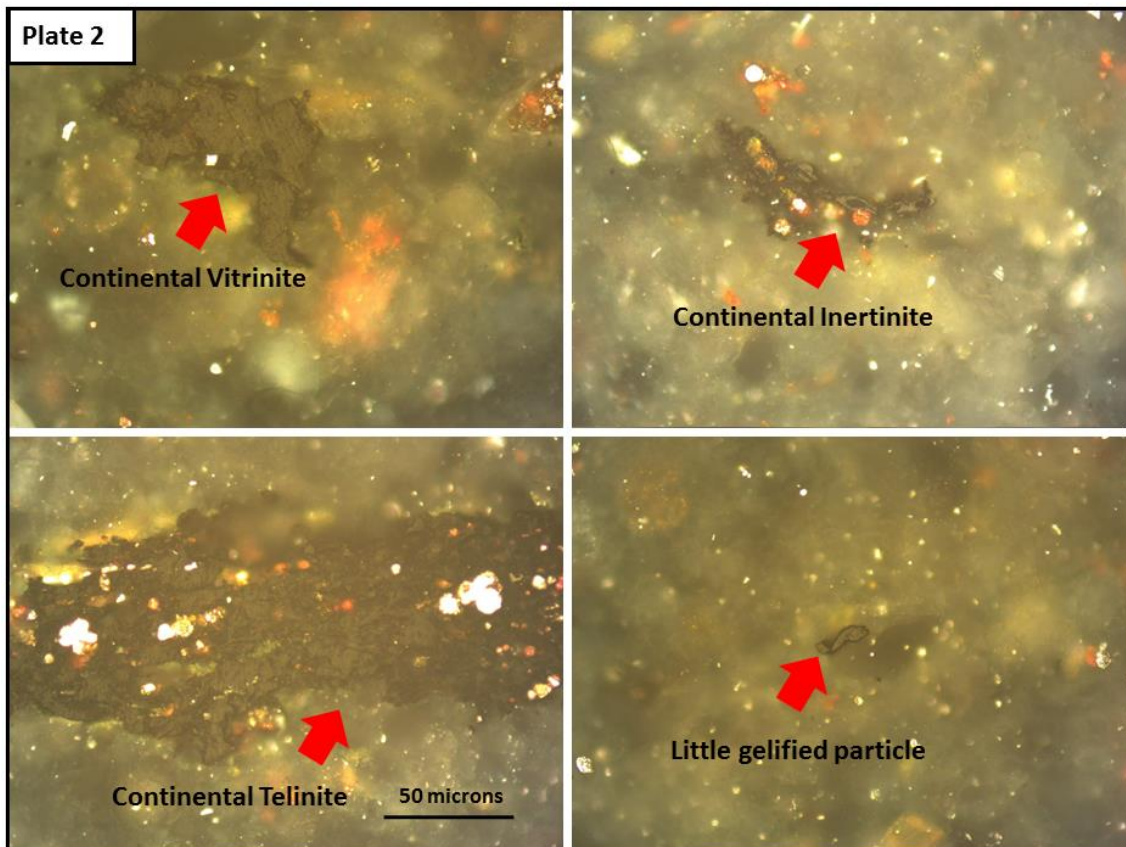
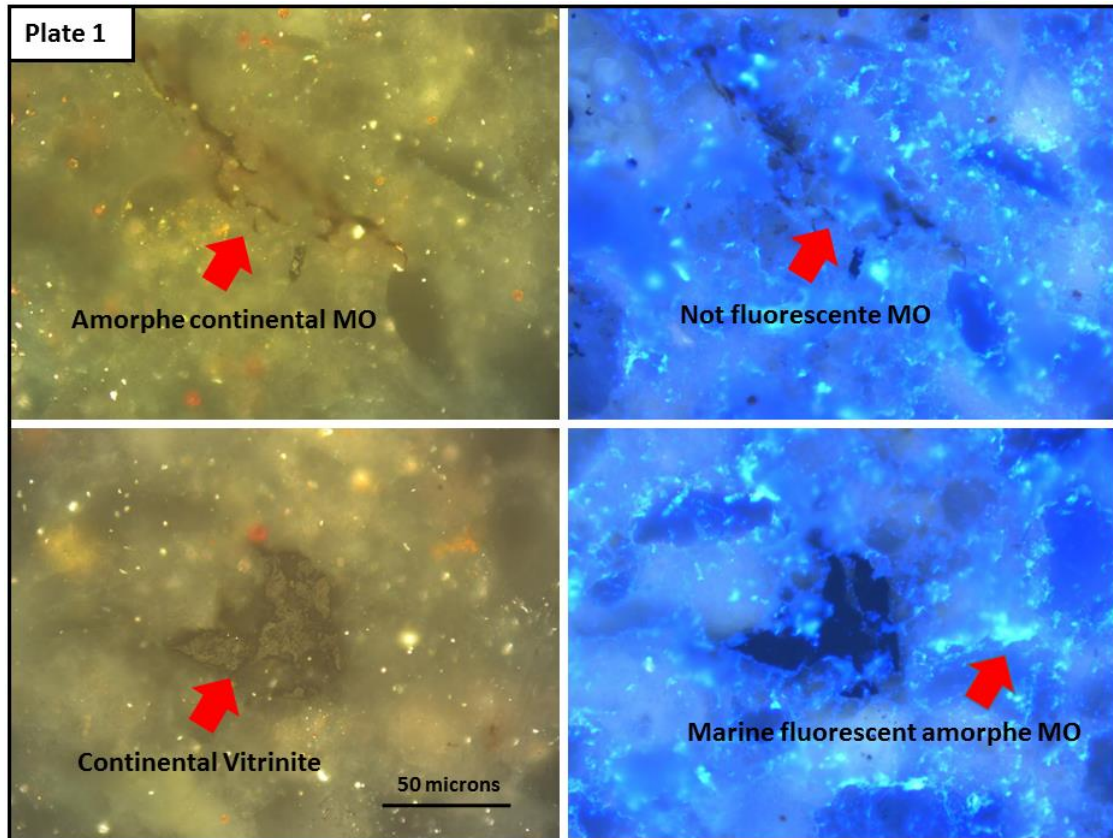
The bio-stratigraphic study of our series is still ongoing by Delphine.

3.4 Organic matter

The set of samples analyzed shows an organic material constituted in particular of amorphous kerogen of marine origin (Fig.6.8, Plate 1), and only in 3 samples can an organic matter of continental origin be clearly observed with particles of size that can range from 5 microns to 250 microns (Fi. 6.5, Plate 2).

The amorphous kerogen is often fluorescent (Fig.6.8, Plate 1) with a color tone located at 460 nm and immature (excitation in fluorescence with a 365 nm mercury lamp). The % PRV of the vitrinite and telinite particles confirms this result with a % PRV of less than 0.5% (Fig.6.8, Plates 2 and 3).

Most samples have low OM as % TOC and the results of Rock-Eval pyrolysis confirm this. Consequently, the interpretation of the pyrolysis analyzes is very delicate (interpretation of the ratio of the S₂ / S₃ Peaks) because the measurements are reliable only in 3 samples as the petrographic analyzes show. On the other hand, in the 3 samples showing continental organic matter (Fig.6.8, Plates 1, 2, 3 and 4), it can be said that there has been a river transport with an erosion that can be observed in the rounding of physically degraded and sometimes chemically oxidized vitrinite particles.



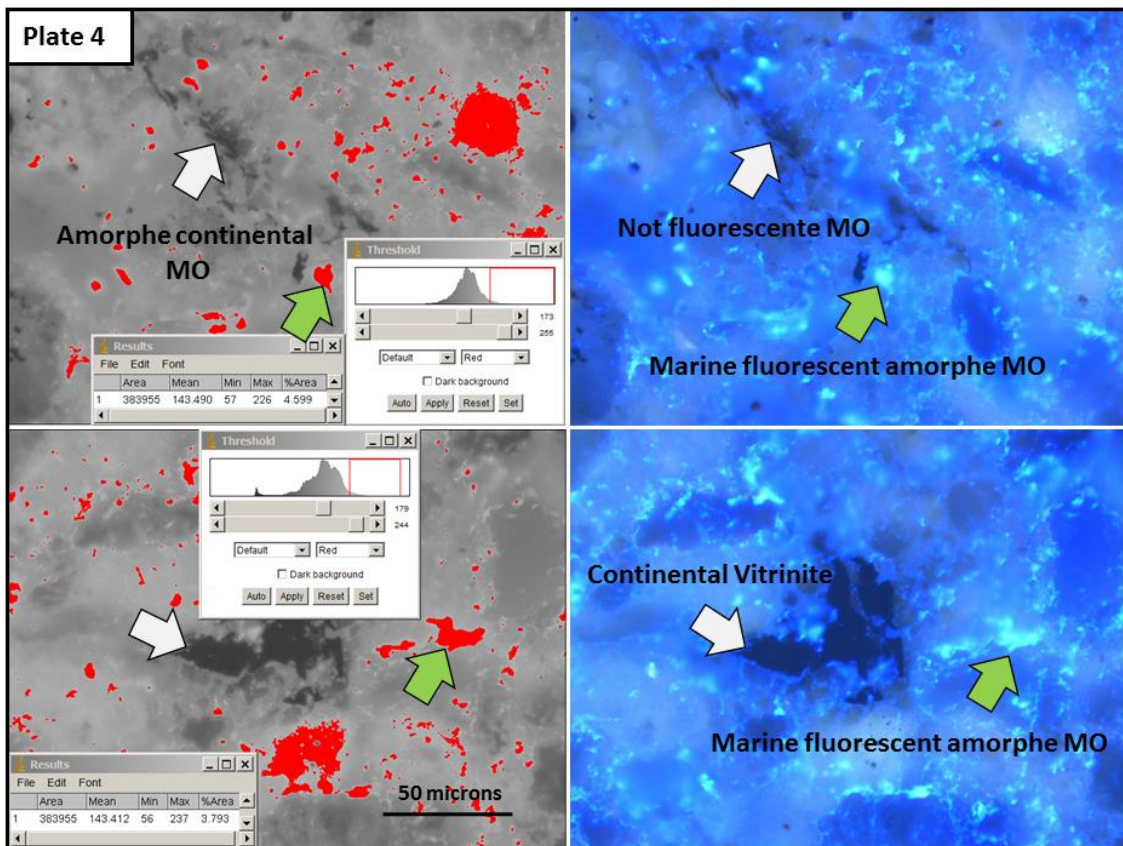
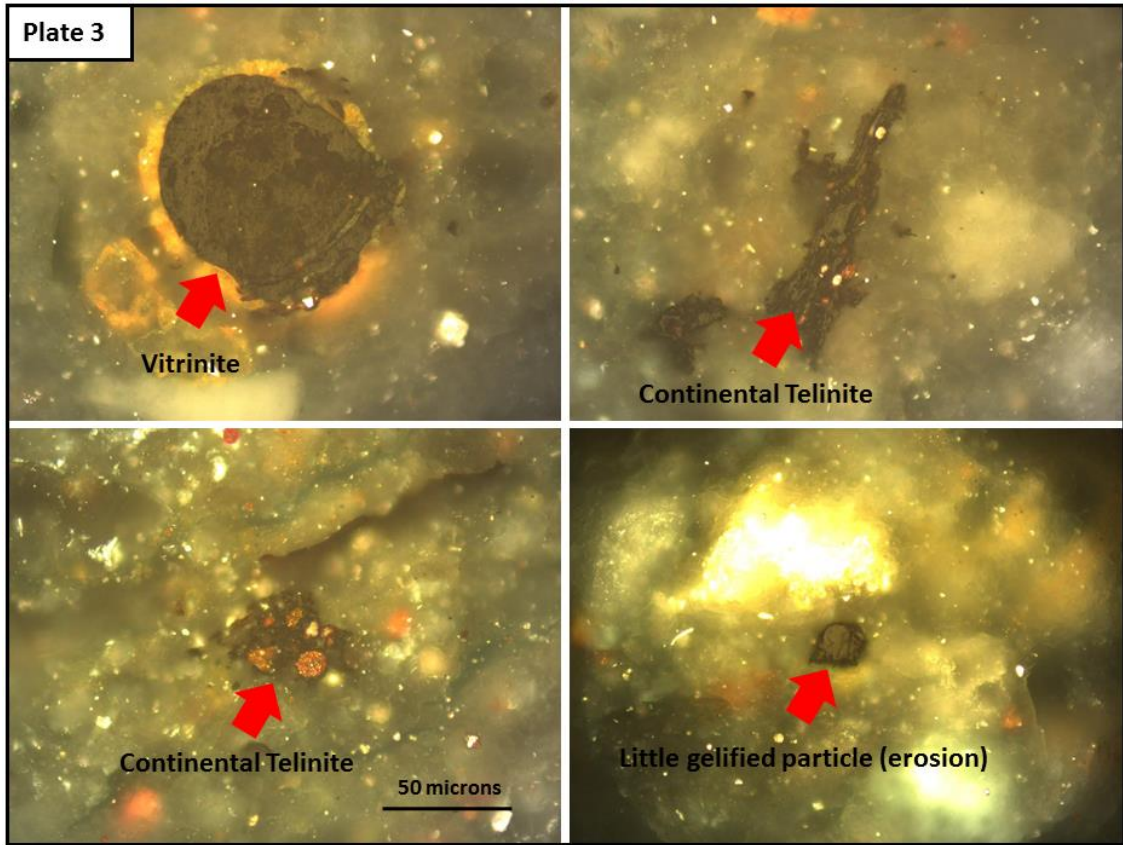


Fig.6.8 : Organic matter analyses. Plate 1: Observation in optical microscopy, reflexion light in oil immersion. Plate 2: Observation in optical microscopy, reflexion light in oil immersion. Plate 3 : Observation in optical microscopy, reflexion light in oil immersion. Plate 4 : Image Analysis in optical microscopy, reflexion light in oil immersion. 50x objective

3.5 TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record

The TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values of this work come from the 2 sections (Orcau and Talarn sections) that represent 600 meters of vertical succession from upper Campanian to mid Palaeocene times (Fig.6.9). Sampling was roughly done every 2 at 10 meters and the longest interval with no data is about 22 meters due to poor outcropping conditions (at 194 m). The TOC analyses were performed on decarbonated samples. A correction will have to be made to have the TOC rates on total rock. This analysis is in progress.

The TOC values at Orcau range from 0.02% to 4.36% with a mean at 0.53% (additional data Annex). The richest samples in organic matter are from lagoonal carbonates of the Grey Unit, and the poorest ones are from fluvial sandstone deposits (Fig.6.9).

The TOC values at Talarn range from 0.04% to 0.65% with a mean around 0.10% (additional data Annex). The richest samples in organic matter are from overbank fluvial deposits, and the poorest ones are from floodplain deposits and conglomerates bodies (Fig.6.9).

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of the Orcau dataset displays values ranging from -27.1‰ to -21.7‰ and the Talarn dataset displays similar values ranging from -27.2‰ to -21.9‰ in both which several positive and negative shifts and excursions are noticeable, as well as long-term trends. At Orcau, the main negative excursions corresponding to amplitude $> 2\text{‰}$ (at 47.4 m, 65.6 m and 295 m; in blue on the Fig.6.9), with the maximum of -2.9‰ at 295 m and some negative peaks with a smaller amplitude at 37 m, 58 m, 80.5 m, 90.5 m, 118 m, 144 m, 165 m and 206 m. The negative shifts are mostly located in sandstone deposits. There are some major positives shifts with a value amplitude $> 1.2\text{‰}$ (at 87 m, 203 m, 252 m, 277m, 305.3 m and 311.5 m; in orange on the Fig..9), with the maximum of 1.9‰ at 311.5 m. The positive shifts are mostly located in the lacustrine deposits or a lagoonal carbonates of the Grey Unit.

At Talarn, there is one major negative excursion that corresponds to amplitude of 3.4‰ at 54.5 m, and there are other negative shifts with smaller amplitude (between 1.5 and 1.7‰ ; in blue on the Fig.6.9) at 0.8 m, 60.2 m, 70.5 m. The negative shifts are mostly located in coarse-grained sandstone deposits. There are some positive shifts with amplitude $> 1.7\text{‰}$ (at 134.2 m, 153.7 m, 162.3 m, 236.8 m, 268.3 m and 294.5 m), and a major excursions of 2.3‰ at 153.7 m (in orange on the Fig.6.9). The positive shifts are mostly located in the sandstone and conglomerate deposits. Two major trends are observed on the Talarn dataset: a positive one between 70 and 155m following a great negative trend between 155 m and 230 m.

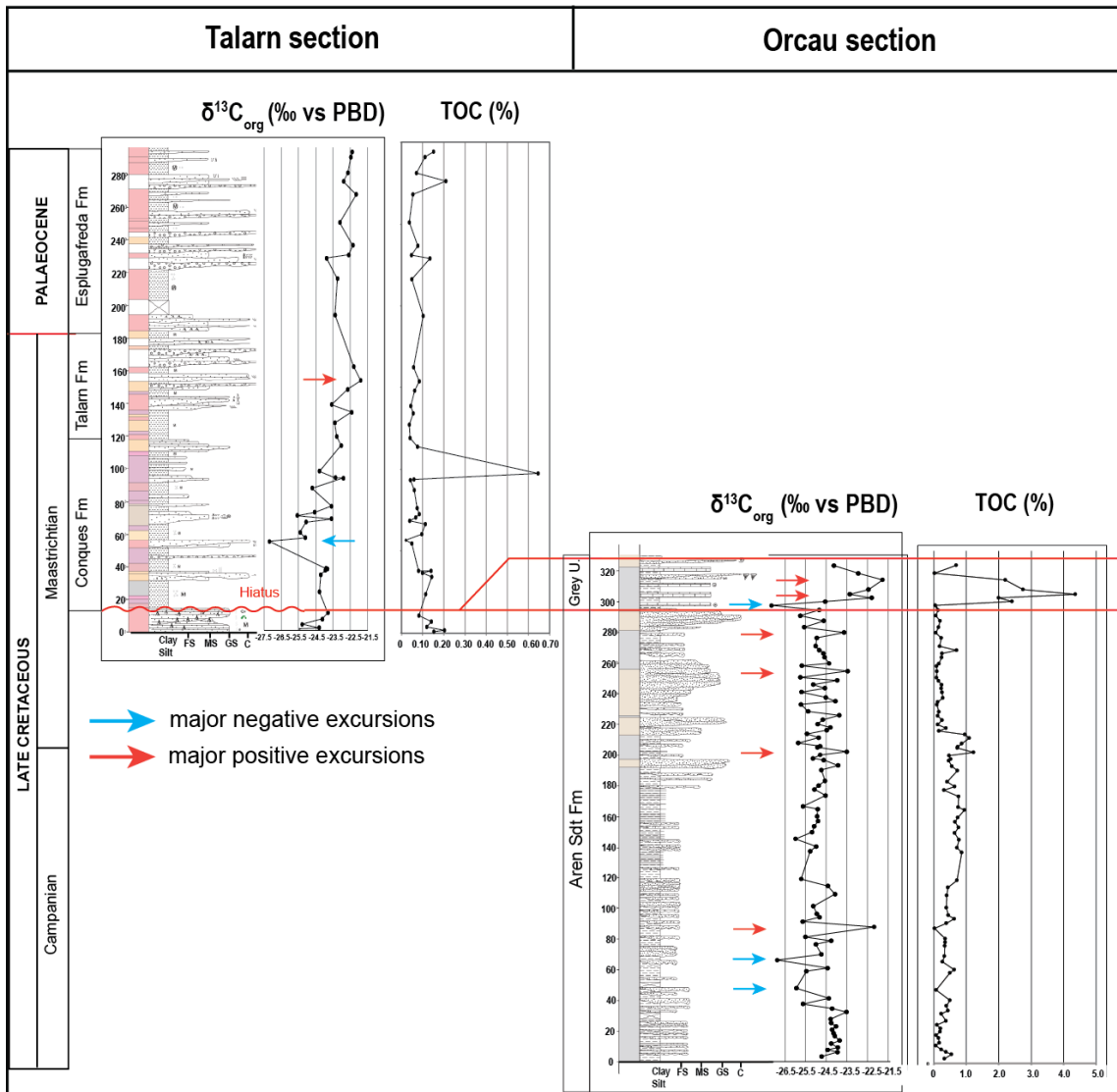


Fig.6.9 : Results of TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ analyses of Orcau and Talam sections. The analyses were performed on decarbonated samples. In the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curves, the blue arrows highlight the major negative peaks and the orange arrows the major positive peaks.

4. Discussion

4.1 Stratigraphical improvement in marine to continental succession using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Biostratigraphical studies (Ardèvol et al., 2000; Colombo, 1983; Díez-Canseco et al., 2014; Feist and; Vicens et al., 2004; López-Martínez et al., 2001; Oms et al., 2016; Riera et al., 2009 and references therein; Riera et al., 2010; Villalba-Breva et al., 2012; Villalba-Breva and artín-Closas, 2012; Villalba-Breva et al., 2012) were not able to provide high-resolution stratigraphical scheme due to poorly preserved foraminifera or due to a lack of markers in continental sediments in the Upper Cretaceous. In addition, a recent magnetostratigraphic study has been carried out in the Tremp Basin by Fondevilla et al. (2016), which makes possible to refine the stratigraphy of some formations and especially to highlight the presence of a major hiatus at the base of the

Talarn Fm with the absence of the Chron 31n, 30r and 30n. In order to refine the stratigraphy in this basin, that is of importance for reconstructing precise orogenic calendar, this work attempted to use $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record. Indeed, the potential for using stable carbon isotopes to correlate sedimentological sections has first been demonstrated by Scholl and Arthur (1980), and large-scale correlations are possible because carbon cycle variations are recorded in the $\delta^{13}\text{C}$ of marine well calibrated sections where geochemical events were defined using major CIE. However, in any section, it is necessary to have an anchor bed on which it is possible to tie the potential geochemical correlations. So in the Orcau section, the Campanian/Maastrichtian boundary is located around 205 m from the literature (Caus et al., 1981; Caus and Gómez-Garrido, 1989; Mey et al., 1968; Nagtegaal, 1972; Robles-Salcedo et al., 2013) and refined by our own biostratigraphical analysis which shows the presence of a *Siderolites (calcitrapoides or pyrenaicus)* on the OR-214 m sample confirms that this bed (at 214 m) is Maastrichtian. The K/Pg boundary is supposed to be located within the Suterranya Limestone that would lie above the Talarn Fm (Arostegi et al., 2011; Diez-Canseco et al., 2014 and references therein; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Gómez-Gras et al., 2016; Pujalte et al. 2014). Both from the geochemical signal and the magnetostratigraphy results (Fondevilla et al., 2016), the K/Pg boundary has been located just above the Talarn Fm (200 m).

On the basis of these two points of stratigraphic wedges, we propose a correlation between the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record of the Tremp Basin (at Orcau and Talarn sections, this study) and the high-resolution $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ records of two marine Campanian to Maastrichtian reference sections, i.e Gubbio (Italy) and Tercis-les-Bains (SW France, Voigt et al., 2012) (Fig.6.11). The Gubbio $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Fig. 5.6; Coccioni et al., 2012) is carried out in pelagic sediments while the Tercis-les-Bains $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Fig.6.9; Voigt et al., 2012) is carried out in an alternating marl and limestone succession of carbonate slope. This latter corresponds to the Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Campanian - Maastrichtian boundary (Odin, 2001). However, it is necessary to take into account the difference in the sampling rate which is much tighter in the marine sections than in the continental sections.

The Orcau and Talarn sections are correlated using the Grey Unit in Orcau equivalent to the pedogenetic top of the Aren Sdt Fm, corresponding to a basal major hiatus in the Talarn section. At Orcau, beneath the CMBE, two events might be identified. The lower one, a major positive excursion at 75 m to 90 m, corresponds to the most positive value; This CIE might be the Mid-Campanian Event (MCE). This event is identified at Tercis-les-Bains as a major positive excursion of 2.1‰ within the Chron33n and towards the end of the *Globotruncana ventricosa* Zone. It makes it possible to identify C33n in the Orcau section, despite no magnetostratigraphy or biostratigraphy data of the *Globotruncana ventricosa* Zone.

The other major event in the Campanian is the Late Campanian Event (LCE) which is defined by a major negative excursion at the end of the Chron33n and in the *R. calcarata* Zone in 4 sections (Coccioni et al.,

2012; Jarvis et al., 2002; Li et al., 2006; Thibault et al., 2012; Voigt et al., 2012). There is no data available to calibrate the LCE in the Orcau sector and the section does not encompass prominent negative CIE. However, one negative peak is observed at the end of the Campanian, at 145 m with $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value of -25.98‰ below the Campano-Maastrichtian limit. This excursion is not major on the $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curve, but is followed by a steady trend. Again, the sampling step in this section is limited because at some point the number of beds is restricted and some unseen are present. So you have to pay attention to the interpretation of the data. This event has been defined in the regions of Gubbio in Italy and Tercis-les-Bains in France (Voigt et al., 2012). However, biostratigraphically, there is a difference in the positioning of this event in the reference section, the LCE excursion is in the *Radotruncana calcarata* Zone at Gubbio (Gardin et al., 2012; Monechi and Thierstein 1985; Premoli Silva and Sliter 1995) and above this area, in the *G. havanensis* Zone at Tercis-les-Bains (Odin, 2001 and reference therein). This difference is explained by the fact that diachronicity in the appearance and disappearance of biostratigraphic indices is a well-known problem during Campanian and Maastrichtian (Burnett et al., 1998; Christensen et al 1998, 1998; Huber 1990; Huber et al., 2008; Li and Keller, 1998; Lees, 2002; Pospichal and Wise, 1990; Schonfeld and Burnett, 1991). The reasons for this diachronism are related both to taxonomic and conservation effects (rare occurrence or not of taxa, poor conservation, different species conception or difficulty to identify taxon by biostratigraphs), and to true biogeographical provincialism. Despite the biostratigraphic problems, the LCE is very well identified on the $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ reference curves by the succession of a significant negative trend followed by a positive trend that defines a major negative excursion. This excursion follows several negative peaks and is followed by a steady vertical trend. So, we suggest that the position of the LCE in the Orcau section is either at 145 m or at 165 m but the second (165 m) is more consistent because on the reference curves, several negative trends are observed under this event. To affirm this hypothesis it would be wise to refine the sampling in this interval, to see which excursion is the most prominent.

The CMBE is defined by a succession of several negative and positive tendencies on either side of the Campanian-Maastrichtian boundary, in the Chron32n and 31r. This event is very well identified on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ curve of Gubbio, and partly identified in Tercis-les-Bains section. In order to be able to identify this event at Orcau, we have to identify the Campanian-Maastrichtian boundary, which could be placed thanks to biostratigraphy data (Caus et al., 1981; Caus and Gómez-Garrido, 1989; Desmares pers comm; Mey et al., 1968; Nagtegaal, 1972; Robles-Salcedo et al., 2013) with the help of Chron32 and 31r recognized by Fondevilla et al (2016). The base of CMBE is marked by a positive excursion followed by a negative trend below the Campanian-Maastrichtian boundary in the Chron32n. This succession is identified in the Orcau curve at 200 m (23.50‰) but it is relatively condensed and correspond to a sedimentary high-stand unit (marly offshore delta) that represent a condensed sedimentary bed. Sheis followed by a steady trend over several meters after the C/M boundary, which is observed on the Tercis-les-Bains curve, and two major

peaks (A and B) well expressed in Gubbio, in the chron31r (Fig.6.10): a succession of a very negative peak recorded just before the major positive excursion noted A, then a negative shift forming the negative excursion noted B. This succession can be observed on the curve $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ made in Orcau and Talarn, also positioned in the chron31r. Indeed, a very negative peak is recorded before the large positive excursion (A) followed by a negative excursion (B) recorded in the Talarn section. This sequence of events on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curve produced in this study can therefore be attributed to that recorded at Gubbio and therefore belongs to the CMBE. However, the sharp shift at the base of the negative CIE at 295 m (27.40‰) before (A) at Orcau suggests a hiatus at the main facies change, well expressed in the sedimentary record.

Concerning the MME, it lies in the Chron31n (Voigt et al., 2012), and therefore it cannot be present in the Tremp Basin due to the absence of the chrons 31n, 30r and 30n (Fondevilla et al., 2016). Indeed no major negative CIE is recorded at Talarn between the top of the Aren Sdt Fm and the Talarn Fm.

Finally the K/Pg corresponds to a succession of two negatives CIE lying at the end of the chron29r. It is supposed to be at a lacustrine level (Suterranya Limestone) just above the Talarn Fm in the Tremp Basin (Arostegi et al., 2011; Diez-Canseco et al., 2014 and references therein; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Gómez-Gras et al., 2016,; Pujalte et al. 2014). But in this study, it is not possible to clearly identify the K/PgE in the geochemical dataset.

Finally, a last negative excursion can be observed on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curve of Talarn at the beginning of the Palaeocene in Chron29r. It is potentially the Dan-C2, defined by a negative excursion at the end of the Chron29r (Gilmour et al., 2014) and observed in the Danian on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ curve at Gubbio (Coccioni et al., 2012).

A last observation that can be made on the Talarn isotopic curve is the presence of sharp positive isotopic excursion of the curve, especially at the 65 and 230 m elevation. These abrupt variations in the geochemistry data can hypothesize the presence of hiatus. These hiatuses expressed in the isotopic signal can be highlighted in the sedimentary record. The sedimentary data records coarse-grained sandstone channel at 65 m in the Conques Fm and conglomeratic bodies at 230 m in the Esplugafreda Fm. These two units rode the floodplain deposits.

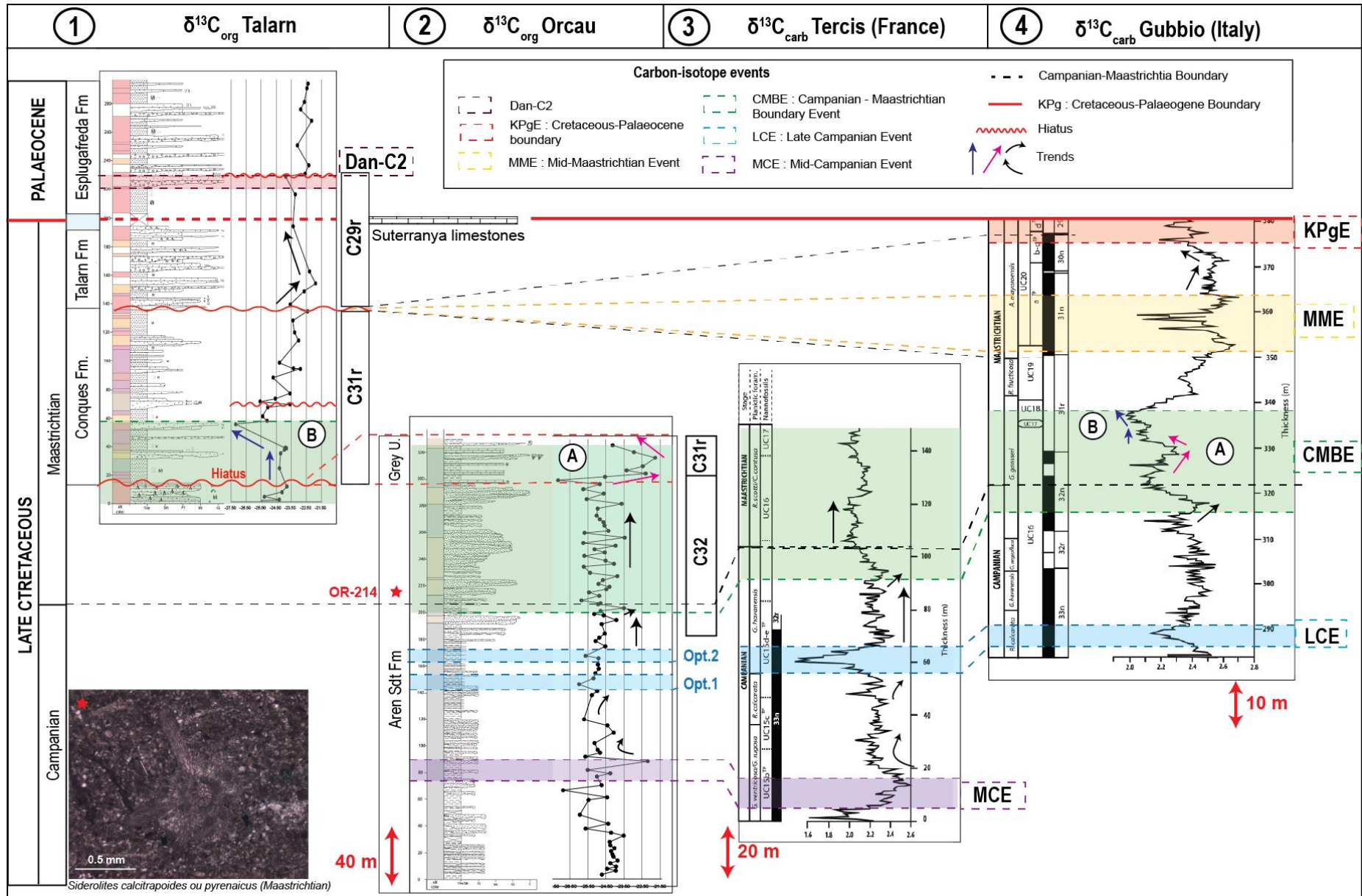


Fig.6.8: Correlation scheme of the Camano-Maastrichtian interval. Orcau and Talarn sections (this work) correlated with high-resolution carbon isotope dataset and magnetostratigraphy polarity chrons of two main marine sections calibrated with biostratigraphy across the Campanian to Maastrichtian times; (1) Talarn dataset, (2) Orcau dataset, (3) Tercis-les-Bains reference section; dataset from Voigt et al., 2012 and (4) Gubbio reference section; dataset from Voigt et al., 2012; Coccioni et al., 2012 showing $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ plotted against lithofacies.

4.2 Causes of carbon isotope variations in organic matter

Carbon isotopes are measured in many sections but most of them are done on $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ in marine deposits or $\delta^{13}\text{C}$ of carbonate pedogenetic glaeboles in continental successions, and much less on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. It has been shown that it is possible to correlate the results obtained from the different methods (e.g. Cojan et al., 2000; Domingo et al., 2009; Magioncalda, 2004), differences in the signal exist, and the reliability of the measurements is always questioned. For example, previous works on the PETM interval in marine environment show that carbonates were subject to severe dissolution after deposition (McInerney and Wing, 2011). The $\delta^{13}\text{C}$ of bulk organic matter in marine deposits is influenced by productivity and terrestrial inputs (Hilting et al., 2008). In continental environments, the $\delta^{13}\text{C}$ on bulk organic matter is affected by soil respiration (Wynn et al., 2007) and many other factors (e.g. Diefendorf et al., 2010, Smith et al., 2007). Finally, $\delta^{13}\text{C}$ values for carbonate nodules vary with soil properties, atmospheric pCO_2 , carbon uptake rate, and soil respiration rate (Bowen et al., 2004, Sheldon and Tabor 2009). Terrestrial plants that directly absorb CO_2 from the atmosphere could therefore provide the most reliable measure of CIE (McInerney and Wing, 2011). However, environmental factors such as water availability and intrinsic characteristics such as the functional type of the plant influence the fractionation of the carbon isotope by C3 plants (Diefendorf et al., 2010). For example, Bowen et al. (2004) suggested that an increase in water availability in the soil could lead to an increase in isotopic carbon fractionation. Marine organic matter and carbonate nodules in soils probably overestimate the CIE, while marine carbonates may underestimate this value.

For measurement in organic matter, the interpretation of isotopic variations remains conjectural, considering the number of parameters that can control, influence and disrupt the geochemical signal. However, it has been proved that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ primary recordings record the signal variations caused mainly by the photosynthesis process which is a function of the type of plant that produces it. During the late Cretaceous and Palaeocene, there is only one type of terrestrial plant, the C3 ones. The signal therefore reflects the composition of the environmental CO_2 available at that time (Kump and Arthur, 1999). The C3 plants and the organic matter record a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ on average -27‰, this value makes it possible to recognize the origin of this carbon. Fossil fuels, for example, record $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of -25‰, -40‰ and -30‰ for coal, natural gas and respective oils. Other parameters have an impact on $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ values, such as local and / or regional environmental effects. Studies on C3-type plants show that temperature, altitude, latitude, salinity, light and pCO_2 variations can influence the isotopic ratio of these plants (Gröcke, 1998, 2002; Kohn, 2016; Nguyen, 1999; Tiezen, 1991). Indeed, the environmental modifications will have an impact on the carbon cycle and thus will lead to variations in the fossil $\delta^{13}\text{C}$ isotope ratio (Kump and Arthur, 1999; Meyer, 1994, 1997; Zachos, 2001).

As the effect of the metabolism of the plant can be neglected, the final isotopic composition depends on the ^{13}C composition of the source carbon, the isotopic effect associated with carbon uptake (Hayes, 1983).

In this study, the prominent CIE is the negative excursion of CMBE, the negative excursion before CMBE, the LCE is short-term variation in the Orcau section. The meanings of these variations have been discussed by several authors for both Upper Cretaceous (Hart et al., 2005; Jung et al., 2012; Paul and Lamolda, 2007; Voigt et al., 2010, 2012) and the Palaeocene-Eocene (Magioncalda et al., 2004, Storme, 2013). The LCE and CMBE were interpreted as the result of a relative sea level decline that would have triggered the erosion of low-altitude landforms and the oxidation of organic matter (Jarvis et al., 2002). This interpretation seems to be in adequacy both with the excursions observed on the Orcau – Talarn isotopic profile and the sedimentary evolution. Indeed, the Orcau section shows a progradational environment from a distal deltaic realm to a lagoonal domain. However, Voigt et al. (2012) state that the duration of the CMBE at Gubbio of 2.5 million years is an order of magnitude much higher than that of glacio-eustatic fluctuations that correspond to less than 100 thousand years cycles. Voigt et al. (2010) assume that epicontinental environments record sea-level fluctuations (climate change, ocean circulation). Nevertheless, the mechanisms responsible for and triggering these variations are not very well understood to date. However, it has been demonstrated by Voigt et al. (2010) that the occurrence of the CMBE - CIE in the Epicontinental Sea Boreal and also found at different latitudes would be the expression of a disturbance in the global carbon cycle.

Another observation that could be highlighted is that there may be a gap between the onset of CIEs detected earlier by TOC and that shown by soil carbonate nodules. The study by Domingo et al. (2009) on organic matter also shows a difference in the timing of the PETM onset compared to the study by Schmitz and Pujalte (2003, 2007). Indeed, Schmitz and Pujalte (2003, 2007) place the onset of PETM just at the claret conglomerate level while Domingo records the onset just before the Claret conglomerates. This is due to the fact that the soil takes longer to grow and reflects its CO_2 plant respiration and carbon fractionation. This is also the reason advanced by Magioncalda et al. (2004) who found that their organic appearance in the CIE had occurred later than that recorded by Bowen et al. (2001) and Bains et al. (2003). The isotopic composition of the soil nodule carbonate does not correspond completely to that of organic carbon.

Conclusion

Deltaic successions dated from late Cretaceous in the Tremp Basin contain biostratigraphic markers. However, it is quite difficult to differentiate between Campanian and Maastrichtian markers. The

continental Tresp Formation, dated from the Maastrichtian to the Palaeocene, contains very few, if any, biostratigraphic markers. However, there is a recent study of magnetostratigraphy (Fondevilla et al., 2016) which allows to refine the stratigraphy but above all to highlight the presence of an important hiatus under the formation of Talarn. To provide temporal constraints in these facies of the Upper Cretaceous-Palaeocene, this study provides a new dataset $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in a thick succession. There are several $\delta^{13}\text{C}$ studies in the Palaeocene or in the Upper Cretaceous but in marine sediments. Tresp section includes the first measurement of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in marine (deltaic) deposits of Late Campanian and Early to Mid-Maastrichtian ages. Four geochemical events from the Late Cretaceous to the Dano-Selandian have been identified along the succession (MCE, LCE, CMBE and Dan-C2) thanks to the high-resolution correlation established with calibrated sections in the Basque country (Tercis-les-Bains) and in Italy (Gubbio). However, the succession of the Tresp basin is punctuated by the presence or absence of the grey unit, filling of channels and palaeosols throughout the succession, therefore, the sediments did not settle in a period of time regular and continuous. This makes the interpretation of geochemical data subject to discussion. Several major hiatuses could be observed. The first is highlighted by the sedimentological study carried out (chapter 3), it is that found at the top of Aren Sdt Fm in Talarn area. Indeed, the Grey Unit is not recorded in this area, and the top of the Aren Sdt Fm has a very pedogenetic unit.

The second hiatus can be highlighted by magnetostratigraphy data and supported by sedimentological and geochemical data, at the top of the Conques Fm, corresponding to the base of the Talarn Fm which is a diachronous erosive surface formed by the migration of erosive coarse channels in the floodplain deposits.

Finally, the last hiatus recorded on the geochemistry data corresponds to the appearance of the conglomeratic channels of the Esplugafreda formation.

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ carbon isotope is a good way to refine the stratigraphy in continental deposits, but one must be particularly cautious in the interpretation of the signal because of the presence of sedimentary hiatuses and potential variations of the types of organic matter inducing $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ signal changes not related to atmospheric changes.

Acknowledgements

This study is part of a PhD project funded by the Orogen Project (Total/BRGM/CNRS). We are grateful to Brigitte Spiteri in Bordeaux Montaigne and Alexandra Coynel in EPOC lab who made available to us their crusher. We are grateful to Thomas Rigaudier for his help in the geochemistry lab of the CRPG lab in Nancy for TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ measurements. We wish to thanks B. Bennani and S.Yameogo for

sampling and grinding most samples, S. Fetati for the picking of foraminifera. Thanks to Philippe Razin for his support and discussions regarding the geology of the Pyrenees.

Chapitre 7: Comparison of Campano-Maastrichtian $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record in terrestrial continental sedimentary succession (Provence, France) and correlation with marine deposits; a critical evaluation of organic carbon isotope stratigraphy

Abstract

The Campanian to Maastrichtian sedimentary succession in the Arc Basin (Saint-Ser section, Provence, south-east France) is characterized by lacustrine deposits intercalated with fluvial beds. This work aims to (1) compare the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ signal performed on organic matter (this study) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ signal from pedogenic glaebules and dinosaur eggshells (Roques-Hautes section, Cojan et al., 2003), and (2) find global events in the isotopic carbon signal of terrestrial deposits in order to improve the stratigraphical scheme of the continental succession .

The Campanian to Maastrichtian times record a long term cooling trend in which several short periods of climatic variations were superimposed and marked by perturbations in the global carbon cycle (Sheldon et al. 2010). Therefore, significant high-frequency $\delta^{13}\text{C}$ variations, namely the Late Campanian Event (LCE), the Campanian-Maastrichtian Boundary Event (CMBE), the Mid-Maastrichtian Event (MME), and the Cretaceous-Paleogene transition (KPgE) were defined and can potentially be identified in the terrestrial successions and used as stratigraphic markers. This study provides a dataset of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ throughout a fully continental Campano-Maastrichtian succession that was partly calibrated by magnetostratigraphic studies realized by Krumsiek and Hahn (1989), Westphall and Durand (1990) and Cojan et al. (2000) in the Arc Basin. The allocation of stratigraphical times to our dataset was then attempted by correlating intrabasinal sections and chrons identified from the previous works and correlating the $\delta^{13}\text{C}$ record to marine reference sections (Coccioni et al., 2012; Voigt et al. 2010; Thibault et al. 2012) where the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variations are well calibrated. Major isotopic events (MCE, LCE and CMBE) are recognized in this continental sedimentary section. The comparison between the C_{org} and C_{carb} realized in the Arc Basin shows similar trends and excursions. This correlation shows that there are variations within $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbeggshells}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbPalaeosols}}$ and that it is better to couple the chemostratigraphy data with other stratigraphy data.

*Vinciguerra C., Leleu S., Loisy C., Comparison of Campano-Maastrichtian $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record in terrestrial continental sedimentary succession (Provence, France) and correlation with marine deposits; a critical evaluation of organic carbon isotope stratigraphy. **In preparation***

Introduction

Distinct carbon isotope events in the Campanian and the Maastrichtian can be identified (CMBE, MME and LCE) in marine deposits representing global carbon cycle perturbations (Coccioni et al., 2012; Voigt et al. 2010; Thibault et al. 2012). Continental sediments are little study but climatic signal should also be recorded as the different carbon reservoir on earth re-adjusts rapidly at geological timescale (ref). Indeed the carbon isotopic composition of soil carbonate is considered to record synchronous changes relatively to the oceanic CO₂ pool because the ocean and atmosphere tend to exchange carbon on relatively short time scales. The stable carbon isotope composition of pedogenic carbonate glaebules have been used to estimate palaeoatmospheric CO₂ to reconstruct palaeoenvironmental conditions (Cerling, 1984; Mora et al., 1991; Smith et al., 1993) and to correlate terrestrial deposits with marine sequences (Koch et al., 1992; Stott et al., 1996).

The terrestrial successions often contain very few if any biostratigraphic markers and therefore the geochemical signal could provide a high-resolution stratigraphic study if global events can be traced.

Chemostratigraphic studies based on carbon isotopes in bulk sediments are increasingly being used to achieve high-resolution correlations over long distances, but complications arise from a multitude of possible influences due to local differences in biological, diagenetic and physicochemical factors on individual $\delta^{13}\text{C}$ signal that can mask the global signal (Wendler, 2013). Chemostratigraphic studies have been carried out on the bulk sediment carbonate in the marine and terrestrial domains in order to correlate the isotopic signals (Magioncalda et al., 2004). In recent years, many studies have been conducted on carbonate nodules in continental successions (Cojan et al., 2000; 2003; Lopez and Cojan, 2000; McInverney, 2011). Carbon isotope records can also be measured in organic matter. However, only a few studies have been done using organic matter on marine succession (Palaeocene, Storme, 2013) or lagoonal succession with terrestrial input (Cretaceous) but none on continental sedimentary succession except for recent study (Maufrangeas et al., in revision). This latter presents a dataset of a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record for a continental Palaeocene succession (Lairière, France). These studies show that it is possible to correlate $\delta^{13}\text{C}$ records from terrestrial organic matter with the $\delta^{13}\text{C}$ of marine reference successions. In most case, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ records show similar trends as $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ records obtained from the same material (Tsikos et al., 2004; Magioncalda, 2004; Storme, 2013), but there are differences in the magnitude (Magioncalda, 2004). Locally the isotopic shifts are slightly delayed for the PETM (Wendler, 2013; Kozzhyem et a., 2013). The differences between $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ are believed to be related to the presence or not of early diagenetic processes involving the formation of authigenic carbonate (Schrag et al., 2013), and the fact that the isotopic signal of organic matter seems to remain more stable from the moment of deposit than the isotopic carbonate signal. Our

study presenting carbon isotope records on organic matter has never been done for continental Upper Cretaceous successions.

Therefore our study compare our $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ dataset with the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ measured both on pedogenic nodules, and on eggshells obtained from the upper part of the same succession in the basin (Roques-Hautes section, Arc Basin).

In this contribution we present a new $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ dataset record performed on 44 samples encompassing a fully continental Campanian to Danian succession, from an almost 500 m thick section in Western Provence (Saint-Ser section, Arc Basin). We first present a brief sedimentary analysis, the isotopic results and correlation with other dataset (C_{min} and magnetostratigraphy) of the same basin (Krumsiek and Hahn, 1989; Westphall & Durand, 1990; Cojan et al., 2000, 2003). Finally, we discuss the ^{13}C isotopic variations recorded in both C_{org} and C_{carb} and we attempt a correlation with marine reference sections in order to refine the resolution of the Campanian and Maastrichtian timescale within this continental succession.

1. Global setting

1.1 Carbon isotope stratigraphic markers

Some studies have shown that the $\delta^{13}\text{C}$ signal of marine organic matter can be correlated with the $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter of lagoonal environment but from terrestrial origin (Heimhofer et al., 2003). In addition, several studies comparing $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ signals performed on the same section show similar trends, with different absolute values (Tsikos et al., 2004, Magioncalda et al., 2004, Storme et al., 2013), however, there are differences both in the values magnitude and in the exact timing of isotopic excursion onset. Khozyem shows in his thesis (2013) an offset of a few centimeters in the PETM excursion between the signals of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. This difference, especially observed during PETM, was explained firstly by a gradual increase in marine and atmospheric CO_2 associated with North Atlantic volcanism (Bowen and Zachos, 2010). The maximum volcanic activity phase has resulted in changes in ocean circulation, chemistry, and heat transport (Renssen et al., 2004, Kennett et al., 1999). These disturbances then destabilized the methane hydrate stored on the continental shelf, releasing large amounts of methane into the water column and atmosphere. The oxidation of this methane produced ^{13}C -highly depleted CO_2 which precipitated carbonates with low $\delta^{13}\text{C}$ values, inducing full expression of the CIE-minimum in $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ at the P / E limit well before that of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values. Another possible explanation for this CIE-minimum organic carbon retardation is that the isotopically light carbon released by methane oxidation could have been driven by different processes, including: (1) increased weathering of the continental silicate (Bowen and Zachos, 2010;

Kelly et al., 2005, 2010), (2) photosynthetic fixation of excess atmospheric CO₂ mainly by terrestrial plants that have developed during the hot and humid climate with the formation of floodplain wetlands (Bains et al., 2000; Beerling 2000; Dickens, 1999; Zeebe et al., 2009), and (3) increasing the primary productivity of the ocean (Torfstein et al., 2010).

1.2 Fractionation

Both marine and terrestrial environments are considered to record isochronous isotopic variations at global scale (Magioncalda et al., 2004; Tsikos et al., 2004). So marine and terrestrial sedimentary successions can be correlated thanks to carbon isotope excursions (CIE) used as chemostratigraphic markers calibrated through magnetostratigraphy and biostratigraphy on reference sections. During the Upper Cretaceous there are only C3 photosynthetic vegetation, with homogeneous negative $\delta^{13}\text{C}$ organic values (-27.1‰), (Cerling and Quade, 1993; Jacobs et al., 1999). The presence of only C3 plants during the studied period allows a better interpretation of the $\delta^{13}\text{C}$ organic curves because there will be no interference related to the variation of C3 and C4 plant components in the studied deposits. C3 terrestrial plants take atmospheric CO₂ during their photosynthesis, and once assimilated, the plant cells realize a fractionation of the carbon favoring the ¹²C, which induces a decrease in the value of the $\delta^{13}\text{C}$ of the organic matter that they produce (Arens et al., 2000, Arens and Jahren, 2000).

1.3 Upper Cretaceous events

During the Upper Cretaceous, a few isotopic events and trends can be used worldwide as stratigraphic markers, namely the MCE, LCE, MME, and CMBE. Some of them are brief and show more or less pronounced negative and positive CIEs. The MCE (Mid Campanian Event) which is defined by a positive excursion in the *Globotruncana* zone (Jarvis et al., 2000; Thibault et al., 2012; Voigt et al., 2010), the BUCE (Base of Upper Campanian Event) which is defined by a small positive shift near the base of *R. calcara* Zone, followed by a decreasing trend in the lower half of the Upper Campanian (Thibault et al., 2012). The LCE (Late Campanian Event, Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2002, 2006; Wendler, 2013) is defined by a pronounced negative excursion during the upper part of the Chron 33n. This excursion is recorded from shelf sections in southern France (Thibault et al., 2012; Voigt et al., 2010), Gubbio (Coccioni et al., 2012; Voigt et al., 2010), Tunisia (Jarvis et al., 2002) and southern Tibet (Li et al., 2006). Nevertheless, in most cases the LCE represents a very good tie-point for global correlation. The Campanian/Maastrichtian transition is defined by a prominent negative CIE of highly variable magnitude and consists of five small-scale positive excursions (CMBE 1 to 5, Voigt et al., 2012); it lies between mid-Chron C32n to mid-Chron C31r, called the CMBE (Campanian/Maastrichtian Boundary Event; Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2002, 2006; Wendler,

2013; Voigt et al., 2010). This event is mainly recorded from sites in the tropical Pacific (Jung et al., 2012) and the South Atlantic and Southern Ocean (Barrera et al., 1997; Barrera and Sarvin, 1999; Li and Keller, 1998; Friedrich et al., 2009) and in Tercis-les-Bains and at Gubbio in Italy (Voigt and al., 2010). It is thought to have been triggered by climatic cooling and sea-level fall. This event is known from stable isotope datasets around the world, but little is known about the causal mechanisms of the proposed cooling or the exact timing of this event (Jung et al., 2012). The MME (Mid Maastrichtian Event) is characterized by several negative CIE after the carbon isotope values arose towards higher values around the Mid-Maastrichtian and lies just above the base of Chron C31n (Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2002, 2006; Wendler, 2013).

1.4 Late Cretaceous to Danian climate

During Campano-Maastrichtian times, a long-term climate cooling is documented between 83.5 and 65.5 Ma, when distinct changes in foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records indicate substantial deep-water cooling and reduced rates of organic carbon burial at global scale (Barrera, 1994; Barrera et al., 1997; Frank and Arthur, 1999; Li and Keller, 1999; Barrera and Savin, 1999; Frank et al., 2005; Friedrich et al., 2009; Sheldon et al., 2010). The causes of this cooling are poorly understood to date because of the uncertainty introduced by low temporal resolution of biostratigraphy. Some authors suggest oceanographic changes in intermediate- to deep-water circulation (Li and Keller, 1999; D'Hondt and Arthur, 2002; Friedrich and Hemleben, 2007; Linnert and Mutterlose, 2009; Friedrich et al., 2009). Others suppose that the distinct variations of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data reflect eustatic sea-level change (Barrera, 1994; Sugarman et al., 1995; Barrera et al., 1997; Barrera and Savin, 1999) related to an ephemeral glaciation (sea level fall) (Miller et al., 1999, 2005).

The latest Cretaceous (Turonian from Maastrichtian times) is known as a transition period from the mid-Cretaceous greenhouse to the long-term climatic Cenozoic cooling, accompanied by several perturbations in the global carbon cycle, i.e. the MCE, LCE, CMBE isotopic events (Jenkyns et al., 1994; Clarke and Jenkyns, 1999; Huber et al., 2002; Friedrich et al., 2012). This 25-million-year-long cooling period is mainly considered as the result of changes in ocean circulation due to plate movements resulting in a progressive deep-water exchange between deep oceanic basins (; Frank and Arthur, 1999, Friedrich and Erbacher, 2006) and a parallel drop in pCO_2 concentrations (Berner and Kothavala, 2001). Across the Campanian-Maastrichtian transition, repeated intervals of climatic warming and cooling (CMBE Event), as indicated by distinct variations in foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data (Barrera, 1994; Barrera et al., 1997; Barrera and Savin, 1999), occurred superimposed on this long-term trend and is supposed to have co-occurred with a global sea-level fall (Barrera et al., 1997; Miller et al., 1999; Sheldon et al., 2010). Moreover, the intermittent warming periods that occurred

during the Maastrichtian are considered as the initiator of the first wave of Late Cretaceous extinctions (Frank and Arthur, 1999; Keller, 2001; Bralower et al., 2002).

In the Arc Basin, the occurrence of carbonate-rich palaeosols and the preserved palynological marker in the Maastrichtian deposits indicate a tropical to subtropical climate markedly seasonal with rainfall below 400 mm/year (Medus, 1972; Ashraf and Erben, 1986; Duchafour, 2001), while sedimentological data also suggest the occurrence of some semi-arid episodes in particular for the Vitrolle Limestone depositional time (Colson and Cojan, 1996). Two ecosystems are defined in Arc Basin by Cojan (2003); a riparian forest extending along the channel belt and an open vegetation in the floodplain.

2. Regional setting

2.1 Geological setting

Provence is located in south-eastern France between the Alpine and Pyrenean orogens. Western Provence structural framework results from deformation due to the Pyrenean orogeny from Upper Cretaceous to Eocene (Giueu, 1968; Guieu et al., 1987; Tempier, 1967; Tempier, 1987; Lacombe & Jolivet, 2005) that formed E to SE-trending folds and thrusts, i.e. Nerthe-Etoile Range and Montagne Sainte-Victoire amongst them, bordering the Arc Basin (Fig.7.1). During this compressive phase NNE-trending strike-slip faults, such as the Nîmes, Aix-en-Provence, Durance Faults, were re-activated (Tempier & Durand, 1981; Leleu et al., 2009; Espurt et al., 2012;). These structures are generally interpreted as being inherited from Late Palaeozoic (Arthaud & Matte, 1975) and Triassic to Late Jurassic rifting associated with the opening of the Tethys Ocean and during Early Cretaceous rifting of the Valais Ocean linked to the opening of the North Atlantic Ocean (Graciansky and Lemoine 1988; Schettino and Turco 2011). After its main Pyrenees structuration, Western Provence was affected by an Oligocene extensive period with the establishment of N- and NE-trending structures related to the West-European rifting, and the Liguro-Provençal rifting of the western Mediterranean (Hippolyte et al. 1993; Gattacceca et al.2007).A more recent phase from Miocene corresponding to the Alpine compression (Bergerat, 1987; Champion et al., 2000) re-activated some Pyrenean structures in the Northern part of Western Provence (Baroux et al., 2003; Guignard et al., 2005; Chardon and Bellier, 2003; Terrier et al., 2008, Molliex et al., 2011) while our study area did not record this phase.

The Arc Basin is an east-west trending syncline which is about 30 km long and 15 km wide (Fig.7.1). It was initiated at the end of Santonian and developed from Campanian to Eocene. It is mainly composed of continental sediments of latest Cretaceous age of about 1000 m thick and locally covered by Cenozoic sediments (Leleu, 2005; Bestani, 2015). These sediments have been deposited

onto a major erosional surface which truncates Jurassic to Upper Cretaceous (Coniacian-Santonian) marine series (Babinot & Durand, 1980a; Durand & Guieu, 1983). The Arc Basin is an asymmetric syncline showing a long gently-dipping southern flank limited by the Regagnas massif (Espurt et al., 2012) while the northern margin is bounded by Montagne Sainte-Victoire where alluvial-fan deposition was coeval to basinal fine-grained deposition of the Arc Basin (Leleu et al., 2005; 2009).

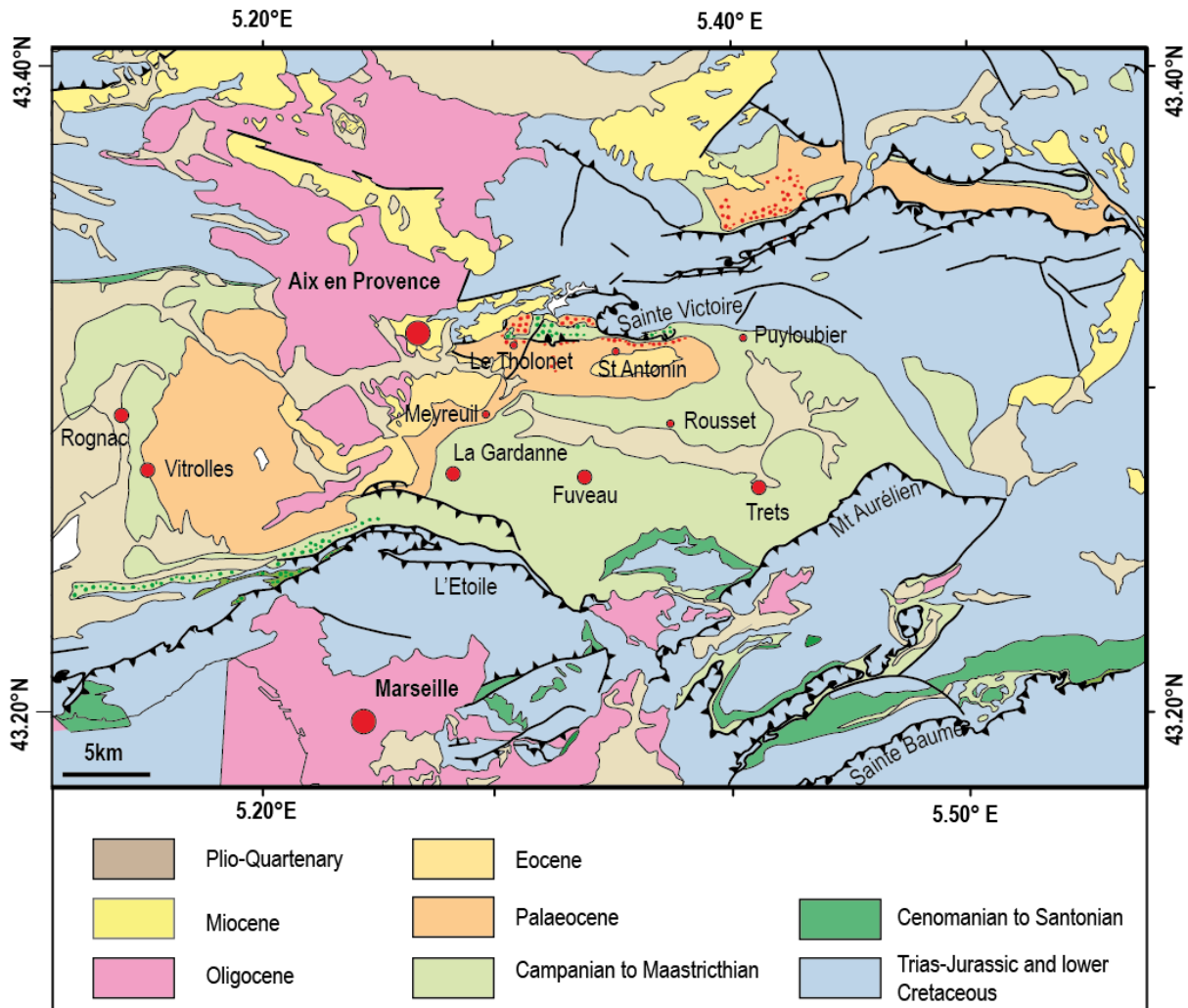


Fig. 7.1: Detailed geological map of Provence with the Arc Basin showing the main cover units (modified from Rouire, 1979; Leleu, 2005)

2.2 Sedimentology and stratigraphy in Western Provence

Stratigraphical stages of the continental Upper Cretaceous to the base of Palaeogene intervals were defined by magnetostratigraphy (Krumsiek and Hahn 1989, Westphall & Durand 1990; Cojan et al., 2000) and biostratigraphic studies, especially on dinosaur eggshells and bones, birds eggshells, ostracodes and palynology (Babinot et al., 1983, fosteri and Sirugue, 1957; Garcia & Vianey-Liaud 2001, Cojan et al., 2000; Cojan et al., 2003; Medus, 1972). Initially, regional stratigraphic stages were

defined by historical studies: i.e. the Valdonian (Matheron, 1876) corresponding to the end of the Santonian, the Fuvelian and Begudian (Matheron, 1876; Babinot and Durand, 1980a; 1980b) attributed to the lower and middle Campanian, the Rognacian attributed to the top of the Campanian and Maastrichtian, and the Vitrollian (Matheron, 1876; Babinot and Durand, 1980a; 1980b; Westphall & Durand, 1990)) corresponding to the Danian.

During Campanian to Danian times, the Arc Basin recorded more than 1000 meters in west of the basin and less at the east of a very fine-grained fluvial and lacustrine sedimentation except for lateral alluvial fans from Late Campanian to early Danian (Leleu et al., 2005, 2009). From base to top, the continental uppermost Cretaceous to Lower Paleocene succession includes: (1) lacustrine and palustrine limestones of the lower Campanian (i.e Fuvelian) during which coal beds were deposited in a shallow lake which are intercalated with some fluvial channels, (2) fine-grained fluvial and lacustrine deposits of the middle Campanian (Begudian), (3) the Lower Argiles Rutilantes Formation (Babinot and Durand 1980a; 1980b) that are red siltstones and claystones intercalated by fluvial sandstones of the Upper Campanian (base of the Rognacian), (4) lacustrine limestones forming the Rognac Limestones Formation that is a marker bed at the Campanian-Maastrichtian boundary and base of Maastrichtian) and (5) the Upper Argiles Rutilantes Formation (Babinot and Durand, 1980a; 1980b) that is a brownish marl unit (corresponding to the top of Rognacian). These Upper Cretaceous series of the Arc Basin are overlain by "La Galante Formation" dated from the late Maastrichtian to early Danian and therefore forming a stratigraphic marker for the Cretaceous-Tertiary, i.e. K/Pg boundary (Cojan, 1989; Cojan, 1993). This coarser fluvial system is supplied by the Maures basement rocks, which suggest that the Upper Cretaceous rivers flowed from east to west into shallow lakes, the shores of which migrated over large distances through times in response to lake-level fluctuations; the Arc Basin acted then as an endorheic terminal basin (Cojan 1993; Rouire et al., 1969). The base of the Cenozoic deposits corresponds to lacustrine limestones and floodplain siltstones of the lower Danian (i.e./e.g Vitrollian), including a third stratigraphical marker bed for the Arc Basin: the Vitrolle Limestones Formation (Matheron, 1876; Medus, 1972; Babinot and Durand, 1980a; Colson and Cojan, 1996) (Fig.7.2). Laterally to these Campanian to Danian deposits, syntectonic breccia interfered with the fine-grained sediments of the basin along the Montagne Sainte-Victoire forming the northern margin of the Arc Basin (Durand & Tempier, 1962; Corroy et al., 1964; Tempier & Durand, 1981; Chorowicz and Ruiz, 1984; Guieu et al., 1987; Leleu et al., 2005; 2009).

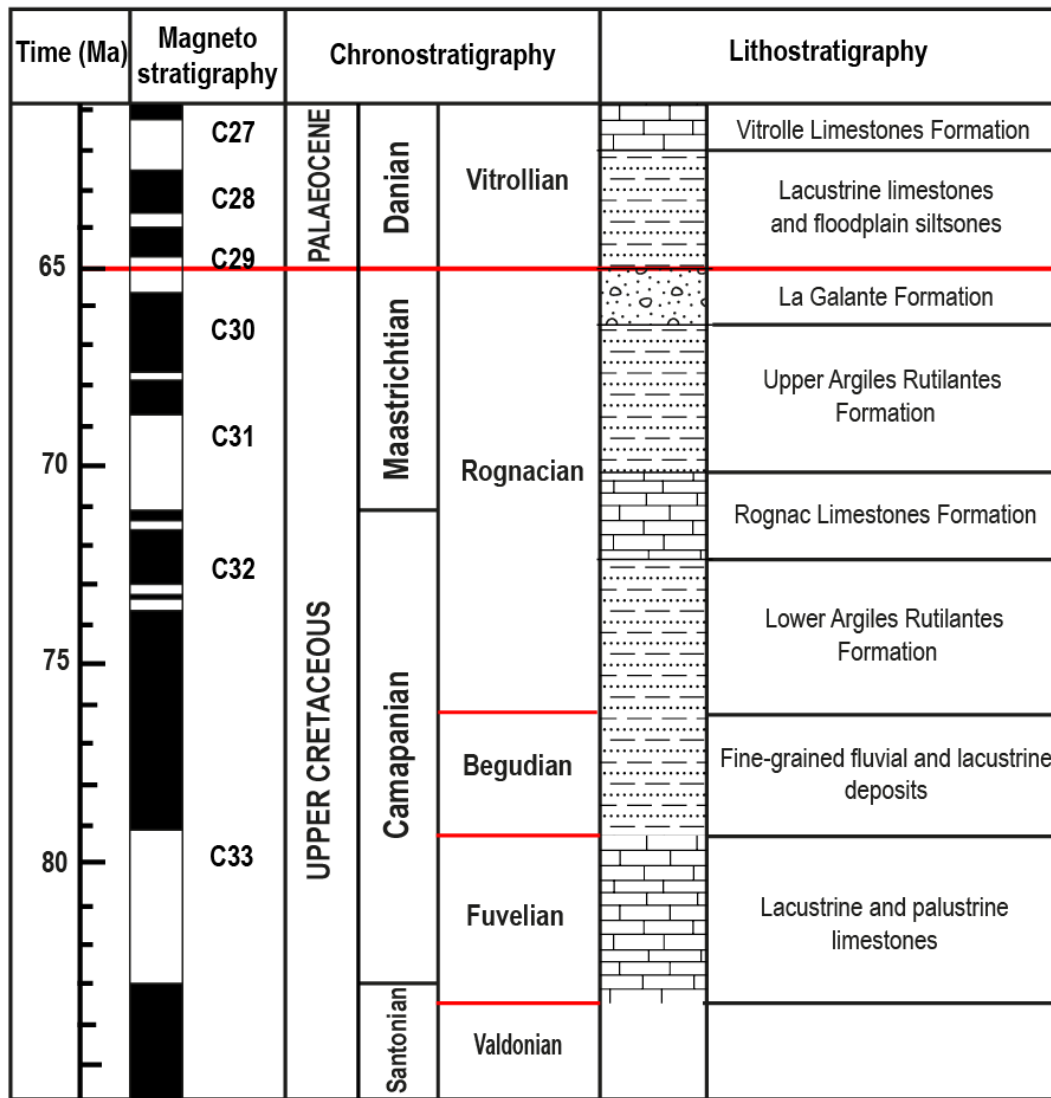


Fig.7.2: Chronostratigraphy and lithostratigraphy of the Upper Cretaceous continental successions from the Arc Basin in Provence. Chronostratigraphy of the Provence continental stages, based in magnetostratigraphic correlations (Westphal and Durand, 1990) combined with isotopic studies (Cojan et al., 2000).

2.3 Magnetostratigraphy studies

The magnetostratigraphy of Upper Cretaceous and Lower Tertiary is relatively well known thanks to magnetic anomalies in the oceans and to magnetostratigraphic studies realized on marine series, combined with biostratigraphy such as in Gubbio in the Apennines/Italy (GSSP, Alvarez et al., 1977; Lowrie and Alvarez, 1981). From Aptian to Santonian times, the magnetic field remained normal (C34n) until an inversion occurred within the Campanian (C32r). Inversions become more frequent during the Maastrichtian which is subdivided in C31r, C31n, C30r, C30n and C29r. The K/Pg boundary is defined within the C29r, at two-thirds of the reverse period (Alvarez et al., 1977, Lowrie and Alvarez, 1981).

3. Material and methods

3.1 Field work and samples collection

The 500 m thick succession at Saint-Ser exhibits strictly continental Campanian to early Danian deposits. It was logged in detail to determine sedimentary facies and collect sample for petrographic characterization, isotopic measurement of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, TOC quantification and organic matter analysis.

3.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, calcimetry and TOC measurements

In continental domain, carbon isotope records are often realized on carbonate nodules, lacustrine or palustrine carbonates (Koch, 1998; Cojan et al., 2000, 2003; Schmitz et al., 2001). It is possible to realize carbon isotope analyzes on organic matter taking care when sampling that the samples are not polluted by current organic material (e.i roots).

Forty-four samples were collected from continental deposits (sandstones, siltstone, and lacustrine carbonates) along the Saint-Ser section. The average spacing between samples is 10 meters because some intervals could not be sampled due to a lack of beds and to important vegetation cover (too dangerous to sample in claystones because actual vegetation can pollute the analyze).

Before isotopic measurements, the samples were prepared in the Georessources & Environment EA 4592 lab (Bordeaux, France) following a particular protocol described in Magioncalda et al., 2004 and Storme, 2013. The bulk samples were cleaned, dried and grinded, and the sample powders were treated with 25% HCL solution for decarbonation. Sample acidity was neutralized by multiple centrifugations with pure water, and finally residues were dried at 30° Celsius and powdered again.

The measurements of total organic carbon (TOC) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ were performed at the BRGM lab (Orléans, France). The TOC was measured on decarbonated rock with a Horiba Emia 820V C-S elemental analyzer. Samples weighed into tin capsules were burned at 900° C under oxygen, and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ analyzes were carried out with a Thermo Flash EA 112 mass spectrometer coupled to a continuous flow isotope ratio mass spectrometer (Thermo Finnigan Delta V plus). The isotopic ratios were defined 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). The accuracy was tested by introducing regularly the international standards USGS 40 (-26.25 ± 0.09 V-PDB) and IAEA-C5. The overall analytical precision is within 0.3 (1 σ). The TOC content and the isotopic measurements of each sample were measured twice.

For this study the TOC was measured on decarbonated rock. In order to have total rock values it will be necessary to make the following correction:

$$TOC \text{ total rock} = TOC \text{ decarb} * (100 - \text{calcimetry value})/100$$

4. Results

4.1 Sedimentology of Saint-Ser section

Eight lithofacies are identified in the Saint-Ser section and described in Table 1 and grouped into four facies associations which are: (AF1) the coarse fluvial system (L1, L2a), (AF2) the sandy fluvial system (L2b, L2c), (AF3) the floodplain (L3, L2c), and (AF4) the lacustrine and palustrine domain (L4, L5, L6, L7, L8).

The coarse fluvial system consists of conglomerates (L1) and medium sandstones with trough and planar stratifications. These conglomerates are specifically located within one thin stratigraphical unit known as the "Poudingue de la Galante" or La Galante Conglomerates that have a regional extension and within which the K/Pg transition was recognized (Cojan et al., 2000). Some studies show that the clasts are originated from Maures Massif (Cojan, 1989) and the sandy matrix contains heavy minerals originating from metamorphic rocks, identical to those of the Maures Massif (Rouire et al., 1969, geological map of Aix-en-Provence, BRGM).

The sandy fluvial system consists of medium or coarse-grained sandstones (L2b), and fine-grained sandstones (L2c). This system is characterized by different type of channel. The first type of fluvial channel presents a variable lateral extension (few meters to plurimetric) and a thickness between 10 cm to 2 meters. These sandstones form lenticular beds whose base is erosive and present planar cross-stratification, through cross-stratification and ripple-lamination. These channel show lateral accretions that are typical of sinuous channels that meander within floodplain (Miall, 1996) structures. The second type of fluvial channel consists of very fine sandstones forming massive indurated sandstone with no sedimentary structure (L2c). These sandstones form generally discontinuous tabular beds of lateral extension ranging from a few meters to a few hundred meters and presents laterally overbank deposits.

The floodplain facies association consists of mottled siltstones and claystones (L3) that contains pedogenetic features. The red or mottled color indicates that this floodplain was flooded and emerged so as to create oxidized soil profiles. The alternation of the very fine to fine granulometry and the presence of pedogenic figures show that the deposition is intermittent. Seasonality of floods recorded by overflow deposits may explain these variations (Freytet and Plaziat, 1982).

The lacustrine facies association (AF5a) is composed mainly of mudstone or wackestone type carbonates (L5) and very locally also contains blue / grey clays (L4), mica sandstones (L6) and oncolite conglomerate (L7). Lacustrine carbonates tend to have a distal environment (L5) whereas clays (L4) and mica sandstones (L6) record a more proximal lacustrine environment showing emersion structures (palaeosol), shallow water levels (conglomerate with oncolites L7) and detrital contributions of lacustrine delta (L6).

The palustral facies association (AF5b) is characterized by carbonates with traces of emersion and pedogenetic figures (L8). The oscillation of the water table favors the establishment of desiccation slots giving a brecciated appearance (Freytet and Plaziat, 1982). This facies is characterized by the presence of traces of roots, traces of marmorisation and sometimes a very intense nodulisation.

Table 7.1: Description of the main lithofacies and facies association of the Saint-Ser section (Provence)

Lithofacies	Lithofacies description	Interpretation	Facies association
L1 Conglomerates	Matrix to clast-supported conglomerates are polygenic with carbonate (mostly) carbonates, sandstone and basement. The pebbles are sub-rounded. Pebble sizes range from 3 to 10 cm, up to 20 cm and form well-sorted beds. The matrix is essentially coarse, sometimes with Microcodium debris. The conglomerates form lenticular beds whose base is erosive and present trough cross-stratifications. The beds have a plurimetric lateral extension and a variable thickness between 50 cm and a few meters. The beds are grano-decreasing, and lenses of medium to coarse sandstone are preserved in some places. This facies is found only at the Cretaceous-Tertiary boundary.	Clast-supported conglomerates together with the sandy matrix were deposited during higher stage flood when the stream capacity was higher (Bluck, 1979). This lithofacies is then characteristic of a deposit of high energy amalgamated stream channels preserving important tractive stream figures (Miall, 1985). It can be placed in the proximal position of the alluvial system close to the reliefs. The clast come from local source, probably Maures Massif (Cojan, 1989, Rouire et al., 1969), suggesting that these deposits are characteristics for a short pebbly fluvial system with a high gradient.	Coarse fluvial system
L2 Sandstones	<p>L2a: medium sandstone: This lithofacies consists of fine to medium sandstone with coarser part. These sandstones are organized into lenticular benches with a lateral extension of about ten meters to several hundred meters. The lenses have a metric to multi-metric thickness, some of which contain oblique stratifications over the entire height of the lens. The intercrossed bedding, within an oblique unit, comprises sets of laminations 1 to 10 cm thick. The base of the benches is erosive and can be highlighted by gravel, coarser granulometry, or clay pebbles. Deposition sequences are refined towards the top of the banks (coursing-up).</p> <p>L2b: medium or coarse-grained sandstone. These sandstones contain very well sorted medium to coarse grains. These sandstones form lenticular beds whose base is erosive and which are 10 cm to 2 meters thick and a plurimetric lateral extension. This deposit presents an erosional surface at his base. Some beds present planar cross-stratification, through cross-stratification and ripple-lamination due to very well sorting and other show less sedimentary structures.</p>	<p>This type of lithofacies is associated with the deepest deposits of the channels, when the base is predominantly sandy (Miall, 1985). This type of lithofacies is associated with 3D megadids, and more particularly with the migration of these dunes (Miall, 1996). It shows a tractive hydrodynamic regime</p> <p>L3 are fluvial sediments deposited in channels within floodplain deposits (L4) This lithofacies are fluvial sediments deposited in erosive channels. There are sandstone bodies showing planar cross-stratifications and point-bar that correspond to lateral accretion of a fluvial bar within the channel (Daz-Molina 1993; Martinius 2000) and that are typical of sinuous channels that meander within floodplain (Miall, 1996), and bodies showing well sorted very fine sandstones and less sedimentary structures that pass laterally to tabular channel wings (Gibling, 2006). These bodies show that the depositional channels were smaller than the first.</p>	

	<p>L2c: fine-grained sandstone. This lithofacies consists of very fine sands forming massive indurated sandstone. These sandstones form generally discontinuous tabular beds of lateral extension ranging from a few meters to a few hundred meters and a thickness of 50 cm. They are most often intercalated and isolated in clays and silts and can be juxtaposed to coarser sandstone with current patterns. Their base is little or no erosive and the deposition sequences are fining-up at the top of the beds and do not have visible sedimentary structures. This lithofacies has a significant proportion of carbonate matrix and is completely affected by pedogenesis. Indeed, these sandstones have a red color with purple, ocher and white color traces of mottling. However, the heart of the bed is usually gray because less altered. In addition, some beds have a high concentration of Microcodium, which colonize the environment and alter the more carbonated parts of the rock. Finally, these beds also have traces of bioturbations and roots.</p>	<p>This lithofacies of massive sandstone have no sedimentary structures and present overbank deposits.. The thinner deposits observed at the top of the banks indicate a decrease in current during deposition. In addition, the high carbonate content in these sandstones is due to the carbonate cementation which precipitates under the action of the beating of the water table.</p>	
<p>L3 Mottled siltstone and claystone</p>	<p>Motley claystone and siltstone are very abundant and constitute more than 60% of the continental series studied. This lithofacies is composed of very fine sediments, clays and silts with a high carbonate proportion, often greater than 60%. Their colors range from red to orange / yellow. The clays and silts present mottling more or less marked, but almost omnipresent. The colors alternate between yellow, purple and red mottling. These color variations form net contacts. The mottling sometimes highlights traces of vertical roots, and more rarely horizontal. In addition, the motley clays and silts contain figures of pedogenesis. Presence of more or less abundant small carbonate concretions, glaebules, often white or pink. They are irregular in shape, and composed almost exclusively of carbonate. Their abundance varies: they can be scattered and locally present high concentration, or even be coalescing, forming structures in columns. Siltstones and claystones are often in gradual contact with the underlying sandstone formations marking grano-decreasing sequences; however, contacts are sometimes sharp. These fine sediments are often eroded by the overlying sandstone or conglomeratic facies.</p>	<p>The particle size analysis shows that they are low energy deposits. Clays and silts are fluviatile silts (Plaziat, 1966). They were suspended in the water during flood periods. Deposits that are the finest and settle in the floodplain away from active channels (Bridge 2007, Marriott and Wright 1993). It will then concentrate in ions under the action of evaporation, favoring the precipitation of carbonates in the sediments. The red or motley color also indicates that this floodplain was flooded and emerged so as to create oxidized soil profiles. The alternation of the very fine to fine granulometry and the presence of palaeosol figures in this facies shows that the deposition is done intermittently. Seasonality of floods recorded by overflow deposits may explain these variations.</p>	<p>Floodplain deposits</p>
<p>L4 Blue/grey claystone</p>	<p>This lithofacies is composed of very fine sediments. Their colors range from blue to grey. They contain figures of pedogenesis like root traces. An oncolith channel is interbedded in this clays.</p>	<p>The particle size analysis shows that they are low energy deposits. The grey or blue claystone were deposited in wide and shallow protected areas, like a lake. These shallow lacustrine areas appear to be traversed by oncolith containing channels, indicating fluctuations in the water level of this area (Arenas-Abad et al., 2010).</p>	<p>Lacustrine deposits</p>
<p>L5 grey carbonate</p>	<p>This dark grey limestone with conchoidal fracture forms tabular banks of lateral regionally extension and about 50 cm to 2 meters thick. It is a mudstone / wackestone limestone contains occasional charophytae,</p>	<p>The presence of charophytes, algae living in fresh water and the presence of mud, indicates a calm freshwater deposition environment on the mainland. This lithofacies is therefore a lacustrine type limestone and the charophyte</p>	<p>Lacustrine deposits</p>

mudstone	ostracods, gastropod fragments and organic matter. The matrix that composes it is micritic and well preserved.	remains have been transported by currents and winds and indicate the deepest areas of the permanent lakes (Freytet and Plaziat, 1982). The lack of laminations that the lake had a homogeneous and shallow water mass	
L6 mica sandstone	This lithofacies consists of medium and coarse-grained sandstone with a lot of micas. These sandstone form discontinuous tabular banks of few meters of lateral extension and 10 cm to 80 cm thick. Beds do not have sedimentary structures.	This lithofacies of mica sandstone is located laterally to the main channels and does not have sedimentary structures. These deposits occur during floods and correspond to the overflow deposits of the main channels in the floodplain (Bridge 2007, Plaziat 1984). The presence of many micas testifies to a brutal stop of the current which transport them and the fact that this facies is interbedded in the lacustrine clays testifies that the channels transporting these micas have thrown in a lake.	
L7 Oncolite conglomerate	This conglomerate is monogenic with oncolites. Oncolite sizes range from 1 to 2 cm. There are sub-joined and the matrix is calcarenite with medium-grained sand. The conglomerate forms a bed with a small lateral extension (4 meters) and 1 meter to thickness.	Oncolites is a sort of algal-coated grains which formed in a marine or fresh-water underflow zone and had concentric laminae in tis internal part (Peryt, 1983). Oncolite is made up of grains originating from algae with nuclei and concentric laminae which formed in marine of fresh-water phreatic zones, spherical or oval in shape (Jiang et al., 1998). Here, this oncolite bed is intercalated in lacustrine blue/grey siltstone and claystone (lithofacies L3b). So this lithofacies was formed in a lacustrine environment.	
L8 mottled carbonate mudstone	Mudstone carbonates with a white to pink color and mottling pink and yellow. This facies presents mottled traces, desiccation cracks and roots traces. This carbonate forms tabular beds with a thickness of 50 cm and presents an irregular surface at the top. This facies is present in the Rognac Formation between lacustrine carbonate beds (L6).	Lacustrine facies (L6) can be replaced at the edges of lakes or seasonal wetlands by pedogenetic carbonates, so-called palustrine, reflecting alternating dry and wet seasons (Freytet and Verrecchia, 2002; Marty and Meyer, 2006).	Palustrine deposits

4.2 The TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record in Saint-Ser Section

The TOC values of the Saint-Ser section range from 0.05% to 0.59% and their mean is 0.08%. The richest samples in organic matter are from lacustrine and palustrine carbonates or fluvial deposits and the poorest ones are from floodplain deposits (Fig.7.3). A correction will have to be made to have the TOC rates on total rock. This analysis is in progress.

The long-term trend of the Saint-Ser $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ data displays relative stable values around -25.1 ‰ and values range from -27.4 ‰ to -22.3 ‰ and several positive and negative shifts are noticeable. Negative shifts are the most common in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record in this section, and the main ones correspond to value amplitude > 1.5 ‰ (at 15 m, 65 m, 190 m, 415m and 435m), with the maximum of -2.3 ‰ at 190 m (Fig.7.3). The negative shifts are mostly located within lacustrine limestones and fluvial sandstones. There are some major positive shifts with a value amplitude > 1.5 ‰ (at 18m, 230m and 400m), with the maximum of 2.3 ‰ at 18m. The positive shifts are mostly located in the lacustrine deposits.

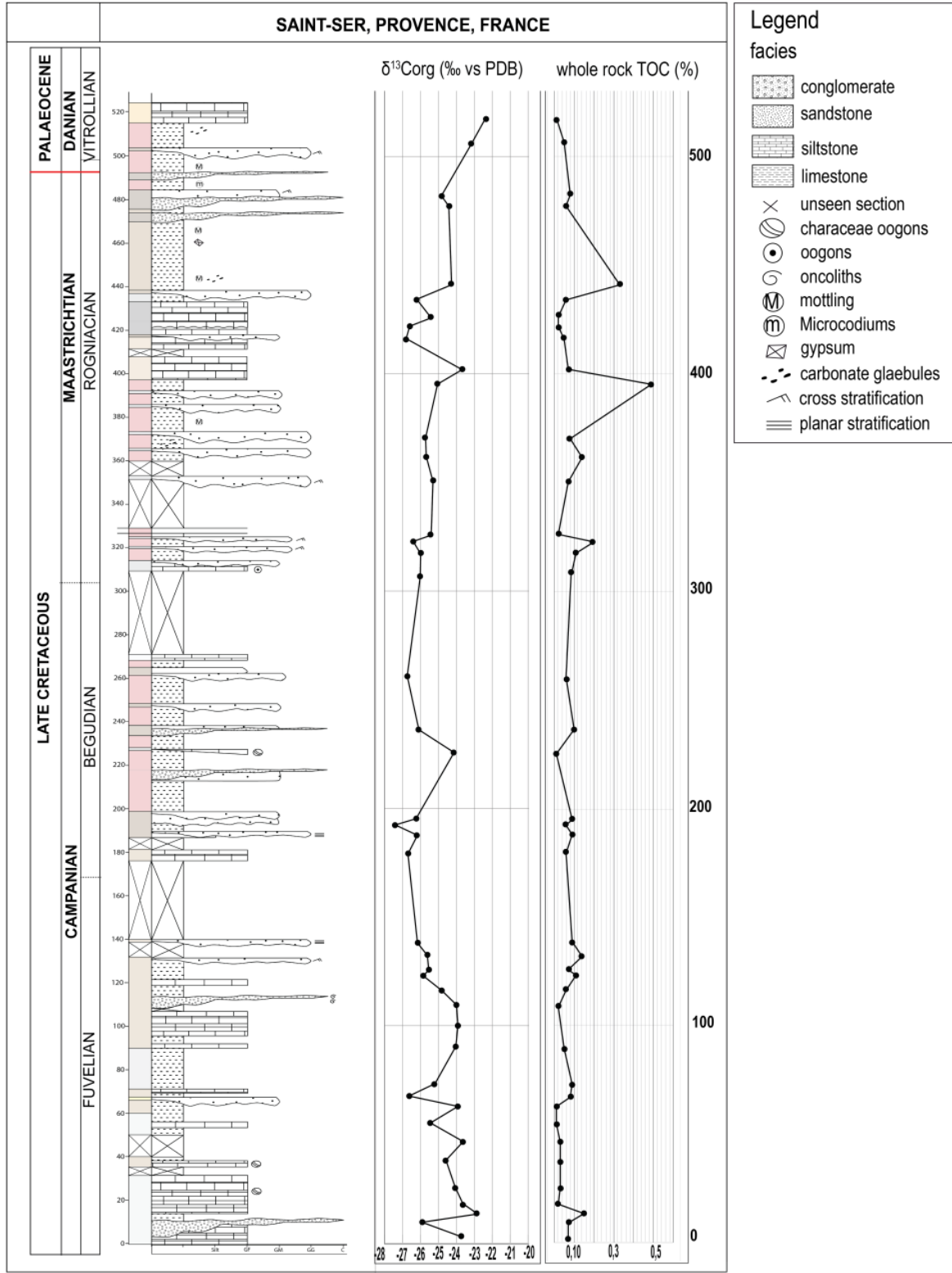


Fig.7.3: Results of TOC and $\delta^{13}C_{org}$ analyses of Saint-Ser section. The analyses were performed on decarbonated samples.

5. Discussion and perspectives

5.1 Magnetostratigraphic correlation

The stratigraphy of the Arc basin is based on the palaeomagnetic results of Westphal and Durand (1990), Krumsiek and Hahn (1989) and combined with the magnetostratigraphy and chemostratigraphy studies of Cojan et al. (2000) made on a section at just 8 km from Saint-Ser section (Roques-Hautes) and biostratigraphy study on dinosaur eggshells of Garcia and Vianey-Liaud (2001) made in the eastern part of the Arc Basin in Provence.

Ancient biostratigraphic and magnetostratigraphic studies have attributed Rognacian to Maastrichtian (Westphal and Durand, 1990). Later studies have refined this division and according to the new definition of the boundary between the Campanian and the Maastrichtian, i.e. between the Chrons Cr31 / Cr32 (Gradstein et al., 1994), so the lower Rognacian corresponds now to the Upper Campanian and the upper Rognacian corresponds to the Maastrichtian. The base of the Rognacian deposits consists of silts and red sandstones and corresponds to the upper part of the Chron33 and the lower part of the Chron32 (Westphal and Durand, 1990). Chron32 ends with the formation of Rognac Limestones, which forms a main marker bed in the basin. This carbonate formation corresponds to almost all Chron32 and early Chron31 (Krumsiek and Hahn 1989, Westphal and Durand 1990). They are overlain by red fluvio-lacustrine sediments attributed to the upper Rognacian, i.e. the upper Maastrichtian. The Cretaceous-Palaeocene boundary is generally placed above the last occurrence of dinosaur eggshells which is below La Galante Conglomerates. Additional magnetostratigraphic, chemo-stratigraphic and biostratigraphic studies (Krumsiek and Hahn 1989, Hansen et al., 1989, Westphal and Durand 1990, Dughi and Sirugue 1957b, 1959, Galbrun and al., 1991, Galbrun, 1997; Cojan et al., 2000) suggest to place the K/Pg boundary just above La Galante Conglomerate which lies within Chron29r and beneath the first Palaeocene gastropod occurrence (Dughi and Sirugue, 1957; Durand and Nury, 1984; Westphal and Durand, 1990; Cojan et al., 2003). This biostratigraphic constraint is the occurrence of *Physa montensis*, attributed to Danian, at about 3 m above the Vitrolles Formation. The La Galante Conglomerate and the Vitrolles limestones constitute the other two marker beds for correlation purposes.

On the basis of sedimentological arguments it is possible to combine our data with previous studies of the Arc Basin (Westphal and Durand, 1990, Krumsiek and Hahn, 1989, Cojan et al, 2000; Garcia and Vianey-Liaud, 2001), so we correlated Saint Ser section with Roques-Hautes section in order to place the position of the Chrons boundaries (Fig.7.5). However caution is necessary in doing so because sediment thicknesses show significant variations in the Arc Basin. At the base of Saint Ser

section, the Fuvelian is recognized based on sedimentary facies as it corresponds to a thick lacustrine formation, up to 180m. The Fuvelian lies within chron33r (Westphal and Durand, 1990; Fig.7.5). The lower limit of Chron32 cannot be placed due to differences in the sediment thicknesses in the basin and that it is not defined by a sedimentary marker bed. In the upper part of Saint Ser section the three marker beds, i.e. the Rognac Limestones, La Galante Conglomerates and the Vitrolles limestones (Fig.7.5). The identification of the Rognac Limestones formation (between 398 m and 434 m) allows placing the end of the Chron32 and the beginning of the Chron31, while the K/Pg boundary can be positioned around 490 meters.

5.2 High-resolution stratigraphy within Campano-Maastrichtian deposits using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variations and inverse polarity records

This study compares a 500 m Campano-Maastrichtian sedimentary succession deposited in terrestrial environments at Saint-Ser with two marine reference sections of approximately 150 m at Tercis in south-west France (Voigt et al., 2010) and 400 m at Gubbio in Italy (Coccioni et al., 2012; Voigt et al., 2010) on which $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ has been measured. These latter are well calibrated by magnetostratigraphy and biostratigraphy (microfossil zonation of planktonic foraminifera and calcareous nannofossils, Gardin et al., 2012).

We propose correlation of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ with these reference dataset: Tercis and Gubbio (Coccioni et al., 2012, Voigt et al., 2010).

At the base of the section, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ shows a negative trend towards a minimal value at about 65m, followed by a positive trend and a swing of the values around 120m. The Fuvelian ends with a negative trend.

Above it, a negative excursion of -2.3‰ followed by a positive trend between 190 m and 230 m marks the onset of the Begudian unit, which corresponds approximately to the middle Campanian and therefore to the beginning of the chron33n which cannot be placed with precision.

This $\delta^{13}\text{C}$ pattern might be the Mid-Campanian Event (MCE) lying within the C33n (Voigt *et al.*, 2010), well identified on the El Hef section in Tunisia (Jarvis et al., 2002) and in the Bidart section (Clauser, 1994) in the *Globotruncana ventricosa* zone and defined by several positive excursions after a major negative excursion. At Tercis-les-Bains, the *Globotruncana ventricosa* zone (Odin and Lamaurelle, 2001; Odin, 2001) corresponds to a major negative CIE in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ followed by a positive trend. Despite the low resolution at St Ser the most negative value at 192 m followed by the positive trend (called A event on Fig.7.4) might correspond to the MCE (Fig.7.4).

Above A, the values show a negative trend between 230 and 260 m, followed by a data gap. Then, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ records a negative peak of -1.7 ‰ at 320 meters (called B, Fig.5). In the 5.3 part, it was seen that at about the same time, two negative excursions were recorded on the curves $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbeggshells}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbPalaeosols}}$ of the Roques-Hautes section: one recorded on both curves between 30 and 40 meters (called B1, Fig.7.4) and a larger one recorded on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbeggshells}}$ between 50 and 62 meters (called B2, Fig.7.4). These excursions observed on the curves of Saint-Ser (B) and on the curves of Roques-Hautes (B1 and B2) are recorded in the Campanian. Indeed, the boundary between the Campanian and the Maastrichtian is recorded higher in Rognac Limestones.

The worldwide Late Campanian Event (LCE) is defined by a negative CIE at the end of the chron33n well recorded in Tercis-les-Bains (Voigt et al., 2010) and in Gubbio (Coccioni et al., 2012, Voigt et al., 2010). This one negative excursion is recorded in the Campanian at Saint-Ser (B), this could correspond to the LCE. Indeed the overlying unit show very regular $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ values above it, despite lack of data, it is very similar to the However, there is a lack of chemo-“vertical” trend of Tercis-les-Bains and Gubbio. On the Roques-Hautes section (Cojan et al., 2003), the LCE could correspond either to the excursion B1 or B2. However, attention must be paid to the signal recorded on dinosaur eggshells because the diet has not been defined (Cojan et al.,2003) although this parameter is essential for the understanding of the isotopic signal.

The following major excursion observed in the Saint Ser section is around the Rognac Limestone Formation; it is a prominent negative CIE composed of few isotopic events, the first of which is called C in our dataset (Fig.7.4). It is interpreted as the Campanian Maastrichtian Boundary Event (CMBE). C is a positive CIE of 1.4 ‰ occurring at 402 m at the base of the first lacustrine bed located in the Chron 32n beneath the Campanian-Maastrichtian boundary. Then two negative peaks of -1.1‰ occur at 426 and 434 m in Chron 32n and 31r respectively. This event has been well identified on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ dataset of Tercis-les-Bains and Gubbio and corresponds to a succession of positive and negative excursions between the Chron 32n and 31r (e.g. Coccioni et al., 2012; Thibault et al., 2012; Voigt et al., 2010).

Note that in the $\delta^{13}\text{C}$ realized by Cojan et al. (2003) the limits of the CMBE is not distinguishable and the signal $\delta^{13}\text{C}_{\text{min}}$ recorded in the Rognac Limestone is a positive signal while in Saint-Ser, the signal $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ is rather negative. Nevertheless, the shifts recorded at the base and the top of the Rognac Limestone in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbPalaeosols}}$ and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ are simultaneous.

The MME event identified on the Gubbio curve at chron 31n could not be identified on the Provence dataset. In the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbPalaeosols}}$ no major negative event is recorded while in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{eggshellscarb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ a lack of sampling in the potential interval unable any interpretations. A major erosional event

could be invoked for the lack of MME record in the $\delta^{13}\text{C}$ data, as it could lay beneath (and within) the La Galante Conglomerates.

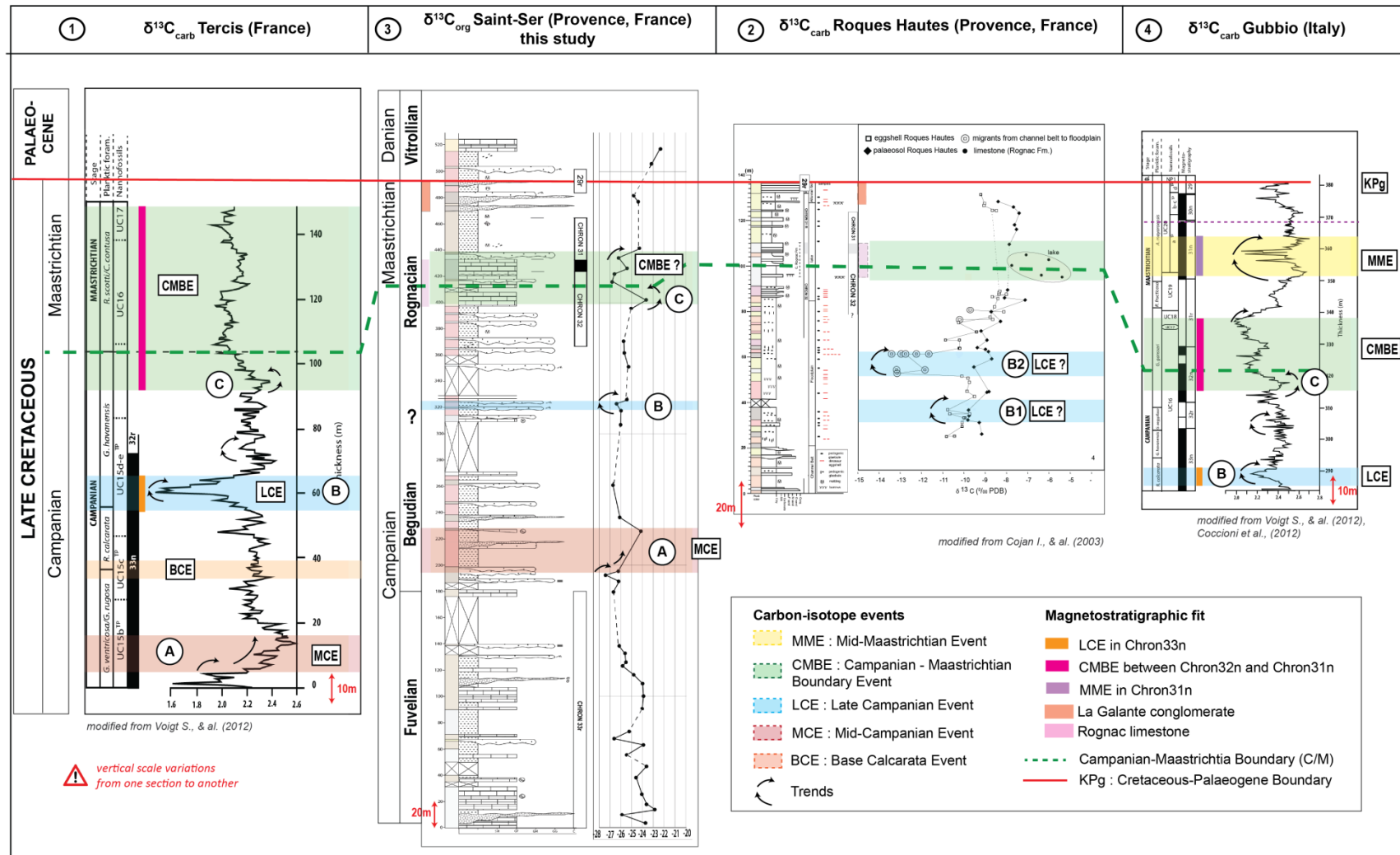


Fig. 7.4: Correlation scheme of the Camano-Maastrichtian interval. Saint-Ser section (this work) correlated with continental Roques-Hautes section in the same basin and with high-resolution carbon isotope dataset and magnetostratigraphic polarity chrons of two main marine sections calibrated with biostratigraphy across the Campanian to Maastrichtian times; (1) Tercis-les-Bains reference dataset from Voigt et al., 2012 section (2) Saint-Ser dataset, (3) Roques-Hautes section, dataset from Cojan et al. 2003; and (4) Gubbio reference section; dataset from Voigt et al., 2012; Coccioni et al., 2012 showing $\delta^{13}C_{org}$ plotted against lithofacies.

Based on the compilation of palaeomagnetic and biostratigraphic studies carried out in Provence and the correlation of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ data with marine reference sections, it is possible to refine the chronostratigraphic division of the Saint-Ser section and to recognize some global events (Fig.7.5). In order to further improve this division, it would be wise to carry out a palynological study and to refine the chemostratigraphical data, in particular by sampling in the floodplain clays, but it will be necessary to sample deep enough so as not to have current organic matter pollution.

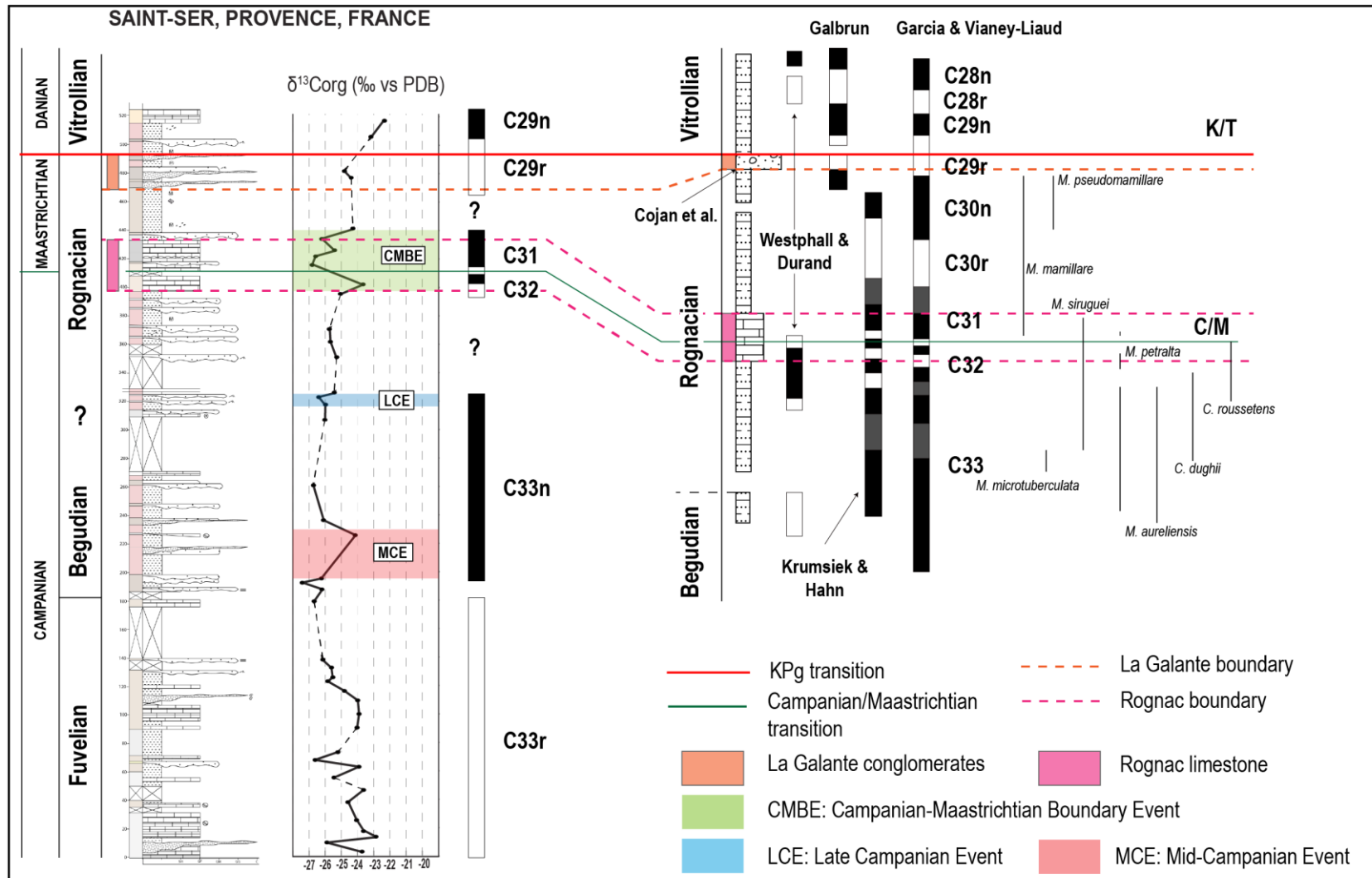


Fig. 7.5: New chronostratigraphic division of the Saint-Ser section. Magnetostratigraphic data of the eastern part of the Arc Basin from Westphal and Durand 1990, Galbrun 1997, Krumsiek and Hahn 1989, Cojan et al. 2000; biostratigraphy data from Dughi and Sirugue, 1957, Durand and Nury, 1984, , Garcia and Vianey- Liaud, 2001, Cojan et al., 2003.

5.3 Comparison $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ signals in the same basin (Arc Basin)

In the Arc basin, a study comparing $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of dinosaur eggshells and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of carbonate glaeboles was performed by Cojan et al. (2003). This study realised on a Campanian to Maastrichtian terrestrial section, at Roques-Hautes (140 m) is compared to the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record of this study section (Saint-Ser). The Roques-Hautes section is located closer to the basin margin and corresponds to a more proximal section in which alluvial-fan deposits are interbedded and Rognac Limestones marker bed is thinner (Fig.7.6). Only 8 km separated these two sections.

The values obtained by Cojan et al. (2003) range from -9.5 ‰ to -8 ‰ for $\delta^{13}\text{C}_{\text{CarbPalaeosols}}$, and the values obtained on eggshells show a wide range of isotopic values (between -14 ‰ and 8.5 ‰) depending on whether the eggshells were sampled within the channel deposits or in the floodplain and lacustrine deposits. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{CarbPalaeosols}}$ shows from the base of the section the base of Rognac Limestone values show a positive trend (Fig.7.6). Samples from the Rognac Limestones have more positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values between -9 ‰ and -5.5 ‰. Above it values the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CarbPalaeosols}}$ show a positive trend followed by a negative trend. On the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carbeggshells}}$ dataset a major negative excursion is recorded within the Lower Rognacian, A2 (-13.5 ‰) (Fig.7.6), followed by a positive trend similar to the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CarbPalaeosols}}$ trend until the Rognac Limestones. Above this marker bed there are little data but the last values show a negative trend similar to the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CarbPalaeosols}}$.

Despite the low resolution of the Saint-Ser $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curve, it is possible to compare the signal between 300 m and the top of the St Ser to the upper part of the Campanian-Maastrichtian and early Danian (Fig.7.6) for which the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ signal varies between -27 ‰ and -23 ‰, and show noticeable negative and positive excursions (described in section 4.2).

Several negative excursions are observed on the Roques-Hautes dataset during the Campanian. A first minor excursion is observed at 30 meters (about -11‰) on both curves ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Carbeggshells}}$ $\delta^{13}\text{C}_{\text{CarbPalaeosols}}$) (called A1 in Fig.7.6) and a succession of two major negative peaks is observed only on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carbeggshells}}$ curve (-13.5‰) (called A2 Fig.4). While on the Saint-Ser $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ data only one negative excursion is observed at 340 meters (-26.5‰) (Fig.7.6). Having data gaps due to vegetalized sections and to a lack of precise information concerning the magnetostratigraphy data, it is difficult to make an assumption of correlation. Beneath the Rognac Limestones, the values show a slow negative trend on all dataset.

Within Rognac Limestones, we note that $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record a great excursion but some opposite fluctuations (called B, Fig.7.6). At the base of the Rognac Limestones the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ recorded a positive excursion; it is followed in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, by a very positive signal while in the

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, the values are negative. At the top of the Rognac Limestones, both $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ show a negative shift and a subsequent positive trend (called C, Fig.7.6). At the top of the section a small negative peak are observed on all dataset, including the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbeggshells}}$ (called D, Fig.7.6).

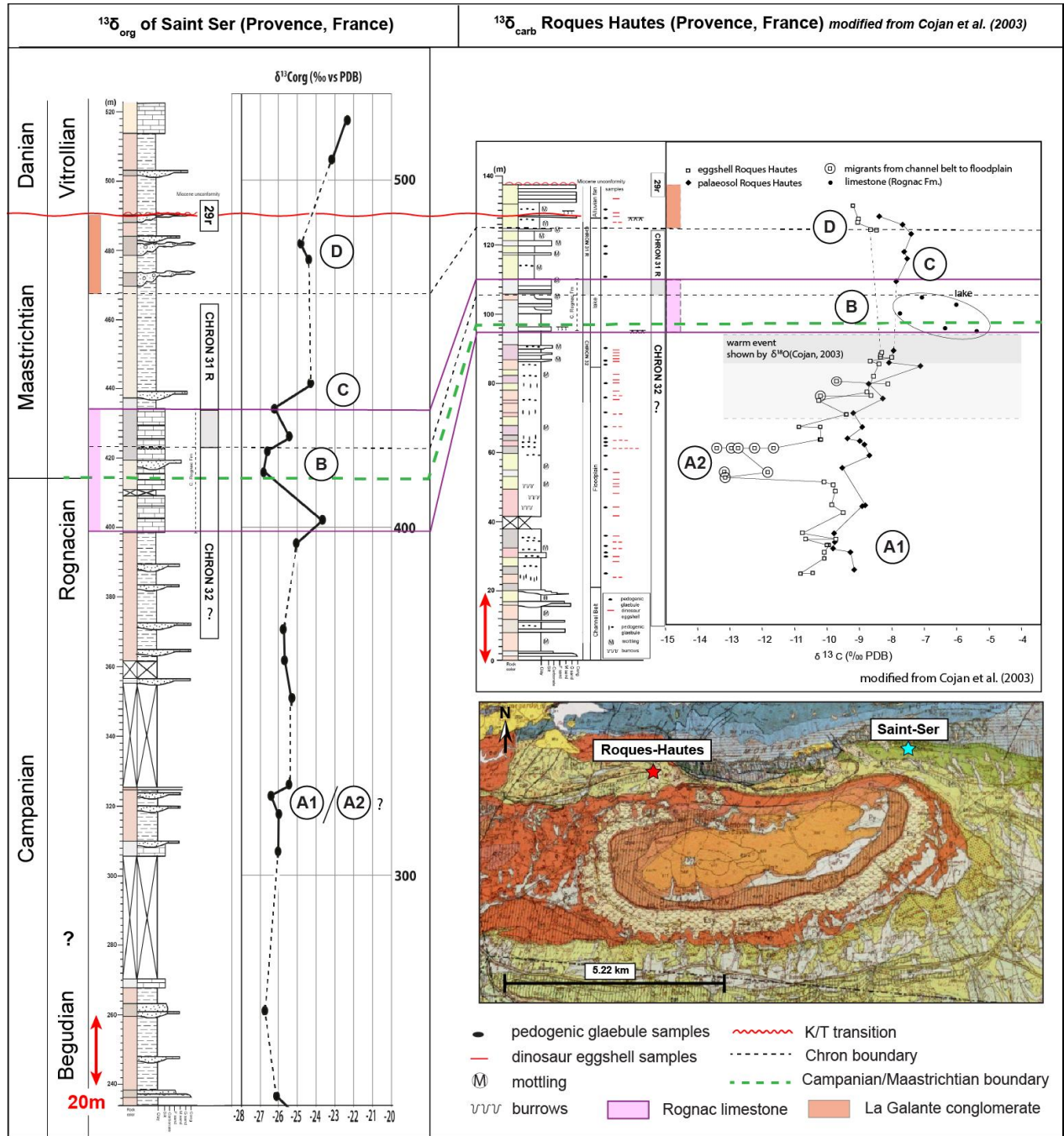


Fig. 7.6 : Correlation scheme of the Camano-Maastrichtian interval. Saint-Ser (this work) correlated with Roques-Haute section (Cojan et al., 2003). The chronostratigraphic division of Saint-Ser was carried out using a sedimentological study and landmark recognition compiled with magnetostratigraphy data (Westphal and Durand 1990, Galbrun 1997, Krumsiek and Hahn 1989, Cojan et al. 2000) combined with chemo-stratigraphy data (Cojan et al., 2000), as well as biostratigraphy data (Dughi and Sirugue, 1957, Durand and Nury, 1984, Westphal and Durand, 1990, Garcia and Vianey- Liaud, 2001, Cojan et al., 2003).

The first main observation is in the recording of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ signal between nodules and dinosaur eggshells performed in the same basin (Cojan et al., 2003). The value of $\delta^{13}\text{C}_{\text{eggshell}}$ is about 1.5 times lower than that of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbPalaeosols}}$. In addition, another section described by Cojan et al (2003) a few kilometres away in the same basin (Rousset-Bréguières section) shows a difference between the $\delta^{13}\text{C}_{\text{eggshell}}$ of Roques-Hautes and ones of Rousset-Bréguières: the eggshells of the Rousset-Bréguières section have a much more negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{eggshell}}$ ratio than the one recorded at Roques-Hautes, with an average difference of 3-4 ‰. The isotopic composition carbon from dinosaur eggshells is related to the animal's diet. The carbon is absorbed mainly in the form of food, so $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbeggshells}}$ is determined by the $\delta^{13}\text{C}$ value of the diet modified by fractionation due to metabolism. Eggshell enrichment of any species is about 16% of ingested food (Von Schirnding et al., 1982, Schaffner and Swart 1991). The difference in the isotopic value of carbon may be due to animals belonging to different levels in the food chain or to intraspecific fluctuations. For example, the signal values recorded on carnivore shells are higher than for herbivores. However, in the study by Cojan et al (2003), the diet (carnivorous or herbivorous) of animals has not been identified. Another parameter that plays on the isotopic values is the consumption of aquatic foods by the animals. One study shows that the isotopic composition of aquatic foods can range from -30 to -34‰ (Schaffner and Swart, 1991). Again, it is difficult to establish from the eggshells the presence or absence of aquatic food consumption. It is known that the carbon isotopic composition of soil carbonate is related to biomass (here to C3 plants) and soil respiration rates (Cerling, 1984, Quade et al., 1989) and

The variations in values between $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbPalaeosols}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbeggshells}}$ can be explained by a more or less rapid CO_2 recycling depending on the type of plant cover. Among a C3 plant community, a large $\delta^{13}\text{C}$ fractionation can be observed in the landscape depending on the availability of water (Baker et al., 2000, Snyder and Willaims, 2000). Well-watered C3 plants tend to have lower values than those growing on drier substrates. Fluctuations up to 4 ‰ can be induced by this physiological effect.

The carbonate nodules composing palaeosols are expected to record the isotopic CO_2 composition of the soil from which they are collected, which in turn depends on respiration and plant fractionation (Cerling, 1991). It is therefore logical that the isotopic composition of carbonate nodules corresponds to the isotopic composition of organic carbon. However, Magioncalada et al. (2004) shows an offset of 3-5 meters between the timing of the PETM excursion between $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. They explain this shift by increasing the diffusion of atmospheric CO_2 deep into the soil with underground diagenesis in a well-drained environment and high temperature and $p\text{CO}_2$. Another hypothesis is that the time required for mixing and dispersing organic carbon can also contribute to a difference.

The difference in signal, simultaneous but opposite trends, recorded in $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ within Rognac Limestones was also observed by Storme (PhD, 2013) at the Zumaia section in one bed but cannot be explained easily.

Despite variations within $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbeggshells}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbPalaeosols}}$ signals many trends and excursions can be observed on all dataset.

Conclusion

The $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio in carbonates is considered as a recorder of changes in the global carbon cycle (Weissert et al., 2008), so there has been the development of several stratigraphic methods of carbon isotope stratigraphy on bulk carbonates that are shown to be effective for the succession of pelagic carbonates in continental shelf basins. Once the major events were recognized, there were then stratigraphical tests in the continental domain on carbonate nodules (Cojan et al., 2003) and finally on organic matter (Magioncalda et al., 2004; Storme, 2013). The stable carbon-isotope records in bulk carbonate and in organic matter provide a high-resolution correlation, realized by using tie-points corresponding to the major global geochemical events. The remarkable similarity between the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curve of Saint-Ser, and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ curves of Tercis and Gubbio, calibrated to biostratigraphy and magnetostratigraphy, demonstrate that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ is a reliable tool for correlation. In Campanian to Maastrichtian times, the MCE, LCE and CMBE can be identified with more or less high degree of accuracy.

This study provides a new $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ dataset along a dominantly terrestrial succession 500 m thick, from the base of Campanian to the base of Danian, at Saint-Ser (Provence, France).

The dataset was calibrated using previous magnetostratigraphic and chemostratigraphic (Krumstiek and Hahn, 1989; Westphal & Durand, 1990; Cojan et al., 2000; 2003), and biostratigraphic (Dughi and Sirugue, 1957; Durand and Nury, 1984; Westphal and Durand, 1990; Garcia and Vianey-Liaud, 2001; Cojan et al., 2003) studies. Two geochemical events from Campanian to Maastrichtian have been identified along the succession (namely the MCE and CMBE). To be even more robust, a study of palynology and a refinement in the sampling step of the chemo-stratigraphy data will have to be made.

Although $\delta^{13}\text{C}$ seems to be a good way of refining stratigraphy in continental successions, one must remain extremely cautious in the interpretation of the isotopic signal because there may be unidentified hiatuses or potential variation in organic matter types inducing shifts in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ signal that should not be related to atmospheric changes (Maufrangeas et al., in revision).

Acknowledgements

This work was funded by Orogen Project (Total, BRGM, CNRS) and the analyses were funded thanks to the BRGM 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 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ measurements. We are grateful to Chloé Gandini for her help in the field samples.

Quatrième Partie

Discussion

Chapitre 8 : Synthèse et Discussion - Evolution tectono-sédimentaire des bassins péri-orogéniques du Crétacé terminal-Paléocène dans le système pyrénéen oriental

Après avoir réalisées une étude sur des bassins situés au nord du système pyrénéen oriental (Corbières, Languedoc et Provence) et une étude simultanée sur un bassin localisé au sud (Bassin de Tresp), cette partie va comparer et discuter les résultats obtenus. Cette partie de discussion a pour objectifs de proposer une évolution tectono-sédimentaire du système pyrénéen oriental en contexte d'orogène précoce grâce à l'identification des flux et à la localisation des différents pulses tectoniques qui ont eu lieu durant la fin du Crétacé supérieur et le début du Paléocène. Elle se divise en 3 paragraphes pour (1) caler stratigraphiquement les bassins étudiés grâce aux données récoltées et discutées dans les chapitres 6 et 7 ; (2) comparer la dynamique sédimentaire de part et d'autre de la chaîne et pour en faire la synthèse des fluxes sédimentaires et pour (3) proposer un modèle tectono-sédimentaire et discuter les paramètres de contrôle sur le système sédimentaire péri-orogénique précoce.

1. Nouvelles données de stratigraphie dans les bassins étudiés

L'un des problèmes majeurs quand on travaille sur des séries continentales est la robustesse du découpage stratigraphique, car d'une part ces séries sont pour la plupart dépourvues de fossiles stratigraphiques haute-résolution, ou alors mal préservés, et d'autre part des étages stratigraphiques régionaux sont utilisés à la fois en terme de faciès et d'âge. Afin d'améliorer la stratigraphie du Crétacé terminal et du Paléocène, une méthode de géochimie couplée à des données existantes a été utilisée et se montre intéressante.

Ainsi deux coupes ont été choisies pour réaliser des analyses du $d^{13}C$ sur matière organique : une dans le bassin de Graus-Tresp sur les coupes d'Orcau et de Talarn (Chapitre 6), et une coupe dans le bassin de l'Arc, en Provence à Saint-Ser (Chapitre 7). Une étude préliminaire avait été réalisée au cours de la thèse de Maufrangeas (2018) sur des sédiments continentaux du Paléocène à Lairière dans les Corbières afin de montrer la possibilité d'utiliser cette méthode. Celle-ci s'est avérée efficace pour identifier les différentes excursions majeures correspondant aux événements globaux du cycle du carbone et ainsi pour proposer un calage des différents étages du Paléocène, comme le Sélandien supérieur, et certains événements permettant d'ajouter un degré de résolution temporelle au sein des étages, comme le STTE ou le PETM dans des sédiments continentaux (Maufrangeas et al. *en révision*).

Cette méthode n'avait jamais été réalisée ni sur une coupe « complète » du Paléocène ni sur des sédiments continentaux du Crétacé terminal avant cette étude. Grâce à un couplage avec des données de biostratigraphie et de magnétostratigraphie d'études anciennes, et la corrélation des événements isotopiques avec des coupes de références, un découpage stratigraphique précis a pu être réalisé entre les deux coupes situées de part et d'autre du système pyrénéen oriental.

Les séries sédimentaires affleurant mieux du côté sud-pyrénéen, il a été plus facile d'échantillonner et donc d'avoir une meilleure résolution sur la coupe du bassin de Tresp. Malgré une résolution faible dans le jeu de données isotopiques, il a été possible de les utiliser à bon escient grâce à des données magnétostratigraphiques réalisées à proximité des sections étudiées (Westphall and Durand, 1990 ; Krumsiek and Hahn, 1989 ; Cojan et al. 2000 pour la Provence et Fondévilla et al. 2016 pour le bassin de Graus-Tresp). Certains chrons ont pu alors être replacés sur les sections réalisées dans cette étude, pour définir un cadre temporel et ainsi (Fig. 8.1) identifier des événements isotopiques majeurs et de placer certaines limites. Sur les deux coupes la transition KPg et la limite Campanien-Maastrichtien ont pu être placées (Fig.5.7 pour bassin de Graus-Tresp ; Fig.6.5 pour le bassin de l'Arc).

Il existe cependant des incertitudes au niveau de la position de certaines limites et donc de certains chrons. A l'est du bassin de l'Arc, Garcia et Vianey-Liaud (2001) place la limite Kpg quelque mètres sous les Conglomérats de la Galante, qui ont été positionnés dans le Chron C28r (Galbrun, 1989 ; Westphall et Durand, 1990), alors que Cojan et al. (2000) grâce à un nouveau jeu de donnée de chémo-stratigraphie et biostratigraphique, place la limite KPg juste au-dessus des Conglomérats de la Galante. Cette formation n'étant pas présente dans tout le bassin, la limite KPg a été défini à l'ouest du bassin de l'Arc dans les argiles quelques mètres au-dessus des Calcaires de Rognac (Galbrun, 1989 ; Garcia et Vianey-Liaud, 2001). Nos analyses du $\delta^{13}C$ sur matière organique ne nous permettent pas précisément de définir la position exacte de cette limite, car des lacunes d'échantillonnages dans les argiles de plaine alluviale sont présents au-dessous et au-dessus des Conglomérats de la Galante. Il faudrait raffiner nos données en réalisant des mesures sur les argiles, ce qui est prévu pour la suite. Nous avons pris le parti sur notre coupe de placer la limite KPg juste au-dessus des Conglomérats de la Galante, comme le fait Cojan et al. (2000) car nous avons comparés ses données de chémo-stratigraphie à nos données de ^{13}C réalisée à moins de 8 km. Il semblait donc évident de placer au même endroit la limite KPg. A contrario, la limite Campanien-Maastrichtien est très bien définie dans le bassin de l'Arc et se situe au niveau des Calcaires de Rognac. Ayant localisé cette formation il est alors possible de définir cette limite. Il faut cependant faire attention à la différence d'épaisseur des calcaires dans le bassin (beaucoup plus épais aux

localités Vitrolles et Rognac plus à l'Ouest) et ainsi la base et le sommet de la Formation de Rognac peuvent peut-être diachrones.

Dans le bassin de Graus-Tremp, il reste des incertitudes dans le positionnement des limites entre le Campanien et le Maastrichtien, et de la KPg. La limite entre le Campanien et le Maastrichtien, dans notre étude a été déterminé grâce à une étude biostratigraphique en cours (Vinciguerra et al., in prep). Pour l'instant, une seule espèce permet d'établir un cadre stratigraphique précis, qui est soit le *Siderolites calcitrapoid* ou *Siderolites pyrenaicus* (Desmares, comm. Pers.) qui appartiennent tous les deux au Maastrichtien. Ces formes ont été observées dans un échantillon récolté à 214 mètres. Nous pouvons donc pour le moment affirmer qu'à la cote 214m, nous sommes dans le Maastrichtien. Il faudra attendre plus de résultats pour raffiner le calage biostratigraphique. Cependant, les données de 13C appuient le positionnement de cette limite grâce à l'identification de plusieurs excursions (Fig. 1) définies comme étant le CMBE (*Campanian - Maastrichtian Boundary Event*). Une autre incertitude présente au niveau de la coupe d'Orcau-Talarn, est la position de la limite KPg car elle est très bien positionnée dans des dépôts lacustres (Calcaires de Suterranya, Arostegi et al., 2011, Diez-Canseco et al., 2014 ; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Gómez-Gras et al., 2016; Pujalte et al. 2014) mais qui sont présents latéralement mais pas sur notre coupe. Cependant ces calcaires sont stratigraphiquement plus haut que la formation de Talarn (Arostegi et al., 2011 ; Eichenseer and Luterbacher, 1992 ; Pujalte et al., 2014). Nos données de 13C ne permettent pas non plus un calage précis de cette limite car l'excursion négative définissant le KPgE (*Cretaceous-Palaeogene Boundary Event*) n'a pas été observés dû au manque d'échantillonnage dans les argiles de plaine alluviale et dans les conglomérats sous-jacents. Cependant, sur nos données de 13C l'évènement Dan-C2, qui appartient au Danien inférieur aurait été identifié, nous avons donc positionné la limite KPg, dans les argiles au-dessus de la formation de Talarn et sous l'évènement Dan-C2. Pour avoir un calage précis de cette limite, il serait judicieux de raffiner les données de 13C dans les argiles ou de réaliser une étude de magnétostratigraphie au niveau de notre coupe.

Grâce à ce travail, certains évènements isotopiques globaux du Crétacé terminal et Danien basal ont été identifiés : le MCE (*Mid-Campanian Event*), le LCE (*Late Campanian Event*), le CMBE (*Campanian-Maastrichtian Boundary Event*) et le Dan-C2 dans le Danien basal. Cependant, certains n'ont pas pu être identifiés comme le MME (*Mid-Maastrichtian Event*) qui se situerait dans une partie non échantillonnée dans le bassin de l'Arc et qui, dans le bassin de Graus-Tremp, se situerait dans le hiatus mis en évidence par les données sédimentologiques et les données magnétostratigraphiques (Fondevilla et al. 2016). Ainsi grâce aux données existantes compilées, aux nouvelles données isotopiques du C, il est possible de proposer un nouveau découpage stratigraphique des courbes de

Saint-Ser (Provence ; Fig. Chapitre 7) et d'Orcau-Talarn (Espagne ; Figure Chapitre 6) ainsi qu'une corrélation entre les deux coupes (Fig.8.1).

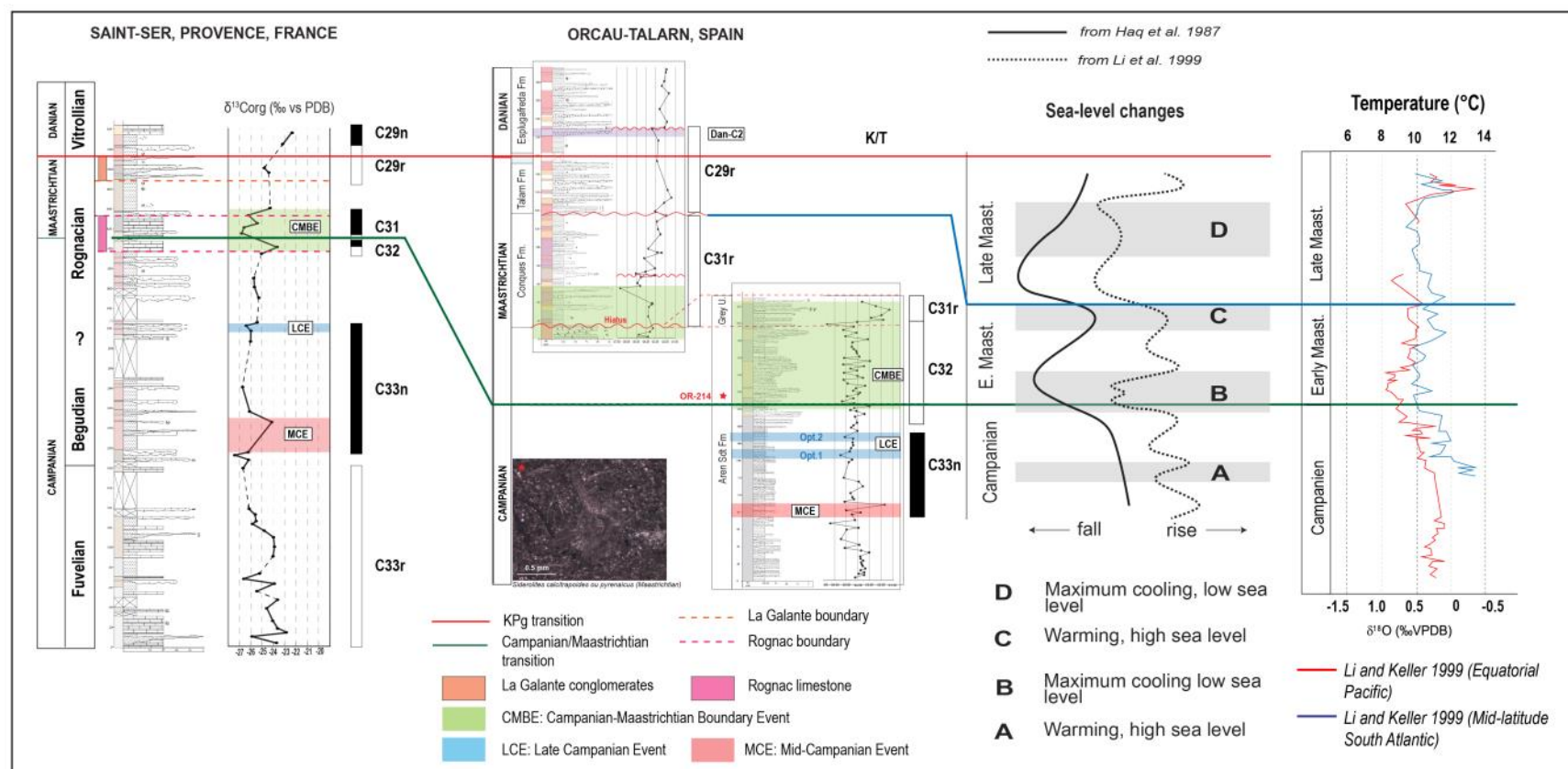


Fig. 8.1 : Corrélation stratigraphique entre le bassin de l’Arc (Saint-Ser, Provence) et le bassin de Graus-Trempt (Espagne) à partir d’une méthode de géochimie isotopique sur matière organique couplée à des données magnétostratigraphiques et biostratigraphiques. Courbes isotopiques calées avec les changements du niveau marin et les courbes climatiques du Crétacé terminal.

2. Enregistrement et dynamique sédimentaire des bassins Crétacé terminal-Paléocène du système pyrénéen oriental

L'enregistrement des dépôts continentaux du Crétacé terminal au Paléocène dans les bassins péri-orogéniques du système pyrénéen oriental permet d'observer de nombreuses architectures fluviales. Grâce à l'étude sédimentologique de ces dépôts, il est possible de reconstruire les paléo-drainages, et de contraindre et comparer les flux sédimentaires dans le système. En combinant ces données avec les données thermochronologiques détritiques (Ternois et al., 2019) et des données de thermochronologie à basse température couplée à des données de géochronologiques (Whitchurch et al., 2011; Filleaudeau et al., 2012; Mouthereau et al., 2014; Thomson et al., 2017; Vacherat et al., 2017) il est possible d'estimer les localisations des paléo-reliefs source et de proposer des cartes paléogéographiques (Figs. 8.4, 8.5, 8.6 et 7.8) et une évolution tectono-stratigraphique des bassins (Fig.8.9) (§3)

2.1 Hiatus, surfaces notables et unités repères en sédimentation continentale

Pour corréler les coupes en domaine continental, il est souvent utilisé des surfaces ou unités repères qui sont relativement bien calées dans l'échelle stratigraphique. Ainsi quelques hiatus et unités repères ont été relevées. Dans un premier temps plusieurs hiatus sédimentaire ont été mis en évidence de part et d'autre des Pyrénées Orientales. Le premier hiatus a été mis en évidence dans le bassin de Tresp à la fin du Maastrichtien, par des données de sédimentologie et de magnétostratigraphie (Fondevilla et al. 2016). Il a été localisé à la base de la formation de Talarn et estimé à 3 Ma et comprend les chrons31n, 30r, 30n. Ce hiatus a été localisé à la base du Maastrichtien supérieur qui correspond à un bas niveau marin (Fig.8.1) (Haq et al., 1987 ; Li et al., 1999). Cette surface correspondant donc à un prisme de régression.

Le deuxième hiatus, d'âge Sélandien a été identifié dans la coupe de Lairière (Corbières) et dans la plateforme carbonatée ouest-pyrénéenne espagnole et corrélée dans le bassin de Tresp (Pujalte et al., 2014). Le hiatus à Lairière a été mis en évidence par la géométrie des corps sédimentaires, et par les données de ^{13}C (Maufrangeas et al., en révision) où des excursions isotopiques importantes sont successives et de part et d'autre d'une surface de transgression sus-jacentes à un conglomérat très extensif. La juxtaposition de la surface érosive basale du conglomérat, le dépôt conglomératique et la surface de transgression marque un temps relativement long. Le conglomérat est interprété comme le Sélandien inférieur correspondant à un prisme de bas niveau marin et la transgression correspond alors

au Sélandien supérieur, qui est transgressif dans le domaine profond (Storme, 2013). Ce hiatus a également été observé par Serrano (2001) dans le bassin de l'Adour en sismique mais pas bien daté. Cependant, Peybernès et al. (2001) suggéraient la présence de foraminifères planctoniques paléocènes de « faunes » assez profondes (intervalle P1c – P3, Danien supérieur-Sélandien inférieur) dans la matrice de brèches post-métamorphiques et postérieures à la tectonique fini-crétacée à l'est de la Garonne. Notre étude montre l'absence du Sélandien inférieur et des faunes peu profondes sont enregistrées au niveau du Sélandien supérieur e plus, l'hypothèse de Peybernès et al. 2001) a été démentie par Canérot et al. (2006) qui montrent que ces brèches supposées marines et attribuées au Danien supérieur-Sélandien inférieur par Peybernès et al. (2001) sont en réalité de nature et d'âge très divers.

En Provence, Cojan (1989) met en évidence dans le Paléocène, un horizon fortement pédogénétisé correspondant à un paléosol au-dessus des calcaires de Vitrolles et qui témoigne donc d'un arrêt de sédimentation. Cette surface a été interprétée comme appartenant au Thanétien, mais, le manque de marqueurs stratigraphiques et de données magnétostratigraphiques ne permet pas de confirmer la datation cette surface. Il se peut donc que ce hiatus corresponde au Sélandien. Potentiellement le Sélandien pourrait être enregistré dans sa totalité en Provence car elle est déconnectée du niveau marin à partir de la limite Campanien-Maastrichtien (§2.1), et donc peut ne pas être affectée par le bas niveau marin enregistré au Sélandien. De plus, à l'est de la Provence, vers Vitrolles, un niveau lacustre a été observé (De Lagausie, 2017) et pourrait correspondre au Sélandien, car les données de ¹³Créalisées au cours du master de B. De Lagausie (2017), montre la présence d'une excursion qui pourrait être celle du Sélandien.

Au sud des Pyrénées, un hiatus a été suggéré par corrélation avec des études effectuées à l'ouest du domaine pyrénéen (c'est-à-dire sur le plateau d'Urbasa-Andia (Espagne), où la marge de la plate-forme carbonatée a été exposée de manière subaérienne à l'époque sélandienne (Baceta et al., 2005, 2007, 2011). Le Sélandien inférieur est défini comme un bas niveau marin, mais il est interprété comme absent entièrement et il est donc supposé que ce hiatus soit présent dans les séries continentales du bassin de Tremp (Pujalte et al., 2014). Dans le bassin de Tremp, la discontinuité entre le Danien et le Sélandien est interprété comme étant au-dessus d'un intervalle de paléosol (Baceta et al., 2001, Baceta et al., 2007). Par contre les bancs gypseux de ce bassin sont localisés au-dessus de ce paléosol et interprétés par Pujalte et al. (2014) comme un haut niveau marin. Une interprétation alternative pourrait les faire correspondre à la remontée du niveau marin à la fin du Sélandien.

Plusieurs niveaux repères sont également présents dans les bassins nord-pyrénéens pouvant alors être corrélés. Notamment les Calcaires de Vigneveille à la transition K/Pg dans les bassins des Corbières et du Languedoc. Cependant, le calage stratigraphique est imprécis car ces niveaux repères présentent des épaisseurs différentes d'un bassin à un autre. Il se peut alors que la base et le sommet de cette unité soit diachrones.

Le PETM mis en évidence par géochimie isotopique sur plusieurs coupes est bien calé, mais il n'existe pas de niveau repère sédimentologique. Le Conglomérat de Claret dans le Bassin de Graus-Tremp et bassins adjacents (e.g. Chen et al., 2018, Pujalte et al., 2014, Schmitz and Pujalte 2007) est une unité relativement locale. En effet, elle n'est pas présente au sud du Bassin de Graus-Tremp et les conglomérats dans le coupe de Lairière ne coïncident pas avec le début du PETM (Maufrangeas et al., *en révision*).

La majorité des sédiments continentaux ont été pédogénétisés après leur dépôt et des paléosols formant des horizons remarquables ont été observés. Plusieurs auteurs ont intégré ces horizons dans des modèles de stratigraphie séquentielle (Legarreta et al., 1993 ; Wright & Marriot, 1993 ; Catuneanu, 2006). Ainsi, il a été défini que les paléosols qui sont bien développés et présentant des profils cumulatifs se sont formés en début d'une phase de transgression, puis les profils beaucoup plus mature témoignent d'une diminution du taux d'élévation du niveau de base, et enfin, les paléosols qui ont leur sommet érodé, marque une chute du niveau de base (Catuneanu, 2006).

L'étude de l'architecture réalisée au cours de cette thèse montre que ces niveaux sont très variables en latéral, et peuvent disparaître sur quelques mètres ou passer d'un niveau lacustre à un niveau à glaebules carbonatés très mature puis très peu mature. Leur utilisation « séquentielle » ne doit pas être faite sur une verticale mais doit être faite avec prudence et en les combinant avec l'architecture préservée des corps chenalisés. De plus, pour pouvoir réaliser une étude de stratigraphie séquentielle dans les séries fluviatiles, il faut s'assurer d'avoir une connexion avec le niveau marin, comme c'est le cas dans les Corbières. En Provence, le bassin étant déconnecté, il n'est pas possible de se référer aux variations du niveau marin et ainsi les paramètres de contrôle ne sont pas aisés à décrypter.

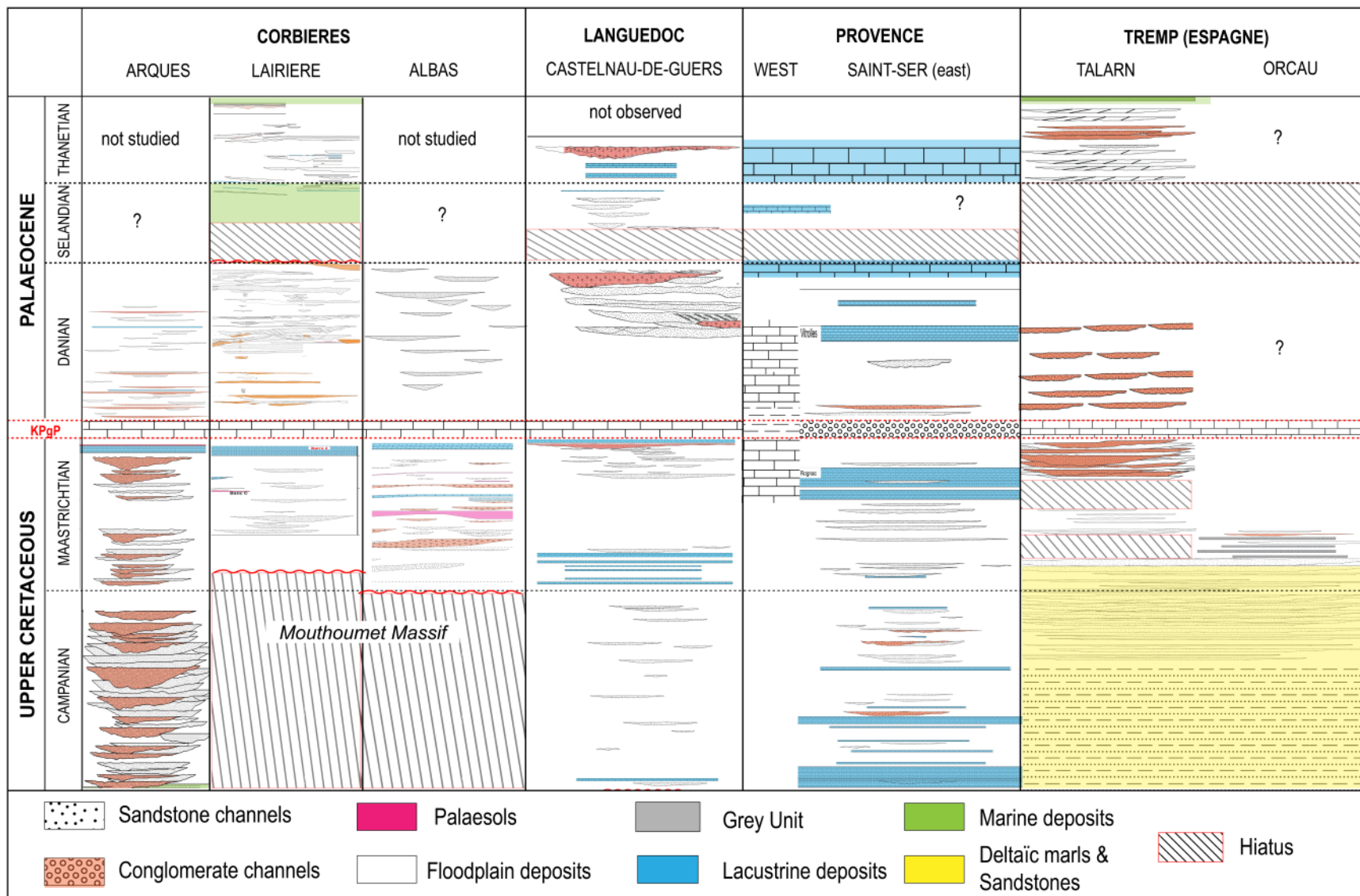


Fig.8.2 : Tableau représentant les hiatus, surfaces notables et unités repères dans le système pyrénéen oriental

2.2 Taux de sédimentation

Les calculs des taux de sédimentation non décompacté sont présentés ci-dessous (Table 1). La quantité de sédiments déposée par million d'années est très faible au cours du Crétacé terminal et du Paléocène. Le bassin enregistrant le plus de sédiment dans le système pyrénéen oriental est le bassin de Graus-Trem, avec un taux de sédimentation plus important pendant le Maastrichtien. Dans la zone nord, ce sont dans les bassins localisés le plus à l'est où les taux de sédimentation sont les plus importants (Castelnau et bassin de l'Arc). Si l'on regarde période par période, on remarque que c'est au Danien que le taux de sédimentation est le plus important. Au Sélandien, il est difficile d'estimer le taux de sédimentation à cause du hiatus dont la durée ne peut pas être déterminée avec précision. Le Dano-Sélandien est considéré comme étant une phase de quiescence tectonique où il y a un ralentissement de la subsidence et des taux très faible de sédimentation (Ford et al., 2016). Au vu de nos résultats, on peut considérer que du Crétacé terminal au Danien, dans la zone Nord-Pyrénéenne, cette période correspond au début de la phase de convergence. Tandis qu'au Sud, la phase précoce du Crétacé terminal se termine au Maastrichtien (moyen) et que la phase de quiescence correspond au Maastrichtien supérieur au Danien. Le Thanétien, dans toute le domaine pyrénéen voit le taux de sédimentation ré-augmenter, suggérant une période de transition vers la phase majeure de l'Eocène.

	CORBIERES			LANGUEDOC	PROVENCE	TREMP
	Arques	Albas	Lairière	Castelnau	Saint-Ser	Orcau/Talarn
THANETIEN 3.2 Ma			63 m/Ma			44 m/Ma
SELANDIEN 2.2 Ma	↑		14 m/Ma	9 m/Ma		
DANIEN 3.4 Ma	94 m/Ma	34 m/Ma	31 m/Ma	18 m/Ma	30 m/Ma	53 m/Ma
MAASTRICHTIEN 7.1 Ma	14 m/Ma	9 m/Ma	6 m/Ma	30 m/Ma	28 m/Ma	73 m/Ma ¹
CAMPANIEN 11.5 Ma	23 m/Ma			19 m/Ma	25 m/Ma	>44 m/Ma

Table 8.2 : Tableau représentant les taux de sédimentation non décompacté dans les bassins péri-orogéniques du système pyrénéen oriental du Crétacé terminal au Paléocène. ¹Ce taux a été calculé en prenant en compte le hiatus de 3 Ma.

3. Evolution tectono-sédimentaire au cours de l'orogène précoce

L'étude des architectures fluviales et la définition des différents types de systèmes fluviaux (i.e. système fluvial grossier proximal et distal, système fluvial gréseux sinueux ou anastomosé) dans les bassins étudiés a permis d'identifier différents types de flux sédimentaires, (1) les flux locaux, qui proviennent d'un relief proximal, les flux majeurs, qui proviennent d'un relief assez lointain et (3) les flux mineurs (Fig.8.2 et 8.3).

Ainsi du Campanien au Maastrichtien inférieur, les flux majeurs sont enregistrés dans la zone sud des Corbières et dans le bassin de Tresp ; au Maastrichtien supérieur, des flux locaux émanent de petits reliefs actifs ; à la transition Crétacé-Tertiaire, une grande partie de la zone enregistre une période lacustre plus étendue dans le domaine nord mais n'affectant pas la Provence ; au Dano-Sélandien, le système enregistre un flux majeur au nord du Bassin de Tresp et venant de l'unité de Nogueres et un flux assez important dans l'ouest des Corbières, tandis que les petits reliefs actifs forment encore des sources locales dans toute la zone septentrionale (Fig.8.2 et 8.3).

		CORBIERES			LANGUEDOC	PROVENCE		TREMP (ESPAGNE)	
		ARQUES	LAIRIERE	ALBAS	CASTELNAU-DE-GUERS	WEST	SAINT-SER (east)	TALARN	ORCAU
PALAEOCENE	THANETIAN	not studied		not studied	not observed			Local fluxes = Nogueres Unit	
	SELANDIAN	?		?	Local fluxes = relief to the north of Montpellier		Lacustrine period		
	DANIAN	Local fluxes = Mouthoumet Massif	Local fluxes = Mouthoumet Massif Minor flux = east relief	Local fluxes = Mouthoumet Massif Minor flux es= east relief	Minor fluxes = Central Massif		local fluxes (alluvial fan)	Local fluxes = Boixols thrust + Nogueres Unit	
KPgP		Lacustrine period	Lacustrine period	Lacustrine period	Lacustrine period		Major fluxes = Maures Massif	Lacustrine period	
UPPER CRETACEOUS	MAASTRICHTIAN	Local fluxes = Mouthoumet Massif	Local fluxes Mouthoumet Massif	Local fluxes Mouthoumet Massif	Local fluxes = relief to the north of Montpellier Minor fluxes = Central Massif		local fluxes (alluvial fan)	Major fluxes + local fluxes = Catalan Range + Boixols trust	
							Minor fluxes	Minor fluxes = Catalan Range	
	CAMPANIAN	Major fluxes = east relief			Minor fluxes = Central Massif		Minor fluxes		
							Lacustrine period		

Fig.8.3 : Tableau de synthèse présentant les différents types de flux, ainsi que les différents reliefs qui alimentent les bassins péri-orogénique orientaux

Ternois et al. (2019) montre que la phase précoce de l'orogénèse pyrénéenne a une signature thermique différente de celle de la phase de rift précédente ou des événements postérieurs liés à l'ouverture du Golfe du Lion. Plusieurs études ont été réalisées pour localiser les zones sources des sédiments dans les bassins précoces en utilisant des méthodes de thermochronologie à basse température couplée à des données de géochronologiques (Whitchurch et al., 2011; Filleaudeau et al., 2012; Mouthereau et al., 2014; Thomson et al., 2017; Vacherat et al., 2017). Ces études peuvent être discutées par le fait qu'elles ont été faites sur peu d'échantillons (Filleaudeau et al., 2012; Mouthereau et al., 2014), ou encore par l'existence d'échantillons possédant parfois deux âges différents (Thomson et al., 2017; Vacherat et al., 2017). Il est donc nécessaire de coupler ces méthodes de datation avec l'analyse de l'architecture fluviale pour comprendre d'où proviennent les drainages.

Il est clair qu'il existe un drainage longitudinal à grande échelle au cours de la phase de convergence précoce (Crétacé terminal), avec un relief situé à l'est de la future zone axiale et qui viendrait alimenter les Corbières (Bilotte, 1985; Bessière et al., 1989; Plaziat, 1984) et le Bassin de Tresp (Gomez-Gras et al., 2016), et qu'il existe une alimentation locale contrôlée par d'anciennes structures héritées dans tous les bassins du système pyrénéen précoce (Massif du Mouthoumet, Montagne Sainte-Victoire, Massif de l'Etoile). Notre étude montre également que le premier vrai réseau de drainage transversal, provenant d'un relief localisé dans la zone axiale s'établirait au sud dans le Bassin de Tresp durant Paléocène, tandis que ce changement s'observerait qu'à partir du Lutétien dans les bassins des Corbières (Prieur, 2019). Ce changement de drainage n'est pas observé en Provence, car cette région enregistre des épisodes lacustres avec quelques flux de sédiments locaux, provenant de petits reliefs qui isolent les bassins et ne permettent pas de flux issus d'éventuels reliefs méridionaux.

Les données de datations, couplées à l'étude des architectures fluviales dans le système oriental, met en évidence l'existence d'un relief majeur vers l'est des Corbières pendant la phase de convergence précoce, sûrement mis en place vers le Turonien-Santonien. La mise en place de cette topographie dans l'actuel Golfe du Lion est interprétée comme l'inversion progressive des marges (Ford et al., 2016; Grool et al., 2018). Ce relief source était essentiellement composé de plutons varisques proche ou à la surface, ressemblant fortement à la Sardaigne actuelle (Ternois, 2019). Ceci est mis en évidence par l'U/Pb et les signatures de thermochronologie à basse température qui sont similaires aux distributions d'âge détritiques dans les sédiments turoniens et santonien du bassin d'avant-pays (Ternois, 2019). Ce relief alimentait donc déjà les bassins au Turonien et au Santonien dans les Corbières. Les systèmes fluviaux longitudinaux enregistrés dans les Corbières durant le Campanien et le Maastrichtien témoignent que ce relief a fourni une quantité importante de sédiments

au cours de la phase de convergence précoce. Il y a donc eu une augmentation de l'érosion de ce relief durant cette période.

Au cours du Campanien, la subsidence des zones nord et sud du système pyrénéen oriental commence et une épaisseur importante de sédiments est enregistrée dans certains zones du système oriental. Les bassins situés à l'ouest ne sont pas isolés et s'ouvrent sur le domaine marin. Cette connexion permet de confirmer qu'un contrôle du niveau marin se répercute sur les variations du niveau de base. En effet, l'étude sédimentologique réalisée confirme la présence d'un contrôle eustatique dans ces régions. L'enregistrement des premiers flux sédimentaire dans ce contexte précoce se fait dans les Corbières au sud du Massif du Mouthoumet (Fig. 8.1, 8.2 et 8.10 A). Le système fluvial longitudinal enregistré (Grès d'Alet) montre qu'une partie de ses sédiments provienne du relief localisé à l'est (Fig. 8.4). Les régions au Nord-Est forment un grand bassin subsident qui va du Languedoc jusqu'en Provence avec l'enregistrement d'une quantité importante de dépôt lacustre, notamment en Provence avec plus de 100 mètres de dépôts (Fuvélien), ou une quantité importante de dépôt de plaine alluviale (bassin de Villeveyrac, Languedoc) (Fig.8.2 et 8.4). Ces dépôts témoignent donc d'un très faible apport en sédiments. L'enregistrement de cette grande quantité de dépôts lacustre en Provence montre que celle-ci était connectée à la mer (Téthys) au Campanien inférieur (Fuvélien). La mise en place de ces dépôts est contrôlée par la présence d'un haut niveau marin pendant le Campanien inférieur (Fig. 1) (Haq et al., 1987 ; Li et al., 1999). La mise en place de dépôts de plaine alluviale avec quelques chenaux gréseux à la fin du Campanien pourrait coïncider avec la fin du haut niveau marin et témoignerait de la fermeture du bassin provençal qui deviendrait alors isolé et n'enregistrerait plus les variations du niveau de base. Au sud, le bassin de Trespoux commence à enregistrer le début d'une subsidence depuis le Santonien avec la mise en place du chevauchement de Boixols et enregistre au Campanien inférieur des dépôts très épais encore marins avec le dépôt de turbidites provenant de l'est/ sud-est (Formation de Campo ; Gomez-Gras et al., 2016) (Fig.8.4). Puis au Campanien supérieur, la zone sud enregistre une régression avec l'apparition d'un flux important de sédiments fluvio-deltaïques (grès d'Aren), qui progradent vers l'ouest (Fig. 8.4). Au cours du Campanien, il n'y a donc pas de reliefs pyrénéens émergés situés au niveau de la future zone axiale qui alimente les bassins du système oriental, mais un vaste relief situé à l'est dans l'actuelle Mer Méditerranée (Fig.8.4). Au passage entre le Campanien et le Maastrichtien, la Provence enregistre un épisode lacustre (Calcaires de Rognac), ne témoignant pas d'un épisode de transgression, puisque cette période correspond à une régression globale, ce qui démontre que la Provence est déconnectée des océans et que les dépôts ne sont pas contrôlés par le facteur eustatique. Ici, ces dépôts seraient alors contrôlés par la tectonique locale avec la mise en place de hauts topographiques, couplée à des événements climatiques tels que des fortes pluies.

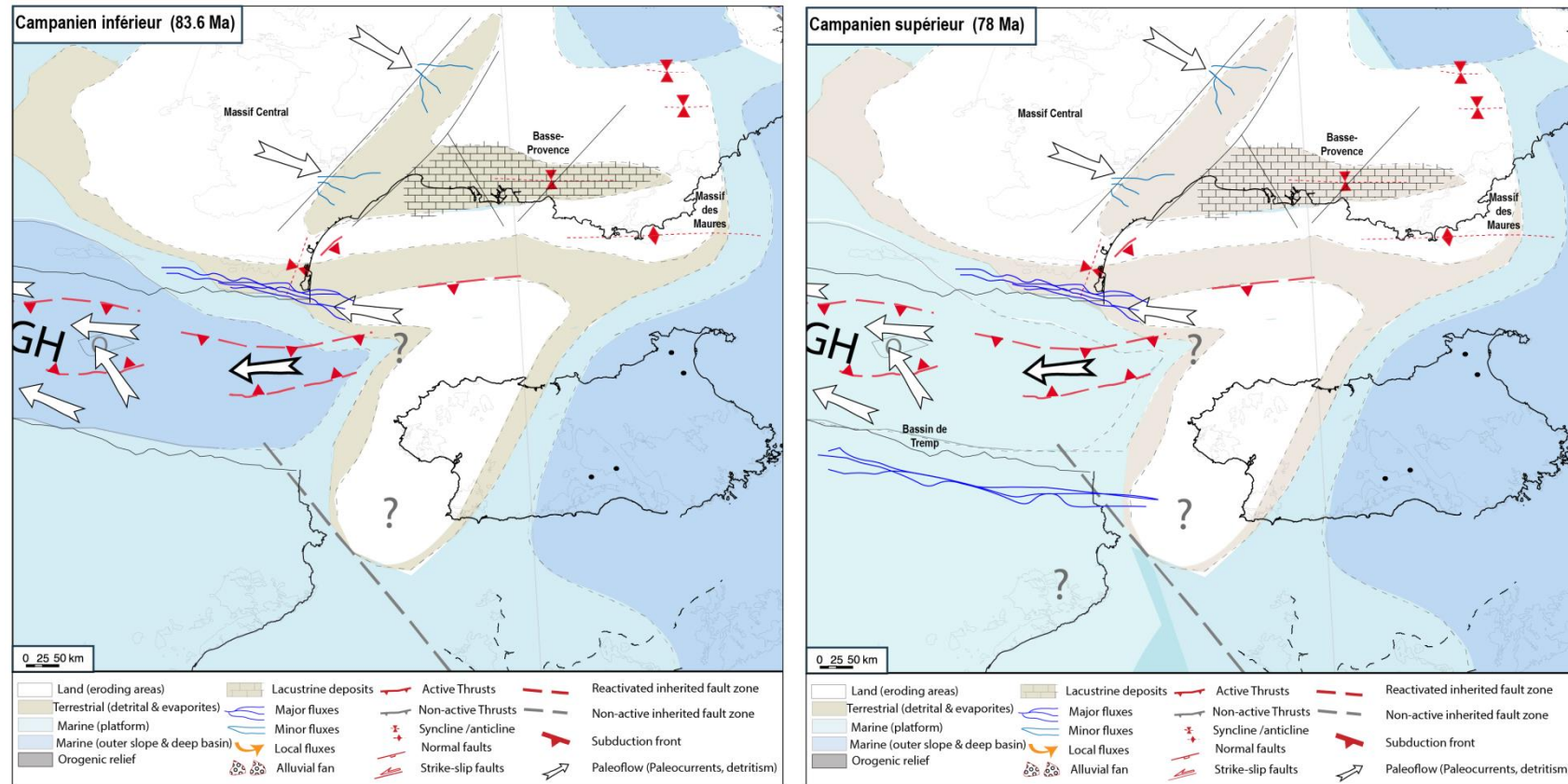


Fig.8.4 : Paléogéographie du système pyrénéen oriental au Campanien inférieur et supérieur (modifiée d'après Frasca, 2017)

Au Maastrichtien une réorganisation paléogéographique va se faire avec l'apparition au nord et au sud de petits hauts topographiques scindant certains bassins en plus petits sous-bassins, marquant une activité tectonique particulière. Au Maastrichtien inférieur, il semble que la zone au nord du Massif du Mouthoumet commence à subsider et commence à enregistrer les premiers dépôts précoces (Fig.8.10 B), qui vont alors former un bassin relié à celui du Languedoc. Le système pyrénéo-provençal quant à lui, enregistre un raccordement du Sillon Languedocien avec le futur sillon pyrénéen va être observé, ce qui va former une vaste zone subsidente active jusqu'à la fin de l'Eocène. Au cours de cette période, la séparation du bassin de Villeveyrac et du bassin de Montpellier (Philip et al., in Mém. BRGM n°125, 1984) s'effectue probablement par une surrection et la formation d'un haut topographique de faible ondulation. Et vers l'est, aucun dépôt Maastrichtien n'est enregistré dans la Provence Rhodanienne (Philips et al., in Mém. BRGM n°125, 1984).

Durant le Maastrichtien inférieur, tous les bassins au nord enregistrent une épaisseur importante de plaine alluviale ponctuée de systèmes fluviaux locaux qui mettent en évidence la surrection de petits reliefs nouveaux et donc une période de tectonique active (i.e. Montagne Ste Victoire ; Leleu et al., 2009 ; Massif de l'Etoile, Pli de Montpellier, Philip et al., 1984 ; Mouthoumet, Christophoul et al., 2003). Ternois et al. (2019) suggèrent que le bloc crustal Agly-Salvezines aurait été exhumé durant le Campano-Maastrichtien et aurait fourni des sédiments au niveau du sud-est des Corbières érodés à la fin du Maastrichtien.

Au sud des Pyrénées, au cours du Maastrichtien inférieur, l'uplift de l'Anticlinale de San Corneli (Fondevilla et al., 2016) se poursuit et accentue la subsidence différentielle déjà présente depuis le Campanien . Le système enregistre encore un système de drainage longitudinal avec des dépôts fluvio-deltaïques qui ont une origine provenant toujours d'une source à l'est. Au Maastrichtien moyen Gomez-Gras et al. (2016) met en évidence une nouvelle source alimentant les grès d'Aren et qui proviendrait des Catalanides. La grande phase de régression se poursuit par la mise en place de dépôts continentaux provenant uniquement des Catalanides (Gomez-Gras et al., 2016). L'activité du chevauchement de Boixols, et la mise en place de l'anticlinal de San Corneli surélève l'est du bassin et commence à réduire l'arrivée des apports sédimentaires de cette source pérenne et lointaine, qui sont alors piégés en grande partie par le synclinal de Vallcebre (Fig.8.5, 8.10 B). Une étude récente réalisée dans le versant nord (Ternois et al., 2019), suggère qu'au cours de cette phase de convergence précoce, il y a également une contribution, des Catalanides, mais aussi, du sud-est du massif de l'Ebre, et de la chaîne Ibérique, ce qui impliquerait un drainage du sud vers le nord à travers le Bassin de Graus-Tremp. Or nos données ne concordent pas avec ces résultats car le pli actif de San Corneli n'autorise pas un tel drainage. Cependant, une contribution du massif à l'Est de la Catalogne zone de Monseny ; Gomez-Gras et al., 2016) avec un drainage passant par le synclinal de

Vallcebre ou plus à l'est nourrissant les Corbières (Bassin de Rennes les Bains) n'est pas testé dans notre étude.

Au Maastrichtien supérieur, une réorganisation majeure se fait dans la zone sud pyrénéenne, alors que les bassins au nord enregistrent essentiellement des dépôts lacustres témoignant d'une période de faible transit sédimentaire. Dans le Bassin de Graus-Tremp, un hiatus sédimentaire de 3 Ma est enregistré à la base du Maastrichtien supérieur suivi des Conglomérats de Talarn. Ce hiatus témoigne d'une grande phase de régression liée à un bas niveau marin enregistré à cette période (Haq et al., 1987 ; Li et al., 1999, Fig.8.1). Cependant il coïncide également avec une phase de réorganisation tectonique avec une augmentation de la subsidence, associée à l'activité du chevauchement de Boixols par la présence d'un éventail sédimentaire important à partir de cette période et par l'émergence d'une nouvelle source de nature Mésozoïque pour les conglomérats (Fig. 8.10 C). Ainsi un haut mésozoïque émerge dans la partie nord et orientale du bassin de Graus-Tremp, ce qui entraîne l'arrêt progressif de la provenance de l'est au moment de la K/Pg (Fig.8.5). Les sédiments provenant des Catalanides vont alors être piégés dans ce synclinal de Vallcebre, plus à l'est (Gomez-Gras, et al., 2016). Ce haut Mésozoïque est interprété comme les unités septentrionales émergentes associées au chevauchement de Boixols (anticlinal de San Corneli). Ainsi le Maastrichtien terminal enregistre une réorganisation des systèmes de drainage, avec désormais un drainage provenant du nord-est. A la fin du Maastrichtien, tandis que tous les bassins continuent à enregistrer des dépôts fluviatiles, la Basse Provence enregistre un épisode lacustre et pas de cônes alluviaux (Leleu et al., 2005), témoignant ainsi d'une quiescence tectonique en Provence.

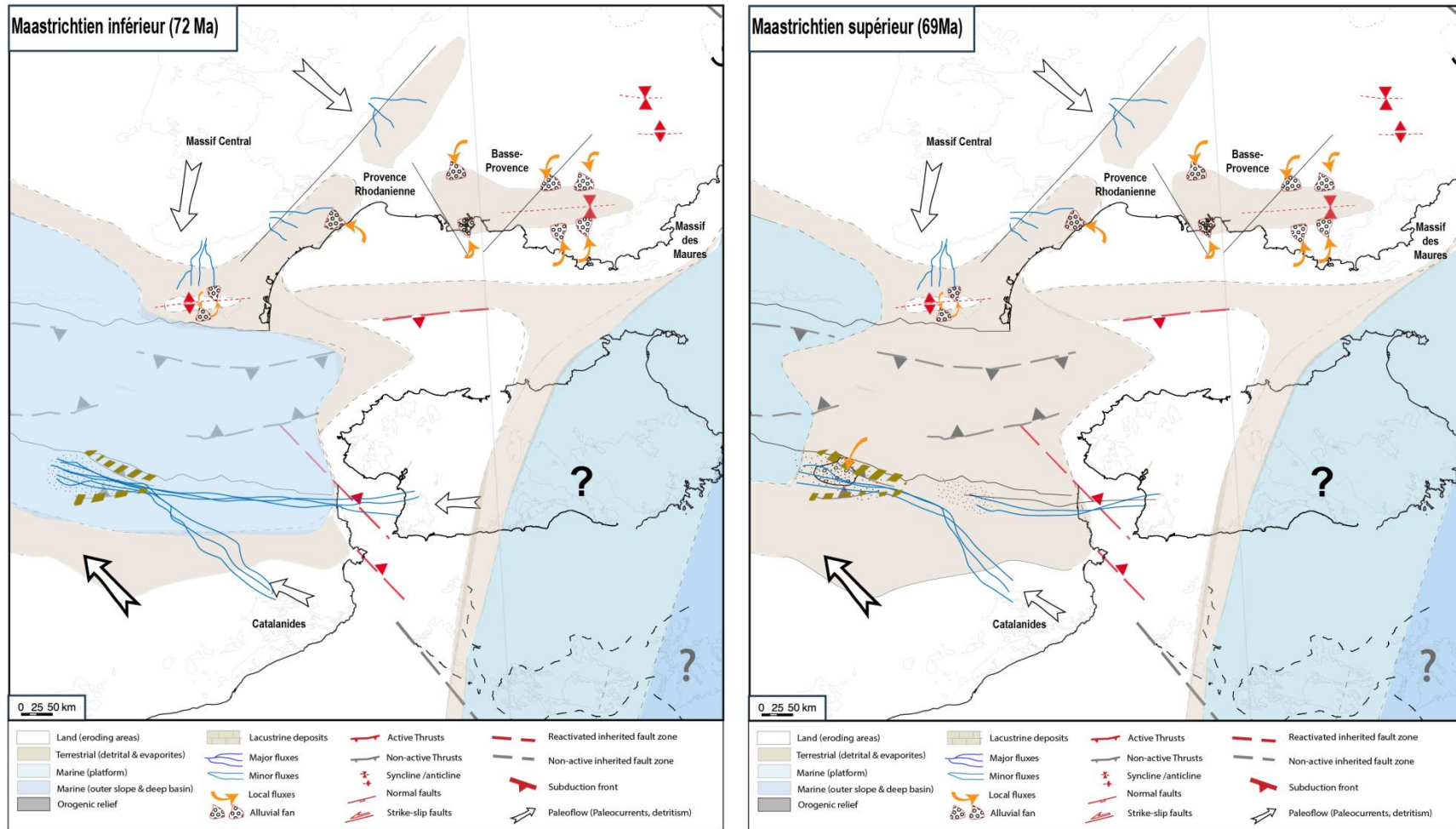


Fig. 8.5 : Paléogéographie du système pyrénéen oriental au Maastrichtien inférieur et supérieur (modifiée d'après Frasca, 2017)

Les apports des sédiments dans les bassins sont essentiellement locaux. Le raccourcissement pyrénéen et la croissance topographique ont migrés dans les Pyrénées orientales et Centrales (Mouthereau et al., 2014; Grool et al., 2018). Les plus fort taux de sédiments sont enregistrés dans le Bassin de Tresp.

A la transition Crétacé terminal, la partie ouest du système oriental enregistre un épisode lacustre beaucoup plus important dans la zone nord avec parfois plus de 30 mètres de dépôts lacustres dans les Corbières (calcaires de Vignevielle), contre un ou deux mètres dans le Bassin de Tresp, quand il est observé (calcaires de Suterranya). Cet épisode est également observé plus à l'est de la Catalogne dans le bassin de Vallcebre. Cet épisode lacustre enregistré dans tout le domaine, sauf la Provence, témoigne probablement du haut niveau marin (Fig.8.1) et correspond à son enregistrement dans ce domaine continental sous contrôle du niveau de base marin (Fig. 8.1) tandis que la Provence est bien déconnectée. Il témoigne également d'une période de quiescence tectonique globale à cette période car aucun conglomérat proximal n'est reconnu en bordure de bassins. Par contre, dans la zone la plus orientale du système, en Provence, du matériel conglomératique déposé dans le Bassin de l'Arc (Conglomérat de La Galante) provenant du Massif de Maures pourraient alors être interprété comme un pulse tectonique dans ce massif à moins qu'il ne soit le résultat d'un épisode climatique. Cependant dans cette dernière hypothèse, il serait attendu de voir des conglomérats ponctuellement déposés aux pieds des différents reliefs dans le système. Enfin, les taux de sédimentation enregistré à la base du Paléocène augmentent par rapport à ceux enregistré à la fin du Crétacé terminal.

Le nord du système oriental pyrénéen enregistre donc une grande tendance transgressive jusqu'à la transition KPg, sauf en Provence qui est déconnectée, alors qu'au sud, le Bassin de Tresp, le signal tectonique semble de surimposé car il y a l'enregistrement d'une régression jusqu'au hiatus majeurs à la base du Maastrichtien supérieur puis l'enregistrement d'un signal transgressif, qui est cependant pas très clair.

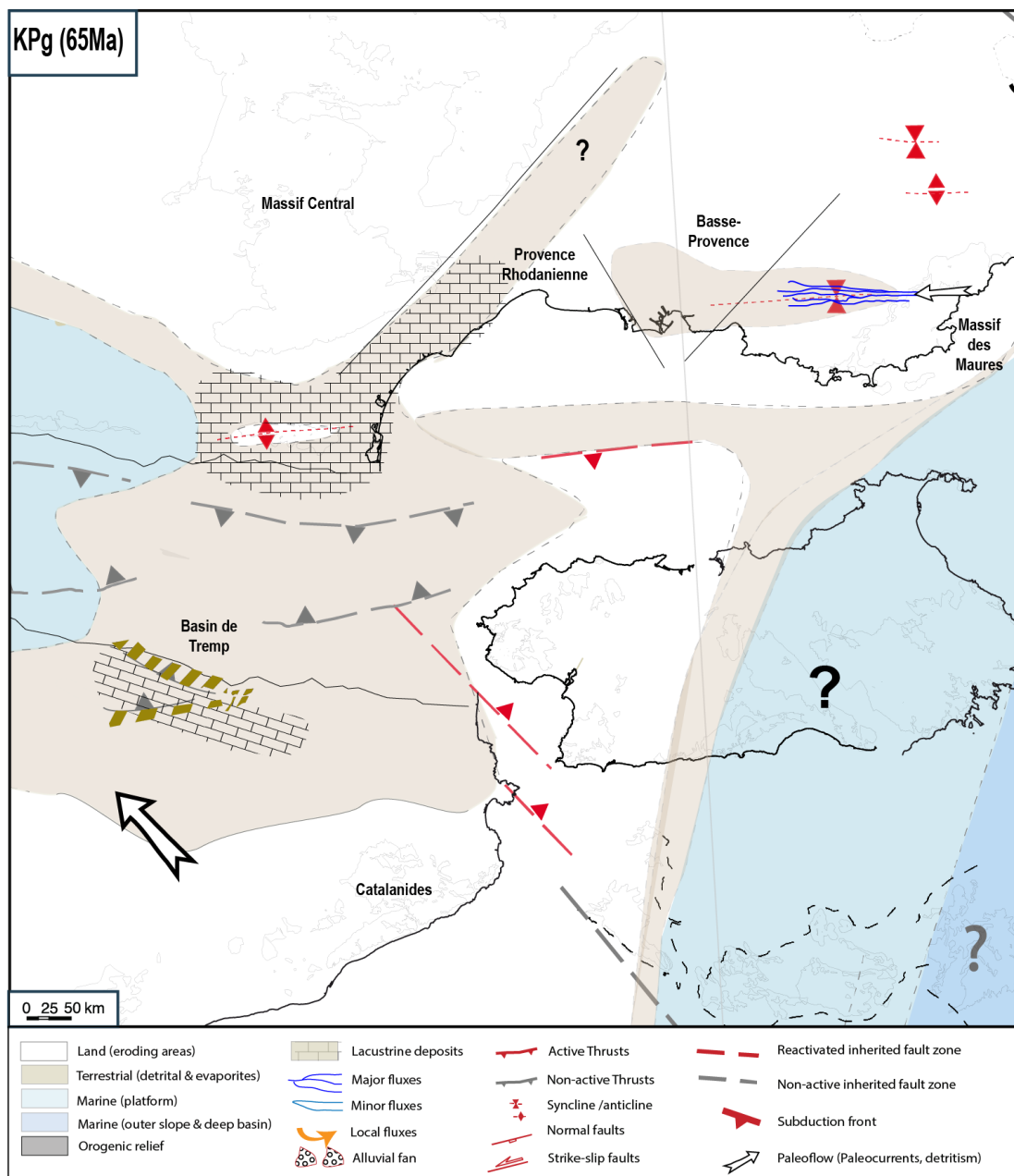


Fig.8.6 : Paléogéographie du système pyrénéen oriental pendant la transition Crétacé terminal-Paléocène (modifiée d'après Frasca, 2017)

Pendant le Danien, il y a la réapparition de dépôts fluviatiles et la réapparition de dépôts dans une partie de la Provence Rhodanienne (Philip et al., in Mém. BRGM n°125, 1984 ; figure carte). Pendant le Danien et le Sélandien, Ford et al. (2016) montre que la convergence ralentie, entraînant une faible subsidence tectonique, avec un faible apport de sédiments et aucune migration de bassin dans le système oriental. Les taux de sédimentation calculés montrent cependant une légère hausse du taux de sédiments enregistré au Danien par rapport au Crétacé terminal. Une faible subsidence tectonique avec peu d'apport de sédiments est enregistrée dans les bassins nord péri-orogéniques.

La plupart des bassins enregistrent une épaisseur importante de dépôts de plaine alluviale, sauf la Basse Provence qui enregistrent des dépôts lacustres. Ces dépôts de plaine alluviale sont ponctués par des flux proximaux le long des marges de la plupart des bassins. La zone des Corbières enregistre un épisode tectonique avec la surrection de la Montagne d'Alaric, sur lequel Christophoul et al. (2003) positionnera en *forebulge* lors de la phase orogénique majeure à l'Eocène. De plus, dans les Corbières une étude a été réalisée sur les galets des conglomérats du Maastrichtien moyen au Paléocène (Formation des Poudingues Fleuris) (Bilotte, 1985; Bessière et al., 1989; Bilotte, 2014), montre que ces dépôts ont la même source que les dépôts du Campanien et du Maastrichtien inférieur, c'est-à-dire d'une provenance d'une source localisée à l'est ; mais également d'une source locale apportant les galets de carbonates bien préservés (Fig. 8.10 D). Cette étude montre également qu'aucune roche paléozoïque n'a été retrouvée dans ces dépôts. L'étude des architectures et des drainages réalisée dans ce travail montre qu'il y a un drainage longitudinal de grande ampleur apportant des sédiments de l'est, et une source locale, le Mouthoumet qui apporte des conglomérats du Campanien au Danien.

Le Bassin de Tresp-Graus enregistre des dépôts fluviaux (formation d'Esplugafreda, conglomérats anastomosés), qui sont des dépôts ayant la même provenance que ceux des dépôts du Maastrichtien supérieur (conglomérats de Talarn) mais qui appartiennent à un système plus distal. Ce système distal suggère un apport du chevauchement de Boixols mais aussi d'une source plus distale qui serait alors localisée derrière la zone du chevauchement de Boixols dans la future zone axiale. Il y a donc au Danien une mise en place diachrone des proto-reliefs Pyrénéens, avec un petit relief qui se met en place d'abord au sud de la zone axiale au nord du chevauchement de Boixols tandis qu'au nord aucun bassin n'enregistre de flux provenant de la zone axiale des Pyrénées, bien que les données de thermochronologie suggèrent un refroidissement entre 70 et 120 Ma dans les Pyrénées Centrales avec une potentielle exhumation à 65 Ma (Agly Massif) (Mouthereau et al., 2013 ; Vacherat et al., 2017 ; Ternois et al., 2019). Ils suggèrent que ce massif semble être proche de la surface depuis 70 Ma. Dans le Bassin de Tresp (Witchurch et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2012), les contraintes d'âge U/Pb estimée dans de la Formation de Tresp montrent un schéma d'âge U/Pb distinct par rapport à celles retrouvées dans les grès Aren qui sont plus anciens. Dans ces dépôts, les âges Cadomien U/Pb ont été interprétés comme reflétant une source dans les Pyrénées orientales (Witchurch et al., 2011). L'analyse pétrologique (Gomez-Gras et al., 2016) ainsi que l'analyse des systèmes de drainages montrent également la présence d'un drainage longitudinal provenant du relief localisé à l'est dans le Golfe du Lion. Les doubles datations U/Pb et (U-Th)/He réalisé par Filleaudeau et al. (2012) montrent également que les Pyrénées centrales (socles variscains) et les Pyrénées orientales (socles cadomiennes) ont été exhumées pendant le Campanien. Enfin, l'étude réalisée par

Filleaudeau et al. (2012) montre un schéma d'âge U/Pb distinct et celui-ci a été interprété comme reflétant l'augmentation progressive de l'apport des sédiments des Pyrénées Centrales lors du dépôt des dépôts fluviaux de la Formation de Tresp. Deux autres études (Beamud et al., 2011 ; Rahl et al., 2011), ont montrées grâce à des données sur *apatite fission tracks*, réalisées sur des dépôts proximaux, une phase de refroidissement à 70 – 60 Ma liée à l'exhumation de l'unité de Noguères (Fig.8.7). Nos données d'architectures fluviales réalisées au niveau du Bassin de Graus-Tresp, sont en accord avec ces résultats. En effet, l'unité de chenaux anastomosés (Formation d'Esplugafreda) correspond à la partie distale du système fluviale des Conglomérats de Talarn qui rétrogradent et proviendrait alors d'une source localisée derrière l'anticlinal de San Corneli, donc probablement l'unité de Noguères (Fig. 8.10 D).

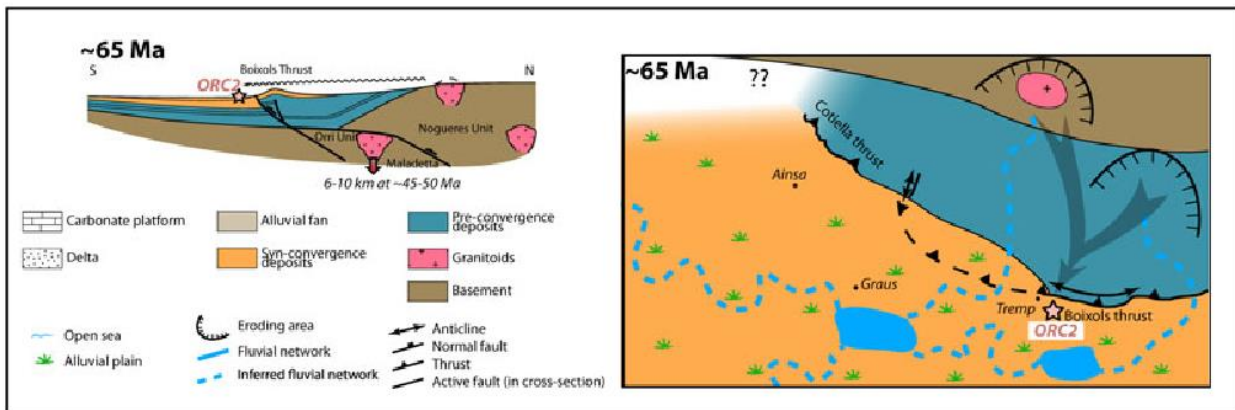


Fig.8.7: Résultats d'analyses de thermochronologie dans le bassin de Graus-Tresp, montrant l'apport des sédiments du nord (modifié d'après Filleaudeau et al., 2012)

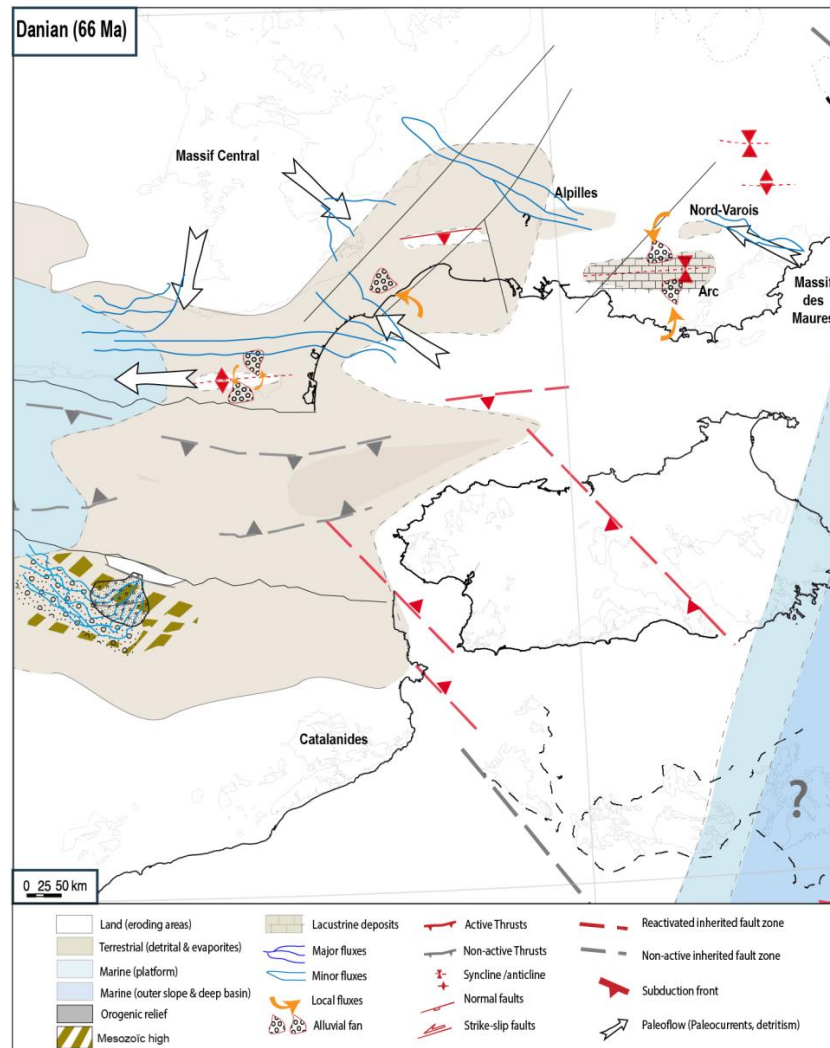


Fig.8.8 : Paléogéographie du système pyrénéen oriental au Danien (modifiée d'après Frasca, 2017)

A la fin du Danien, il y a une légère augmentation des taux de sédimentation (table 8.1) avec l'enregistrement d'un hiatus soit partiel du Sélandien dans certaines zones du système oriental, comme à Lairière (Maufrangeas et al., *en révision*) soit entier comme dans tout le domaine pyrénéen espagnol (Baceta et al., 2005, 2007, 2011 ; Pujalte et al., 2014). Ce hiatus correspondant à un bas niveau marin du Sélandien inférieur qui serait alors probablement enregistré dans tous les bassins du système pyrénéen oriental (jusque dans le bassin profond à l'ouest, Seranno, 2001). Ce hiatus est suivi dans les Corbières d'une surface de transgression avec l'apparition de dépôts marins du Sélandien supérieur, tandis que cette période est interprétée comme totalement absente dans le domaine sud pyrénéen dans la plateforme carbonatée et le domaine continental (Pujalte et al., 2014). Cependant, il se pourrait que celui-ci ne soit pas enregistré en Provence, qui n'est pas connecté à la mer.

Selon Christophoul (2003), la variation du niveau de base serait d'ordre tectonique. Il convient donc de considérer la variation globale du niveau de base d'ordre eustatique pour le Maastrichtien et le Dano-Sélandien, pouvant être perturbée par des pulses tectoniques liés à la collision Ibérie-Europe.

Le Thanétien est marqué par une augmentation du taux de sédimentation avec une dissymétrie des drainages qui est de nouveau observé entre les zones nord et sud. Ceci suggère à la fois un apport de sédiments qui augmente et une reprise de la subsidence à cette période. Tandis qu'au nord, les bassins enregistrent une épaisseur importante de plaine alluviale avec quelques flux proximaux dans les Corbières, au sud, le bassin enregistre des dépôts de plaine alluviale dont un épisode gypseux de haut niveau marin (Pujalte et al., 2014) puis un système fluviatile sinueux dont le bassin de drainage serait localisé au plus loin dans l'actuelle zone axiale. Un pulse majeur de sédiments (Conglomérat de Clarets) est enregistré au milieu de ce système, marquant le PETM. Il y a donc à cette période, le développement de ce relief situé au sud de la future zone axiale, alors qu'au nord, seul le Massif du Mouthoumet semble alimenter les quelques dépôts proximaux (Fig. 8.10 E).

A la fin du Thanétien, le raccourcissement a repris, conduisant à une nouvelle exhumation des roches varisques du Massif à l'est (Ternois, 2019). Les plutons varisques au sud ont atteint la surface au début de l'Yprésien.

Tout au long du Maastrichtien et du Paléocène, aucun apport ne provient du sud : en effet les sédiments méridionaux sont peu épais et présentent essentiellement des faciès de plaine d'inondatio. Ainsi le Bassin de Graus-Tremp est isolé du reste du bassin sud-Pyrénéen en raison de la croissance du chevauchement de Montsec (Deramond et al., 1993 ; Diaz-Molina, 1987).

A la base de l'Ilerdien les Corbières et la zone sud du des Pyrénées enregistrent un grand épisode transgressif avec la mise en place d'une plateforme carbonatée, alors que la zone orientale (Languedoc/ Provence) toute la zone enregistre des dépôts de plaine alluviale ponctués d'épisodes lacustres. Enfin, il faudra attendre l'Yprésien-Bartonien pour voir l'apparition d'un vrai relief au niveau de la Zone Axiale qui alimentera alors la zone nord du domaine pyrénéen oriental et toutes les molasses très épaisses (Fig. 8.10 F) (Prieur, 2019).

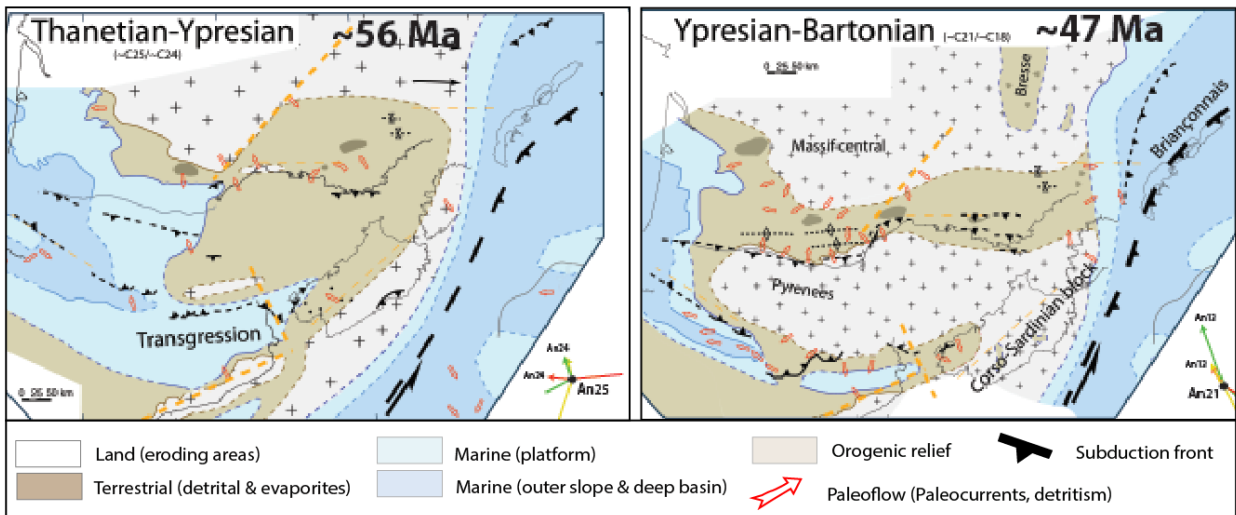
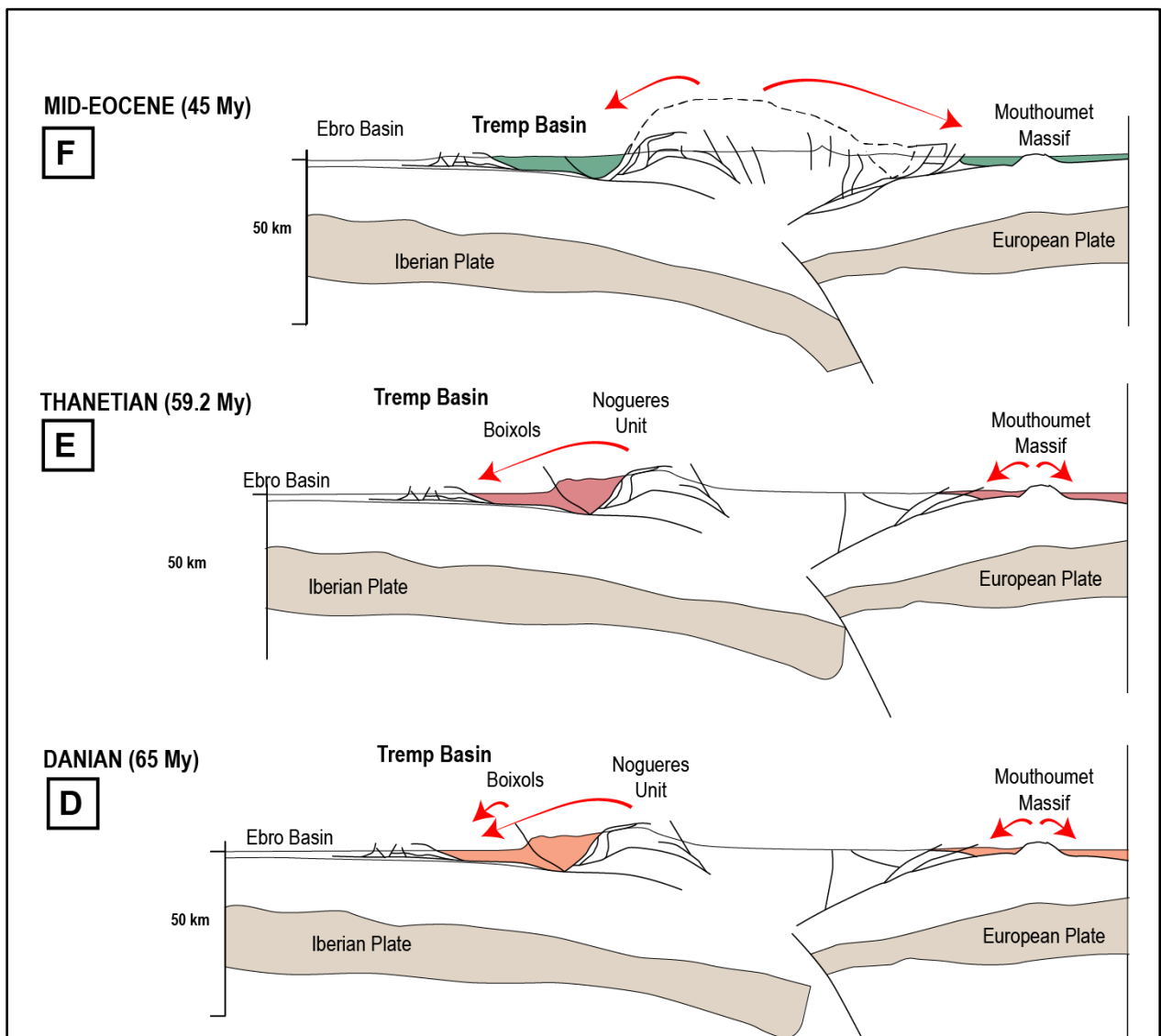


Fig.8.9: Paléogéographie à la limite Thanétien-Yprésien et Yprésien-Bartonian (d'après Frasca et al., 2017)



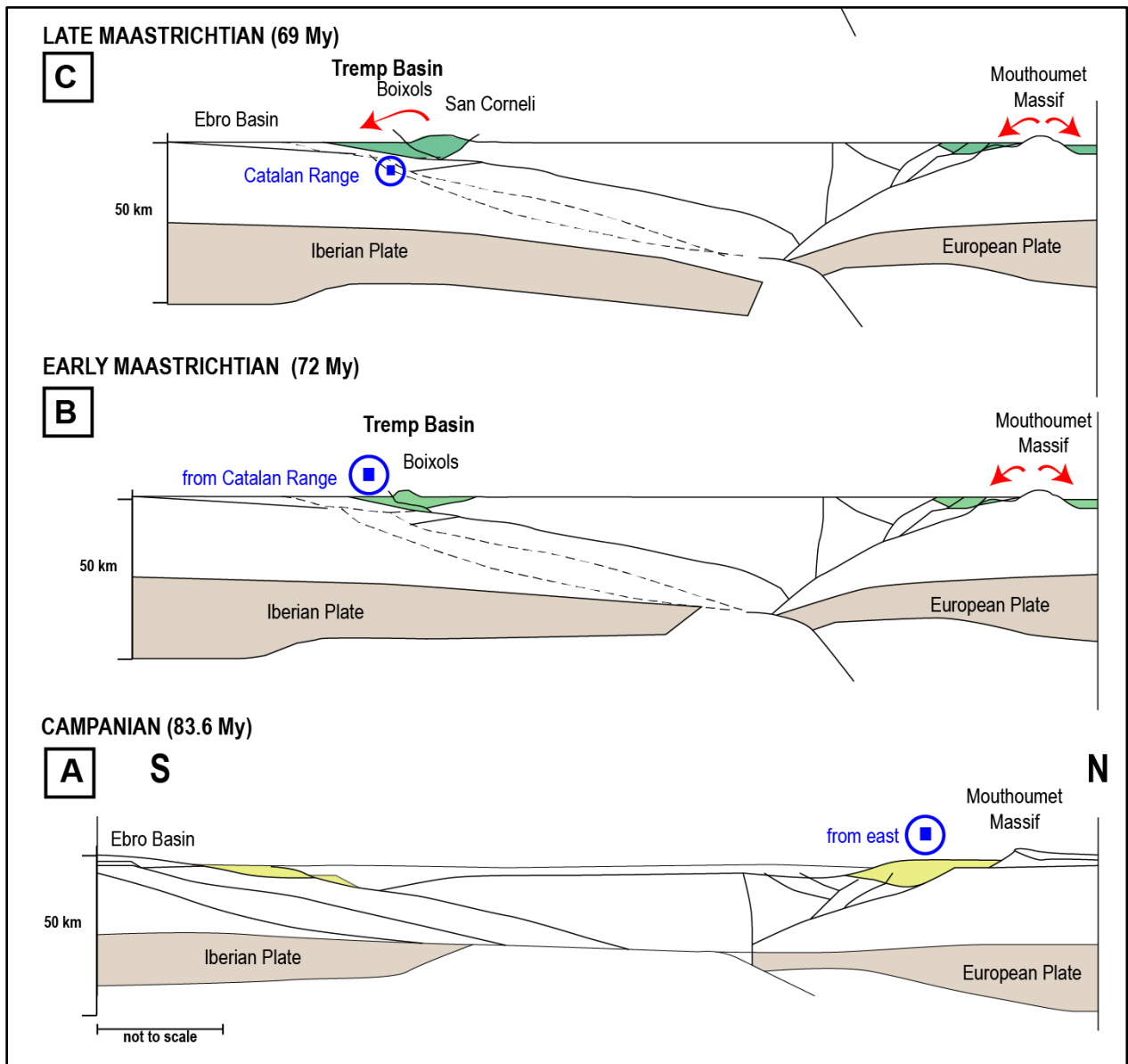


Fig.8.10 : Schéma représentant la reconstitution de la topographie du Campanien au milieu de l'Eocène a été proposé sur un profil passant par le Massif du Mouthoumet jusqu'au Bassin de Tremp (modifié d'après Roure et al., 1989 et Vergès et al., 2002).

Ainsi les paléo-drainages montrent que la majorité des sédiments proviennent en début d'orogénèse d'abord des zones externes, et d'une zone proto-axiale orientale, disparue lors de l'ouverture du Golfe du Lion, puis la ré-activation d'anciennes structures au Nord et l'émersion des nappes au Sud engendrent la production locale de sédiments et le partitionnement des flux. Il faut attendre le Thanétien moyen voire l'Eocène pour enregistrer des sédiments de la zone axiale, soit environ 26 Ma après le début de la convergence.

Conclusions générales & Perspectives

Ce travail met en œuvre une approche sédimentologique combinée à une approche stratigraphique par géochimie isotopique dans des bassins du Crétacé terminal au Paléocène, afin de comparer des remplissages de bassins sédimentaires péri-orogéniques continentaux afin de cartographier des systèmes fluviaux pour reconstruire les drainages et des flux. Ce travail a également permis de démontrer comment l'archive continentale enregistre les événements climatiques globaux. Ainsi cela permet d'avoir des données pour une discussion sur les signaux tectoniques et climatiques dans ces bassins de l'orogénèse précoce des Pyrénées.

Répartition des faciès et architecture fluviale dans les bassins péri-orogéniques du système pyrénéen oriental

Les bassins péri-orogéniques enregistrent des successions quasi-continues de sédiments du Crétacé terminal au Paléocène, avec quelques hiatus bien marqués. Des dépôts marins et deltaïques sont enregistrés dans certains bassins au Campanien, comme à l'ouest des Corbières ou dans le Bassin de Graus-Tremp avant d'enregistrer des séries fluvio-lacustres. L'étude de la répartition des faciès et notamment des épisodes lacustres a permis d'identifier la part du contrôle eustatique dans certains bassins étudiés. Ainsi, au Campanien inférieur et moyen, tous les bassins sont connectés au niveau marin (Corbières, Languedoc et Bassin de Graus-Tremp : Océan Atlantique ; Provence : peut-être la Téthys), alors qu'à partir de la transition Campanien-Maastrichtien, la Provence est déconnectée et n'enregistre plus les variations du niveau marin. Les apports sont alors contrôlés par les facteurs tectoniques mais aussi climatiques. La présence d'un hiatus à la base du Sélandien, interprété comme un bas niveau marin a été observé dans la plupart des bassins que ce soit à l'ouest ou jusque dans le Languedoc ; cependant il est difficile de trouver le Sélandien avec certitude en Provence.

Les études sédimentologiques et architecturales ont permis d'identifier plusieurs types de systèmes fluviaux dans le domaine pyrénéen oriental qui sont : des systèmes grossiers amalgamés ou très extensifs, des systèmes gréseux sinueux ou anastomosés, et un système de delta lacustre. A partir de ces variations des apports sédimentaires, il a été possible de définir plusieurs types de flux qui alimentent les bassins péri-orogéniques, et associés aux données de thermochronologie de comprendre in fine d'où proviennent les apports. Trois différents types de flux ont été définis : (1) les flux locaux, qui correspondent aux sédiments provenant de reliefs actifs locaux, (2) les flux majeurs, qui correspondent à un système conglomératique ou sableux montrant des corps sédimentaires soit extensifs soit amalgamés de grandes tailles et qui pourrait potentiellement être dérivé d'une source

lointaine et (3) les flux mineurs qui sont représentés par des dépôts fluviatile très fins ou des unités lacustres, dont le dépôt permet d'enregistrer une période où très peu de flux, voire aucun, n'est enregistré.

L'analyse des architectures fluviatiles et des paléo-drainages dans les bassins du système oriental montre que la majorité des sédiments proviennent en début d'orogénèse d'abord des zones externes, et d'une zone proto-zone axiale orientale, disparue lors de l'ouverture du Golfe du Lion. En effet, du Campanien au Maastrichtien inférieur, les flux majeurs sont enregistrés dans la zone sud des Corbières et dans le bassin de Tresp. La ré-activation d'anciennes structures au nord et l'émersion des nappes chevauchantes au sud engendrent la production locale de sédiments et le partitionnement des flux. Ainsi au Maastrichtien supérieur, des sédiments grossiers émanent de petits reliefs actifs locaux. A la transition Crétacé-Tertiaire, l'ensemble de la zone enregistre une période lacustre plus importante dans le domaine nord. Enfin, au Danien, le système enregistre un flux majeur au nord du Bassin de Tresp provenant du Nord et dans l'ouest des Corbières, provenant de l'est, tandis que les petits reliefs actifs forment encore des sources locales dans toute la zone septentrionale. Il faut attendre le Thanétien moyen voire l'Eocène pour enregistrer des sédiments de la zone axiale, soit environ 26 Ma après le début de la convergence. A partir de ces données de nouvelles cartes paléogéographiques ont été réalisées.

Pour aller plus loin, une étude de détail de la granulométrie des dépôts pourrait être réalisée afin d'identifier les conditions de régime hydrodynamique et quantifier les aires des bassins de drainage. Ceci permettra d'avoir une idée de la distance des sources par rapport au bassin où les sédiments se sont déposés. De plus, des études de thermochronologie détritique couplée à des études de pétrographie, sur les coupes continentales étudiées permettraient d'avoir une idée plus précise du type de source alimentant les bassins.

Stratigraphie et corrélation des bassins continentaux

Les séries continentales du Crétacé terminal au Paléocène manque de calages stratigraphiques robustes ne permettant pas les corrélations à haute résolution entre elles. L'amélioration de la stratigraphie de deux coupes a été réalisée grâce à un outil géochimique qui permet de réaliser des corrélations grâce au signal du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Ces nouvelles données géochimiques, couplées à des données de magnétostratigraphie, de biostratigraphie, ou d'autre courbes isotopiques ont permis d'identifier certains évènements géochimiques (MCE, LCE, MME, CMBE et K/P) dans les successions d'Orcau-Talarn (Espagne) et Saint-Ser (Provence, France) et ainsi proposer un nouveau découpage stratigraphique. Il reste cependant des incertitudes quand à la position de certaines limites, telles que la limite Campanien-Maastrichtien à Orcau, ou encore la limite KPg dans les deux régions.

L'analyse du ^{13}C sur la matière organique dans le bassin de l'Arc a également permis de pouvoir comparer certaines méthodes de géochimie isotopique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ sur nodules carbonatés, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ sur débris d'œuf de dinosaures) et ainsi de montrer les corrélations possibles mais également les faiblesses de certaines données.

Pour aller plus loin dans ce raffinage stratigraphique, il faudrait réaliser des études parallèles, telles que de la biostratigraphie sur la coupe d'Orcau (ndlr, les analyses sont en cours), ou encore des analyses de magnétostratigraphie sur les deux coupes. De plus, un échantillonnage plus serré pour avoir des données de ^{13}C à plus haute résolution va être réalisé dans les argiles de plaine alluviale (sur la coupe de St Ser, Provence) qui n'ont pas été échantillonnées lors de ce travail..

Afin de comparer de façon précise les signaux sur matière organique ou sur carbonates, il serait judicieux de réaliser les deux méthodes sur une même coupe continentale, contenant si possible plusieurs bancs carbonatés ou de nombreux nodules carbonatés. Cette étude pourrait permettre d'identifier ou non certains phénomènes, comme le décalage de quelque centimètres de certaines excursions ou encore des différences du signal ^{13}C sur MO et signal carbonaté dans certains bancs carbonatés. Une étude qui pourrait permettre de comprendre des différences est l'analyse du ^{18}O . Cojan et al. (2003) ont mis en évidence une différence dans les signaux du ^{18}O sur les couilles d'œufs de dinosaures et sur les globules carbonatés. La définition des paramètres qui modifient le signal de l'oxygène pourraient permettre de comprendre d'où viennent les différences sur les signaux du ^{13}C . D'autre part, le signal du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ est très sensible et peut-être modifié par l'altération de la matière organique ou par des phénomènes de diagenèse. Pour comprendre comment l'altération de la MO modifie le signal ^{13}C , il faudrait faire une étude plus approfondie du type de MO dans les échantillons. Pour cela, une analyse Rock Eval peut-être proposée avec des analyses au microscope pétrographique et fluorescent, comme cela a été réalisée partiellement pour le Bassin de Graus-Tremp dans le chapitre 6. Le problème étant la taille des particules préservées, il est difficile de les observer.

L'étude sédimentologique a également permis d'identifier de nombreux niveaux à paléosols qui varient fortement en latéral, il faut donc rester très prudent quant à l'utilisation des paléosols dans les études de stratigraphie séquentielle et les combiner avec l'architecture des chenaux.

Taux de sédimentation et relations tectonique et sédimentation dans le système pyrénéen oriental pendant la phase précoce

Les séries marines et deltaïques enregistrés à l'ouest des Corbières et dans le Bassin de Graus-Tremp au Campanien et début du Maastrichtien enregistrent un taux de sédimentation plus important que

les bassins exclusivement continentaux à la même période. Du Campanien au Danien, le taux de sédimentation le plus élevé est enregistré dans le Bassin de Tresp, alors qu'au Sélandien et Thanétien, c'est à Lairière dans les Corbières que le taux est le plus important. Même si la subsidence est enregistrée partout, elle est plus importante au sud de la proto-chaine au début de phase de convergence et devient plus importante au nord à la fin du Paléocène. Ces taux de sédimentation calculés montrent qu'il n'y a pas de phase de convergence précoce suivie d'une phase de quiescence au nord, mais une seule grande phase précoce avec une faible subsidence. Tandis qu'au sud, il y a une phase de convergence précoce Campano-Maastrichtienne suivie d'une phase de quiescence tectonique du Maastrichtien moyen au Dano-Sélandien avec une reprise en douceur de la subsidence au Thanétien avant d'atteindre l'optimum tectonique à l'Eocène.

L'étude des architectures fluviales montrent que même si la tectonique régionale contrôle le remplissage avec la présence d'une subsidence flexurale induite par la surrection de l'orogène, c'est la tectonique intrabassinale qui domine. Ceci est bien illustré notamment dans le bassin de Graus-Tresp, où les apports sédimentaires sont contrôlés par la mise en place du chevauchement de Boixols au nord du bassin, qui lui-même entraîne la formation d'anticlinaux satellites.

Pour confirmer les taux de sédimentations relatifs du Campanien au Danien, il faudrait les calculer en prenant en compte la décompaction. De plus, l'étude des cycles stratigraphiques à long terme et court terme dans les bassins péri-orogéniques pourraient améliorer la différenciation du forçage tectonique, climatique et eustatique. En effet, les facteurs climatiques et eustatiques peuvent engendrer des variations très rapides quant à la création ou à la destruction d'espace d'accommodation à l'échelle régionale comparé au facteur tectonique. Dans les sédiments continentaux l'étude des cycles restent cependant plus complexe que dans les dépôts marins. Ainsi il reste à faire l'analyse séquentielle sur certaines des coupes étudiées pendant cette thèse et une étude de la granulométrie, associée à des études minéralogiques des argiles pourraient permettre de faire une étude précise des séquences à court terme (centaine de milliers d'années).

Références

- Alexander, Jan, et Mike R. Leeder. 1987. « Active Tectonic Control on Alluvial Architecture ». http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP39/Active_Tectonic_Control_on_Alluvial.htm.
- Allen, J. R. L. 1965. « A REVIEW OF THE ORIGIN AND CHARACTERISTICS OF RECENT ALLUVIAL SEDIMENTS ». *Sedimentology* 5 (2): 89-191. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1965.tb01561.x>.
- Allen, J. L. (1968). Current ripples.
- Allen, P. A. 1986. « Foreland basins: An introduction, in Allen, P.A., and Homewood, P., eds., Foreland Basins: Special Publication of the International Association of Sedimentologists » Number 8: 3-12.
- Allen, P. A., & Hovius, N. (1998). Sediment supply from landslide-dominated catchments: implications for basin-margin fans. *Basin Research*, 10(1), 19-35. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1998.00060.x>
- Alonso-Zarza, Ana M. 2003. « Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record ». *Earth-Science Reviews* 60 (3): 261-98. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X).
- Alvarez, Walter, Michael A. Arthur, Alfred G. Fischer, William Lowrie, Giovanni Napoleone, Isabella Premoli Silva, et William M. Roggenthen. 1977. « Upper Cretaceous–Paleocene Magnetic Stratigraphy at Gubbio, Italy V. Type Section for the Late Cretaceous–Paleocene Geomagnetic Reversal Time Scale ». *GSA Bulletin* 88 (3): 383-89. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<383:UCMSAG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<383:UCMSAG>2.0.CO;2).
- Angrand, P. 2017. « Evolution 3D d'un rétro-bassin d'avant-pays: le Bassin Aquitain, France. »
- Ardèvol, Lluís, Juan Klimowitz, Jesús Malagón, et Peter J. C. Nagtegaal. 2000. « Depositional Sequence Response to Foreland Deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain ». *AAPG Bulletin* 84 (4): 566-87. <https://doi.org/10.1306/C9EBCE55-1735-11D7-8645000102C1865D>.
- Arenas-Abad, C., M. Vázquez-Urbez, G. Pardo-Tirapu, et C. Sancho-Marcén. 2010. « Chapter 3 Fluvial and Associated Carbonate Deposits ». In *Developments in Sedimentology*, édité par A. M. Alonso-Zarza et L. H. Tanner, 61:133-75. Elsevier. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0070457109061032>.
- Arens, Nan Crystal, et A. Hope Jahren. 2000. « Carbon Isotope Excursion in Atmospheric CO₂ at the Cretaceous-Tertiary Boundary: Evidence from Terrestrial Sediments ». *PALAIOS* 15 (4): 314-22. [https://doi.org/10.1669/0883-1351\(2000\)015<0314:CIEIAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0314:CIEIAC>2.0.CO;2).
- Arnaud, B. 2013. « Etude sédimentologique et paléogéographique du Maastrichtien et Paléocène des Corbières et du Bas-Languedoc ». Rapport de Master.
- Armitage, J. J., Duller, R. A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. (2011). Transformation of tectonic and climatic signals from source to sedimentary archive. *Nature Geoscience*, 4(4), 231-235. <https://doi.org/10.1038/ngeo1087>
- Arostegi, J., J. I. Baceta, V. Pujalte, et M. Carracedo. 2011. « Late Cretaceous–Palaeocene Mid-Latitude Climates: Inferences from Clay Mineralogy of Continental-Coastal Sequences (Trempe-Graus Area, Southern Pyrenees, N Spain) ». *Clay Minerals* 46 (1): 105-26. <https://doi.org/10.1180/claymin.2011.046.1.105>.
- Arthaud, F., et Ph. Matte. 1975. « Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation ». *Tectonophysics* 25 (1): 139-71. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90014-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1).
- Arthaud, F., et Ph. Matte. 1975. « Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0040195175900141>.
- Arthaud, F., et M. Seguret. 1981. « Les structures pyreneennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France) ». *Bulletin de la Société Géologique de France* 57-XXIII (1): 51-63. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.57-XXIII.1.51>.
- Ashraf, Abdul Rahman, et Heinrich Karl Erben. 1986. « Palynologische Untersuchungen an der Kreide/Tertiär-Grenze west-mediterraner Regionen ». *Palaeontographica Abteilung B*, juillet, 111-63.
- Babault, Julien, Jean Van Den Driessche, et Antonio Teixell. 2012. « Longitudinal to Transverse Drainage Network Evolution in the High Atlas (Morocco): The Role of Tectonics: DRAINAGE REORGANIZATION IN THE ATLAS ». *Tectonics* 31 (4): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011TC003015>.
- Babinot, Jean-François, Jean-Paul Colin, et Renée Rivière Damotte. 1983. « Les Ostracodes du Sénonien français ». *Géologie Méditerranéenne* 10 (3): 163-71. <https://doi.org/10.3406/geolm.1983.1257>.
- Babinot, Jean-François, et J. P. Durand. 1980a. « Rognacien, Vitrollien. Les étages français et leurs stratotypes. » *Mém. ureau de Recherche Géols. Minière, Orléans* 109, 1980.
- Babinot, Jean-François, et J. P. Durand. 1980b. « Valdonien, Fuveélien, Beégudien, Rognacien, Vitrollien. Les étages français et leurs stratotypes. » *Mém. Bureau de Recherche Géol. Minière, Orléans* 109, 1980.
- Babinot, Jean-François, Pierre Freytet, Maurice Amiot, Michel Bilotte, France de Broin, F. Colombo Piñol, Jacques Durand, et al. 1983. « Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale : état des connaissances biostratigraphiques ». *Géologie Méditerranéenne* 10 (3): 245-68. <https://doi.org/10.3406/geolm.1983.1268>.
- Baceta, Juan Ignacio, Pujalte, V., & Payros, A. (1994). Rellenos de valles encajados en el Maastrichtense superior y Paleógeno inferior de Alava (Plataforma Noribérica, Cuenca Vasca). <http://rabida.uhu.es/dspace/handle/10272/13966>

- Baceta, J. I., V. P. Wright, et V. Pujalte. 2001. « Palaeo-Mixing Zone Karst Features from Palaeocene Carbonates of North Spain: Criteria for Recognizing a Potentially Widespread but Rarely Documented Diagenetic System ». *Sedimentary Geology* 139 (3): 205-16. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00166-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00166-4).
- Baceta, Juan Ignacio, Victoriano Pujalte, et Gilen Bernaola. 2005. « Paleocene Coralgal Reefs of the Western Pyrenean Basin, Northern Spain: New Evidence Supporting an Earliest Paleogene Recovery of Reefal Ecosystems ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Paleobiotic changes in Earth History and their causes, 224 (1): 117-43. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.03.033>.
- Baceta, Juan Ignacio, V. Paul Wright, Simon J. Beavington-Penney, et Victoriano Pujalte. 2007. « Palaeohydrogeological Control of Palaeokarst Macro-Porosity Genesis during a Major Sea-Level Lowstand: Danian of the Urbasa-Andia Plateau, Navarra, North Spain ». *Sedimentary Geology* 199 (3): 141-69. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.024>.
- Bachman, George Odell, et Michael N. Machette. 1977. « Calcic soils and calcretes in the southwestern United States ». USGS Numbered Series 77-794. Open-File Report. U.S. Geological Survey., <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr77794>.
- Barbey, Pierre, Alain Cheilletz, et Bernard Laumonier. 2001. « The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332 (2): 129-36. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01506-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01506-8).
- Barnier, M. 2013. « Architecture et stratigraphie de la série fluvio-lacustre Campano- Maastrichtienne du synclinal d'Albas, Corbières. » Rapport de Master.
- Baroux, Emmanuel, Nicola Alessandro Pino, Gianluca Valensise, Oona Scotti, et Marc E. Cushing. 2003. « Source Parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, Southeastern France) Earthquake: A Reappraisal Based on Macroseismic, Seismological, and Geodetic Observations: THE 1909 SOUTHEASTERN FRANCE EARTHQUAKE ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B9). <https://doi.org/10.1029/2002JB002348>.
- Barrell, Joseph. 1914. « The Strength of the Earth's Crust », 29.
- Barrera, Enriqueta, et Claudia C. Johnson. 1999a. *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. Geological Society of America.
- Barrera, Enriqueta, et Claudia C. Johnson. 1999b. *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. Geological Society of America.
- Barrera, Enriqueta, Samuel M. Savin, Ellen Thomas, et Charles E. Jones. 1997. « Evidence for Thermohaline-Circulation Reversals Controlled by Sea-Level Change in the Latest Cretaceous ». *Geology* 25 (8): 715-18. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0715:EFTCRC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0715:EFTCRC>2.3.CO;2).
- Barrier, Laurie, Jean-Noël Proust, Thierry Nalpas, Cécile Robin, et François Guillocheau. 2010. « Control of Alluvial Sedimentation at Foreland-Basin Active Margins: A Case Study from the Northeastern Ebro Basin (Southeastern Pyrenees, Spain) ». *Journal of Sedimentary Research* 80 (8): 728-49. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.069>.
- Barso, D., & Ramos, E. (2007). Procedencia de los conglomerados sinorogénicos de La Pobra de Segur, Pirineos centro-meridionales.
- Beamud, E., J. A. Muñoz, P. G. Fitzgerald, S. L. Baldwin, M. Garcés, L. Cabrera, et J. R. Metcalf. 2011. « Magnetostratigraphy and Detrital Apatite Fission Track Thermochronology in Syntectonic Conglomerates: Constraints on the Exhumation of the South-Central Pyrenees ». *Basin Research* 23 (3): 309-31. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x>.
- Beamud, Elisabet, Josep Anton Muñoz, Paul G. Fitzgerald, Suzanne L. Baldwin, Miguel Garcés, Lluís Cabrera, et James R. Metcalf. 2011. « Magnetostratigraphy and Detrital Apatite Fission Track Thermochronology in Syntectonic Conglomerates: Constraints on the Exhumation of the South-Central Pyrenees ». *Basin Research* 23 (3): 309-31. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x>.
- Beaumont, Christopher. 1981. « Foreland basins ». *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 65 (2): 291-329. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02715.x>.
- Beaumont, Christopher, Josep Anton Muñoz, Juliet Hamilton, et Philippe Fullsack. 2000a. « Factors Controlling the Alpine Evolution of the Central Pyrenees Inferred from a Comparison of Observations and Geodynamical Models ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B4): 8121-45. <https://doi.org/10.1029/1999JB900390>.
- Beaumont, Christopher, Garry Quinlan, et Juliet Hamilton. 1988. « Orogeny and Stratigraphy: Numerical Models of the Paleozoic in the Eastern Interior of North America ». *Tectonics* 7 (3): 389-416. <https://doi.org/10.1029/TC007i003p00389>.
- Benanni, B. 2018. « Calage chemostratigraphique des séries continentales et marines du Campanien au Paléocène dans les Bassins primitifs de l'Orogène Pyrénéen. »
- Bergerat, Françoise. 1987. « Stress Fields in the European Platform at the Time of Africa-Eurasia Collision ». *Tectonics* 6 (2): 99-132. <https://doi.org/10.1029/TC006i002p00099>.
- Berner, Robert A. 1990. « Atmospheric Carbon Dioxide Levels Over Phanerozoic Time ». *Science* 249 (4975): 1382-86. <https://doi.org/10.1126/science.249.4975.1382>.
- Berner, Robert A. 1997. « The Rise of Plants and Their Effect on Weathering and Atmospheric CO₂ ». *Science* 276 (5312): 544-46. <https://doi.org/10.1126/science.276.5312.544>.

- Berner, Robert A., et Zavareth Kothavala. 2001. « Geocarb III: A Revised Model of Atmospheric CO₂ over Phanerozoic Time ». *American Journal of Science* 301 (2): 182-204. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.2.182>.
- Bessières, G., Bilotte, M., Crochet, B., B Peybernès, Y. Tambareau, et Villatte, J. 1989. « Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Quillan (1077): Orléans, BRGM, Carte géologique », 1989.
- Bestani, Lucie. 2015. « Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal : modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée ». Thesis, Aix-Marseille. <http://www.theses.fr/2015AIXM4313>.
- Bigham, J. M., Fitzpatrick, R. W., & Schulze, D. G. (2018). Iron Oxides. In J. B. Dixon & D. G. Schulze (Eds.), *SSSA Book Series* (pp. 323–366). Soil Science Society of America. <https://doi.org/10.2136/sssabookser7.c10>
- Bilotte, Michel. 1985. « Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes ».
- Bilotte, Michel, et Joseph Canerot. 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) ». *Ecolae Geologicae Helvetiae* 99 (1): 17-27. <https://doi.org/10.1007/s00015-006-1179-8>.
- Bilotte, Michel, Yvette Tambareau, et Juliette Villatte. 1983. « Le Crétacé supérieur et la limite Crétacé-Tertiaire en faciès continental dans le versant nord des Pyrénées ». *Géologie Méditerranéenne* 10 (3): 269-76. <https://doi.org/10.3406/geolm.1983.1269>.
- Biteau, Jean-Jacques, Alain Le Marrec, Michel Le Vot, et Jean-Marie Masset. 2006. « The Aquitaine Basin ». *Petroleum Geoscience* 12 (3): 247-73. <https://doi.org/10.1144/1354-079305-674>.
- Blum, M. D. 2000. « Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward - Blum - 2000 - ». In , *Sedimentology-Wiley Online Library*. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x>.
- Blum, Michael D., et David M. Price. 1998. « Quaternary Alluvial Plain Construction in Response to Glacio-Eustatic and Climatic Controls, Texas Gulf Coastal Plain ». http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP59/Quaternary_Alluvial_Plain_Construction.htm.
- Blum Michael D., et Törnqvist Torbjörn E. 2002. « Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward ». *Sedimentology* 47 (s1): 2-48. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x>.
- Boillot, Gilbert. 1986. « Comparison between the Galicia and Aquitaine margins ». *Tectonophysics* 129 (1): 243-55. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90254-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90254-4).
- Bolle, M.-P., & Adatte, T. (2001). Palaeocene-early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: clay mineral evidence. *Clay Minerals*, 36 (2): 249–261.
- Bown, T. M., & Kraus, M. J. (1987). Integration of channel and floodplain suites; I, Developmental sequence and lateral relations of alluvial Paleosols. *Journal of Sedimentary Research*, 57(4), 587–601. <https://doi.org/10.1306/212F8BB1-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Bourrouilh, Robert, Jean-Paul Richert, et Greg Zolnai. 1995. « The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: Evolution and Hydrocarbons ». *AAPG Bulletin* 79 (6): 831-53.
- Bowen, G.J., P.L. Koch, Philip D. Gingerich, Richard D. Norris, S. Bains, et R. M. Corfield. 2001. « Refined isotope stratigraphy across the continental Paleocene-Eocene boundary on Polecat Bench in the Northern Bighorn Basin. In : Paleocene-Eocene Stratigraphy and Biotic Change in the Bighorn and Clarks Fork Basin, Wyoming, P.D. Gingerich (Ed.), University of Michigan Papers on Paleontology 33 ». In *Paleocene-Eocene Stratigraphy and Biotic Change in the Bighorn and Clarks Fork Basin, Wyoming, P.D. Gingerich (Ed.), University of Michigan Papers on Paleontology* 33, 73-88.
- Bown, Thomas M., et Mary J. Kraus. 1987. « Integration of Channel and Floodplain Suites; I, Developmental Sequence and Lateral Relations of Alluvial Paleosols ». *Journal of Sedimentary Research* 57 (4): 587-601. <https://doi.org/10.1306/212F8BB1-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Bralower, Timothy J., Isabella Premoli Silva, Mitchell J. Malone, et Scientific Participants of Leg 198. 2002. « New Evidence for Abrupt Climate Change in the Cretaceous and Paleogene: An Ocean Drilling Program Expedition to Shatsky Rise, Northwest Pacific ». *GSA Today* 12 (11): 4-10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2002\)012<0004:NEFACC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2002)012<0004:NEFACC>2.0.CO;2).
- Brandon, Mark T., Mary K. Roden-Tice, et John I. Garver. 1998. « Late Cenozoic Exhumation of the Cascadia Accretionary Wedge in the Olympic Mountains, Northwest Washington State ». *GSA Bulletin* 110 (8): 985-1009. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<0985:LCEOTC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<0985:LCEOTC>2.3.CO;2).
- BRGM. 1984. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et paléogéographie*. Mémoire n°125.
- Bridge, John S. 1993. « Description and Interpretation of Fluvial Deposits: A Critical Perspective ». *Sedimentology* 40 (4): 801-10. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01361.x>.
- Bridge, John S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Wiley-Blackwell.
- Bridge, John S., et Michael R. Leeder. 1979. « A Simulation Model of Alluvial Stratigraphy ». *Sedimentology* 26 (5): 617-44. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00935.x>.
- Brodie, Chris R., James S. L. Casford, Jeremy M. Lloyd, Melanie J. Leng, Tim. H. E. Heaton, Christopher P. Kendrick, et Zong Yongqiang. 2011. « Evidence for bias in C/N, δ¹³C and δ¹⁵N values of bulk organic matter, and on environmental interpretation, from a lake sedimentary sequence by pre-analysis acid treatment methods ». *Quaternary Science Reviews* 30 (21): 3076-87. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.003>.
- Brunet, Marie-Françoise. 1991. « Subsidence et géodynamique du bassin d'aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'atlantique ». Thesis, Paris 6. <http://www.theses.fr/1991PA066052>.

- Budd, David A, Sean M Pack, et Marilyn L Fogel. 2002. « The destruction of paleoclimatic isotopic signals in Pleistocene carbonate soil nodules of Western Australia ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 188 (3): 249-73. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00588-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00588-6).
- Burbank, Douglas W. 1992a. « Causes of Recent Himalayan Uplift Deduced from Deposited Patterns in the Ganges Basin ». *Nature* 357 (6380): 680. <https://doi.org/10.1038/357680a0>.
- Burov, E.B., et A.B. Watts. 2006. « The Long-Term Strength of Continental Lithosphere: “Jelly Sandwich” or “Crème Brûlée”? » *GSA Today* 16 (1): 4. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2006\)016<4:TLTSOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2006)016<4:TLTSOC>2.0.CO;2).
- Burov, Evgene B., et Michel Diament. 1995. « The Effective Elastic Thickness (T_e) of Continental Lithosphere: What Does It Really Mean? » *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100 (B3): 3905-27. <https://doi.org/10.1029/94JB02770>.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A., Queralt, I., & Pini, R. (2001). Weathering of a gypsum-calcareous mudstone under semi-arid environment at Tabernas, SE Spain: laboratory and field-based experimental approaches. *CATENA*, 44(2), 111-132. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00153-3](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00153-3)
- Canérot, Joseph, Michael R. Hudec, et Konrad Rockenbauch. 2005. « Mesozoic Diapirism in the Pyrenean Orogen: Salt Tectonics on a Transform Plate Boundary ». *AAPG Bulletin* 89 (2): 211-29. <https://doi.org/10.1306/09170404007>.
- Canérot, Joseph, Bernard Laumonier, et Thierry Baudin. 2006. « Sur l'origine Karstique et l'âge Plio-Quaternaire Des Accumulations Bréchiqes Dites «brèches Marines et Paléocènes» d'Amélie-Les-Bains (Pyrénées-Orientales, France) ». *Ecolgae Geologicae Helvetiae* 99 (1): 49-64. <https://doi.org/10.1007/s00015-006-1175-z>.
- Canérot, Joseph, Claude Majesté-Menjoulas, et Yves Ternet. 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 Geoscience* 336 (2): 135-42. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.11.004>.
- Canudo, José I., Oriol Oms, Bernat Vila, Àngel Galobart, Víctor Fondevilla, Eduardo Puértolas-Pascual, Albert G. Sellés, et al. 2016. « The upper Maastrichtian dinosaur fossil record from the southern Pyrenees and its contribution to the topic of the Cretaceous–Palaeogene mass extinction event ». *Cretaceous Research* 57 (janvier): 540-51. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.06.013>.
- Catuneanu, O., V. Abreu, J. P. Bhattacharya, M. D. Blum, R. W. Dalrymple, P. G. Eriksson, C. R. Fielding, et al. 2009. « Towards the standardization of sequence stratigraphy ». *Earth-Science Reviews* 92 (1): 1-33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>.
- Catuneanu, Octavian. 2006a. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier.
- Caus, Esmeralda, et Antonio Gómez-Garrido. 1989. « Upper cretaceous biostratigraphy of the south-central Pyrenees (Lleida, Spain) ». *Geodinamica Acta* 3 (3): 221-28. <https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105188>.
- Causser. 1944apr. J.-C. « Etudes Stratigraphiques du Campanien et du Maastrichtien de l'Europe Occidentale Cote Basques, Charentes (France), Limbourg (Pays-Bas). Biochronologie, Magnetostratigraphie, Stratigraphie Isotopique, Radiochronologie Comparee de Domaine Oceanique et des Regions Stratotypiques. Contribution a' La Paleoclimatologie du Cretace Superieur. » *Doc. BRGM n°235*.
- Cerling, Thure E. 1984. « The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate ». *Earth and Planetary Science Letters* 71 (2): 229-40. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90089-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90089-X).
- Cerling, Thure E, D. Kip Solomon, Jay Quade, et John R Bowman. 1991. « On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (11): 3403-5. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90498-T](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90498-T).
- Cerling, Thure E., Yang Wang, et Jay Quade. 1993a. « Expansion of C4 Ecosystems as an Indicator of Global Ecological Change in the Late Miocene ». *Nature* 361 (6410): 344. <https://doi.org/10.1038/361344a0>.
- Cerling, Thure E., Yang Wang, et Jay Quade. 1993b. « Expansion of C4 Ecosystems as an Indicator of Global Ecological Change in the Late Miocene ». *Nature* 361 (6410): 344. <https://doi.org/10.1038/361344a0>.
- Chamley, Herve. 2013. *Clay Sedimentology*. Springer Science & Business Media.
- Champion, Claire, Pierre Choukroune, et Georges Clauzon. 2000. « La déformation post-Miocène en Provence occidentale ». *Geodinamica Acta* 13 (2-3): 67-85. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105365>.
- Chanvry, Emmanuelle. 2016. « Caractérisation et facteurs de contrôle des distributions minéralogiques du Bassin Piggyback de Graus-Tremp-Ainsa (Espagne), à l'Eocène Inférieur. » Thesis, Lyon. <http://www.theses.fr/2016LYSEM034>.
- Chardon, Dominique, et Olivier Bellier. 2003. « Geological Boundary Conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) Earthquake : Structure and Evolution of the Trévaresse Ridge Anticline ». *Bulletin de La Société Géologique de France* 174 (5): 497-510. <https://doi.org/10.2113/174.5.497>.
- Charrière, André, et Michel Durand-Delga. 2004. « Le jeu fini-Crétacé du front nord-pyrénéen aux environs de Cucugnan (Corbières méridionales, Aude, France) ». *Comptes Rendus Geoscience* 336 (13): 1199-1208. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.07.001>.
- Chevrot, Sébastien, Antonio Villaseñor, Matthieu Sylvander, Sébastien Benahmed, Eric Beucler, Glenn Cougoulat, Philippe Delmas, et al. 2014a. « High-Resolution Imaging of the Pyrenees and Massif Central from the Data of the PYROPE and IBERARRAY Portable Array Deployments ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119 (8): 6399-6420. <https://doi.org/10.1002/2014JB010953>.

- Chen, C., Guerit, L., Foreman, B. Z., Hassenruck-Gudipati, H. J., Adatte, T., Honegger, L., Perret, M., Sluijs, A., & Castellort, S. (2018). Estimating regional flood discharge during Palaeocene-Eocene global warming. *Scientific Reports*, 8(1), 13391. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31076-3>
- Chen, X. Y. (1997). Pedogenic gypcrete formation in arid central Australia. *Geoderma*, 77(1), 39–61. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00005-0)
- Choukroune, P. 1976. « Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation d'une portion de chaîne à shistosité sub-verticale. » *MEM. SOC. GEOL. FR.; FR.; DA. 1976; VOL. 55; NO 127; PP. 1-116; H.T. 16; ABS. ANGL.; BIBL. 9 P. 1/2; 120 ILL*, 1976.
- Choukroune, P. 1989. « The Ecore Pyrenean Deep Seismic Profile Reflection Data and the Overall Structure of an Orogenic Belt ». *Tectonics* 8 (1): 23-39. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00023>.
- Choukroune, P., et M. Mattauer. 1978. « Tectonique Des Plaques et Pyrenees; Sur Le Fonctionnement de La Faille Transformante Nord-Pyreneenne; Comparaisons Avec Des Modeles Actuels ». *Bulletin de La Société Géologique de France S7-XX* (5): 689-700. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.689>.
- Choukroune, P., F. Roure, et B. Pinet. 1990. « Main results of the ECORS Pyrenees profile ». *Tectonophysics* 173 (1): 411-23. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90234-Y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90234-Y).
- Choukroune, Pierre. 1992. « Tectonic Evolution of the Pyrenees ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 20 (1): 143-58. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.20.050192.001043>.
- Choukroune, Pierre, Xavier Le Pichon, Michel Seguret, et Jean-Claude Sibuet. 1973. « Bay of Biscay and Pyrenees ». *Earth and Planetary Science Letters* 18 (1): 109-18. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90041-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90041-1).
- Choukroune, Pierre, Michel Seguret, et A. Galdeano. 1973. « Caractéristiques et evolution structurale des Pyrenees; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques ». *Bulletin de la Société Géologique de France S7-XV* (5-6): 600-611. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.600>.
- Christophoul, F., J.-C. Soula, S. Brusset, B. Elibana, M. Roddaz, G. Bessiere, et J. Deramond. 2003. « Time, Place and Mode of Propagation of Foreland Basin Systems as Recorded by the Sedimentary Fill: Examples of the Late Cretaceous and Eocene Retro-Foreland Basins of the North-Eastern Pyrenees ». *Geological Society, London, Special Publications* 208 (1): 229-52. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.208.01.11>.
- Christophoul, Frédéric. 2015. « Réponse des systèmes alluviaux aux forçages externes à diverses échelles de temps : de la morphologie fluviale à l'architecture stratigraphique des systèmes continentaux ». Habilitation à diriger des recherches, Université Toulouse III, Paul Sabatier. <https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01237168>.
- Clarke, Leon J., et Hugh C. Jenkyns. 1999. « New Oxygen Isotope Evidence for Long-Term Cretaceous Climatic Change in the Southern Hemisphere ». *Geology* 27 (8): 699-702. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0699:NOIEFL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0699:NOIEFL>2.3.CO;2).
- Clerc, C., A. Lahfid, P. Monié, Y. Lagabriele, C. Chopin, M. Poujol, P. Boulvais, J.-C. Ringenbach, E. Masini, et M. de St Blanquat. 2015. « High-Temperature Metamorphism during Extreme Thinning of the Continental Crust: A Reappraisal of the North Pyrenean Passive Paleomargin ». *Solid Earth* 6 (2): 643-68. <https://doi.org/10.5194/se-6-643-2015>.
- Clevis, Quintijn, Poppe de Boer, et Maarten Wachter. 2003. « Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy ». *Sedimentary Geology* 163 (1): 85-110. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00174-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00174-X).
- Coccioni, Rodolfo, Giuseppe Bancalà, Rita Catanzariti, Eliana Fornaciari, Fabrizio Frontalini, Luca Giusberti, Luigi Jovane, Valeria Luciani, Jairo Savian, et Mario Sprovieri. 2012. « An integrated stratigraphic record of the Palaeocene–lower Eocene at Gubbio (Italy): new insights into the early Palaeogene hyperthermals and carbon isotope excursions ». *Terra Nova* 24 (5): 380-86. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.01076.x>.
- Cojan, I. 1989. « Discontinuités majeures en milieu continental. Proposition de corrélation avec des événements globaux (Bassin de Provence, S. France, Passage Crétacé-Tertiaire). » *C. R. Acad. Sci. Paris* 309, 1989.
- Cojan, I. 2009. « Alternating Fluvial and Lacustrine Sedimentation: Tectonic and Climatic Controls (Provence Basin, S. France, Upper Cretaceous/Palaeocene) ». In *Alluvial Sedimentation*, 425-38. John Wiley & Sons, Ltd. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/9781444303995.ch27>.
- Cojan, I., M.-G. Moreau, et L. E. Stott. 2000. « Stable Carbon Isotope Stratigraphy of the Paleogene Pedogenic Series of Southern France as a Basis for Continental-Marine Correlation ». *Geology* 28 (3): 259-62. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<259:SCISOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<259:SCISOT>2.0.CO;2).
- Cojan, I., et M. Renard. 1997. *Sédimentologie*. Editions Massons. Enseignement des Sciences de la Terre.
- Cojan, Isabelle, Maurice Renard, et Laurent Emmanuel. 2003. « Palaeoenvironmental reconstruction of dinosaur nesting sites based on a geochemical approach to eggshells and associated palaeosols (Maastrichtian, Provence Basin, France) ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 191 (2): 111-38. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00655-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00655-7).
- Colombera, Luca, Oscar J. Arévalo, et Nigel P. Mountney. 2017. « Fluvial-system response to climate change: The Paleocene-Eocene Tresp Group, Pyrenees, Spain ». *Global and Planetary Change* 157 (octobre): 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.08.011>.
- Colson, Jelena, et Isabelle Cojan. 1996. « Groundwater Dolocretes in a Lake-Marginal Environment: An Alternative Model for Dolocrete Formation in Continental Settings (Danian of the Provence Basin, France) ». *Sedimentology* 43 (1): 175-88. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb01466.x>.

- Contreras-Reyes, Eduardo, et Axel Osses. 2010. « Lithospheric Flexure Modelling Seaward of the Chile Trench: Implications for Oceanic Plate Weakening in the Trench Outer Rise Region ». *Geophysical Journal International* 182 (1): 97-112. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04629.x>.
- Corroy, Georges, Jean Pierre Durand, et Claude Tempier. 1964. « Evolution Tectonique de La Montagne Sainte-Victoire En Provence ». *Bulletin de La Société Géologique de France* S7-VI (1): 91-106. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-VI.1.91>.
- Cowling, Sharon A. 2013. « Did early land plants use carbon-concentrating mechanisms? » *Trends in Plant Science* 18 (3): 120-24. <https://doi.org/10.1016/j.tplants.2012.09.009>.
- Cuevas, J.L. 1992. « Estratigrafía del "Garimniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida ». *Acta Geologica Hispanica*, v. 27, 1992.
- Cuevas, J. L., Dreyer, T., & Mercade, L. (1989). The first stage of the foreland basin: the Tremp Group. In Guidebook 4th Int. Conference on Fluvial Sedimentology (Munoz, (eds.u)).
- Currie, Brian S. 1997. « Sequence Stratigraphy of Nonmarine Jurassic–Cretaceous Rocks, Central Cordilleran Foreland-Basin System ». *GSA Bulletin* 109 (9): 1206-22. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<1206:SSONJC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<1206:SSONJC>2.3.CO;2).
- Dallanave, E., Tauxe, L., Muttoni, G., & Rio, D. (2010). Silicate weathering machine at work: Rock magnetic data from the late Paleocene-early Eocene Cicogna section, Italy: Silicate weathering machine at work. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(7), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GC003142>
- Dalrymple, Robert W., Brian A. Zaitlin, et Ron Boyd. 1992. « Estuarine Facies Models; Conceptual Basis and Stratigraphic Implications ». *Journal of Sedimentary Research* 62 (6): 1130-46. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Davidson, S. K., et C. P. North. 2009. « Geomorphological Regional Curves for Prediction of Drainage Area and Screening Modern Analogues for Rivers in the Rock Record ». *Journal of Sedimentary Research* 79 (10): 773-92. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.080>.
- Davidson, S. K., & Hartley, A. J. (2010). Towards a Quantitative Method for Estimating Paleohydrology from Clast Size and Comparison with Modern Rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 80(7), 688–702. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.062>
- Daz-Molina, M. 1993. « Geometry and Lateral Accretion Patterns in Meander Loops: Examples from the Upper Oligocene–Lower Miocene, Loranca Basin, Spain ». In *Alluvial Sedimentation*, édité par M. Marzo et C. Puigdefregas, 115-31. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444303995.ch10>.
- De Lagausie, B. 2017. « Contribution de la géochimie isotopique du carbone organique au calage stratigraphique et à l'étude paléoclimatique du Sélandien dans le domaine pyrénéen. »
- DeCelles, P. G., et K. A. Giles. 1996. « Foreland Basin Systems ». *Basin Research* 8 (2): 105-23.
- Deramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.-J., & Specht, M. (1993). Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 71(1), 193–219. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09>
- Desegaulx, P., et M. F. Brunet. 1990. « Tectonic Subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous Times ». *Bulletin de La Societe Geologique de France* VI (2): 295-306. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.2.295>.
- Desegaulx, P., F. Roure, et A. Villein. 1990. « Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust ». *Tectonophysics* 182 (3): 211-25. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90164-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90164-4).
- D'Hondt, Steven, et Michael A. Arthur. 2002. « Deep Water in the Late Maastrichtian Ocean: LATE MAASTRICHTIAN DEEP OCEAN ». *Paleoceanography* 17 (1): 8-1-8-11. <https://doi.org/10.1029/1999PA000486>.
- Díaz-Molina. (1987). Sedimentación sinectónica asociada a una subida relativa del nivel del mar durante el Cretácico superior (Fm. Tremp, provincia de Lérida). *Estudios Geológicos*, 43(Extra), 69–93. <https://doi.org/10.3989/egeol.8743Extra626>
- Díaz Molina, M., J. Arribas Mocoroa, et M^a Ángeles Bustillo. 1989. « The Tortola and Villalba de La Sierra Fluvial Fans, Late Oligocene- Early Miocene. Loranca Basin, Central Spain. » <https://digital.csic.es/handle/10261/161048>.
- Dickens, Gerald R., James R. O'Neil, David K. Rea, et Robert M. Owen. 1995. « Dissociation of Oceanic Methane Hydrate as a Cause of the Carbon Isotope Excursion at the End of the Paleocene ». *Paleoceanography* 10 (6): 965-71. <https://doi.org/10.1029/95PA02087>.
- Dickinson, William R. 1974. « Plate Tectonics and Sedimentation ». http://archives.datapages.com/data/sep_m_sp/SP22/Plate_Tectonics_and_Sedimentation.htm.
- Díez-Canseco, D., J. A. Arz, M. I. Benito, M. Díaz-Molina, et I. Arenillas. 2014. « Tidal influence in redbeds: A palaeoenvironmental and biostratigraphic reconstruction of the Lower Tremp Formation (South-Central Pyrenees, Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary ». *Sedimentary Geology* 312 (octobre): 31-49. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.06.008>.
- Díez-Canseco, Davinia, Nieves López Martínez, Margarita Díaz Molina, et María Isabel Benito Moreno. 2012. « Stream Mouth Deposits in the Palaeontological Site of Somosaguas, Middle Miocene, Madrid Basin ». *Revista Española de Paleontología* 27 (2): 93-104.
- Donselaar, M. E., & Overeem, I. (2008). Connectivity of fluvial point-bar deposits: An example from the Miocene Huesca fluvial fan, Ebro Basin, Spain. *AAPG Bulletin*, 92(9), 1109–1129. <https://doi.org/10.1306/04180807079>

- Domingo, Laura, Nieves López-Martínez, Melanie J. Leng, et Stephen T. Grimes. 2009. « The Paleocene–Eocene Thermal Maximum Record in the Organic Matter of the Claret and Tendrúy Continental Sections (South-Central Pyrenees, Lleida, Spain) ». *Earth and Planetary Science Letters* 281 (3-4): 226–37. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.025>.
- Dreyer, T. 1993. « Quantified Fluvial Architecture in Ephemeral Stream Deposits of the Esplugafreda Formation (Palaeocene), Tremp–Graus Basin, Northern Spain ». In *Alluvial Sedimentation*, 337–62. John Wiley & Sons, Ltd. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/9781444303995.ch23>.
- Dughi, R., et F. Sigur. 1957. « Les oeufs de dinosaures du Bassin d'Aix-en-Provence. » *Compte Rendu Académie des Sciences de Paris (245)*, 1957.
- Durand, Jean Pierre, et Claude Tempier. 1962. « Etude Tectonique de La Zone Des Breches Du Massif de Sainte-Victoire Dans La Region Du Tholonet (Bouches-Du-Rhone) ». *Bulletin de La Société Géologique de France S7-IV* (1): 97–101. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-IV.1.97>.
- Duchaufour, P. (1982). *Pedology, Pedogenesis and Classification* English Edtn (Trans. TR Paton. George).
- Dypvik, H., Riber, L., Burca, F., Rütger, D., Jargvoll, D., Nagy, J., & Jochmann, M. (2011). The Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) in Svalbard — clay mineral and geochemical signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302(3–4), 156–169. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.12.025>
- Egger, Hans, Claus Heilmann-Clausen, et Birger Schmitz. 2000. « The Paleocene/Eocene-Boundary Interval of a Tethyan Deep-Sea Section (Austria) and Its Correlation with the North Sea Basin ». *Bulletin de La Société Géologique de France* 171 (2): 207–16. <https://doi.org/10.2113/171.2.207>.
- Eichenseer, Herbert, et Hanspeter Luterbacher. 1992. « The Marine Paleogene of the Tremp Region (NE Spain)-Depositional Sequences, Facies History, Biostratigraphy and Controlling Factors ». *Facies* 27 (1): 119–51. <https://doi.org/10.1007/BF02536808>.
- Eschard, Rémi, et Brigitte Doligez. 1993. *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations: Proceedings of the 7th IFP Exploration and Production Research Conference Held in Scarborough, April 12-17, 1992*. Editions TECHNIP.
- Espurt, Nicolas, Jean-Claude Hippolyte, Marianne Saillard, et Olivier Bellier. 2012. « Geometry and Kinematic Evolution of a Long-Living Foreland Structure Inferred from Field Data and Cross Section Balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France: STRUCTURE OF THE SAINTE-VICTOIRE SYSTEM ». *Tectonics* 31 (4): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011TC002988>.
- Ethridge, Frank G., Lesli J. Wood, et S. A. Schumm. 1998. « Cyclic Variables Controlling Fluvial Sequence Development: Problems and Perspectives ». http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP59/Cyclic_Variables_Controlling.htm.
- Fanning, D. S., & Fanning, M. C. B. (1989). Soil morphology, genesis and classification. *Soil Morphology, Genesis and Classification*.
- 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? *Sedimentary Geology*, 261–262, 15–32. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.004>
- Feist, Monique, et F. Colombo Piñol. 1983. « La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes ». *Géologie Méditerranéenne* 10 (3): 303–25. <https://doi.org/10.3406/geolm.1983.1273>.
- Fetati, S. 2018. « Relations tectono-sédimentaires des séries du Campanien au Paléocène dans les bassins primitifs de l'orogène pyrénéen: cas d'étude du Bassin de Tremp en zone Sud-Pyrénéenne (Espagne). »
- Filleaudeau, Pierre-Yves. 2011. « Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique », avril. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00642171>.
- Filleaudeau, Pierre-Yves, Frédéric Mouthereau, et Raphaël Pik. 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 Research* 24 (4): 401–17. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x>.
- Fillon, Charlotte, et Peter van der Beek. 2012. « Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data ». *Basin Research* 24 (4): 418–36. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x>.
- Fillon, Charlotte, Ritske S. Huismans, et Peter van der Beek. 2013. « Syntectonic Sedimentation Effects on the Growth of Fold-and-Thrust Belts ». *Geology* 41 (1): 83–86. <https://doi.org/10.1130/G33531.1>.
- Fischer, M. W. 1984. « Thrust Tectonics in the North Pyrenees ». *Journal of Structural Geology* 6 (6): 721–26. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90011-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90011-7).
- Fitzgerald, P. G., J. A. Muñoz, P. J. Coney, et S. L. Baldwin. 1999. « Asymmetric Exhumation across the Pyrenean Orogen: Implications for the Tectonic Evolution of a Collisional Orogen ». *Earth and Planetary Science Letters* 173 (3): 157–70. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00225-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00225-3).
- Flemings, Peter B., et Teresa E. Jordan. 1989. « A synthetic stratigraphic model of foreland basin development ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94 (B4): 3851–66. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03851>.
- Föllmi, Karl B., Alexis Godet, Stéphane Bodin, et Pascal Linder. 2006. « Interactions between Environmental Change and Shallow Water Carbonate Buildup along the Northern Tethyan Margin and Their Impact on the Early Cretaceous Carbon Isotope Record ». *Paleoceanography* 21 (4). <https://doi.org/10.1029/2006PA001313>.

- Fondevilla, Víctor, Jaume Dinarès-Turell, et Oriol Oms. 2016. « The Chronostratigraphic Framework of the South-Pyrenean Maastrichtian Succession Reappraised: Implications for Basin Development and End-Cretaceous Dinosaur Faunal Turnover ». *Sedimentary Geology* 337 (mai): 55-68. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.006>.
- Ford, Duchene, Gasquet, et Vanderhaeghe. 2006. « Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps | Journal of the Geological Society ». 2006. <https://jgs.lyellcollection.org/content/163/5/815.short>.
- Ford Mary. 2004. « Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins ». *Basin Research* 16 (3): 361-75. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00236.x>.
- Ford, Mary, Stéphanie Duchêne, Dominique Gasquet, et Olivier Vanderhaeghe. 2006. « Two-Phase Orogenic Convergence in the External and Internal SW Alps ». *Journal of the Geological Society* 163 (5): 815-26. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-034>.
- Ford, Mary, Louis Hemmer, Arnaud Vacherat, Kerry Gallagher, et Frédéric Christophoul. 2016. « Retro-Wedge Foreland Basin Evolution along the ECORS Line, Eastern Pyrenees, France ». *Journal of the Geological Society* 173 (3): 419-37. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-129>.
- Frank, Tracy D., et Michael A. Arthur. 1999. « Tectonic Forcings of Maastrichtian Ocean-Climate Evolution ». *Paleoceanography* 14 (2): 103-17. <https://doi.org/10.1029/1998PA900017>.
- Frank, Tracy D., Deborah J. Thomas, R. Mark Leckie, Michael A. Arthur, Paul R. Bown, Kelly Jones, et Jackie A. Lees. 2005. « The Maastrichtian Record from Shatsky Rise (Northwest Pacific): A Tropical Perspective on Global Ecological and Oceanographic Changes: MAASTRICHTIAN RECORD AT SHATSKY RISE ». *Paleoceanography* 20 (1): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004PA001052>.
- Frasca, G. 2017. « Paleogeographic reconstruction of the Aps-Pyrenees linking zone (Late Cretaceous to Tertiary) ». Poster EGU
- Freytet, P. 1970. « Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passages à l'Eocène en Languedoc. Thèse d'Etat, Université Paris Sud. »
- Freytet, P. 1984. « Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques ». *Bulletin des centres de recherches exploration - Production Elf-Aquitaine.*, 1984, Vol 8, Num 1 édition.
- Freytet, Pierre, et Jean-Claude Plaziat. 1982. « Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France ». 9 décembre 1982. https://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510570126/Continental_Carbonate_Sedimentation_and_Pedogenesis.
- Galbrun. 1989. « Résultats magnétostratigraphiques à la limite Rognacien-Vitrollien: précisions de la limite Crétacé-Tertiaire dans le bassin d'Aix-en-Provence: Cahiers de la Réserve Géologique de Haute-Provence, v. 1 », 1989, Cahier de la Réserve Géologique de Haute-Provence édition.
- Garcia Veiga, J. (1997). First Continental Evaporitic Phase in the South Pyrenean Central Area: Tremp Gypsum (Garumn Facies, Upper Paleocene; Allochthonous Zone). In In: Busson, G., Schreiber, B.Ch. (Eds.), *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene)*. (Columbia University Press, pp. 335-342).
- Garcia, Géraldine, et Monique Vianey-Liaud. 2001. « Dinosaur eggshells as biochronological markers in Upper Cretaceous continental deposits ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 169 (1): 153-64. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00215-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00215-2).
- Garzanti, Eduardo, Carlo Doglioni, Giovanni Vezzoli, et Sergio Andò. 2007. « Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance ». *The Journal of Geology* 115 (3): 315-34. <https://doi.org/10.1086/512755>.
- Gattacceca, J., A. Deino, R. Rizzo, D. S. Jones, B. Henry, B. Beaudoin, et F. Vadeboin. 2007. « Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications ». *Earth and Planetary Science Letters* 258 (3): 359-77. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.003>.
- Gély, Jean-Pierre, et Károly Sztrákos. 2000. « L'évolution Paléogéographique et Géodynamique Du Bassin Aquitain Au Paléogène : Enregistrement et Datation de La Tectonique Pyrénéenne », 27.
- Gibling, M.R., Tandon, S. K., Sinha, R., & Jain, M. (2005). Discontinuity-Bounded Alluvial Sequences of the Southern Gangetic Plains, India: Aggradation and Degradation in Response to Monsoonal Strength. *Journal of Sedimentary Research*, 75(3), 369-385. <https://doi.org/10.2110/jsr.2005.029>
- Gibling, Martin R. 2006. « Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification ». *Journal of Sedimentary Research* 76 (5): 731-70. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060>.
- Giletycz, S., N. Loget, C. -P. Chang, et F. Mouthereau. 2015. « Transient Fluvial Landscape and Preservation of Low-Relief Terrains in an Emerging Orogen: Example from Hengchun Peninsula, Taiwan ». *Geomorphology* 231 (février): 169-81. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.026>.
- Gill, J., & Cobban, W. (1965). Stratigraphy of the Pierre Shale, Valley City and Pembina Mountain areas, North Dakota [Geological Survey Professional paper].
- Gómez-Gras, D., M. Roigé, V. Fondevilla, O. Oms, S. Boya, et E. Remacha. 2016. « Provenance Constraints on the Tremp Formation Paleogeography (Southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees Sources ». *Cretaceous Research* 57 (janvier): 414-27. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.09.010>.

- Graus-Cavagnetto, et Kohler. 1992. « Pollens fossiles d'Euphorbiacées de l'Eocène français: Grana: Vol 31, No 4 ». 1992. <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00173139209429452>.
- Graveleau, Fabien. 2008. « Interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale) ». Thesis, Montpellier 2. <http://www.theses.fr/2008MON20086>.
- Gröcke D. R., Kucera M., et Grocke Darren R. 2002. « The carbon isotope composition of ancient CO₂ based on higher-plant organic matter ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 360 (1793): 633-58. <https://doi.org/10.1098/rsta.2001.0965>.
- Gröcke, Darren R. 1998. « Carbon-Isotope Analyses of Fossil Plants as a Chemostratigraphic and Palaeoenvironmental Tool ». *Lethaia* 31 (1): 1-13. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1998.tb00482.x>.
- Grool. 2018. « Insights Into the Crustal-Scale Dynamics of a Doubly Vergent Orogen From a Quantitative Analysis of Its Forelands: A Case Study of the Eastern Pyrenees - ». *Tectonics - Wiley Online Library*, 2018. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2017TC004731>.
- Grool, Arjan R., Mary Ford, Jaume Vergés, Ritske S. Huisman, Frédéric Christophoul, et Armin Dielforder. 2018. « Insights Into the Crustal-Scale Dynamics of a Doubly Vergent Orogen From a Quantitative Analysis of Its Forelands: A Case Study of the Eastern Pyrenees ». *Tectonics* 37 (2): 450-76. <https://doi.org/10.1002/2017TC004731>.
- Guieu, Gérard, Jean Philip, Jean-Pierre Durand, Denise Nury, et Claude Redondo. 1987. « Le détritisme provençal du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre paléogéographique, structural et géodynamique », janvier. <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00514787>.
- Gunnell, Y., M. Calvet, S. Bricchau, A. Carter, J. -P. Aguilar, et H. Zeyen. 2009. « Low Long-Term Erosion Rates in High-Energy Mountain Belts: Insights from Thermo- and Biochronology in the Eastern Pyrenees ». *Earth and Planetary Science Letters* 278 (3): 208-18. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.004>.
- Gupta, Sanjeev. 1997. « Himalayan Drainage Patterns and the Origin of Fluvial Megafans in the Ganges Foreland Basin ». *Geology* 25 (1): 11-14. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0011:HDPATO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0011:HDPATO>2.3.CO;2).
- Hajek, Elizabeth A., Paul L. Heller, et Benjamin A. Sheets. 2010. « Significance of Channel-Belt Clustering in Alluvial Basins ». *Geology* 38 (6): 535-38. <https://doi.org/10.1130/G30783.1>.
- Hamon, Y., Deschamps, R., Joseph, P., Doligez, B., Schmitz, J., & Lerat, O. (2016). Integrated workflow for characterizing and modeling a mixed sedimentary system: The Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Graus-Tremp Basin, Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 348(7), 520-530. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.07.002>
- Handy, Mark R., Stefan M. Schmid, Romain Bousquet, Eduard Kissling, et Daniel Bernoulli. 2010. « Reconciling Plate-Tectonic Reconstructions of Alpine Tethys with the Geological-Geophysical Record of Spreading and Subduction in the Alps ». *Earth-Science Reviews* 102 (3): 121-58. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>.
- Harfi, A. E., Lang, J., Verrecchia, E., Durllet, C., Landrein, P., Chellai, E. H., & Lachkar, E. N. (2006). Origine pédo-diagénétique de la calcite fibreuse pseudosphérolitique (pseudo-Microcodium) du Paléogène continental palustre dans le bassin d'Anzal (Anti Atlas, Maroc). 25.
- Hartley, A. J., Weissmann, G. S., Nichols, G. J., & Warwick, G. L. (2010). Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. *Journal of Sedimentary Research*, 80(2), 167-183. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.016>
- Hayes, J. M. 1983. *Geochemical evidence bearing on the origin of aerobiosis, a speculative hypothesis*. <https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19840060276>.
- Hayes, J. M. 1993. « Factors controlling ¹³C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence ». *Marine Geology* 113 (1): 111-25. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90153-M](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90153-M).
- Hayes, J. M, Brian N Popp, Ray Takigiku, et Marcus W Johnson. 1989. « An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53 (11): 2961-72. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90172-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90172-5).
- Heijst, M. W. I. M. van, et G. Postma. 2001. « Fluvial Response to Sea-Level Changes: A Quantitative Analogue, Experimental Approach ». *Basin Research* 13 (3): 269-92. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00149.x>.
- Heimhofer, Ulrich, Peter A. Hochuli, Stefan Burla, Nils Andersen, et Helmut Weissert. 2003. « Terrestrial Carbon-Isotope Records from Coastal Deposits (Algarve, Portugal): A Tool for Chemostratigraphic Correlation on an Intrabasinal and Global Scale ». *Terra Nova* 15 (1): 8-13. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00447.x>.
- Held, Anne-Edwige. 2011. « Apport de la paléohydrologie dans la quantification des rôles respectifs du climat et de la tectonique des systèmes fluviaux méandriques fossiles : application à des systèmes oligo-miocènes d'Europe occidentale ». Thesis, Paris, ENMP. <http://www.theses.fr/2011ENMP0008>.
- Held, Anne-Edwige, et Isabelle Cojan. 2009. « Paleohydrology: A Tool for Restitution of Catchment Area and Climatic Fluctuations. Case Study from the Oligocene of South-Eastern France. », janvier. <https://hal-mines-paristech.archives-ouvertes.fr/hal-00573226>.
- Heller, Paul L., Charles L. Angevine, Nancy S. Winslow, et Christopher Paola. 1988. « Two-Phase Stratigraphic Model of Foreland-Basin Sequences ». *Geology* 16 (6): 501-4. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0501:TPSMOF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0501:TPSMOF>2.3.CO;2).

- Hippolyte, Jean-Claude, Jacques Angelier, Françoise Bergerat, Denise Nury, et Gérard Guieu. 1993. « Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France ». *Tectonophysics* 226 (1): 15-35. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90108-V](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90108-V).
- Holbrook, John. 2001. « Origin, genetic interrelationships, and stratigraphy over the continuum of fluvial channel-form bounding surfaces: an illustration from middle Cretaceous strata, southeastern Colorado ». *Sedimentary Geology* 144 (3): 179-222. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00118-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00118-X).
- Holbrook, John, et S. A. Schumm. 1999. « Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings ». *Tectonophysics* 305 (1): 287-306. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00011-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00011-6).
- Hoth, Silvan, Nina Kukowski, et Onno Oncken. 2008. « Distant effects in bivergent orogenic belts — How retro-wedge erosion triggers resource formation in pro-foreland basins ». *Earth and Planetary Science Letters* 273 (1): 28-37. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.033>.
- Horta, J. D. O. S. (1980). Calcrete, gypcrete and soil classification in Algeria. *Engineering Geology*, 15(1-2), 15-52. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(80\)90028-9](https://doi.org/10.1016/0013-7952(80)90028-9)
- Huyghe, P., Galy, A., Mugnier, J.-L., & France-Lanord, C. (2001). Propagation of the thrust system and erosion in the Lesser Himalaya: Geochemical and sedimentological evidence. *Geology*, 29(11), 1007-1010. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1007:POTTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1007:POTTS>2.0.CO;2)
- Jacobs, Bonnie F., John D. Kingston, et Louis L. Jacobs. 1999. « The Origin of Grass-Dominated Ecosystems ». *Annals of the Missouri Botanical Garden* 86 (2): 590-643. <https://doi.org/10.2307/2666186>.
- Jafarzadeh, A. A., & Burnham, C. P. (1992). Gypsum crystals in soils. *Journal of Soil Science*, 43(3), 409-420. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1992.tb00147.x>
- Jr, R. A. D., & Dalrymple, R. W. (2011). *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Science & Business Media.
- Jamieson, R. A., et C. Beaumont. 1988. « Orography and Metamorphism: A Model for Deformation and Pressure-Temperature-Time Paths with Applications to the Central and Southern Appalachians ». *Tectonics* 7 (3): 417-45. <https://doi.org/10.1029/TC007i003p00417>.
- Jammes. 2009. « Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees ». *Tectonics*, 2009. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2008TC002406>.
- Jarvis, Ian, Amina Mabrouk, Richard T. J. Moody, et Sandra de Cabrera. 2002a. « Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 188 (3): 215-48. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00578-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00578-3).
- Jenkyns, H. C., A. S. Gale, et R. M. Corfield. 1994. « Carbon- and Oxygen-Isotope Stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and Its Palaeoclimatic Significance ». *Geological Magazine* 131 (1): 1-34. <https://doi.org/10.1017/S0016756800010451>.
- Jervey, M. T. 1988. « Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression ». http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP42/Quantitative_Geological_Modeling.htm.
- Jordan, Thomas H. 1981. « Global Tectonic Regionalization for Seismological Data Analysis ». *Bulletin of the Seismological Society of America* 71 (4): 1131-41.
- Jr, Richard A. Davis, et Robert W. Dalrymple. 2011. *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Science & Business Media.
- Jung, Claudia, Silke Voigt, et Oliver Friedrich. 2012. « High-resolution carbon-isotope stratigraphy across the Campanian-Maastrichtian boundary at Shatsky Rise (tropical Pacific) ». *Cretaceous Research* 37 (octobre): 177-85. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2012.03.015>.
- Kabanov, Pavel, Pere Anadón, et Wolfgang E. Krumbein. 2008. « Microcodium: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation ». *Sedimentary Geology* 205 (3): 79-99. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.003>.
- Karner, G. D., et A. B. Watts. 1983. « Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88 (B12): 10449-77. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10449>.
- Keller, G., et M. Lindinger. 1989. « Stable isotope, TOC and CaCO₃ record across the cretaceous/tertiary boundary at El Kef, Tunisia ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 73 (3): 243-65. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90007-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90007-2).
- Kennett, J. P., et L. D. Stott. 1991. « Abrupt Deep-Sea Warming, Palaeoceanographic Changes and Benthic Extinctions at the End of the Palaeocene ». *Nature* 353 (6341): 225. <https://doi.org/10.1038/353225a0>.
- Koch, Paul L. 1998. « Isotopic Reconstruction of Past Continental Environments ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26 (1): 573-613. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.573>.
- Koch, Paul L., James C. Zachos, et Philip D. Gingerich. 1992. « Correlation between Isotope Records in Marine and Continental Carbon Reservoirs near the Palaeocene/Eocene Boundary ». *Nature* 358 (6384): 319. <https://doi.org/10.1038/358319a0>.
- Kosir, A. (2004). Microcodium Revisited: Root Calcification Products of Terrestrial Plants on Carbonate-Rich Substrates. *Journal of Sedimentary Research*, 74(6), 845-857. <https://doi.org/10.1306/040404740845>

- Kraus, Mary J. 1987. « Integration of Channel and Floodplain Suites; II, Vertical Relations of Alluvial Paleosols ». *Journal of Sedimentary Research* 57 (4): 602-12. <https://doi.org/10.1306/212F8BB6-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Kraus, Mary J., et Susan Riggins. 2007. « Transient Drying during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM): Analysis of Paleosols in the Bighorn Basin, Wyoming ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245 (3): 444-61. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.09.011>.
- Krumsiek, K., et G.G. Hahn. 1989. « Magnetostratigraphy near the Cretaceous/Tertiary boundary at Aix-en-Provence (southern France). » *Cah. Réserve Géol. Haute-Provence Digne* 1, 1989.
- Kump, Lee R., et Michael A. Arthur. 1999. « Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter ». *Chemical Geology* 161 (1): 181-98. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00086-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00086-8).
- Labauve, P., M. Séguret, et C. Seyve. 1985. « Evolution of a Turbiditic Foreland Basin and Analogy with an Accretionary Prism: Example of the Eocene South-Pyrenean Basin ». *Tectonics* 4 (7): 661-85. <https://doi.org/10.1029/TC004i007p00661>.
- Lacombe, Olivier, et Laurent Jolivet. 2005. « Structural and Kinematic Relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence Domain at the Time of the Pyrenean Orogeny: CORSICA AND PROVENCE IN THE LATE EOCENE ». *Tectonics* 24 (1): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004TC001673>.
- Lafont, F. (1994). Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées espagnoles [Theses, Université Rennes 1]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00653783>
- Lagabrielle, Yves, et Jean-Louis Bodinier. 2008. « Submarine Reworking of Exhumed Subcontinental Mantle Rocks: Field Evidence from the Lherz Peridotites, French Pyrenees ». *Terra Nova* 20 (1): 11-21. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x>.
- Lagabrielle, Yves, Pierre Labauve, et Michel de Saint Blanquat. 2010. « Mantle Exhumation, Crustal Denudation, and Gravity Tectonics during Cretaceous Rifting in the Pyrenean Realm (SW Europe): Insights from the Geological Setting of the Lherzolite Bodies: PYRENEAN LHERZOLITES, GRAVITY TECTONICS ». *Tectonics* 29 (4): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009TC002588>.
- Larrasoña, Juan C., Andrew P. Roberts, Joseph S. Stoner, Carl Richter, et Rolf Wehausen. 2003. « A new proxy for bottom-water ventilation in the eastern Mediterranean based on diagenetically controlled magnetic properties of sapropel-bearing sediments ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190 (janvier): 221-42. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00607-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00607-7).
- Laurent, A. 2017. « Etude sédimentologique et pétrographique des séries fluviatiles du Crétacé terminal et Paléocène du domaine pyrénéo-provençal ; analyse de la provenance des sédiments. »
- Leclair, S. F., & Bridge, J. S. (2001). Quantitative Interpretation of Sedimentary Structures Formed by River Dunes. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5), 713–716. <https://doi.org/10.1306/2DC40962-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Leeder, Mike R., et Jan Alexander. 1987. « The Origin and Tectonic Significance of Asymmetrical Meander-Belts ». *Sedimentology* 34 (2): 217-26. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00772.x>.
- Leleu, S., J.-F. Ghienne, et G. Manatschal. 2005. « Upper Cretaceous-Palaeocene Basin-Margin Alluvial Fans Documenting Interaction between Tectonic and Environmental Processes (Provence, SE France) ». *Geological Society, London, Special Publications* 251 (1): 217-39. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.251.01.15>.
- Leleu, S., X. M. T. Van Lanen, et A. J. Hartley. 2010. « Controls on the Architecture of a Triassic Sandy Fluvial System, Wolfville Formation, Fundy Basin, Nova Scotia, Canada: Implications for the Interpretation and Correlation of Ancient Fluvial Successions ». *Journal of Sedimentary Research* 80 (10): 867-83. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.080>.
- Leleu, Sophie. 2005. « Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision ». Thesis, Strasbourg 1. <http://www.theses.fr/2005STR1GE14>.
- Leleu, Sophie, Adrian J. Hartley, et Brian P. J. Williams. 2009. « Large-Scale Alluvial Architecture and Correlation in a Triassic Pebbly Braided River System, Lower Wolfville Formation (Fundy Basin, Nova Scotia, Canada) ». *Journal of Sedimentary Research* 79 (5): 265-86. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.034>.
- Leopold, Luna B., et William B. Bull. 1979. « Base Level, Aggradation, and Grade ». *Proceedings of the American Philosophical Society* 123 (3): 168-202.
- Li, Liangquan, et Gerta Keller. 1998. « Abrupt Deep-Sea Warming at the End of the Cretaceous ». *Geology* 26 (11): 995-98. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0995:ADSWAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0995:ADSWAT>2.3.CO;2).
- Li, Liangquan, et Gerta Keller. 1999. « Variability in Late Cretaceous climate and deep waters: evidence from stable isotopes ». *Marine Geology* 161 (2): 171-90. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00078-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00078-X).
- Li, Xianghui, Hugh C. Jenkyns, Chengshan Wang, Xiumian Hu, Xi Chen, Yushuai Wei, Yongjian Huang, et Jie Cui. 2006. « Upper Cretaceous Carbon- and Oxygen-Isotope Stratigraphy of Hemipelagic Carbonate Facies from Southern Tibet, China ». *Journal of the Geological Society* 163 (2): 375-82. <https://doi.org/10.1144/0016-764905-046>.
- Linnert, Christian, et Jörg Mutterlose. 2009. « Evidence of increasing surface water oligotrophy during the Campanian–Maastrichtian boundary interval: Calcareous nannofossils from DSDP Hole 390A (Blake Nose) ». *Marine Micropaleontology* 73 (1): 26-36. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2009.06.006>.
- López-Blanco, M., Marzo, M., & Muñoz, J. A. (2003). Low-amplitude, synsedimentary folding of a deltaic complex: Roda Sandstone (lower Eocene), South-Pyrenean Foreland Basin. *Basin Research*, 15(1), 73–96. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00193.x>

- Lopez, Simon, Isabelle Cojan, et Maurice Renard. 2000. « Corrélations chiostratigraphiques entre domaines marin et continental : application à une série du Miocène inférieur (Beynes-Châteauredon, Alpes-de-Haute-Provence, France) ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 330 (12): 837-43. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00224-X](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00224-X).
- Lopez-Martinez, Nieves, Luis Ardevol, Maria Eugenia Arribas, Jorge Civis, et Angel Gonzalez-Delgado. 1998. « The Geological Record in Non-Marine Environments around the K/T Boundary (Trempe Formation, Spain) ». *Bulletin de La Société Géologique de France* 169 (1): 11-20.
- López-Martínez, Nieves, José Ignacio Canudo, Lluís Ardèvol, Xabier Pereda Suberbiola, Xabier Orue-Etxebarria, Gloria Cuenca-Bescós, José Ignacio Ruiz-Omeñaca, Xabier Murelaga, et Monique Feist. 2001. « New dinosaur sites correlated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in the Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur extinction pattern in Europe ». *Cretaceous Research* 22 (1): 41-61. <https://doi.org/10.1006/cres.2000.0236>.
- Lowrie, William, et Walter Alvarez. 1981. « One Hundred Million Years of Geomagnetic Polarity History ». *Geology* 9 (9): 392-97. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<392:OHMYOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<392:OHMYOG>2.0.CO;2).
- Lunt, I. A., Bridge, J. S., & Tye, R. S. (2004). A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers: Depositional model of gravel-bed rivers. *Sedimentology*, 51(3), 377–414. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00627.x>
- Lyon-Caen, Héléne, et Peter Molnar. 1983. « Constraints on the Structure of the Himalaya from an Analysis of Gravity Anomalies and a Flexural Model of the Lithosphere ». *Journal of Geophysical Research* 88 (B10): 8171. <https://doi.org/10.1029/JB088iB10p08171>.
- Lyon-Caen, Héléne, et Peter Molnar. 1983. 1985. « Gravity Anomalies, Flexure of the Indian Plate, and the Structure, Support and Evolution of the Himalaya and Ganga Basin ». *Tectonics* 4 (6): 513-38. <https://doi.org/10.1029/TC004i006p00513>.
- Mackey, Scudder D., et John S. Bridge. 1995. « Three-Dimensional Model of Alluvial Stratigraphy; Theory and Applications ». *Journal of Sedimentary Research* 65 (1b): 7-31. <https://doi.org/10.1306/D42681D5-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Magioncalda, Roberto, Christian Dupuis, Thierry Smith, Etienne Steurbaut, et Philip D. Gingerich. 2004. « Paleocene-Eocene Carbon Isotope Excursion in Organic Carbon and Pedogenic Carbonate: Direct Comparison in a Continental Stratigraphic Section ». *Geology* 32 (7): 553-56. <https://doi.org/10.1130/G20476.1>.
- Mariotti, A. s. d. « Le carbone 13 en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et de l'évolution des paléoenvironnements continentaux », n° 4: 15.
- Marroni, Michele, Giancarlo Molli, Giuseppe Ottria, et Luca Pandolfi. 2001. « Tectono-sedimentary evolution of the External Liguride units (Northern Apennines, Italy): insights in the pre-collisional history of a fossil ocean-continent transition zone ». *Geodinamica Acta* 14 (5): 307-20. <https://doi.org/10.1080/09853111.2001.11432449>.
- MArthur, J. M., R. V Tyson, J Thomson, et D Matthey. 1992. « Early diagenesis of marine organic matter: Alteration of the carbon isotopic composition ». *Marine Geology* 105 (1): 51-61. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90181-G](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90181-G).
- Martinius, A. W. 2000. « Labyrinthine Facies Architecture of the Tortola Fluvial System and Controls on Deposition (Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, Spain) ». *Journal of Sedimentary Research* 70 (4): 850-67. <https://doi.org/10.1306/2DC4093D-0E47-11D7-8643000102C1865D>.
- Marty, Daniel, et Christian Meyer. 2006. « Sauropod Trackway Patterns Expression of Special Behaviour Related to Substrate Consistency? An Example from the Late Jurassic of Northwestern Switzerland ». *Hantkeniana : Contributions of the Department of Palaeontology, Eötvös University*.
- Masini, Emmanuel, Gianreto Manatschal, Julie Tugend, Geoffroy Mohn, et Jean-Marie Flament. 2014. « The Tectono-Sedimentary Evolution of a Hyper-Extended Rift Basin: The Example of the Arzacq–Mauléon Rift System (Western Pyrenees, SW France) ». *International Journal of Earth Sciences* 103 (6): 1569-96. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1023-8>.
- Matheron, Ph. 1876. « Dépôts cétaqués lacustres et d'eaux saumâtres du Midi de la France. » *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, IV, 1876.
- Maufrangeas, Adrien, Sophie Leleu, Corinne Loisy, Pierrick Roperch, David Jolley, Constance Vinciguerra, et Oriane Nguyen-Thuyet. 2020. « Stratigraphy in Palaeocene continental sedimentary succession of the Northern Pyrenean Basin (Corbières, southern France) using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotopes ». *Journal of the Geological Society*, Submitted.
- McInerney, F. A., & Wing, S. L. (2011). The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A Perturbation of Carbon Cycle, Climate, and Biosphere with Implications for the Future. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1), 489–516. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133431>
- Medina, Ernesto, Gustavo Montes, Elvira Cuevas, et Zarko Rokzandic. 1986. « Profiles of CO₂ Concentration and $\Delta^{13}\text{C}$ Values in Tropical Rain Forests of the Upper Rio Negro Basin, Venezuela ». *Journal of Tropical Ecology* 2 (3): 207-17. <https://doi.org/10.1017/S0266467400000821>.
- Médus, J., et F. Colombo. 1991. « Succession climatique et limite stratigraphique Crétacé-Tertiaire dans le N.E. de l'Espagne ». *Acta Geologica Hispanica* 26 (3): 173-79.
- Médus, J., M. Feist, R. Rocchia, D. J. Batten, D. Boclet, F. Colombo, Y. Tambareau, et J. Villatte. 1988. « Prospects for Recognition of the Palynological Cretaceous Tertiary Boundary and an Iridium Anomaly in Nonmarine Facies of the Eastern Spanish Pyrenees: A Preliminary Report ». *Newsletters on Stratigraphy*, avril, 123-38. <https://doi.org/10.1127/nos/18/1988/123>.

- Médus, Jacques. 1972. « Palynological zonation of the Upper Cretaceous in southern France and northeastern Spain ». *Review of Palaeobotany and Palynology* 14 (3): 287-95. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(72\)90022-X](https://doi.org/10.1016/0034-6667(72)90022-X).
- Meyers, Philip A. 1994. « Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter ». *Chemical Geology* 114 (3): 289-302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0).
- Miall, Andrew D. 1976. « Palaeocurrent and Palaeohydrologic Analysis of Some Vertical Profiles through a Cretaceous Braided Stream Deposit, Banks Island, Arctic Canada ». *Sedimentology* 23 (4): 459-83. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1976.tb00063.x>.
- Miall, Andrew D.. 1977. « Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary », 597-604.
- Miall, Andrew D. 1985. « Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits ». *Earth-Science Reviews* 22 (4): 261-308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7).
- Miall, Andrew D.. 2006. « How do we identify big rivers? And how big is big? » *Sedimentary Geology* 186 (1): 39-50. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.10.001>.
- Miall, Andrew D.. 2013. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Science & Business Media.
- Miall, Andrew D.. 2015. « Updating Uniformitarianism: Stratigraphy as Just a Set of 'Frozen Accidents' ». *Geological Society, London, Special Publications* 404 (1): 11-36. <https://doi.org/10.1144/SP404.4>.
- Midgley, Guy Franklin, Julieta Nelida Aranibar, Khanyisa Brian Mantlana, et Stephen Macko. 2004. « Photosynthetic and Gas Exchange Characteristics of Dominant Woody Plants on a Moisture Gradient in an African Savanna ». *Global Change Biology* 10 (3): 309-17. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2003.00696.x>.
- Miller, Kenneth G., Enriqueta Barrera, Richard K. Olsson, Peter J. Sugarman, et Samuel M. Savin. 1999. « Does Ice Drive Early Maastrichtian Eustasy? » *Geology* 27 (9): 783-86. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0783:DIDEME>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0783:DIDEME>2.3.CO;2).
- Miller, Kenneth G., Michelle A. Kominz, James V. Browning, James D. Wright, Gregory S. Mountain, Miriam E. Katz, Peter J. Sugarman, Benjamin S. Cramer, Nicholas Christie-Blick, et Stephen F. Pekar. 2005. « The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change ». *Science* 310 (5752): 1293-98. <https://doi.org/10.1126/science.1116412>.
- Mitchell, N. C., Masselink, G., Huthnance, J. M., Fernandez-Salas, L. M., & Lobo, F. J. (2012). Depths of Modern Coastal Sand Clinofolds. *Journal of Sedimentary Research*, 82(7), 469-481. <https://doi.org/10.2110/jsr.2012.40>
- Molina, E., L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz, N. Gallala, J. Hardenbol, K. Salis, E. Steurbaut, N. Vanderberghe, et D. Zaghbib-Turki. 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, Vol 29, no. 4*, 2006.
- Molina, M. Díaz. 1987. « Sedimentación sinectónica asociada a una subida relativa del nivel del mar durante el Cretácico superior (Fm. Tremp, provincia de Lérida) ». *Estudios Geológicos* 43 (Extra): 69-93. <https://doi.org/10.3989/egol.8743Extra626>.
- Molliex, Stéphane, Olivier Bellier, Monique Terrier, Juliette Lamarche, Guillaume Martelet, et Nicolas Espurt. 2011. « Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault ». *Tectonophysics* 501 (1): 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.008>.
- Montgomery, David R., Greg Balco, et Sean D. Willett. 2001. « Climate, Tectonics, and the Morphology of the Andes ». *Geology* 29 (7): 579-82. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2).
- Mora, Claudia I., Steven G. Driese, et Paula G. Seager. 1991. « Carbon Dioxide in the Paleozoic Atmosphere: Evidence from Carbon-isotope Compositions of Pedogenic Carbonate ». *Geology* 19 (10): 1017-20. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<1017:CDITPA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1017:CDITPA>2.3.CO;2).
- Mouthereau, F, Lacombe, O., Deffontaines, B., Angelier, J., & Brusset, S. (2001). Deformation history of the southwestern Taiwan foreland thrust belt: insights from tectono-sedimentary analyses and balanced cross-sections. *Tectonophysics*, 333(1), 293-322. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00280-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00280-8)
- Mouthereau, Frédéric, Pierre-Yves Filleaudeau, Arnaud Vacherat, Raphaël Pik, Olivier Lacombe, Maria Giuditta Fellin, Sébastien Castellort, Frédéric Christophoul, et Emmanuel Masini. 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 (12): 2283-2314. <https://doi.org/10.1002/2014TC003663>.
- Munoz, J. A. (2002). The pyrenees. In *The geology of Spain* (pp. 370-385).
- Muñoz, J. A., Martínez, A., & Verges, J. (1986). Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 8(3-4), 399-405. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90058-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90058-1)
- Muñoz, Josep Anton. 1992. « Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-Section ». In *Thrust Tectonics*, édité par K. R. McClay, 235-46. Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_21.
- Murphy, D. H., & Wilkinson, B. (1980). Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01164.x>
- Nagtegaal, P. J. C., A. Van Vliet, et J. Brouwer. 1983a. « Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: The Upper Cretaceous Aren sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain ». *Sedimentary Geology* 34 (2): 185-218. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(83\)90086-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(83)90086-6).
- Nagtegaal, P.J.C. 1972. « Depositional history and clay minerals of the Upper Cretaceous basin in the South-Central Pyrenees, Spain ». *Leidse Geologische Mededelingen* 47 (2): 251-75.
- Nichols, M. M., & Boon, J. D. (1994). Chapter 7 Sediment Transport Processes in Coastal Lagoons. In B. Kjerfve (Ed.), *Elsevier Oceanography Series* (Vol. 60, pp. 157-219). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70012-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70012-6)

- Nio, S. D., & Yang, C. S. (1991). Sea-level fluctuations and the geometric variability of tide-dominated sandbodies. *Sedimentary Geology*, 70(2), 161–193. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90140-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90140-9)
- Nguyen Tu, Thanh Thuy, Hervé Bocherens, André Mariotti, François Baudin, Denise Pons, Jean Broutin, Sylvie Derenne, et Claude Largeau. 1999. « Ecological distribution of Cenomanian terrestrial plants based on 13C/12C ratios ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145 (1): 79-93. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00092-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00092-3).
- O'Brien, P. E., & Wells, A. T. (1986). A small, alluvial crevasse splay. *Journal of Sedimentary Research*, 56(6), 876–879. <https://doi.org/10.1306/212F8A71-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Odgaard, A. J. (1989). River-Meander Model. I: Development. *Journal of Hydraulic Engineering*, 115(11), 1433–1450. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1989\)115:11\(1433\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1989)115:11(1433))
- Oms, O., J. Dinarès-Turell, E. Vicens, R. Estrada, B. Vila, À. Galobart, et A.M. Bravo. 2007. « Integrated Stratigraphy from the Vallcebre Basin (Southeastern Pyrenees, Spain): New Insights on the Continental Cretaceous–Tertiary Transition in Southwest Europe ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 255 (1-2): 35-47. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.039>.
- Ori, G. G., et P. F. Friend. 1984. « Sedimentary Basins Formed and Carried Piggyback on Active Thrust Sheets ». *Geology* 12 (8): 475-78. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<475:SBFACP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<475:SBFACP>2.0.CO;2).
- Ortiz, A. 2019. « Géométrie et bilan érosion-sédimentation d'un rétro-bassin d'avant-pays drant son évolution finie-orogénique et post-orogénique : le cas du système Pyrénées / bassin d'Aquitaine / golfede Gascogne de 38 à 0 Ma. »
- Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., Bernaola, G., Apellaniz, E., Baceta, J. I., Payros, A., Nuñez-Betelu, K., Serra-Kiel, J., & Tosquella, J. (2001). Did the Late Paleocene thermal maximum affect the evolution of larger foraminifers? Evidence from calcareous plankton of the Campo Section (Pyrenees, Spain). *Marine Micropaleontology*, 41(1–2), 45–71. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00052-9](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00052-9)
- Paola, Chris, Heller, P. L., & Angevine, C. L. (1992). The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, 4(2), 73–90. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1992.tb00145.x>
- Paola, Christopher. (1997). *Clastic Sedimentology*.
- Paul Wright, V., & Marriott, S. B. (1993). The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86(3), 203–210. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90022-W](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90022-W)
- Paul Wright, V., et Susan B. Marriott. 1993. « The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage ». *Sedimentary Geology* 86 (3): 203-10. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90022-W](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90022-W).
- Pereda-Suberbiola, Xabier, José Ignacio Canudo, Julio Company, Penélope Cruzado-Caballero, et José Ignacio Ruiz-Omeñaca. 2009. « Hadrosauroid dinosaurs from the latest Cretaceous of the Iberian Peninsula ». *Journal of Vertebrate Paleontology* 29 (3): 946-51. <https://doi.org/10.1671/039.029.0317>.
- Peybernès, Bernard, et Pierre-Jean Combes. 1999. « Paléosurfaces d'érosion et paléokarsts dans la série de passage Crétacé/Tertiaire des Corbières occidentales (Aude, France) ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 329 (11): 815-22. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)88637-1](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)88637-1).
- Picard, et High. 1973. *Sedimentary Structures of Ephemeral Streams*. Elsevier.
- Platt, N. H., & Wright, V. P. (1991). Lacustrine Carbonates: Facies Models, Facies Distributions and Hydrocarbon Aspects. In P. Anadn, Li. Cabrera, & K. Kelts (Eds.), *Lacustrine Facies Analysis* (pp. 57–74). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444303919.ch3>
- Plaziat, J.-C. 1966. « Contribution à l'étude stratigraphique du sparnacien des Corbières septentrionales (Aude). Notice de la carte géologique de Capendu, BRGM au 1/50 000 ».
- Plaziat, J.-C. 1975. « L'Ilerdien à l'intérieur Du Paleogene Languedocien; Ses Relations Avec Le Sparnacien, l'Ilerdien Sud-Pyreneen, l'Ypresien et Le Paleocene ». *Bulletin de La Société Géologique de France* S7-XVII (2): 168-82. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVII.2.168>.
- Plaziat, J.-C. 1984. « Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène: Stratigraphie, paléoenvironnement et évolution paléogéographique. Thèse Doctorale, Université Paris Sud. »
- Plaziat, Jean-Claude. 1981. « Late cretaceous to late eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 36 (3): 263-320. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(81\)90110-3](https://doi.org/10.1016/0031-0182(81)90110-3).
- Posamentier, H. W., M. T. Jervey, et P. R. Vail. 1988. « Eustatic Controls on Clastic Deposition I—Conceptual Framework ». http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP42/Eustatic_Controls_on_Clastic_Deposition_I.htm.
- Prieur, M. 2019. « Etude source-to-sink du bassin des Corbières à l'Eocène : analyses faciologiques, tectono-sédimentaires et bilans de transport de la Formation du Palassou (Haut de France) ».
- Puigdefàbregas, C., J. A. Muñoz, et J. Vergés. 1992. « Thrusting and Foreland Basin Evolution in the Southern Pyrenees ». In *Thrust Tectonics*, édité par K. R. McClay, 247-54. Dordrecht: Springer Netherlands. http://link.springer.com/10.1007/978-94-011-3066-0_22.
- Puigdefàbregas, C., et P. Souquet. 1986. « Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees ». *Tectonophysics* 129 (1): 173-203. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90251-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90251-9).
- Puigdefàbregas, Cayo, et Arthur Van Vliet. 1977. « Meandering Stream Deposits From the Tertiary of the Southern Pyrenees », 469-85.

- Pujalte, Victoriano, et B. Schmitz. 2005. « Revisión de la estratigrafía del Grupo Tresp («Garumniense», Cuenca de Tresp-Graus, Pirineos meridionales) ». <http://rabida.uhu.es/dspace/handle/10272/8757>.
- 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. *Climate of the Past*, 11(12), 1653–1672. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1653-2015>
- Pujalte, V., Schmitz, B., Baceta, J. I., Orue-Etxebarria, Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Payros, A., Apellaniz, E., & Caballero, F. (2009). Correlation of the Thanetian-Ilerdian turnover of larger foraminifera and the Paleocene-Eocene thermal maximum: confirming evidence from the Campo area (Pyrenees, Spain). *Geologica Acta*, Vol. 7, Nos 1-2, March-June, 161–175
- Pujalte, Victoriano, Birger Schmitz, et Juan Ignacio Baceta. 2014b. « Sea-Level Changes across the Paleocene–Eocene Interval in the Spanish Pyrenees, and Their Possible Relationship with North Atlantic Magmatism ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 393 (janvier): 45–60. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.10.016>.
- Rahl, Jeffrey M., Samuel H. Haines, et Ben A. van der Pluijm. 2011. « Links between Orogenic Wedge Deformation and Erosional Exhumation: Evidence from Illite Age Analysis of Fault Rock and Detrital Thermochronology of Syn-Tectonic Conglomerates in the Spanish Pyrenees ». *Earth and Planetary Science Letters* 307 (1): 180–90. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.036>.
- Ramos, Victor A., E. O. Cristallini, et Daniel J. Pérez. 2002. « The Pampean Flat-Slab of the Central Andes ». *Journal of South American Earth Sciences*, Flat-Slab Subduction in the Andes, 15 (1): 59–78. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00006-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00006-8).
- Randriamaheamamojisoa, M. 2017. « Etude sédimentologique et pétrographique des séries fluviales du Crétacé terminal et Paléocène du domaine pyrénéo-provençal ; Analyse de la provenance des sédiments. »
- Reineck, Hans-Erich, et Friedrich Wunderlich. 1968. « Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding ». *Sedimentology* 11 (1-2): 99–104. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x>.
- Reineck, H.-E., & Singh, I. B. (1980). Tidal Flats. In H.-E. Reineck & I. B. Singh (Eds.), *Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics* (pp. 430–456). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3_26
- Retallack, Gregory J. 2005. « Pedogenic Carbonate Proxies for Amount and Seasonality of Precipitation in Paleosols ». *Geology* 33 (4): 333–36. <https://doi.org/10.1130/G21263.1>.
- Riba, Oriol. 1976. « Syntectonic Unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A Genetic Interpretation ». *Sedimentary Geology* 15 (3): 213–33. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(76\)90017-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(76)90017-8).
- Rich, J. L. (1951). Three critical environments of deposition, and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *Geological Society of America Bulletin*, 62(1), 1. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[1:TCEODA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[1:TCEODA]2.0.CO;2)
- Riera, Violeta, Josep Marmi, Oriol Oms, et Bernard Gomez. 2010. « Orientated plant fragments revealing tidal palaeocurrents in the Fumanya mudflat (Maastrichtian, southern Pyrenees): Insights in palaeogeographic reconstructions ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 288 (1): 82–92. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.01.037>.
- Riera, Violeta, Oriol Oms, Rodrigo Gaete, et Àngel Galobart. 2009. « The End-Cretaceous Dinosaur Succession in Europe: The Tresp Basin Record (Spain) ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 283 (3-4): 160–71. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.09.018>.
- Robin, C., F Guillocheau, et Gaulier, J.-M. 1998. « Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris basin. » *Terra-Nova* 10, 1998.
- Robles-Salcedo, R., V. Vicedo, et E. Caus. 2018. « Latest Campanian and Maastrichtian Siderolittidae (Larger Benthic Foraminifera) from the Pyrenees (S France and NE Spain) ». *Cretaceous Research* 81 (janvier): 64–85. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.08.017>.
- Robles-Salcedo, Raquel, Gonzalo Rivas, Vicent Vicedo, et Esmeralda Caus. 2013. « PALEOENVIRONMENTAL DISTRIBUTION OF LARGER FORAMINIFERA IN UPPER CRETACEOUS SILICICLASTIC–CARBONATE DEPOSITS (ARÉN SANDSTONE FORMATION, SOUTH PYRENEES, NORTHEASTERN SPAIN)LATE CRETACEOUS LARGER FORAMINIFERAL PALEOENVIRONMENT ». *PALAIOS* 28 (9): 637–48. <https://doi.org/10.2110/palo.2012.p12-125r>.
- Rocher, Muriel, Olivier Lacombe, Jacques Angelier, Benoît Deffontaines, et François Verdier. 2000. « Cenozoic Folding and Faulting in the South Aquitaine Basin (France): Insights from Combined Structural and Paleostress Analyses ». *Journal of Structural Geology* 22 (5): 627–45. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00181-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00181-9).
- Rosell, J, et R Linares. 2001. « EL “GARUMNIENSE” PREPIRENAICO », 10.
- Rosenbaum, Gideon, Gordon S. Lister, et Cécile Duboz. 2002. « Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny ». *Tectonophysics* 359 (1): 117–29. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00442-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0).
- Rouire, M.J., J. P. Durand, Gérard Guieu, et Claude Tempier. 1969. « Notice carte géologique Aix-en-Provence au 1/50 000 ». BRGM.
- Roule–Chenieux, B. 2019. « Evolution de l’architecture fluviale Crétacé terminal à Eocène basal en bassin d’avant-pays (Pyrénées, Aude, France). »

- Roure, F., P. Choukroune, X. Berastegui, J. A. Munoz, A. Villien, P. Matheron, M. Bareyt, M. Seguret, P. Camara, et J. Deramond. 1989. « Ecore Deep Seismic Data and Balanced Cross Sections: Geometric Constraints on the Evolution of the Pyrenees ». *Tectonics* 8 (1): 41-50. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00041>.
- Royden, L., et G. D. Karner. 1984. « Flexure of the Continental Lithosphere beneath Apennine and Carpathian Foredeep Basins ». *Nature* 309 (5964): 142. <https://doi.org/10.1038/309142a0>.
- Sainz, A. M. Casas, et C. Faccenna. 2001. « Tertiary Compressional Deformation of the Iberian Plate ». *Terra Nova* 13 (4): 281-88. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00355.x>.
- Saltzman, M.R., et E. Thomas. 2012. « Carbon Isotope Stratigraphy ». In *The Geologic Time Scale*, 207-32. Elsevier. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780444594259000111>.
- Schettino, Antonio, et Eugenio Turco. 2011. « Tectonic History of the Western Tethys since the Late Triassic ». *GSA Bulletin* 123 (1-2): 89-105. <https://doi.org/10.1130/B30064.1>.
- Schmitz, B., V. Pujalte, et K. Núñez-Betelu. 2001. « Climate and sea-level perturbations during the Incipient Eocene Thermal Maximum: evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua Pass), northern Spain ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165 (3): 299-320. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00167-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00167-X).
- Schmitz, Birger, et Victoriano Pujalte. 2007. « Abrupt Increase in Seasonal Extreme Precipitation at the Paleocene-Eocene Boundary ». *Geology* 35 (3): 215. <https://doi.org/10.1130/G23261A.1>.
- Schrag, Daniel P., John A. Higgins, Francis A. Macdonald, et David T. Johnston. 2013. « Authigenic Carbonate and the History of the Global Carbon Cycle ». *Science* 339 (6119): 540-43. <https://doi.org/10.1126/science.1229578>.
- Schubert, G., et Turcotte, D.L. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Schumm, S. A. (1981). Evolution and response of the fluvial system, edimentologic implications. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM).
- Schumm, S. A. 1993. « River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy ». *The Journal of Geology* 101 (2): 279-94. <https://doi.org/10.1086/648221>.
- Séguret, M. 1972. « Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées ». *Pub. Estela, Ser. geol. struct.*, 1972.
- Seguret, Michel, et Marc Daignieres. 1986. « Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion ». *Tectonophysics* 129 (1): 303-18. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90258-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90258-1).
- Serra-Kiel, J., Canudo, J. I., Dinares, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J. O., Samsó, J.-M., & Tosquella, J. (1994). Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4).
- Serrano, Olivier. 2001. « Le cretace superieur - paleogene du bassin compressif nord-pyreneen (bassin de l'adour) sedimentologie, stratigraphie, geodynamique ». Thesis, Rennes 1. <http://www.theses.fr/2001REN10029>.
- Serrano, Olivier, François Guillocheau, et Eric Leroy. 2001. « Évolution du bassin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (bassin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332 (1): 37-44. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01487-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01487-7).
- Shanley, K. W., & McCabe, P. J. (1991). Predicting facies architecture through sequence stratigraphy—An example from the Kaiparowits Plateau, Utah. *Geology*, 19(7), 742–745. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0742:PFATSS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0742:PFATSS>2.3.CO;2)
- Shanley, K. W., & McCabe, P. J. (1994). Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *AAPG Bulletin*, 78(4), 544–568.
- Shanley, K. W., McCABE, P. J., & Hettlinger, R. D. (1992). Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, 39(5), 905–930. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb02159.x>
- Shaw, J., & Kellerhals, R. (1977). Paleohydraulic Interpretation of Antidune Bedforms with Applications to Antidunes in Gravel. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 47. <https://doi.org/10.1306/212F7149-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Sheldon, Emma, Jon Ineson, et Paul Bown. 2010. « Late Maastrichtian warming in the Boreal Realm: Calcareous nannofossil evidence from Denmark ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295 (1): 55-75. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.016>.
- Sibuet, Jean-Claude, Shiri P. Srivastava, et Wim Spakman. 2004. « Pyrenean Orogeny and Plate Kinematics: PYRENEAN OROGENY AND PLATE KINEMATICS ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 (B8). <https://doi.org/10.1029/2003JB002514>.
- Sinclair, H. D., B. J. Coakley, P. A. Allen, et A. B. Watts. 1991. « Simulation of Foreland Basin Stratigraphy Using a Diffusion Model of Mountain Belt Uplift and Erosion: An Example from the Central Alps, Switzerland ». *Tectonics* 10 (3): 599-620. <https://doi.org/10.1029/90TC02507>.
- Sinclair, H. D., M. Gibson, M. Naylor, et R. G. Morris. 2005. « Asymmetric Growth of the Pyrenees Revealed through Measurement and Modeling of Orogenic Fluxes ». *American Journal of Science* 305 (5): 369-406. <https://doi.org/10.2475/ajs.305.5.369>.
- Sinclair, H. D., et M. Naylor. 2012. « Foreland basin subsidence driven by topographic growth versus plate subduction ». *GSA Bulletin* 124 (3-4): 368-79. <https://doi.org/10.1130/B30383.1>.

- Sinha, Ashish, et Lowell D. Stott. 1994. « New atmospheric pCO₂ estimates from paleols during the late Paleocene/early Eocene global warming interval ». *Global and Planetary Change* 9 (3): 297-307. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(94\)00010-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(94)00010-7).
- Smith, N. D., Cross, T. A., Dufficy, J. P., & Clough, S. R. (1989). Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36(1), 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb00817.x>
- Smith, Gary A., Yang Wang, Thure E. Cerling, et John W. Geissman. 1993. « Comparison of a Paleosol-Carbonate Isotope Record to Other Records of Pliocene-Early Pleistocene Climate in the Western United States ». *Geology* 21 (8): 691-94. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0691:COAPCI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0691:COAPCI>2.3.CO;2).
- Storme, Jean-Yves, Xavier Devleeschouwer, Johann Schnyder, Geoffrey Cambier, Juan Ignacio Baceta, Victoriano Pujalte, Antonietta Di Matteo, Paola Iacumin, et Johan Yans. 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 ($\Delta 13C_{org}$) ». *Terra Nova* 24 (4): 310-17. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.01064.x>.
- Storme, Jean-Yves, Etienne Steurbaut, Xavier Devleeschouwer, Christian Dupuis, Paola Iacumin, Gaëtan Rochez, et Johan Yans. 2014. « Integrated bio-chemostratigraphical correlations and climatic evolution across the Danian–Selandian boundary at low latitudes ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 414 (novembre): 212–24. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.09.002>.
- Storme, J.-Y. 2013. « Organic Carbon and Nitrogen Isotopes of the Palaeocene-early Eocene: Implications on Stratigraphy, Paleoenvironment and Paleoclimatology. PhD ».
- Stolt, M. H., Ogg, C. M., & Baker, J. C. (1994). Strongly Contrasting Redoximorphic Patterns in Virginia Valley and Ridge Paleosols. *Soil Science Society of America Journal*, 58(2), 477–484. <https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800020033x>
- Stott, Lowell D., Ashish Sinha, Medard Thiry, Marie-Pierre Aubry, et William A. Berggren. 1996. « Global $\Delta 13C$ Changes across the Paleocene–Eocene Boundary: Criteria for Terrestrial-Marine Correlations ». *Geological Society, London, Special Publications* 101 (1): 381-99. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.101.01.19>.
- Sundquist, Eric T. 1993. « The Global Carbon Dioxide Budget ». *Science* 259 (5097): 934-41.
- Sundquist, E.T., et K. Visser. 2003. « The Geologic History of the Carbon Cycle ». In *Treatise on Geochemistry*, 425-72. Elsevier. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B0080437516081330>.
- Tambareau, Y., Crochet, B., Villatte, J., & Deramond, J. (1995). Evolution tectono-sédimentaire du versant nord des Pyrénées centre-orientales au Paléocène et à l'Eocène inférieur. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 166(4), 375–387. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.166.4.375>
- Teixell, Antonio. 1998. « Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees ». *Tectonics* 17 (3): 395-406. <https://doi.org/10.1029/98TC00561>.
- Tempier, Claude. 1987. « Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. » *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8-III, 1987.
- Tempier, Claude, et J. P. Durand. 1981. « Importance de l'épisode d'âge crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la montagne Saint-Victoire (Provence). » *Compte Rendu Académie des Sciences de Paris* (293), 1981.
- Ternois, Sébastien. 2019. « Reconstruction de la Dynamique Précoce d'un Orogène : Mise en évidence de la Transition Rifting-Collision dans le système est-pyrénéen (France) par la Géo-thermochronologie ». Thesis, Université de Lorraine. <http://www.theses.fr/2019LORR0086>.
- Ternois, Sébastien, Margaret Odlum, Mary Ford, Raphaël Pik, Daniel Stockli, Bouchaïb Tibari, Arnaud Vacherat, et Vincent Bernard. 2019. « Thermochronological Evidence of Early Orogenesis, Eastern Pyrenees, France ». *Tectonics* 38 (4): 1308-36. <https://doi.org/10.1029/2018TC005254>.
- Terrier, Monique, Olivier Serrano, et Franck Hanot. 2008. « Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model ». *Geodinamica Acta* 21 (5-6): 231-38. <https://doi.org/10.3166/ga.21.231-238>.
- Thibault, Nicolas, Rikke Harlou, Niels Schovsbo, Poul Schiøler, Fabrice Minoletti, Bruno Galbrun, Bodil W. Lauridsen, Emma Sheldon, Lars Stemmerik, et Finn Surlyk. 2012. « Upper Campanian–Maastrichtian nannofossil biostratigraphy and high-resolution carbon-isotope stratigraphy of the Danish Basin: Towards a standard $\delta 13C$ curve for the Boreal Realm ». *Cretaceous Research* 33 (1): 72-90. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2011.09.001>.
- Thomson, J. 2017. « Detrital zircon (U-Th)/(He-Pb) double-dating constraints on provenance and foreland basin evolution of the Ainsa Basin, south-central Pyrenees, Spain - Thomson - 2017 - Tectonics - Wiley Online Library ». 2017. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2017TC004504>.
- Tosquella, J., Serra-Kiel, J., Fernandez-Canadell, C., & Samsó, J.-M. (1996). Las biozonas de nummulíticos del Paleoceno Superior -Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica. *ACTA GEOLOGICA HISPANICA*, v. 31, No' 1-3, p. 23-36 (Pub. 1998), 1996.
- Tugend J., Manatschal G., Kuszniir N. J., Masini E., Mohn G., et Thimon I. 2014. « Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees ». *Tectonics* 33 (7): 1239-76. <https://doi.org/10.1002/2014TC003529>.
- Tunbridge, Ian P. 1981. « Sandy high-energy flood sedimentation — Some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England ». *Sedimentary Geology* 28 (2): 79-95. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(81\)90058-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(81)90058-0).

- Tunbridge, Ian P. 1984. « Facies Model for a Sandy Ephemeral Stream and Clay Playa Complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. » *Sedimentology* 31 (5): 697-715. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb01231.x>.
- Vacherat, Arnaud, Frédéric Mouthereau, Raphaël Pik, Nicolas Bellahsen, Cécile Gautheron, Matthias Bernet, Maxime Daudet, et al. 2017. « Rift-to-Collision Transition Recorded by Tectonothermal Evolution of the Northern Pyrenees ». *Tectonics* 35 (4): 907-33. <https://doi.org/10.1002/2015TC004016>.
- VAIL, P. R. 1991. « The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview ». *Cycles and Events in Stratigraphy*, 617-59.
- Verges, J., D. Garcia-Castellanos, J. Gaspar, et S. a. P. L. Cloetingh. 2000. « Cloetingh Millenium Flux: Sediment Supply to Basins, Southampton, 22-23 June 2000. "The Ebro Basin Evolution from Foreland and Intermontane Infill to Fluvial Incision and Erosion: Insights from Numerical Modelling ". » <https://research.vu.nl/en/publications/cloetingh-millenium-flux-sediment-supply-to-basins-southampton-22>.
- Vergés, J., M. Marzo, T. Santaaulària, J. Serra-Kiel, D. W. Burbank, J. A. Muñoz, et J. Giménez-Montsant. 1998. « Quantified Vertical Motions and Tectonic Evolution of the SE Pyrenean Foreland Basin ». *Geological Society, London, Special Publications* 134 (1): 107-34. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.134.01.06>.
- Vergés, J., H. Millán, E. Roca, J. A. Muñoz, M. Marzo, J. Cirés, T. Den Bezemer, R. Zoetemeijer, et S. Cloetingh. 1995. « Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections ». *Marine and Petroleum Geology* 12 (8): 903-15. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98854-X](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98854-X).
- Verges, J., et J. A. Munoz. 1990. « Thrust Sequence in the Southern Central Pyrenees ». *Bulletin de La Société Géologique de France* VI (2): 265-71. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.2.265>.
- Vergés, Jaume, Manel Fernández, et Albert Martínez. 2002. « The Pyrenean Orogen: Pre-, Syn-, and Post-Collisional Evolution ». *Journal of the Virtual Explorer* 08. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00058>.
- Vepraskas, M. J., Wilding, L. P., & Drees, L. R. (1994). Aquic conditions for Soil Taxonomy: concepts, soil morphology and micromorphology. In *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis* (A.J. Ringrose-Voase, G.S. Humphreys).
- Vicens, E., L. Ardèvol, N. Lopès-Martinez, et M. E. Arribas. 2004. « Rudist Biostratigraphy in the Campanian-Maastrichtian of the south-central Pyrenees, Spain ». *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 247, 2004.
- Vielzeuf, Daniel, et Jacques Kornprobst. 1984. « Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites ». *Earth and Planetary Science Letters* 67 (1): 87-96. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90041-4).
- Vila, B., Galobart, À., Canudo, J. I., Le Loeuff, J., Dinarès-Turell, J., Riera, V., Oms, O., Tortosa, T., & Gaete, R. (2012). The diversity of sauropod dinosaurs and their first taxonomic succession from the latest Cretaceous of southwestern Europe: Clues to demise and extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350–352, 19–38. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.06.008>
- Vissers, R.L.M., et P.Th. Meijer. 2012. « Mesozoic Rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? » *Earth-Science Reviews* 110 (1-4): 93-110. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.001>.
- Voigt, Silke, Oliver Friedrich, Richard D. Norris, et Joachim Schönfeld. 2010. « Campanian – Maastrichtian Carbon Isotope Stratigraphy: Shelf-Ocean Correlation between the European Shelf Sea and the Tropical Pacific Ocean ». *Newsletters on Stratigraphy* 44 (1): 57-72. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2010/0004>.
- Watts, A. B. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.
- Weissert, Helmut, Michael Joachimski, et Michael Sarnthein. 2008. « Chemostratigraphy ». Text. avril 2008. <https://www.ingentaconnect.com/content/schweiz/nis/2008/00000042/00000003/art00002>.
- 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(1), 39–42. <https://doi.org/10.1130/G30242.1>
- weissmann, gary, Adrian J. Hartley, et G. J. Nichols. 2011. « ALLUVIAL FACIES DISTRIBUTIONS IN CONTINENTAL SEDIMENTARY BASINS—DISTRIBUTIVE FLUVIAL SYSTEMS - River To Rock Record: The Preservation Of Fluvial Sediments And Their Subsequent Interpretation. ed. / Stephanie Davidson; Sophie Leleu; Colin North. Vol. 79 SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2011. p. 327–355. » 2011. [https://pure.royalholloway.ac.uk/portal/en/publications/alluvial-facies-distributions-in-continental-sedimentary-basinsdistributive-fluvial-systems\(ee671af4-5618-4010-abbc-bda1a60cf1e6\).html](https://pure.royalholloway.ac.uk/portal/en/publications/alluvial-facies-distributions-in-continental-sedimentary-basinsdistributive-fluvial-systems(ee671af4-5618-4010-abbc-bda1a60cf1e6).html).
- Wendler, Ines. 2013. « A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation ». *Earth-Science Reviews* 126 (novembre): 116-46. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.08.003>.
- Westphal, M., et J. P. Durand. 1990. « Magnetostratigraphie Des Series Continentales Fluvio-Lacustres Du Cretace Superieur Dans Le Synclinal de l'Arc (Region d'Aix-En-Provence, France) ». *Bulletin de La Société Géologique de France* VI (4): 609-20. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.4.609>.
- Williams, P. F., & Rust, B. R. (1969). The Sedimentology of a Braided River. *Journal of Sedimentology of Petrology*, v. 39, 649–679.
- Whitchurch, A. L., A. Carter, H. D. Sinclair, R. A. Duller, A. C. Whittaker, et P. A. Allen. 2011. « Sediment Routing System Evolution within a Diachronously Uplifting Orogen: Insights from Detrital Zircon Thermochronological Analyses

- from the South-Central Pyrenees ». *American Journal of Science* 311 (5): 442-82. <https://doi.org/10.2475/05.2011.03>.
- Willett, S. D. « Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts - Willett - 1999 - Journal of Geophysical Research: Solid Earth - Wiley Online Library ». Consulté le 16 décembre 2019. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1999jb900248>.
- Wing, Scott L. 2003a. *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Geological Society of America.
- Wright, V. P., Platt, N. H., Marriott, S. B., & Beck, V. H. (1995). A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France. *Sedimentary Geology*, 100(1-4), 143-158. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00105-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00105-0)
- Wright, V. P., & Tucker, M. E. (1991). *Calcretes: an introduction* (Blackwell Scientific Publications, Vol. 1-2).
- Yans, Johan, Thomas Gerards, Philippe Gerrienne, Paul Spagna, Jean Dejax, Johann Schnyder, Jean-Yves Storme, et Edward Keppens. 2010. « Carbon-isotope analysis of fossil wood and dispersed organic matter from the terrestrial Wealden facies of Hautrage (Mons Basin, Belgium) ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291 (1): 85-105. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.01.014>.
- Yans, Johan, Bernard Marandat, Edwige Masure, Josep Serra-Kiel, Johann Schnyder, Jean-Yves Storme, Laurent Marivaux, Sylvain Adnet, Monique Vianey-Liaud, et Rodolphe Tabuce. 2014. « Refined Bio- (Benthic Foraminifera, Dinoflagellate Cysts) and Chemostratigraphy ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) of the Earliest Eocene at Albas-Le Clot (Corbières, France): Implications for Mammalian Biochronology in Southern Europe ». *Newsletters on Stratigraphy* 47 (3): 331-53. <https://doi.org/10.1127/nos/2014/0050>.
- Yeats, Robert S., et Robert J. Lillie. 1991. « Contemporary tectonics of the Himalayan frontal fault system: folds, blind thrusts and the 1905 Kangra earthquake ». *Journal of Structural Geology* 13 (2): 215-25. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90068-T](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90068-T).
- Yelland, A. J. 1991. « Fission track thermotectonics of the Iberian-Eurasian plate collection. (Ph.D.) », 1991.
- Yoshida, S. 2000. « Sequence and facies architecture of the upper Blackhawk Formation and the Lower Castlegate Sandstone (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah, USA ». *Sedimentary Geology* 136 (3): 239-76. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00104-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00104-4).
- Yoshida, Shuji, Andrew Willis, et Andrew D. Miall. 1996. « Tectonic Control of Nested Sequence Architecture in the Castlegate Sandstone (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah ». *Journal of Sedimentary Research* 66 (4): 737-48. <https://doi.org/10.1306/D42683F6-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Zachos, J. C., et M. A. Arthur. 1986. « Paleooceanography of the Cretaceous/Tertiary Boundary Event: Inferences from Stable Isotopic and Other Data ». *Paleoceanography* 1 (1): 5-26. <https://doi.org/10.1029/PA001i001p00005>.
- Zachos, James, Mark Pagani, Lisa Sloan, Ellen Thomas, et Katharina Billups. 2001. « Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present ». *Science* 292 (5517): 686-93. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>.
- Zoetemeijer, R., S. Cloetingh, W. Sassi, et F. Roure. 1993. « Modelling of piggyback-basin stratigraphy: Record of tectonic evolution ». *Tectonophysics* 226 (1): 253-69. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90121-Y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90121-Y).

Liste des figures

Chapitre 1

Fig.1.1: (A) géométrie d'un bassin d'avant-pays le long d'une coupe transversale; (B) coupe schématique illustrant les différentes parties d'un bassin d'avant-pays avec le wedge-top, le foredeep, le forebulge et le back-bulge (modifiée d'après (DeCelles et Giles 1996; Ford 2004).....	37
Fig. 1.2: diagramme des relations de cause à effet engendrées par les facteurs de contrôle allocycliques exercés sur un système fluvial (Catuneanu, 2006)	47
Fig. 1.3: Evolution de la direction du réseau de drainage : elle passe de longitudinale (parallèle à l'orogène) à transversale (perpendiculaire à l'orogène) (modifiée d'après Burbank, 1992).	48
Fig. 1.4: Evolution de la direction du réseau de drainage : elle passe de transversale (perpendiculaire à l'orogène) à longitudinale (parallèle à l'orogène) (modifiée d'après Burbank, 1992)	49
Fig. 1.5: réponse d'une rivière méandrique à un basculement. Asymétrie des dépôts de méandre plus importants sur la partie surélevée (Holbrook & Schumm, 1999)	50
Fig. 1.6: schéma synthétique illustrant facteurs globaux et locaux qui modulent l'accommodation et les flux sédimentaires dans un bassin d'avant-pays et en particulier dans la zone depiggyback où les paramètres plus locaux sont nombreux (modifié d'après Chanvry, 2017 ; Puigdefabregas et al., 1992)	51

Chapitre 2

Fig.2.1: carte géologique simplifiée des Pyrénées mettant en évidence les différents domaines, les grands accidents tectoniques (modified from Munoz, 1992)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.2: (A) profil sismique ECORS (d'après Roure et al., 1989), (B) interprétation du profil (modified from Beaumont et al., 2000)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.3: North Pyrenean thrust belt and structures of the north foreland basin (modified from Teixell, 1998)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.4: carte structurale des Pyrénées présentant les principales unités structurales (modified from Munoz, 1992)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.5: coupe structurale perpendiculaire à l'axe des Pyrénées (transect A-A' sur la Fig. 2.4) illustrant les structures de la zone sud-pyrénéenne occidentale d'après le profil ECORS-Arzacq (modified from Teixell, 1998)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.6: coupe structurale perpendiculaire à l'axe des Pyrénées (transect B-B' sur la Fig. 3) illustrant les structures de la zone sud-pyrénéenne orientale d'après le profil ECORS (modified from Beaumont et al., 2000)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.7 : Environnements de dépôt du Crétacé Supérieur dans le domaine Pyrénéen (Freytet, 1970). (1) faciès marin profond, (2) plate-forme carbonatée, (3) faciès transitionnels, (4) faciès continentaux. T : Tercis, G : Garonne valley, P : Planturel, Pr : Provence.....	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.8: Localisation des domaines étudiés au cours de cette thèse (modifiée d'après Baudrimont et Dubois, 1977)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.9: Carte paléogéographique au Campanien. 1. Dépôt de bassin, 2. Dépôt de plateforme carbonatée, 3. Dépôts continentaux, 4. Régions émergées durant le Maastrichtien, 5. Dépôts lacustres et palustres (modifiée d'après Plaziat, 1981).....	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.10: Carte paléogéographique au Maastrichtien. 1. Dépôt de bassin, 2. Dépôt de plateforme carbonatée, 3. Dépôts continentaux, 4. Régions émergées durant le Maastrichtien, 5. Dépôts lacustres et palustres (modifiée d'après Plaziat, 1981).....	Erreur ! Signet non défini.
Fig.2.11: Carte paléogéographique au Dano-Montien. 1. Dépôt de bassin, 2. Dépôt de plateforme carbonatée, 3. Dépôts continentaux, 4. Faciès Vitrolliens, 5. Dépôts lacustres et palustres (modifiée d'après Plaziat, 1981)	Erreur ! Signet non défini.

Fig.2.12: Carte paléogéographique au Thanétien. 1. Dépôt de bassin, 2. Dépôt de plateforme carbonatée, 3. Dépôts continentaux, 4. Faciès Vitrolliens, 5. Dépôts lacustres et palustres (modifiée d'après Plaziat, 1981) **Erreur ! Signet non défini.**

Fig.2.13: unités lithostratigraphiques (modified from Freytet, 1970 ; Plaziat, 1975 ; Cojan et al., 1889 ; Laurent et al., 2001) **Erreur ! Signet non défini.**

Fig.2.14: (A) localisation des chevauchements et des sous-bassins de la Zone Sud-Pyrénéenne (modified from Munoz, 1992), (B) Coupe géologique schématique de l'unité centrale sud-Pyrénéenne traversant le Bassin de Tresp, (C) Stratigraphie simplifiée du Crétacé supérieur à l'Ilerdien du Bassin de Tresp (modified from Pujalte & Schmitz, 2005)..... **Erreur ! Signet non défini.**

Chapitre 3

Fig. 3.1 : Geological setting of NW Iberia showing the Pyrenees, Catalan Coastal Ranges and Iberian Ranges. Geological map with Tresp-Graus and Vallecebre Basins and Tresp Fn outcrops with studied section locations; (1) Talarn-Tendruï, (2) Moror and (3) Orcau (modified from Lopez-Martinez and Vicens 2012). 84

Fig. 3.2 : A. Paleogeography of the South Pyrenean Zone and B. Late Cretaceous to Eocene stratigraphy of the South Pyrenean area (modified from Cueva 1992; Pujalte and Schmitz 2005; Pujalte et al. 2014). 85

Fig. 3.3 : Stratigraphy and magnetostratigraphy of the Tresp-Graus Basin with the different units of the Tresp Fn. Thanks to the magnetostratigraphy data from Fondevilla et al. 2016, identification of a major hiatus at the base of the Talarn Fm (modified from Cuevas 1992; Arostegi et al. 2011; Pujalte et al. 2015; Fondevilla et al. 2016). 86

Fig. 3.4 : Late Cretaceous marine facies. (A) Greyish marl (L1) and sandy limestones (L2), (B) Sandy limestones with currents patterns (L2), (C) Sandy limestones with oyster (L2), (D) Oncoids bed (L2), (E) Sandy limestones with dinosaur footsteps, (F) rudists patch (L3). 91

Fig. 3.5 : Late Cretaceous-Paleocene continental facies. (A) Mottled floodplain claystones and siltstones(L5), (B) Pedogenetic figure in fine-grained tabular sandstones (L9), (C) Microcodium bed (L7) intercalated in red siltstones and claystones (L5), (D) and (E) Gypsum-rich siltstones (L6), (F) Micaceous sandstones (L13), (G) Fine-grained isolated sandstone (L9), (H) Single-storey conglomerates (L15). 98

Fig. 3.6 : lacustrine delta facies FA5. Micaceous sandstone intercalated in grey claystone that shows progradation. 101

Fig. 3.7 : Example of small fluvial system in the Tresp-Graus Basin FA6, Type I. The Talarn area shows small isolated channel (floodplain channel, L10) and the southern part of the basin (Moror area) shows small fine-grained sandstone channels isolated in mottled claystones. 102

Fig. 3.8 : Example of sinuous fluvial system FA6, Type II. This type of architecture shows large sinuous channel with lateral accretion (L11) (Tendruï area) or small sandstone channels with mudplug preservation (Talarn area). 104

Fig. 3.9 : Coarse multi-channel architecture FA7, Type III. Single-storey conglomerate channels (L15) with conglomerate overbank deposits. 105

Fig. 3.10 : Coarse fluvial system FA8, Type IV. This architecture shows multi-storey conglomerates (L16) and very-coarse to fine-grained sandstones (L14) amalgamated channels. 106

Fig. 3.11 : Fluvial architecture of north part of the Tresp-Graus Basin. (A) Talarn-Tendruï section with continental sedimentology, stratigraphy and facies associations; (B) Schemes of different types of fluvial architectures. 108

Fig. 3.12 : Correlation between two sedimentological sections: Talarn-Tendruï (north) and Moror (South). This correlation was made with the mottling soils colors and the presence of a gypsum level (unit 4) in the floodplain deposits. 110

Fig. 3.13 : Paleohydrology results in the Tresp Fn. (A) Talarn-Tendruï section; (B) Potential depth water (m) depending on the fluvial architecture; (C) Chart showing the relation of the width/depth in semi-humid subtropical domains (black curve) and dry-season subtropical domains (red curve) (modified from Chanvry 2017); (D) Chart showing the comparisons of the Laws Discharge/Depth of subtropical semi-humid an dry seasons (modified from Chanvry 2017). 114

Fig. 3.14 : Paleogeographic diagram of the Tresp-Graus Basin showing deposits environments during the Maastrichtian. 115

Fig. 3.15 : Paleogeographic diagram of the Tresp-Graus Basin showing deposits environments during the Danian and the late Selandian/early Thanetian. 117

Fig. 3.16 : Paleogeographic diagram of the Tremp-Graus Basin showing deposits environments during the Thanetian.	118
Fig. 3.17 : Paleocene sequence analysis of the Tremp Fm.	121

Chapitre 4

Fig.4.1: illustrations de facies: A. Conglomérats sans figures de courant (L1b), B. Conglomérats à stratifications entrecroisés (L1c), C à H. Grès à litage plans (L2c) I, J, K. Grès à litages entrecroisés (L2b), L, M, N. Bancs à <i>Microcodium</i> (L3), O, P, Q. Argiles et silts bariolés (L4), R et S. Calcaires roses à aspect bréchifié (L5), T et U. Calcaire noduleux (L7), V. Calcaires massifs (L6), W. Grès micacés (L8), X. Grès micacés (L8) intercalés dans des argiles grises (L10), Y. Conglomérat à oncolites (L11), Z. Grès à rides (L13).....	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.2: Silt à globules éparses et à marmorisation violette/rose globale ainsi qu'à marmorisation ocre locale	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.3 : Grès fin rouge à marmorisation grise/blanche locale soulignant la présence de racines (bioturbation)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.4.4: Différentes couleurs de paléosols rencontrés sur le terrain. Classement des Paléosols de l'environnement le plus sec au milieu le plus humide d'après l'étude de Kraus et Riggins (2007).....	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.5 : Silt marmorisé (couleur violette/rose et ocre, globale) à globules éparses. Paléosol de Stade I... Signet non défini.	Erreur !
Fig.4.6 : Silt induré marmorisé ocre et gris/blanc soulignant une fabrique verticale, également soulignée par des globules abondants sous forme de colonnette. Paléosol de Stade III-IV	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.7 : Silt marmorisé présentant divers paléosols :.....	Erreur ! Signet non défini.
Fig .4.8 : schéma de l'association de faciès de delta lacustre avec des grès fin e terminaison en downlap (L9) sur un banc de grès moyen à forte extension latérale (L2c) (modifié d'après Roule—Chenieux, 2019) Erreur ! Signet non défini.	Erreur ! Signet non défini.
Fig.4.9 : schémas illustrant les différents flux définis dans les bassins péri-orogéniques Erreur ! Signet non défini.	Erreur ! Signet non défini.
Fig.4.10: localisation des zones étudiées dans la région des Corbières avec Albas et Lairière localisés au nord du Massif du Mouthoumet et Arques localisé au sud de celui-ci (modifiée d'après Christophoul et al. 2003) Erreur ! Signet non défini.	Erreur ! Signet non défini.
Fig.4.11: localisation du secteur d'Albas et des cinq coupes réalisées dans les séries du Crétacé terminal au début du Paléocène	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.12 : Calage chronostratigraphique de la coupe d'Albas (Albas 1) en la corrélant avec les données magnetostratigraphiques de Galbrun (1996).....	Erreur ! Signet non défini.
Fig.4.13 : photo d'une partie de la série du Crétacé terminal d'Albas, avec le paléosol Ca et un conglomérat sus-jacent (U-AL4)	Erreur ! Signet non défini.
Fig.4.14 : photo d'un chenal à accrétion latérale de très grande extension intercalé dans des dépôts de plaine d'inondation (AF1c).....	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.15 : photo d'une partie de l'architecture fluviatiles du Crétacé supérieur d'Albas avec les calcaires de Vignevielle marquant la fin du Maastrichtien	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.16 : photo de la totalité de l'architecture fluviatile de la région d'Albas avec les calcaires de Vignevielle au sommet.	Erreur ! Signet non défini.
Fig.4. 17: schéma de l'architecture du Crétacé supérieur de la région d'Albas réalisée à partir des données de terrains. L'unité U-AL7 représente les calcaires de Vignevielle	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.18: Schéma de l'architecture du Danien de la région d'Albas	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.19 : localisation des coupes réalisées dans le Crétacé terminal de la région de Lairière. Erreur ! Signet non défini.	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.20 : Schéma de l'architecture du Crétacé supérieur de la région de Lairière réalisé à partir des données de terrain	Erreur ! Signet non défini.
Fig. 4.21 : localisation des coupes réalisées et de tous les points GPS pris dans le Paléocène de la région de Lairière	Erreur ! Signet non défini.

- Fig. 4.22 : photo de la limite entre le Danien inférieur rouge et le Danien supérieur ocre à Lairière **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.4.23 : photo et illustration de l'architecture fluviatile du Danien inférieur rouge **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.24 : panorama de l'architecture du Danien de la région de Lairière (modifié d'après Roule—Chenieux, 2019) **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.25 : Essai d'analyse séquentielle du Danien à partir de l'architecture fluviatiles à Lairière (modifié d'après Roule—Chenieux) **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.4. 26 : calage stratigraphique de la coupe d'Arques d'après les données de Bilotte et al. (1983) **Erreur ! Signet non défini.**
- Figure 4.27: photo des grès d'Alet (AF1a) dans la région d'Arques (Corbières) **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.28: photo de la formation des calcaires de Vignevielle lacustres..... **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.4. 29: Schéma de l'architecture su Crétacé supérieur de la région d'Arques..... **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.4. 30 : photo d'un conglomérat extensif à litages obliques (AF1b) dans le Danien d'Arques **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.31 : Schéma de l'architecture du Danien de la région d'Arques réalisé à partir des données de terrain **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.4.32: calage stratigraphique grâce à des données de géochimie (d'après DeLagausie, 2017) **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.4.33: log stratigraphique de Castelnau-de-guers (bassin de Villeveyrac) **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.34 : photo de la formation des Calcaires de Vignevielle et de la formation sous-jacente dans le bassin de Villeveyrac **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.4. 35 : photos des séries du Paléocène illustrant un chenal conglomératique à accrétion latérale (AF1c) et des chenaux gréseux sus-jacents..... **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.36: Schéma de l'architecture de la région de Castelnau-de-Guers réalisé à partir des données de bibliographie et de terrain **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.4. 37 : localisation de la coupe de Saint-Ser à l'est du bassin de l'Arc (Provence). Les bancs en bleu représentent les calcaires du Fuvélien et montrent une extension régionale **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig4.38: log sédimentologique de Saint-Ser (est du bassin de l'Arc) **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.39: photo de la grande extension latérale des calcaires lacustres à la base de la coupe de Saint-Ser (Fuvélien) **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.40 : Photo de l'association de faciès de delta lacustre (AF5c) enregistré après les calcaires lacustre du Fuvélien, avec des chenaux de grès micacés intercalés dans des argiles grises lacustres **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.41: photo des conglomérats de la Galante intercalés dans des argiles et silts de plaine alluviale **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.42: schéma de l'architecture de la région de Saint-Ser réalisé à partir des données de terrain **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.43: photo illustrant l'épaisseur plus importante des Calcaires de Rognac à l'ouest du bassin de l'Arc (Vitrolles) **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.44: tableau de synthèse des architectures fluviatiles du Crétacé terminal-Dano-Sélandien dans les bassins péri-orogéniques du domaine pyrénéo-provençal **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.45 : Carte représentant la paléogéographie ainsi que les principaux flux durant le Campanien inférieur et supérieur. **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.46: tableau de corrélation au Crétacé terminal entre les régions des Corbières, du Languedoc, de la Basse-Provence et la Provence Rhodanienne (modifié d'après Arnaud et al., in Mém. BRGM n°125, 1984). **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.47 : Carte représentant la paléogéographie ainsi que les principaux flux durant le Maastrichtien **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.48 : Carte représentant la paléogéographie ainsi que les principaux flux à la transition Crétacé-Tertiaire **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.49: Principales aires de sédimentation en Basse-Provence Durant le Paléocène (modifiée d'après Durand et Nury, Mém. BRGM n°125, 1984)..... **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig. 4.50 : Carte représentant la paléogéographie ainsi que les principaux flux durant le Danien **Erreur ! Signet non défini.**

Chapitre 5

- Fig.5.1 : Couplage isotopique dans les différents réservoirs de carbone (d'après Koch et al., 1992)..... 209
- Fig.5.2 : Différentes étapes de préparation des échantillons pour les analyses sur la matière organique (d'après Storme, 2013)..... 217
- Fig.5.3 : Etape de décarbonatation des échantillons à l'HCL 25% **Erreur ! Signet non défini.**18

Chapitre 6

- Fig.6.1: (A) Structural map of the South Pyrenean Central Unit showing the main cover and basement units. (B)Structural cross-section through the South Pyrenean Central Unit (modified from, Muñoz, 1992). (C) Detailed geological map of Tremp Basin with the studied sections: Orcau in the east and Talarn in the west located to the west..... **Erreur ! Signet non défini.**27
- Fig.6.2 : Regional composite syn-orogenic lithostratigraphy showing the sedimentary succession along the Tremp-Graus Basin area (modified from Fondevilla et al., 2016). The Orcau section begins in the Campo Marls up to the Grey unit and the Talarn section begins at the top of the Aren Sandstones to the llerdian alveolines limestones. **Erreur ! Signet non défini.**
- Fig.6.3 : Sedimentology of Tremp Basin in Orcau and Talarn areas correlated with magnetostratigraphic data from Fondevilla et al. (2016). Highlighted by sedimentological and magnetostratigraphy studies of a hiatus of 3 My in the Talarn section, before the Talarn Conglomerates (at 140 m). Demonstration of prograding sequences in the formation of the Aren Sandstones..... **Erreur ! Signet non défini.**32
- Fig.6.4 : Upper Aren Sandstone Unit in the Orcau area to the west of the Tremp Basin. Demonstration of a progradant system towards SSW..... **Erreur ! Signet non défini.**33
- Fig.6.5: Photos of thin sections with identified species A / Orbitoids B / Bryozoans C / Orbitoids, Bryozoans and Siderolites D / Charophytes E / Gastropods F / Ostracodes G / Red algae H / Siderolites**Erreur ! Signet non défini.**37
- Fig.6.6: Photos of thin blades with *calcitrapoid Sedirolites* or *Siderolites pyrenaicus* and the architectural elements of *Siderolites* (Robles-Salcedo 2018 from Lamarck, 1801). **Erreur ! Signet non défini.**38
- Fig.6.7: First results of the bio-stratigraphic study of the Campanian-Maastrichtian of the Orcau section, Tremp Basin..... **Erreur ! Signet non défini.**39
- Fig.6.8 : Organic matter analyses. Plate 1: Observation in optical microscopy, reflexion light in oil immersion. Plate 2: Observation in optical microscopy, reflexion light in oil immersion. Plate 3 : Observation in optical microscopy, reflexion light in oil immersion. Plate 4 : Image Analysis in optical microscopy, reflexion light in oil immersion. 50x objective..... **Erreur ! Signet non défini.**43
- Fig.6.9 : Results of TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ analyses of Orcau and Talarn sections. The analyses were performed on decarbonated samples. In the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curves, the blue arrows highlight the major negative peaks and the orange arrows the major positive peaks..... **Erreur ! Signet non défini.**44
- Fig.6.10: Correlation scheme of the Camano-Maastrichtian interval. Orcau and Talarn sections (this work) correlated with high-resolution carbon isotope dataset and magnetostratigraphy polarity chrons of two main marine sections calibrated with biostratigraphy across the Campanian to Maastrichtian times; (1) Talarn dataset, (2) Orcau dataset, (3) Tercis-les-Bains reference section; dataset from Voigt et al., 2012 and (4) Gubbio reference section; dataset from Voigt et al., 2012; Coccioni et al., 2012 showing $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ plotted against lithofacies.. **Erreur ! Signet non défini.**49

Chapitre 7

- Fig. 7.1: Detailed geological map of Provence with the Arc Basin showing the main cover units (modified from Rouire, 1979; Leleu, 2005) **Erreur ! Signet non défini.**62

Fig.7.2: Chronostratigraphy and lithostratigraphy of the Upper Cretaceous continental successions from the Arc Basin in Provence. Chronostratigraphy of the Provence continental stages, based in magnetostratigraphic correlations (Westphal and Durand, 1990) combined with isotopic studies (Cojan et al., 2000). **Erreur ! Signet non défini.**64

Fig.7.3: Results of TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ analyses of Saint-Ser section. The analyses were performed on decarbonated samples. **Erreur ! Signet non défini.**72

Fig. 7.4: Correlation scheme of the Camano-Maastrichtian interval. Saint-Ser section (this work) correlated with continental Roques-Hautes section in the same basin and with high-resolution carbon isotope dataset and magnetostratigraphic polarity chrons of two main marine sections calibrated with biostratigraphy across the Campanian to Maastrichtian times; (1) Tercis-les-Bains reference dataset from Voigt et al., 2012 section (2) Saint-Ser dataset, (3) Roques-Hautes section, dataset from Cojan et al. 2003; and (4) Gubbio reference section; dataset from Voigt et al., 2012; Coccioni et al., 2012 showing $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ plotted against lithofacies. **Erreur ! Signet non défini.**77

Fig. 7.5: New chronostratigraphic division of the Saint-Ser section. Magnetostratigraphic data of the eastern part of the Arc Basin from Westphal and Durand 1990, Galbrun 1997, Krumsiek and Hahn 1989, Cojan et al. 2000; biostratigraphy data from Dughi and Sirugue, 1957, Durand and Nury, 1984, , Garcia and Vianey- Liaud, 2001, Cojan et al., 2003. **Erreur ! Signet non défini.**79

Fig. 7.6 : Correlation scheme of the Camano-Maastrichtian interval. Saint-Ser (this work) correlated with Roques-Haute section (Cojan et al., 2003). The chronostratigraphic division of Saint-Ser was carried out using a sedimentological study and landmark recognition compiled with magnetostratigraphy data (Westphal and Durand 1990, Galbrun 1997, Krumsiek and Hahn 1989, Cojan et al. 2000) combined with chemo-stratigraphy data (Cojan et al., 2000), as well as biostratigraphy data (Dughi and Sirugue, 1957, Durand and Nury, 1984, Westphal and Durand, 1990, Garcia and Vianey- Liaud, 2001, Cojan et al., 2003). **Erreur ! Signet non défini.**81

Chapitre 8

Fig.8.1 : Corrélation stratigraphique entre le bassin de l’Arc (Saint-Ser, Provence) et le bassin de Graus-Tremp (Espagne) à partir d’une méthode de géochimie isotopique sur matière organique couplée à des données magnétostratigraphiques et biostratigraphiques. Courbes isotopiques calées avec les changements du niveau marin et les courbes climatiques du Crétacé terminal.....292

Fig.8.2: Tableau représentant les hiatus, surfaces notables et unités repères dans le système pyrénéen oriental..296

Table.8.3 : Tableau représentant les taux de sédimentation non décompacté dans les bassins péri-orogéniques du système pyrénéen oriental du Crétacé terminal au Paléocène. ¹Ce taux a été calculé en prenant en compte le hiatus de 3 Ma.....297

Fig.8.3 : Tableau de synthèse présentant les différents types de flux, ainsi que les différents reliefs qui alimentent les bassins péri-orogénique orientaux.....299

Fig.8.4 : Paléogéographie du système pyrénéen oriental au Campanien inférieur et supérieur (modifiée d’après Frasca, 2017).....302

Fig. 8.5 : Paléogéographie du système pyrénéen oriental au Maastrichtien inférieur et supérieur (modifiée d’après Frasca, 2017).....305

Fig.8.6 : Paléogéographie du système pyrénéen oriental pendant la transition Crétacé terminal-Paléocène (modifiée d’après Frasca, 2017).....307

Fig.8.7: Résultats d’analyses de thermochronologie dns le bassin de Graus-Tremp, montrant l’apport des sédiments du nord (modifié d’après Filleaudeau et al., 2012).....309

Fig.8.8 : Paléogéographie du système pyrénéen oriental au Danien (modifiée d’après Frasca, 2017).....310

Fig.8.9: Paléogéographie à la limite Thanétien-Yprésien et Yprésien-Bartonien (d’après Frasca et al., 2017).....312

Fig.8.10 : Schéma représentant la reconstitution de la topographie du Campanien au milieu de l’Eocène a été proposé sur un profil passant par le Massif du Mouthoumet jusqu’au Bassin de Tremp (modifié d’après Roure et al., 1989 et Vergès et al., 2002).....313

Annexes

Annexe 1: tableau des résultats de géochimie isotopique réalisée sur la coupe d'Orcau-Talarn (Espagne)

Standards	Amount (mg)	[C] (%)	$\delta^{13}\text{C}$ Vpdb (‰)
BFSd n=27	env. 12mg	0,53 0,01	-21,42 0,14
CRPG_M2 n=23	env. 18mg	0,41 0,01	-24,95 0,08
PSd n=9	env. 25mg	0,0342 0,0055	-22,38 0,25
JG3_120	env. 50mg	0,0172	n.d.
JG3_120		0,0137	n.d.

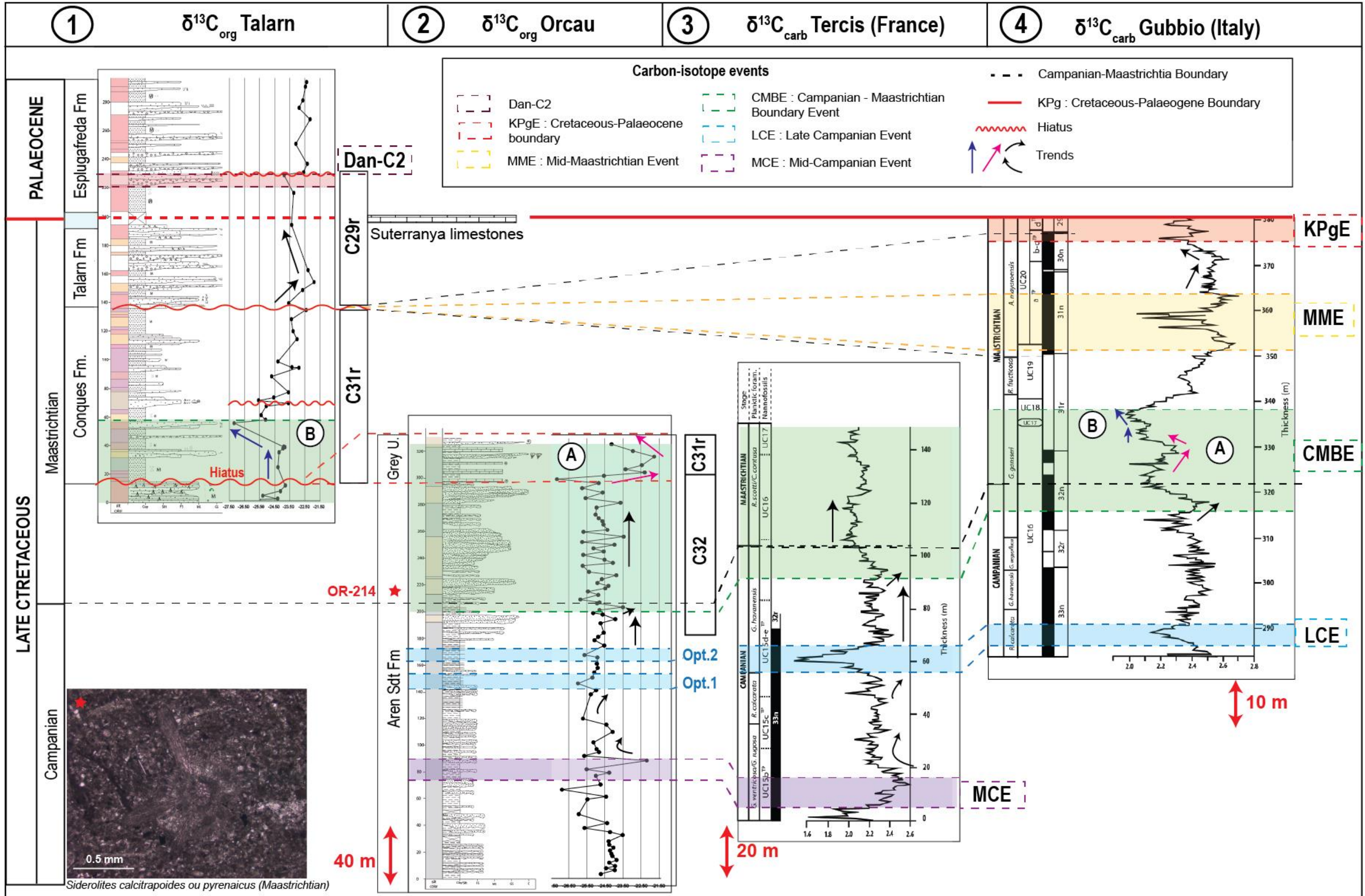
Samples	Metering (m)	Amount (mg)	[C] (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($\pm 0,3\%$)
1 OR-3.2	3,2	24,365	0,33	-24,72
2 OR-6.1	6,1	26,478	0,54	-23,95
3 OR-7.5	7,5	12,914	0,38	-24,43
4 OR-09	9	24,855	0,24	-23,94
5 OR-11.5	11,5	50,25	0,07	-24,25
6 OR-13.5	13,5	24,684	0,17	-23,85
7 OR-16.5	16,5	27,462	0,15	-24,09
8 OR-18.2	18,2	50,917	0,07	-24,14
9 OR-20.6	20,6	22,231	0,20	-24,22
10 OR-22.6	22,6	25,385	0,21	-24,03
11 OR-24.8	24,8	52,61	0,10	-24,26
12 OR-27.4	27,4	14,91	0,37	-24,28
13 OR-32	32	24,876	0,23	-23,52
14 OR-34.2	34,2	10,716	0,44	-24,21
15 OR 40.8	40,8	15,573	0,49	-24,37
16 OR 47.4	47,4	16,515	0,08	-25,95
17 OR 58.4	58,4	17,803	0,50	-25,46
18 OR 37.2	37,2	15,677	0,39	-25,63
19 OR-60.4	60,4	6,96	0,63	-24,43
20 OR 65.6	65,6	16,457	0,27	-26,87
21 OR 69.2	69,2	19,412	0,33	-24,73
22 OR 75.8	75,8	15,925	0,34	-25,00
23 OR-78	78	11,944	0,35	-24,26
24 OR 80.5	80,5	15,411	0,35	-25,51
25 OR-87	87	24,282	0,03	-22,18
26 OR 90.5	90,5	17,55	0,39	-25,64
27 OR-93.3	93,3	8,283	0,63	-24,82
28 OR 95.4	95,4	14,192	0,45	-24,95
29 OR 100.4	100,4	15,5	0,39	-25,12
30 OR 108.2	108,2	14,83	0,40	-24,07
31 OR 113.5	113,5	15,362	0,44	-24,42

32	OR 118	118	15,949	0,72	-25,71
33	OR 135.9	135,9	13,88	0,86	-25,28
34	OR-139	139	23,435	0,71	-24,99
35	OR 144	144	16,754	0,78	-25,98
36	OR-148.4	148,4	10,005	0,65	-25,18
37	OR 152	152	15,85	0,77	-25,08
38	OR-155.5	155,5	22,407	0,66	-24,89
39	OR 158.5	158,5	9,422	0,74	-24,94
40	OR-163.2	163,2	4,427	0,95	-24,91
41	OR 165	165	16,677	0,75	-25,62
42	OR 172	172	9,859	0,76	-24,53
43	OR 176	176	18,461	0,32	-25,07
44	OR-178.5	178,5	6,331	0,64	-24,86
45	OR 181.5	181,5	14,86	0,41	-24,56
46	OR-188.5	188,5	8,113	0,73	-24,73
47	OR 191.5	191,5	15,945	0,56	-23,93
48	OR-195	195	8,633	0,46	-24,62
49	OR 196	196	14,534	0,52	-25,14
50	OR-198.3	198,3	26,914	0,47	-24,79
51	OR 200.3	200,3	15,112	1,23	-23,5
52	OR-203.2	203,2	6,048	0,73	-24,93
53	OR-203.9	203,9	7,41	0,74	-24,79
54	OR 206	206	13,813	0,86	-25,86
55	OR-209.5	209,5	5,244	1,09	-24,86
56	OR 211.9	211,9	16,019	0,96	-25,43
57	OR-214.3	214,3	22,658	0,16	-24,47
58	OR 216A	216	18,916	0,37	-24,30
59	OR-218.3	218,3	50,423	0,12	-24,91
60	OR 221	221	17,046	0,25	-24,66
61	OR-223.9	223,9	27,175	0,12	-23,87
62	OR 226.4	226,4	18,19	0,16	-25,37
63	OR 231	231	18,21	0,10	-25,73
64	OR-233	233	27,692	0,13	-24,05
65	OR 235.5	235,5	17,438	0,28	-24,52
66	OR 239	239	21,685	0,26	-25,70
67	OR-241.5	241,5	25,513	0,24	-24,56
68	OR 243.8	243,8	18,017	0,25	-25,13
69	OR-246.5	246,5	49,515	0,15	-23,97
70	OR 248.5	248,5	19,088	0,09	-25,76
71	OR-252.5	252,5	22,429	0,10	-23,46
72	OR 256	256	18,993	0,08	-25,68
73	OR-257.5	257,5	51,103	0,16	-24,36
74	OR 261.4	261,4	17,907	0,25	-24,58
75	OR-264	264	19,192	0,25	-24,63
76	OR 266.1	266,1	17,613	0,71	-24,84
77	OR-268.7	268,7	25,275	0,19	-25,01

78	OR 274	274	18,652	0,23	-24,96
79	OR-277.5	277,5	26,991	0,07	-23,63
80	OR 280.9	280,9	16,32	0,15	-25,57
81	OR-285	285	25,273	0,19	-24,62
82	OR 288.3	288,3	16,718	0,06	-25,76
83	OR-292	292	21,995	0,14	-24,84
84	OR 295	295	17,788	0,05	-27,14
85	OR-297.5	297,5	2,675	2,41	-24,55
86	OR 299.9	299,9	12,27	2,00	-22,30
87	OR-302.2	302,2	1,576	4,36	-23,35
88	OR 305.3	305,3	7,175	2,76	-22,45
89	OR 311.5	311,5	13,51	2,21	-21,77
90	OR-315.8	315,8	32,001	0,02	-22,95
91	OR 320.8	320,8	16,53	0,69	-24,13
92	TA 0.8	0,8	18,01	0,15	-25,45
93	TA-1.3	1,3	25,861	0,20	-24,31
94	TA 3.5	3,5	19,382	0,12	-25,30
95	TA 6.7	6,7	18,447	0,14	-24,13
96	TA 10.5	10,5	17,18	0,08	-23,80
97	TA 23.5	23,5	16,076	0,11	-24,29
98	TA 34	34	18,293	0,14	-24,22
99	TA-36.7	36,7	25,599	0,10	-23,96
100	TA 37.7	37,7	17,017	0,14	-23,83
101	TA 38	38	18,515	0,08	-23,91
102	TA 54.5	54,5	18,752	0,05	-27,21
103	TA-56.8	56,8	24,34	0,02	-25,12
104	TA 60.2	60,2	16,572	0,10	-25,42
105	TA 66.5	66,5	16,152	0,11	-25,07
106	TA-68.4	68,4	25,732	0,04	-23,59
107	TA 70.5	70,5	18,366	0,07	-25,59
108	TA-72.5	72,5	26,461	0,08	-24,57
109	TA 76.3	76,3	19,419	0,07	-23,59
110	TA-87.4	87,4	48,945	0,06	-24,72
111	TA-93.5	93,5	29,73	0,04	-22,91
112	TA-93.8	93,8	30,214	0,06	-23,37
113	TA-97.7	97,7	6,077	0,65	-24,29
114	TA-113.7	113,7	25,208	0,08	-23,03
115	TA-119.3	119,3	25,083	0,04	-23,29
116	TA-127.5	127,5	24,167	0,04	-23,4
117	TA-134.2	134,2	50,351	0,06	-22,43
118	TA-138.8	138,8	27,986	0,04	-23,59
119	TA-148.2	148,2	26,623	0,06	-22,65
120	TA-153.7	153,7	50,188	0,08	-21,89
121	TA-162.3	162,3	24,191	0,06	-22,30
122	TA-194	194	23,733	0,10	-23,39
123	SS-(-1)	216,3	25,052	0,048	-23,25

124	SS-11	229	23,544	0,13	-23,88
125	SS-13.5	231	25,392	0,05	-22,59
126	SS-18,5	236,8	50,677	0,08	-22,35
127	SS-33	251	27,014	0,04	-23,11
128	SS-50.5	268,3	24,07	0,05	-22,16
129	SS-58.8	276,3	49,206	0,21	-22,89
130	SS-63.5	281,5	25,842	0,07	-22,64
131	SS-73.4	291,1	51,033	0,11	-22,47
132	SS-76.6	294,5	50,84	0,15	-22,40

Annexe 2 : corrélation isotopique entre la coupe d'Orcau-Talarn et les coupes de références marines en A3

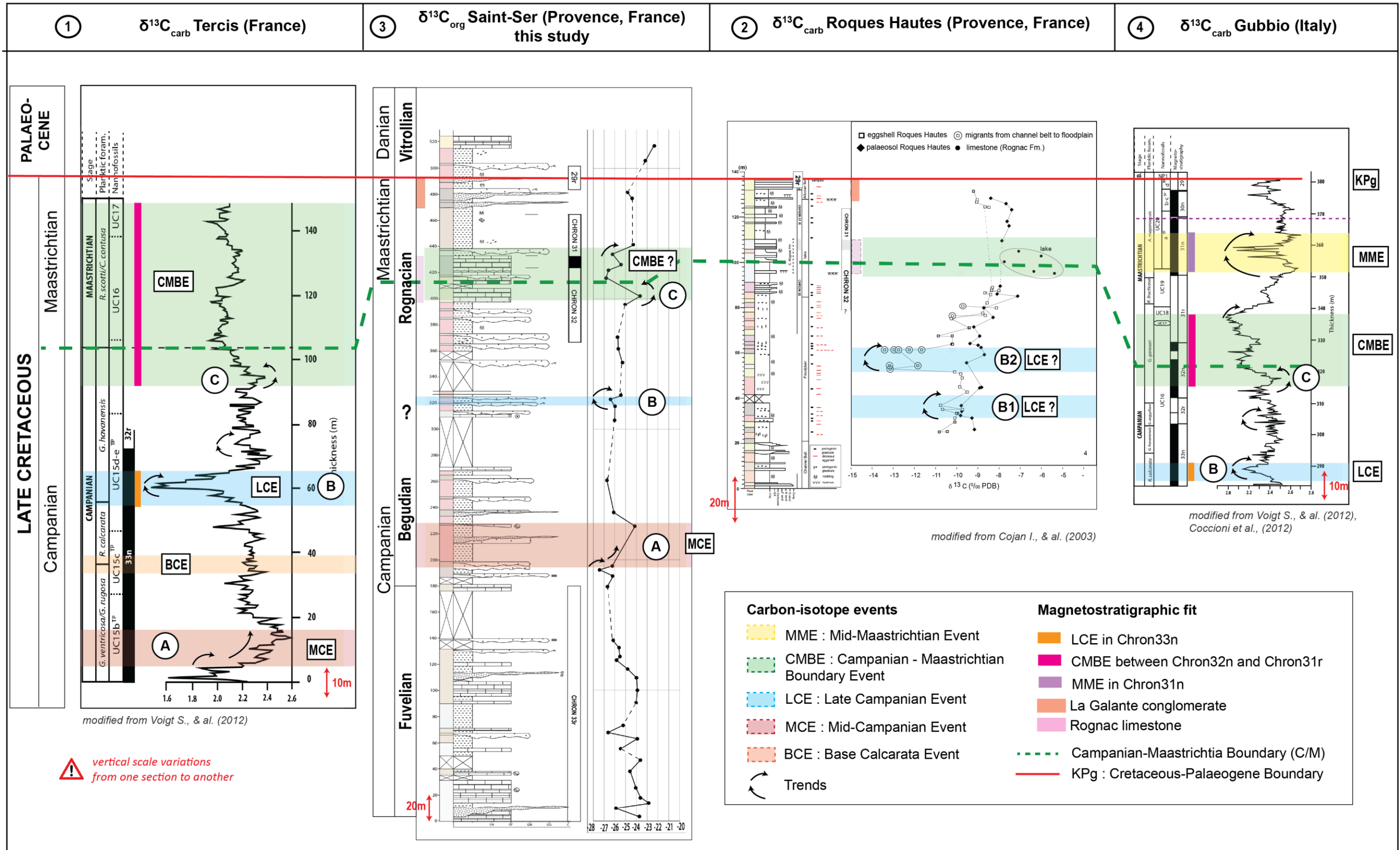


Annexe 3 : tableau des résultats de géochimie isotopique réalisée sur la coupe de Saint-Ser (Provence)

	Samples	Labo Ref	Metering (m)	Amount (mg)	[C] (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($\pm 0,3\%$)
1	SER2-3	17S 151	2,5	0,07	<i>estim 7.3</i>	-23,7
2	SER2-9	17S 152	9,0	0,07	<i>estim 7.8</i>	-25,9
3	SER1-02	17S 138	13,5	0,15	<i>estim 15</i>	-22,8
4	SER2-18	17S 153	18,0	0,02	<i>estim 1.9</i>	-23,6
5	SER2-25,5	17S 154	25,5	0,03	<i>estim 2.7</i>	-24,1
6	SER2-38	17S 155	38,0	0,03	<i>estim 3.2</i>	-24,6
7	SER2-46,5	17S 156	46,5	0,03	<i>estim 3.5</i>	-23,6
8	SER2-55,5	17S 157	55,5	0,01	<i>estim 1.2</i>	-25,4
9	SER2-62,5	17S 158	62,5	0,01	<i>estim 1.0</i>	-23,9
10	SER1-04	17S 139	67,5	0,08	0,08	-26,6
11	SER2-73	17S 159	73,0	0,09	0,09	-25,2
12	SER2-90	17S 160	90,0	0,05	<i>estim 4.6</i>	-24,0
14	SER2-109	17S 162	109,0	0,02	<i>estim 2.2</i>	-24,0
15	SER2-116	17S 163	116,0	0,06	0,06	-24,8
16	SER1-06	17S 140	123,0	0,11	0,11	-25,8
17	SER1-07	17S 141	126,0	0,07	0,07	-25,5
18	SER1-08	17S 142	132,0	0,14	0,14	-25,6
19	SER1-09	17S 413	138,5	0,09	0,09	-26,2
20	SER2-179	17S 164	179,0	0,06	0,06	-26,7
21	SER1-10	17S 144	188,0	0,09	0,09	-26,2
22	SER2-192	17S 165	192	0,06	0,06	-27,4
23	SER1-11	17S 145	195,0	0,09	0,09	-26,3
24	SER2-225,5	17S 166	225,5	0,01	<i>estim 1.5</i>	-24,1
25	SER1-14B	17S 150	236,5	0,10	0,10	-26,1
26	SER2-260,5	17S 167	260,5	0,06	0,06	-26,7
27	SER2-307	17S 168	307	0,09	0,09	-26,0
28	SER1-16	17S 146	317,5	0,11	0,11	-26,0
29	SER2-323	17S 169	323	0,20	0,20	-26,4
30	SER2-326	17S 170	326	0,02	<i>estim 1.6</i>	-25,4
31	SER2-350	17S 171	350	0,07	0,07	-25,3
32	SER1-17	17S 147	361,5	0,14	0,14	-25,7
33	SER2-370	17S 172	370	0,08	0,08	-25,7
34	SER2-395	17S 173	395	0,49	0,49	-25,0
35	SER2-402	17S 174	402	0,07	<i>estim 7.3</i>	-23,7
36	SER2-416	17S 175	416	0,05	<i>estim 5.3</i>	-26,8
37	SER1-18	17S 148	422,0	0,02	<i>estim 2.0</i>	-26,6
38	SER2-426	17S 176	426	0,02	<i>estim 2.4</i>	-25,4
39	SER2-434	17S 177	434	0,06	0,06	-26,2
40	SER1-20	17S 149	441,0	0,33	0,33	-24,3
41	SER2-477	17S 178	477	0,06	0,06	-24,4
42	SER2-482	17S 179	482	0,08	0,08	-24,8

43	SER2-506	17S 180	506	0,05	0,05	-23,2
44	SER2-518	17S 181	518	0,01	<i>estim 1.5</i>	-22,3

Annexe 4 : corrélation isotopique entre la coupe de Saint-Ser et les coupes de références marines en A3



RESUME

Lors de la phase précoce de l'orogène pyrénéen, la localisation et le calendrier de la mise en place des premiers reliefs pyrénéens restent incertains. L'enregistrement des dépôts continentaux du Crétacé terminal au Paléocène dans les bassins péri-orogéniques du système pyrénéen oriental permet d'observer les architectures fluviales pour (1) reconstruire les paléo-drainages, (2) estimer les localisations des paléo-reliefs, et (3) contraindre et comparer les flux sédimentaires dans le système. L'étude a été menée dans le Bassin de Tresp (Espagne), dans les Corbières, en Languedoc et en Provence (France). La première partie de ce travail correspond à l'analyse sédimentologique et la cartographie des objets permettant de réaliser des modèles de dépôts et d'estimer la provenance des sédiments. La deuxième partie de ce travail consiste à améliorer le calage stratigraphique de ces séries continentales grâce à une analyse des variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ réalisée sur deux coupes de part et d'autre des Pyrénées Orientales (Orcau-Talarn, en Espagne et Saint-Ser en Provence) du Campanien au Danien, en comparant le signal à des coupes de références marines. Ce travail a permis de montrer que du Campanien au Maastrichtien inférieur, les flux majeurs sont enregistrés dans la zone sud des Corbières et dans le bassin de Tresp ; au Maastrichtien supérieur, des flux locaux émanent de petits reliefs actifs ; à la transition Crétacé-Tertiaire, l'ensemble de la zone enregistre une période lacustre plus importante dans le domaine nord ; au Dano-Sélandien, le système enregistre un flux majeur au nord du Bassin de Tresp et dans l'ouest des Corbières, tandis que les petits reliefs actifs forment encore des sources locales dans toute la zone septentrionale. Ainsi les paléo-drainages montrent que la majorité des sédiments proviennent en début d'orogénèse d'abord des zones externes, et d'une zone proto-axiale orientale, disparue lors de l'ouverture du Golfe du Lion, puis la ré-activation d'anciennes structures au Nord et l'émergence des nappes au Sud engendrent la production locale de sédiments et le partitionnement des flux. Il faut attendre le Thanétien moyen voire l'Eocène pour enregistrer des sédiments de la zone axiale, soit environ 26 Ma après le début de la convergence.

ABSTRACT

During the Pyrenean early orogenic phase of the Pyrenees, the location of the first Pyrenean reliefs and the timing of their establishment development remain uncertain. The records of continental deposits from Late Cretaceous to Palaeocene in the peri-orogenic basins of the eastern Pyrenean system allows the definition of various fluvial architectures that lead to (1) reconstruct paleo-drainages, (2) estimate paleo-relief locations, and (3) constrain and compare sediment fluxes in the system. The study was conducted in the Tresp Basin (Spain), and in Corbières, in Languedoc and in Provence (France). The first part of this work corresponds to the sedimentological analysis and fluvial object mapping allowing the characterisation of depositional models and the estimation of sediment provenance. The second part of this work consists in improving the stratigraphic calibration of these continental series using the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variations carried out on two sections on both sides of the Eastern Pyrenees (Orcau-Talarn, in Spain and Saint-Ser in Provence). Values were measured on Campanian to Danian deposits and compared to the signal of reference marine sections. This work shows that from the Campanian to the Lower Maastrichtian, the major fluxes are recorded in the southern area of the Corbières and in the Tresp Basin; in the Upper Maastrichtian, local fluxes emanated from small active reliefs; at the Cretaceous-Tertiary transition, the whole area records a lacustrine phase more important in the northern area; during the Dano-Selandian, the system records a major flux from the north of the Tresp Basin and in the west of the Corbières, while the small active reliefs still form local sources in the northern domain. Thus the paleo-drainages show that the majority of the sediments come at the beginning of the orogeny first from the external zones, and from an eastern proto-axial zone, disappeared during the opening of the Gulf of Lion. Then the re-activation of old structures in the north and the emergence of major thrusts in the south generated local production of sediments and partitioned fluxes. It is only during the mid-Thanetian or the Eocene that sediments were shed in the basins sourced from the axial zone, about 26 Ma after the beginning of the convergence.