



HAL
open science

Le Cénozoïque du bassin de Paris : un enregistrement sédimentaire haute résolution des déformations lithosphériques en régime de faible subsidence

Justine Briais

► **To cite this version:**

Justine Briais. Le Cénozoïque du bassin de Paris : un enregistrement sédimentaire haute résolution des déformations lithosphériques en régime de faible subsidence. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2015. Français. NNT : 2015REN1S002 . tel-01174648

HAL Id: tel-01174648

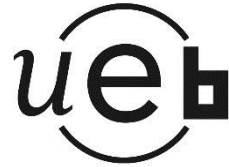
<https://theses.hal.science/tel-01174648v1>

Submitted on 9 Jul 2015

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.

ANNEE 2015



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Science de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la matière

présentée par

Justine Briais

Préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS
Géosciences Rennes
UFR Structures et Propriétés de la Matière

**Le Cénozoïque du bassin
de Paris : un
enregistrement
sédimentaire haute
résolution des
déformations
lithosphériques en régime
de faible subsidence**

**Thèse soutenue à Rennes
le 23 Janvier 2015**

devant le jury composé de :

Emmanuelle VENNIN

Professeur, Université de Bourgogne / Rapporteur

Philippe RAZIN

Professeur, ENSEGID Bordeaux / Rapporteur

Catherine HOMBERG

Maître de conférences, Université Pierre et Marie Curie /
Examineur

Jean-Loup RUBINO

Expert sédimentologue, Total / Examineur

Olivier DAUTEUIL

Directeur de recherche, Université de Rennes 1 /
Examineur

François GUILLOCHEAU

Professeur, Université Rennes 1, Directeur de thèse

Cécile ROBIN

Maître de conférence-HDR, Université Rennes 1 / Co-
directeur de thèse

Eric LASSEUR

Expert des bassins sédimentaires, BRGM Orléans / Co-
directeur

Jean-Jacques CHATEAUNEUF

Biostratigraphe consultant / Invité

Olivier SERRANO

Responsable de l'unité Géologie des Bassins et des
Stockages - BRGM / Invité

RÉSUMÉ

Le bassin de Paris est considéré comme un exemple typique de bassin intracratonique affecté par une subsidence thermique long terme. Le Cénozoïque correspond à une période de faible subsidence (épaisseurs inférieures à 350m) et marque la fin du fonctionnement de ce bassin. C'est en outre une période de forte déformation de la plaque européenne, dans un contexte de convergence Afrique-Eurasie et d'ouverture de l'Atlantique Nord caractérisée par des inversions de grabens dans le Nord et l'Est de l'Europe. Si de nombreux hiatus ont été identifiés, les déformations cénozoïques du bassin de Paris, situées sur une croûte à l'équilibre et leur relation aux contraintes en limite de plaque restent méconnues.

Cette thèse a pour objectif de recomposer à haute résolution spatiale et temporelle (de l'ordre du million d'années) les géométries sédimentaires 3D et les paléogéographies successives du Paléocène au début de l'Oligocène. Ce travail qui s'appuie sur de nombreuses données biostratigraphiques consiste en une approche couplée de sédimentologie de faciès et de corrélations diagraphiques (500 puits) selon les principes de la stratigraphie séquentielle. Trois ordres de séquences sont définis. Les cycles d'ordre supérieur (4^{ème} et 3^{ème} ordre) enregistrent les variations climato-eustatiques. Cinq séquences de dépôt (2^e ordre), limitées par des discontinuités et/ou des réorganisations paléogéographiques sont identifiées : (1) Maastrichtien-Danien ; (2) Thanétien-Yprésien ; (3) Lutétien-Bartonien ; (4) Bartonien-Priabonien terminal et (5) Priabonien terminal-Chattien. Les architectures des séquences (1) à (4) sont contrôlées par des phases de flexures. Après des émergences lors des paroxysmes de flexuration, la relaxation progressive des flexures se traduit tout d'abord par la mise en place de profils pentés et ouverts, puis par des profils de plus en plus plats et confinés associés à une transgression généralisée. Du Thanétien au Bartonien s'observent des flexures d'axe E-W, dont les âges sont compatibles avec les différentes phases de la convergence Ibérie-Eurasie. En outre, une déformation de courte durée à l'Yprésien basal est rattachée à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Enfin, une réorientation majeure du bassin possiblement liée au début de la collision Apulie-Eurasie est observée au Priabonien. Ce travail fournit un calage à haute résolution pour la compréhension et la modélisation des déformations intraplaques. Différentes tailles de flexure, de l'ordre de 150 à plus 300 km sont observées traduisant une implication d'épaisseurs plus ou moins importantes de la lithosphère.

ABSTRACT

The Paris basin is currently considered as a typical example of intracratonic basin affected by long term thermal subsidence. The Cenozoic is a period a low subsidence (less than 300m thick) and correspond to the end of the Paris basin sedimentation. Moreover, it is a period of strong deformation of the European plate related to Africa Europe convergence and North Atlantic opening, well known through numerous grabens inversions in northern and eastern Europe. While hiatus have been highlighted within Paris Basin sedimentation, cenozoic deformations of this thicker crust basin still poorly known.

This thesis aims at recompose high resolution temporal and spatial evolution of 3D sedimentary geometries and palaeogeographies from Thanetian to Lower Oligocene. This work is firstly based on available and newly acquired biostratigraphic data. Facies sedimentology and well data correlations based on sequence stratigraphy principles allowed to recompose the basin evolution at 1Ma timescale. 2 orders of sequences were identified. Third order sequences (1My duration) seems to be controlled by climate-eustasy. Five main (2nd order) sequences bounded by unconformities and/or palaeogeographic reorganization are highlighted : (1) Maastrichtian-Danian ; (2) Thanetian-Ypresian ; (3) Lutetian-Bartonian ; (4) Bartonian-top Priabonian et (5) Top Priabonian-Chattian. Sequences 1 to 4 correspond to basin scale flexure which control their architecture. Following emersion during the main flexural phases, flooding start with relatively steep depositional profiles. As flexure progressively relax, flatter depositional profiles take place together with overall transgression. This work yield high resolution constraints for the understanding and thermomechanical modelling of intraplate deformations various length of flexures form 150 to 300km and more are identified and traduces different thickness of deformed lithosphere. From Thanetian to Bartonian, successives E-W oriented flexures take place which ages are congruent with the main phases of Iberia-Eurasia convergence. A short term deformation in basal Ypresian is attributed to the onset of North Atlantic opening. Finally major basin-scale reorientation during Priabonian could be linked to the onset of Apulia- Eurasia continental collision.

Ces longs mois d'écriture en été et à l'automne se sont emparés de nos derniers moments avant que l'hiver t'emporte. Au bout du chagrin, il y a les plus beaux souvenirs, le toucher de tes mains si marquées par le temps, ton émerveillement devant les couleurs du printemps dans ton jardin fleuri, ton regard si expressif qu'aucun mot ne peut remplacer, tes bras si fragiles qui m'enveloppaient de ton amour si fort et ta main toujours posée sur ton cœur. Je garde précieusement dans ma mémoire les plus belles images de toi et ce dernier regard de janvier. Ce manuscrit que tu as tant attendu pour dire que tu étais fière de ta petite fille est naturellement pour toi, en ta belle et grande âme.

REMERCIEMENTS

Enfin ce moment arrive, le moment des remerciements, où l'on ouvre son cœur pour donner en retour nos plus belles pensées à tous ceux qui nous ont accompagnés. Ce manuscrit est un beau mélange de rencontres, de discussions, de partages, d'amitiés, de moments de solitude, de crises de nerfs, de joies et même d'euphories. La thèse est avant tout un grand moment de liberté, mais elle est loin d'être un travail solitaire...

Je souhaiterais tout d'abord remercier les membres du jury, Emmanuelle Vennin, Philippe Razin, Jean-Loup Rubino, Catherine Homberg, Olivier Dauteuil, Eric Lasseur, François Guillocheau, Cécile Robin, Olivier Serrano et Jean-Jacques Châteauneuf pour avoir accepté de lire, corriger et discuter mon travail. Merci pour l'intérêt que vous y avez porté.

Mes premières pensées sont adressées à celui qui m'a accompagnée tout au long de cette thèse, Eric Lasseur. Merci Eric pour ton soutien infailible, pour toutes nos discussions scientifiques du faciès sédimentaire à la mécanique de la lithosphère, du bassin de Paris au bassin nord-américain. Merci pour ta pédagogie qui n'appartient vraiment qu'à toi... "et la plaque, bah elle fait Jbim", et la baby plume, ça fait "splash" ou "glup". Tu as su me laisser une grande liberté dans mon travail et mes idées, mais aussi me recentrer quand je partais tous azimuts. Merci également d'avoir levé mes doutes, repoussé mes craintes, soutenue, je dirais même supportée. Tu as toujours témoigné de l'enthousiasme et un véritable plaisir, que ce soit dans les argiles du cap d'Ailly par temps de pluie, dans la bouillasse de Kortemark, bref de la baie "crapeque" au tidal magnifique des sables de Jouvence. Tu accompagnes chacun de tes étudiants de la plus belle des manières, avec envie, humanisme, avidité de discussion, humilité et toujours en laissant une grande liberté. Ton enseignement promet de beaux esprits scientifiques, passe ton HDR ! Je te dois beaucoup, merci.

Je tiens à remercier le directeur de cette thèse, François Guillocheau. Je reprendrais une de tes phrases que je partage aussi... oui avec toi, "on peut passer de l'amour à la haine en un éclair"... trois années d'ambivalence des sentiments, une étrange aventure humaine ! Je vais donc remercier deux personnes, le père fouettard, un véritable jeu de rôles et le papa "affreusement sympathique" que tu es. Merci au père fouettard : grâce à lui, j'ai découvert une force en moi que je ne soupçonnais pas qui s'appelle la maîtrise de soi. Je ressors de cette thèse armée, autonome et bien plus forte. Merci au papa "affreusement sympathique" pour son perfectionnisme, grâce auquel je me suis améliorée ; son exigence, son esprit de synthèse et sa capacité à m'avoir poussée jusqu'au bout (à bout parfois...). Je garde le meilleur, merci Fanch pour ton soutien et pour la confiance que tu as, malgré tout, toujours manifesté à l'égard de mon travail.

Je dois également une grande partie de ce travail à Cécile Robin, ou plutôt à "maman" Cécile. Merci Cécile, entre tes multiples agendas, listes de "choses à faire" sur tes Post-it roses, violets, jaunes en forme de fleurs, mails, congrès et missions de terrain, tu as toujours trouvé du temps pour ta petite thésarde. Même en étant à des milliers de kilomètres, en Chine ou sur le canal du Mozambique, tu étais présente et tu as toujours manifesté ton soutien et la confiance que tu avais en moi : je t'en remercie. Tes encouragements "haut les cœurs ma belle" m'ont souvent réchauffé le cœur, merci !

Olivier Serrano, merci pour les nombreux conseils et échanges que nous avons pu avoir, mais aussi pour ton soutien depuis maintenant plusieurs années. Enfin merci pour ton accueil au sein de l'équipe.

Merci également à Olivier Dauteuil pour son investissement dans ma thèse. Merci pour l'attention que tu m'as apportée, et pour avoir discuté mes résultats et mes interprétations. Enfin, merci pour ta patience, tes encouragements et ton soutien dans les moments difficiles de la fin de ma thèse.

Merci aux biostratigraphes du bassin de Paris d'avoir ressorti leurs travaux, daté mes cailloux, réévalué, dépoussiéré, recalé et re-re-recalé les bêtes tertiaires ; mes pensées vont vers Jean-Jacques Châteauneuf, Chantal Bourdillon et Claude Cavelier. Sans eux, mes résultats n'auraient eu aucune valeur. Merci Jean-Jacques pour ton aide si précieuse, et d'avoir toujours répondu présent ! Merci Chantal pour ces heures passées au téléphone, pour toutes nos discussions qui s'éloignaient, il faut l'avouer, de la biostratigraphie, c'était un plaisir !

Mes pensées vont ensuite vers les foreurs de l'extrême, Luigi Ardito et Alain Demoya, pour ces bons moments passés à Ussy-sur-Marne. Vous vous êtes donnés à fond et vous avez toujours trouvé des solutions aux problèmes techniques. Merci d'avoir donné autant d'énergie, c'était une très belle expérience humaine, un des meilleurs moments de ma thèse. Vous avez de l'or entre les mains... et dire que certains l'ignorent, force et courage pour la suite.

Merci à Renaud Couëffé pour le temps qu'il m'a accordé sur les faciès sédimentaires et en particulier sur les faciès tidaux.

Merci également à Laurent Guillou-Frottier et à Philippe Yamato d'avoir discuté mes interprétations sur les déformations lithosphériques et leurs origines.

Merci à Robert Wyns et à Florence Quesnel pour toutes les discussions que l'on a pu avoir ensemble.

Merci Pat et Claudine pour tout le côté administratif de ma thèse et pour avoir supporté les changements de programme de dernière minute ! Promis je vais essayer de m'améliorer. Enfin, merci pour vos mails d'encouragement et pour toutes nos discussions de "filles" qui m'ont souvent changées les idées.

Nathalie, merci pour la relecture et la correction de l'intégralité de mon manuscrit, alors que tu avais du boulot par-dessus la tête. Merci également pour tous tes petits messages d'encouragement du début à la fin de la rédaction.

Merci à Patricia Martin et à Guillaume Badinier pour avoir vectorisé une bonne partie de mes diagraphies pendant le sprint final.

Je tenais également à remercier les personnes qui m'ont permis d'accéder à leurs carrières, sablières, argilières... mes pensées vont vers Anne-Laure (Sibelco), Nicolas (Placoplatre), Cyril (Clamens), Didier (TVPI), M. Capoulade (Sablière Capoulade). Merci également aux sociétés Rocamat, Hoslet, Imérys, Wienerberger-Desimpel, Briqueterie du Nord, et aussi à la SNCF pour m'avoir donné l'accès aux voies ferrées. Merci aux maires de Lihons, Lizy, Cuise-la-Motte, Rosnay, et Ussy-sur-Marne. Un grand merci à M. Oudard de nous avoir mis à disposition son champ de pommiers pour le forage ainsi que pour son accueil. Enfin merci à tous ceux qui ont accepté de m'ouvrir leurs chemins privés, jardins, champs, poulaillers, terrains de paintball... pour ramasser un pauvre caillou ou pour lever une coupe.

La thèse, ce n'est heureusement pas que le travail...

Je voudrais donc remercier toutes les personnes que j'ai pu rencontrer au détour d'un café, d'un pot ou d'un séminaire et pour la bonne ambiance générale au labo et au BRGM. Merci aux permanents de Rennes, Sylvie, Marie-Pierre, Annick, Aline, Marie-Paule, Stéphanie, Chantal, Isabelle, Catherine, Thierry, Jean-Noël, Jacques, Pavel et Pipo. Merci à ceux du BRGM, Sandrine, Isabelle, Anne, Anne-Gaëlle, Laure, Claudine, mamie Pat, Stéphane, Ben, Renaud, Fab, Seb, Laurent, GuiBad pour l'accueil dans l'équipe. Un merci particulier à Fab et à Isa de m'avoir permis de participer à la mission en mer « Mercaux ».

Et maintenant les potes...

Number 1, Marie ma chéwie, merci d'avoir veillé sur moi comme tu l'as fait. Merci pour toutes nos discussions scientifiques, pour les covoit matinaux ; merci d'avoir supporté mes retards sans jamais me le reprocher, mes coups de gueule, merci de râler aussi fort que moi sur la conduite des bretons, pour les pauses bavardages interminables devant un café ou 1, 2, 3 bouteilles de vin. Enfin, merci d'être aussi folle que moi après 3, 4 verres et d'être aussi fan que moi de Kaamelott, de Brel et de la rueKet. Enfin, merci pour ton canap ! Tu vas me manquer ma petite princesse des dunes éoliennes.

Roman, mon nounours à moi, mon cuisinier particulier, mon co-bureau d'amour, mon râleur préféré, merci Ro d'avoir supporté mes moments de panique de fin de thèse "Romaaaaannnnn mon PC a planté", "Romaaaaannnnn, Illustrator n'a pas enregistré"... Merci d'avoir répondu à toutes mes exigences de princesse "Romaaaaannnnn j'ai faim"... "Roman un câlin", merci d'avoir fait le punching ball, le papa, le grand frère protecteur. Merci pour toutes tes petites attentions, j'essaierai d'être aussi présente à la fin de l'année.

Sylvia, ma belle, merci pour les pauses philosophiques et scientifiques, et pour toutes les réunions "sciences & cubi" de fin de thèse à 2, 3, 4 heures du mat. Enfin, merci pour tout ce que tu es !

Merci à mes trois loulous, mes supporters de choc, Fabou, merci d'avoir été là pour moi et merci pour le "sound system", Anne-Claire, ma choupette, merci pour tous ces bons moments ensemble et d'être encore plus crédule que moi☺. Sami, tu as toujours été là pour moi, je t'en remercie. Enfin merci de m'avoir fait découvrir des bières délicieuses d'ici et d'ailleurs !

Magali, ma petite pépite explosive, merci pour ton aide si précieuse en fin de thèse, tu m'as fait gagner un temps fou ! Merci pour tes petits gâteaux/cadeaux, merci de m'avoir fait à manger, d'avoir rangé mon appart alors que c'était "bagdad" et d'avoir tout simplement été présente.

Enfin tous les autres, merci pour leur soutien infailible lors du sprint final et d'avoir rendu cette thèse bien plus belle, je pense à Zouzou, merci pour toutes tes petites attentions (courage pour la fin mon grand), Sage, merci pour le coupé-décalé, Bob, on lâche rien c'est bientôt la fin, Guigui, merci pour ton adorable attention et pour le squash de décompression, Gemma, merci pour les chocobons !, Antoine, J.-P., Caro, merci pour ton aide ma belle, Fab ou Papi Paquet, Maya, Gloria, Olivier, Régis, Pilou, Benoît, Laurie, Camille, Alain, Loïc, merci pour toutes ces soirées de folie, t'es un vrai kepon !, Ju, Sté, Toinou, enfin mon Poloo, merci pour ma biblio et pour la "poloo-assistance Arcgis, EndNote & co" 24h/24, je sais poloo je suis trop bordélique.

Mes Lyonnais préférés, Ju Milad, Ju Clavel, Ju Planck et Kev, merci pour la JuVicTeam infernale de la passagère. Merci les mecs pour tous vos appels à 5 heures du mat en me chantant "les amis de ta femme"... "pas de grâce, pas de pitié, une seule solution, la révolution !!!" Merci pour votre présence malgré la distance qui nous sépare.

Merci à mes petites Bourguignonnes, mes plus grandes fans, Zazouille, Karen, Anne-laure, merci mes bichettes de m'avoir supportée, moi et ma thèse.

Enfin merci à ma famille, à mes parents, pour leur soutien indéfectible et pour tous les déménagements de Dijon à Rennes en passant par Lyon, pour votre investissement du début à la fin de mes études, enfin pour votre amour inconditionnel. Un merci particulier pour Didier, merci de veillé sur moi comme un père et de m'avoir offert tous ces moments de sérénité dans nos belles montagnes pyrénéennes, enfin merci pour Port d'Aste, pour ce lieu qui est sacré à mes yeux.

Je termine par les meilleures, évidemment mes sœurs, Noémie et Alice, merci pour le bilan trimestriel de "potins & co" et pour tous ces moments de craquage non maîtrisés sur Hendrix, Led Zep, bon ok aussi sur du Stephan Eicher, Bashung, Stromae, mmmm Lynda Lemay aussi, je pense bien sûr à "créer mon espace et à envoyer du rêve" ! Enfin, merci d'avoir accepté ce moment de silence de fin de thèse sans jamais vraiment me le reprocher, je vous aime.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	3
ABSTRACT	3
REMERCIEMENTS	6
TABLE DES MATIÈRES	11
LISTE DES FIGURES	17
INTRODUCTION GÉNÉRALE	23
CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS	25
INTRODUCTION	26
1. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE L'EUROPE DE L'OUEST	27
1.1 Évolution géodynamique au Crétacé supérieur	31
1.1.1 Domaine Nord-Atlantique	31
1.1.2 Premiers stades des déformations compressives dans les Pyrénées (Santonien ? – Maastrichtien)	32
1.1.2.1 Evolution du domaine pyrénéen	32
1.1.2.2 Evolution dans l'avant-pays	33
1.1.3 Le domaine Téthysien	34
1.1.4 Déformations sur la plaque européenne durant le Crétacé supérieur-Danien (Ouest de l'Europe)	36
1.2 Évolution géodynamique du nord-ouest de l'Europe au cours du Paléocène	37
1.2.1 Atlantique Nord : initiation du point chaud et expansion océanique	37
1.2.2 Le domaine pyrénéen au paléocène : période de quiescence tectonique	38
1.2.3 Evolution du domaine alpin	39
1.2.4 Déformations intraplaques : phase d'inversion "Laramide" (Ziegler, 1987a)	39
1.3 Évolution géodynamique du nord-ouest de l'Europe au cours de l'Éocène ante-Priabonien	40
1.3.1 Le domaine Nord-Atlantique	40
1.3.2 Pyrénées : paroxysme des déformations de l'Yprésien au Bartonien	41
1.3.2.1 Cinématique et enregistrement dans la chaîne	41
1.3.2.2 Déformations et séquences de chevauchements sur le versant Sud des Pyrénées	44
1.3.2.3 Enregistrement des déformations sur le versant Nord des Pyrénées	45
1.3.2.4 Evolution du bassin d'Aquitaine à partir du Priabonien	48
1.3.3 Les prémices de la collision alpine	48
1.3.4 Déformations intraplaques anté-priaboniennes en Europe de l'ouest	49
1.4 Évolution géodynamique au Priabonien et à l'Oligo-Miocène	50
1.4.1 Domaine Nord-Atlantique	50
1.4.2 Domaine pyrénéen	51
1.4.3 Initiation de l'arc alpin, collision continentale et formation des bassins d'avant-chaînes	52

1.4.3.1 Evolution cinématique et géodynamique	52
1.4.3.2 Déformations dans l'avant-pays alpin	54
1.4.4 Déformations sur la plaque européenne (Europe de l'Ouest) :	57
Conclusion	62
2. CONTEXTE CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE	65
2.1 Contexte climatique global	65
2.1.1 Le PETM (Paléocène-Eocène Thermal Maximum)	65
2.1.2 L'optimum climatique de l'Eocène inférieur : EECO	65
2.1.3 L'optimum climatique de l'Eocène moyen : MECO	65
2.1.4 La limite Eocène-Oligocène	66
2.2 Contexte eustatique global	66
2.3 Tendances climatiques <i>versus</i> eustatiques	67
3. LE BASSIN DE PARIS DOMAINE INTRAPLAQUE	69
3.1 Héritage et structure profonde	71
3.2 Évolution de la subsidence et enregistrement des déformations	73
3.3 Évolution du Bassin de Paris : systèmes sédimentaires et déformations connues	74
4. SYNTHÈSE DU CÉNOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS	78
4.1 Bref historique	78
4.2 Stratigraphie et milieux de dépôts	79
4.3 Cadre temporel et échelle biostratigraphique utilisable	82
4.4 Géométries sédimentaires	84
4.5 Sédimentologie de faciès	89
4.6 Climat	90
4.7 Les déformations tertiaires enregistrées dans le Bassin de Paris	91
CONCLUSION	92
CHAPITRE 2 : DONNÉES DISPONIBLES ET MÉTHODOLOGIE	97
1. LES DONNÉES DISPONIBLES	98
1.1 Les affleurements	98
1.2 Les données de forage	100
1.2.1 Les sondages stratigraphiques	100
1.2.2 Les données BEPH	102
1.2.3 Les données BSS	102
1.2.4 Les données CGG	102
2. MÉTHODOLOGIE	106
2.1 Calage stratigraphique : synthèse bio-lithostratigraphique et datations	106
2.2 Faciès et géométries sédimentaires	106
2.2.1 Sédimentologie de faciès et modèle de faciès	107
2.2.2 Identification des électrofaciès	109
2.2.3 Outils diagaphiques disponibles	110
2.2.4 Du faciès sédimentaire à l'électrofaciès	111
2.3 Proposition d'un découpage séquentiel sur une coupe (1D)	111
2.4 Méthode de corrélation	112
2.4.1 Corrélation par " <i>stacking pattern</i> " et hiérarchisation des séquences de dépôts	112

2.4.2 Les limites du <i>stacking pattern</i> : cas particulier de systèmes en très faible préservation -----	113
2.4.3 Validation des corrélations par "maillage" et identification des géométries 3D -----	115
2.4.4 Lecture des déformations -----	115
2.4.4.1 Lecture des déformations par les mesures d'accommodation -----	116
2.4.4.2 Lecture des déformations par les cartes paléogéographiques et les cartes d'isopaques -----	118
CONCLUSION -----	118
CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN	125
Supplementary materials -----	157
CHAPITRE 4 : LE LUTÉTIEN ET LE BARTONIEN INFÉRIEUR DU BASSIN DE PARIS	171
INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE DU LUTÉTIEN -----	172
1. ÉTAT DES CONNAISSANCES -----	173
1.1 Stratigraphie simplifiée du Lutétien -----	173
1.2 Les milieux de sédimentation -----	176
1.3 Les différents scénarios stratigraphiques (cycles, séquences) -----	177
1.4 Les différentes reconstitutions paléogéographiques -----	179
2. SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS -----	185
2.1 Les données disponibles : coupes sédimentologiques et un nouveau forage -----	185
2.2 Coupe sédimentologique de Montataire (Lutétien inférieur : Glauconie grossière (NP14-NP15) -----	186
2.3 Coupe sédimentologique de Morienvall Lutétien inférieur : Glauconie grossière (NP14-NP15) -----	189
2.4 Coupe sédimentologique de Saint-Vaast-les-Mello : Lutétien supérieur - Calcaire grossier (Banc de Saint-Leu, Vergelé et Banc Royal) et Marnes et Caillasses (NP15) -----	191
2.5 Coupe sédimentologique de Saint-Maximin : Lutétien supérieur - Calcaire grossier (Banc Royal) -----	197
2.6 Voie ferrée Paris-Creil -----	200
2.7 Sondage carotté d'Ussy-sur-Marne -----	202
2.7.1 Les faciès lutétiens d'Ussy-sur-Marne -----	202
2.7.2 Evolution des milieux de dépôts au cours du temps et interprétation séquentielle -----	213
3. ÉVOLUTION DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE -----	215
4. CALAGE FACIÈS - ÉLECTROFACIÈS -----	219
5. CORRÉLATIONS ET GÉOMETRIES SÉDIMENTAIRES -----	220
5.1 Calage des surfaces corrélées à l'échelle du bassin -----	220
5.2 Géométries 2D le long d'un transect N-S (T7) -----	221
6. CARTES D'ONLAPS ET D'ISOPAQUES -----	224
6.1 Les onlaps successifs lutétiens -----	224
6.2 Cartes d'isopaques -----	227
6.2.1 Carte d'isopaques de l'intervalle L1-L2 -----	227
6.2.2 Carte d'isopaques de l'intervalle L2-L3 -----	231

6.2.3 Carte d'isopaques de l'intervalle L3-B1	233
6.2.4 Carte d'isopaques de l'intervalle B1-B2	235
7. DISCUSSION ET CONCLUSION	237
7.1 Evolution de la plate-forme carbonatée Lutétien-Bartonien inférieur	237
7.2 Paléogéographie du Lutétien et du Bartonien inférieur	238
7.3 Cadre séquentiel	239
7.4 Facteur de contrôle : eustatisme vs. déformation	240
CHAPITRE 5 : LE BARTONIEN-PRIABONIEN-RUPÉLIEN DU BASSIN DE PARIS	--245
INTRODUCTION	246
1. ÉTATS DES CONNAISSANCES	246
1.1 Coupe synthétique de l'intervalle étudié	248
1.2 Les différents scénarios stratigraphiques (cycles, séquences) et paléogéographies associées	250
1.2.1 Scénario selon Gély et Lorenz (1991)	250
1.2.2 Scénario selon Delhay-Prat et al. (2005)	254
2. ANALYSE DE FACIÈS ET ÉLECTROFACIÈS ASSOCIÉS	259
2.1 Faciès : description et interprétation	259
2.1.1 Environnement marin ouvert à littoral dominé "vague"	259
2.1.2 Environnement marin ouvert dominé "tidal"	259
2.1.3 Environnement d'estuaire médian à interne	260
2.1.4 Environnement marin restreint	261
2.1.5 Environnement continental	261
2.2 Electrofaciès : description et interprétation	276
3. CYCLES STRATIGRAPHIQUES ET DISCONTINUITÉS MAJEURES	280
3.1 Cycle CB2 - Sables d'Auvers	281
3.2 Cycle CB3 - Sables d'Auvers, de Beauchamp et Calcaire de Jaignes	281
3.3 Cycle CB4 - Pierre de Lizy/Ezanville, Calcaire de Ducy et de Saint-Ouen inférieur	281
3.4 Cycle CP1 - Calcaire de Saint-Ouen supérieur, Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i> et 3 ^e masse de gypse	282
3.5 Cycle CP2 - Marnes à Lucines et 2 ^e masse de gypse	282
3.6 Cycle CP3 - Marnes d'entre-deux-masses et 1 ^{ère} masse de gypse	283
3.7 Cycle CP4 - Marnes Bleues d'Argenteuil et Marnes Blanches de Pantin	283
3.8 Cycle CR1 - Marnes de Patin, Argiles Vertes de Romainville et Calcaire de Brie	283
4. GÉOMETRIES SÉDIMENTAIRES	286
4.1 Faciès et géométries des sables bartoniens	286
4.1.1 Description et corrélation des coupes de la région de Meaux	286
4.1.2 Description et corrélation des coupes de la région de Château-Thierry	288
4.1.3 Corrélations entre les coupes et interprétation des architectures sédimentaires	289
4.2 Géométrie 2D sur le transect de référence	292
4.2.1 Choix et calage des surfaces corrélées à l'échelle du bassin	292
4.2.2 Géométries 2D observées	293
4.2.1.1 Géométries du Bartonien-Priabonien basal (Figure 5.23)	296
4.2.2.2 Géométries du Priabonien basal-Rupélien (Figure 5.24)	296
5. QUANTIFICATION DES VARIATIONS D'ACCOMMODATION (2D)	297

6. CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES	298
6.1 Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif du cycle CB2 (B2-B3)	299
6.2 Carte paléogéographique du cycle CB4 (B4-B5)	301
6.3 Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif du cycle CP1 (B5-P1)	303
6.4 Carte paléogéographique de l'intervalle régressif du cycle CP1 et l'intervalle transgressif du cycle CP2	305
6.5 Carte paléogéographique de l'intervalle régressif du cycle CP2 et le cycle CP3	307
6.6 Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif du cycle CP4	309
6.7 Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif du cycle CR1	311
7. CARTES D'ISOPAQUES	313
7.1 Carte des isopaques de l'intervalle transgressif du cycle CB2 (B2–B3 Sables d'Auvers)	313
7.2 Carte des isopaques de l'intervalle régressif du cycle CB2 et du cycle CB3 complet (B3-B4 Sables d'Auvers - base Sable de Beauchamp)	315
7.3 Carte des isopaques du cycle CB4 (B4-B5 base Sable de Beauchamp - base du Calcaire de Saint-Ouen)	317
7.4 Carte des isopaques de l'intervalle transgressif du cycle CP1 (B5-P1 - base du Calcaire de Saint-Ouen – Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i>)	319
7.5 Carte des isopaques de l'intervalle régressif du cycle CP1 et de l'intervalle transgressif du cycle CP2 (P1-P2 - Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i> – Marnes à Lucines)	321
7.6 Carte des isopaques de l'intervalle régressif du cycle CP2 et du cycle CP3 complet (P2-P3 – Marnes à Lucines, 2 ^e et 1 ^{re} masse de gypse)	323
7.7 Carte des isopaques de l'intervalle transgressif du cycle CP4 (P3-P4 - Marnes Bleues d'Argenteuil)	325
7.8 Carte des isopaques de l'intervalle régressif du cycle CP4 et de l'intervalle transgressif du cycle CR1 (P4-R1 – Marnes Blanches de Pantin - Argiles Vertes de Romainville)	327
8. SYNTHÈSE ET DISCUSSION	329
8.1 Cadre séquentiel	329
8.2 Évolution du Bassin de Paris du Bartonien au Priabonien	330
8.2.1 Bartonien – (Auversien et Marinésien)	330
8.2.2 Priabonien – (Ludien)	331
8.2.3 Rupélien – (Stampien)	332
8.2.4 Discussion-Comparaison avec les données de la littérature	332
8.3 Les facteurs de contrôle : climato-eustatique vs. tectonique	332
8.3.1 Forçages climato-eustatiques des cycles identifiés	332
8.3.2 Enregistrement des déformations	335
8.3.2.1 Le Bartonien inférieur	336
8.3.2.2 La limite Bartonien-Priabonien	336
8.3.2.3 La période du Priabonien	337
ANNEXES	340
CHAPITRE 6 : SYNTHÈSE ET DISCUSSION	347
1. DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL DU PALÉOGÈNE DU BASSIN DE PARIS	348
1.1 Cycle Crétacé supérieur-Danien (durée ~6Ma)	348
1.2 Cycle Thanétien-Yprésien (durée ~10Ma)	349
1.3 Cycle Lutétien-Bartonien inférieur (durée ~6Ma)	350
1.4 Cycle Bartonien inférieur–Priabonien terminal (durée ~6Ma)	350
1.5 Cycle Priabonien terminal-Chatien (durée ~7Ma)	351
2. FACTEURS DE CONTRÔLE DES CYCLES STRATIGRAPHIQUES IDENTIFIÉS	351
2.1 Choix des courbes eustatiques pour comparaison avec l'accommodation calculée	351

2.2 Différents forçages des cycles identifiés -----	355
2.2.1 Forçages climato-eustatiques -----	355
2.2.2 Forçages tectoniques sur les cycles du bassin de Paris -----	358
2.3 Rôle de l'héritage du bassin de Paris -----	361
2.3.1 Zones de subsidence -----	361
2.3.2 Réactivation des failles -----	362
3. ORIGINE DES DÉFORMATIONS LITHOSPHERIQUES ENREGISTRÉES -----	362
3.1 Des déformations à l'échelle européenne -----	362
3.1.1 Discontinuité à l'échelle du deuxième ordre -----	363
3.1.2 Discontinuité et déformations « hors cycle » de 2 ^{ème} ordre -----	365
3.2 Mécanismes des déformations: topographie dynamique et contraintes horizontales -----	367
3.2.1 Déformations anté-Danien et anté-Thanétién -----	370
3.2.2 Flexure de l'Yprésien basal (NE-SW: 80-100 km) -----	370
3.2.3 Flexures de l'Yprésien supérieur (E-W: 150 km) et du Bartonien inférieur (E-W: 150 km) -----	371
3.2.4 Déformation(s) à la limite Bartonien-Priabonien (E-W à ESE-WNW: 300 km) -----	372
3.2.5 Flexure Priabonienne (NE-SW: 150 km) -----	373
3.2.6 Evolution postérieure -----	374
3.3 Processus flexural -----	377
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES -----	383
NATURE ET CONTRÔLE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE : -----	384
RECONSTITUTION 3D DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN DE PARIS : -----	386
PERSPECTIVES -----	387
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES -----	389
ANNEXES A : COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES -----	407
ANNEXES B : TRANSECT DE CORRÉLATION -----	428
ANNEXES C : BASE DE DONNÉES (ACCOMMODATION) -----	430
TABLE DES MATIÈRES -----	439
LISTE DES FIGURES -----	445

LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1.1 Reconstitution cinématique de l'Europe de l'Ouest au Crétacé supérieur et au Cénozoïque selon Stampfli et Hochard (2009) pour le Maastrichtien et le Burdigalien et selon Stampfli et Kozur (2006) pour le Thanétien et le Lutétien.</i>	29
<i>Figure 1.2 Distribution dans le temps de la déformation intraplaque dans l'avant-pays alpin (d'après Ziegler, 1987). Phase "sub-hercynienne" (Turonien-Campanien) ; phase "laramide" (Paléocène moyen) ; phase "éo-oligocène" ; phase "oligo-miocène" (cartes redessinées par Fidalgo Gonzalès, 2001). Les zones grisées correspondent aux domaines affectés.</i>	30
<i>Figure 1.3 Carte du domaine Nord-Atlantique au Crétacé inférieur montrant la distribution des structures actives et des zones inversées (Evans et al., 2003).</i>	32
<i>Figure 1.4 A : Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie au Maastrichtien ; B : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le stade de la subduction au Maastrichtien (Handy et al., 2010)</i>	35
<i>Figure 1.5 : Carte du domaine Nord-Atlantique au Paléocène-Eocène montrant le début de l'ouverture océanique et la distribution du volcanisme et des structures actives (Evans et al., 2003).</i>	38
<i>Figure 1.6 : Cinématique de la convergence Ibérie-Eurasie d'après Vissers et Meijer (2012) comparée aux reconstitutions de Rosenbaum et al. (2002). Dans les deux courbes, le Paléocène 65-55 apparaît comme une période de faible convergence tandis que, le début de l'Yprésien (55Ma) apparaît comme une période d'accélération de la convergence. Le début du Bartonien (40Ma) correspond également d'après Vissers et Meijer (2012) à une période d'accélération de la convergence.</i>	42
<i>Figure 1.7 Cartes paléogéographiques du domaine pyrénéen selon Plaziat (1981). A : la carte de l'Illyrien supérieur montre le début de la surrection de la zone axiale avec de part et d'autre des dépôts marins. B : la carte du Lutétien moyen montre une surrection plus importante de la zone axiale avec des dépôts continentaux de part et d'autre de la chaîne.</i>	43
<i>Figure 1.8 Schéma de l'évolution du bassin Eocène des Corbières selon Christophoul et al. (2003). Ce schéma montre successivement l'avancée des fronts de chevauchement du Mouthoumet et de la Montagne Alaric et la réponse du bassin qui passe d'un régime sous-alimenté à un régime suralimenté</i>	46
<i>Figure 1.9 : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le stade de la subduction au Lutétien (Handy et al., 2010)</i>	49
<i>Figure 1.10 Carte du domaine Nord-Atlantique de l'Oligo-Miocène. Les hachures horizontales représentent les zones inversées anté-Oligocène (Evans et al., 2003).</i>	51
<i>Figure 1.11 A : Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie au Priabonien, montrant la rotation vers le NW, dessinant la forme de l'arc alpin ; B : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le début de la subduction continentale de la plaque européenne (Handy et al., 2010)</i>	53
<i>Figure 1.12 : Evolution de l'arc Alpin à la transition Priabonien-Rupélien, montrant une rotation vers le Nord-Ouest (Priabonien) puis vers l'Ouest (Rupélien) d'après Dumont et al., (2012).</i>	54
<i>Figure 1.13 Cartes paléogéographiques du domaine alpin montrant d'une part la rotation de la convergence et d'autre part, l'avancée du prisme orogénique et la migration des bassins flexuraux en direction du Nord-Ouest de l'Yprésien au Burdigalien, selon Ford et al., 2006.</i>	56
<i>Figure 1.14 Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie à l'Aquitainien, montrant (1) la forme actuelle de l'arc alpin, (2) la dynamique back-arc à l'Est du bloc corso-sarde et (3) l'ouverture de l'océan liguro-provençal selon Handy et al., (2010)</i>	57
<i>Figure 1.15 Cartes structurales montrant l'évolution de l'orogène alpin et de ses bassins flexuraux pendant le Cénozoïque selon Bourgeois et al. (2007). Elles montrent (1) l'ouverture des rifts ouest-européens en décrochement à partir de 37 Ma et (2) la rotation de la convergence à partir de 17 Ma, (en désaccord avec les reconstitutions de Handy et al. (2010) et Dumont et al. (2012) qui impliqueraient (3) une phase de plissement lithosphérique à partir de 35 Ma, à l'origine du flambage du bassin de Paris).</i>	61
<i>Figure 1.16 Tableau de synthèse géodynamique de l'Europe de l'Ouest du Crétacé terminal au Miocène</i>	64
<i>Figure 1.17 Charte chronostratigraphique (Gradstein et al., 2012), eustatique (Van Sickel et al., 2004 et Haq et al., 1987 ; Cramer et al., 2011) et climatique (Cramer et al., 2009) du Cénozoïque.</i>	68

Figure 1.18 Le bassin de Paris : unités structurales et affleurements des sédiments cénozoïques basés sur la carte géologique de la France au 1 :1000 000. Les failles principales séparant les différents blocs varisques sont basées sur Ballèvre et al., (2009), Guillocheau et al., (2000) et le rapport IFP (2002).	69
Figure 1.19 Carte de la profondeur du Moho (Cloetingh et Ziegler, 2007)	70
Figure 1.20 Carte des différentes zones qui ont été reconnues au sein de la chaîne varisque (selon Ballèvre et al., 2009). La zone de suture de l'océan Rhéique se situe au niveau du bassin de Paris.	71
Figure 1.21 Bloc-diagramme 3D illustrant la structure de la lithosphère sous le bassin de Paris à partir de la tomographie sismique selon Averbuch et Piromallo, (2012). Il montre la position du paléoslab varisque le long de la suture du Bray. (LAB : limite asthénosphère-lithosphère)	73
Figure 1.22 Courbes d'accommodation calculées sur 4 puits du bassin de Paris pour la période du Mésozoïque – Cénozoïque.	74
Figure 1.23 Carte d'isohypses de la base du Tertiaire du bassin de Paris montrant une large flexure NE-SW et la réactivation de structures NW-SE, selon Guillocheau et al. (2000).	77
Figure 1.24 Coupes synthétiques de la série tertiaire (1) de la partie Nord du bassin, (2) de la partie Sud (Beauce-Sologne) et (3) de la zone Sud-Est (Touraine) du bassin de Paris. Ces coupes synthétiques sont dessinées à partir des notices des cartes géologiques au 1 :50 000.	80
Figure 1.25 Coupe-temps de l'Eocène et de l'Oligocène du bassin de Paris proposée par Gély et Lorenz (1991).	85
Figure 1.26 Evolution sédimentaire simplifiée du bassin de Paris au Cénozoïque selon Thiry et Dupuis (1998)	85
Figure 1.27 Transect de corrélation diagraphique montrant les géométries du Paléocène à l'Eocène moyen, à l'Ouest du bassin de Paris, traversant les structures NW-SE (Bray, Seine) selon Robin et al. (1998).	87
Figure 1.28 Architecture et géométries des dépôts oligocènes du bassin de Paris : coupe Nord-Sud selon Delhaye-Pratt et al. (2005).	88
Figure 1.29 Courbe de température et d'hygrométrie relatives des formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris (selon Châteauneuf, 1980).	91
Figure 1.30 Charte biostratigraphique harmonisée utilisée lors de cette étude.	94
Figure 2.1 Situation des affleurements étudiés. Extrait de la carte géologique au million de la France (carte géologique, 6 ^e Edition, BRGM, 1996)	99
Figure 2.2 Plan de position des principaux forages stratigraphiques existant et du forage carotté d'Ussy-sur-Marne. Extrait de la carte géologique au million de la France (6 ^e édition BRGM, 1996)	101
Figure 2.3 Plan de position des puits (x 500) utilisés (Gamma-Ray et Ps-Résistivité)	104
Figure 2.4 Plan de position des transects (x 47) de corrélation réalisés dans cette étude	105
Figure 2.5 Exemple de profil de dépôt dominé par la houle entre le domaine de la plaine côtière et le domaine marin ouvert. (Sequence Stratigraphy of Siliciclastic Systems, Abreu et al., 2010)	108
Figure 2.6 Diagramme de succession et de substitution latérale de faciès en domaine littoral dominé par la houle (Homewood et al., 1992)	109
Figure 2.7 Schémas des différentes terminaisons stratigraphiques et du "stacking pattern" des systèmes de dépôts et leurs surfaces remarquables (Abreu et al., 2010).	113
Figure 2.8 Nomenclature des différents cortèges de dépôt et des limites de séquence (Catuneanu et al., 2011).	114
Figure 2.9 Sondage stratigraphique de Cires-les-Mello (situation géographique voir en figure 2.2)	120
Figure 2.10 Sondage stratigraphique de Ludes (situation géographique voir en figure 2.2)	121
Figure 2.11 Sondage stratigraphique de Chaignes (situation géographique voir en figure 2.2)	122
Figure 2.12 Sondage stratigraphique de Montjavoult (situation géographique voir en figure 2.2)	123
Figure 3.1: Main geological characteristics of the Paris Basin. A: main tectonic units of the Variscan basement and present-day outcrops of the Cenozoic sediments. B: P-wave velocity at 150 km below the Paris Basin, showing a major discontinuity below the Bray Fault (in blue), one of the suture of the Variscan Mountains (from Averbuch and Piromallo, 2012).	144
Figure 3.2 : Sedimentological and stratigraphical interpretation of the well Saily 1 (Fig.5) by correlation with the stratigraphic borehole Cuise-la-Motte (Bolin et al., 1982). The sequence stratigraphic interpretation	

results from both the environmental changes along the Cuise-la-Motte borehole (paleoecology and sedimentology) and from well-logs correlation (see Fig. 5).	145
Figure 3.3 : Sedimentological and stratigraphical interpretation of the well Grand Beau 1 (Fig.5) by correlation with the stratigraphic borehole Brie 3 (Ducreux and Wyns, 2003). The sequence stratigraphic interpretation results from both the environmental changes along the Brie 3 borehole and from well-logs correlation (see Fig. 5)	146
Figure 3.4 : Age model for the Paleocene – Early Eocene of the Paris Basin using biostratigraphy, chemostratigraphy and orbital solutions of the eccentricity of the earth.	147
Figure 3.5 : A. South-North transect based on well-log correlations using stacking pattern technique and the well-logs facies for the sedimentary environments interpretation.	148
Figure 3.6 : Accommodation space rate for Paleocene-Early Eocene times.	149
Figure 3.7 : The uppermost Cretaceous - Paleocene deformations of the Paris Basin. A. Isopach map of the Upper Cretaceous based on the chalk sequence stratigraphic database (wells) of Lasseur (2007) from the base Coniacian to the top of the Chalk. B. Structural map illustrating the age of the Paleogene sediments overlapping the tilted Jurassic to Late Cretaceous sedimentary rocks.	150
Figure 3.8 : Thanetian of the Paris and Belgium Basins. A. Isopachs map of the Thanetian cycle (T1-T4) (data from this study and geological maps 1:50 000). B. Age of the first sediments overlapping the MRS of the base of the Thanetian cycle (data from geological maps 1: 50 000)	151
Figure 3.9 : Isopach map for each transgressive or regressive hemicycle of the three third order cycles: Thanetian (Ct), Ypresian 1 (Cy1), Ypresian 2 (Cy2) and for the last fourth order cycle of the regressive trend of Cy2 to illustrate the Late Ypresian unconformity.	152
Figure 3.10 : Facies (paleogeographic) maps for some maximum flooding surfaces of the Thanetian and of the Ypresian.	153
Figure 3.11 : Compared evolution of the Paris Basin with surrounding basins.	154
Figure 4.1 : Chronostratigraphie (Gradstein et al., 2012), biostratigraphie et lithostratigraphie du Paléocène à l'Oligocène. Tableau de correspondance lithostratigraphique et découpages séquentiels proposés pour le Lutétien et le Bartonien inférieur du bassin de Paris.	175
Figure 4.2 : Extension des différentes zones du Lutétien du bassin de Paris. (1) Couches à deux Nummulites (zone I), (2) Zone à Nummulites laevigatus (zone II), (3) Zone à Echinolampas calvimontanum et Echinanthus issyavensis (zone III), (4) Zone à Orbitolites complanatus (zone IV) (Abrard, 1925).	180
Figure 4.3 : Carte paléogéographique de la paraséquence A4, sommet de la "Glauconie Grossière". Les lignes en pointillés représentent (A) la limite de la paraséquence A3 et (B) la limite de la paraséquences A4 Légende : (1) faciès transgressif calcaire ; (2) faciès transgressif sableux ; (3) domaine émergé ; (4) chenaux majeurs ; (5) épaisseurs cumulées des paraséquences A1 à A4 ; (6) directions des apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; (8) région faiblement subsidente ou en surrection.	182
Figure 4.4 : carte paléogéographique du maximum de transgression de la deuxième séquence de dépôts du Lutétien (base de la paraséquence B1). 1a :domaine infralittoral supérieur ouvert (1a) à faciès falun, (1b) à faciès calcaire ; (2a) domaine infralittoral supérieur restreint à faciès calcaire-laguno-marin ; (2b) domaine médiolittoral à faciès calcaire lagunaire ; (3a) domaine médiolittoral et domaine continental à faciès lacustre ; (3b) domaine émergé ; (4) dérive littorale ; (5)épaisseurs des faciès marins à laguno-marins ; (6) apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; 8 : région faiblement subsidente ou en surrection.	183
Figure 4.5 : carte paléogéographique du maximum de transgression de la troisième séquence de dépôts du Lutétien (équivalent de la paraséquence C1). Domaine infralittoral supérieur ouvert (1a) présent pendant les quatre paraséquences, (1b) présent pendant les deux premières paraséquences, (2) présent pendant la première paraséquence ; (3) domaine médiolittoral ; (4) domaine émergé ; (5) épaisseur cumulée des faciès infralittoraux ; (6) apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; (8) région faiblement subsidente ou en surrection ; la limite actuelle de préservation du gypse dans les Marnes et Caillasses est représentée par le trait à barbules (d'après Mégnien, 1979 et Toulemont, 1980).	184
Figure 4.6 : carte des affleurements étudiés	185

Figure 4.7 : Coupe sédimentologique et photos des microfaciès de Montataire (Région de Creil). Les numéros des lames minces observées sont indiqués sur la coupe sédimentologique. _____	188
Figure 4.8 : Coupe sédimentologique de Morierval (Région de Compiègne) _____	190
Figure 4.9 : Coupe sédimentologique de Saint-Vaast-les-Mello (région de Creil) _____	193
Figure 4.10 : Photo des mégarides tidales et des dépôts de sand flat de Saint-Vaast-les-Mello _____	194
Figure 4.11 : Photos des microfaciès de la coupe de Saint-Vaast-les-Mello. Les numéros des lames minces observées sont positionnées sur la coupe de Saint-Vaast-les-Mello (Figure 4.9). _____	196
Figure 4.12 : Coupe sédimentologique de Saint-Maximin et photos des microfaciès (ci-dessous). Les lames minces (ci-dessous) observées sont positionnées sur la coupe sédimentologique. _____	198
Figure 4.13 : Photos des géométries observées sur la voie ferrée Paris-Creil. _____	201
Figure 4.14 : Coupe sédimentologique du forage carotté d'Ussy-sur-Marne et diagraphies associées. Une interprétation des environnements de dépôts, ainsi qu'un découpage séquentiel sont proposés. _____	206
Figure 4.15 : Tableau de faciès du sondage carotté d'Ussy-sur-Marne _____	207
Figure 4.16 : Faciès d'Ussy-sur-Marne _____	210
Figure 4.17 : Microfaciès d'Ussy-sur-Marne _____	212
Figure 4.18 : Corrélation entre Ussy-sur-Marne et Saint-Vaast-les-Mello _____	218
Figure 4.19 : Schéma des géométries Nord-Sud (entre Crouy-sur-Ourq et Melun) du Lutétien et du Bartonien inférieur. _____	223
Figure 4.20 : carte des onlaps du Lutétien-Bartonien inférieur _____	226
Figure 4.21 : Carte des isopaques de l'intervalle du Lutétien inférieur (L1-L2 : Glauconie Grossière et Calcaire à Nummulites) _____	229
Figure 4.22 Carte des isopaques de l'intervalle Yprésien supérieur-Lutétien inférieur (MFS Sables de Pierrefonds-L1 : limite Argile de Laon-Glauconie Grossière et Calcaire à Nummulites) _____	230
Figure 4.23 : Carte des isopaques de l'intervalle Lutétien inférieur- Lutétien supérieur (L2 : Glauconie Grossière et Calcaire à Nummulites - L3 : Calcaire à Miliolites et Orbitolines) _____	232
Figure 4.24: Carte d'isopaques de l'intervalle L3 (MFS-Calcaire à Miliolites et Orbitolines- B1 MFS Falun de Foulangues) _____	234
Figure 4.25 : carte des isopaques de l'intervalle Bartonien inférieur (B1 : Falun de Foulangues- B2 : base des Sables d'Auvers) _____	236
Figure 4.26 : Carte des grès marins remaniés ou résiduels dans l'Avesnois et sur la zone de l'Artois _____	239
Figure 4.27 : Courbe climatique (Cramer et al., 2009) et chartes eustatiques (Van Sickle et al., 2004, Haq et al., 1987 et Cramer et al., 2011) recalées sur la charte biostratigraphique actuelle de Gradstein et al., (2012). _____	241
Figure 5.1 Coupe schématique et charte stratigraphique de l'intervalle Bartonien-Rupélien. _____	247
Figure 5.2: Coupe synthétique de l'intervalle Bartonien-Rupélien. _____	249
Figure 5.3 : Géométries des ensembles lithologiques des dépôts bartoniens de la région de Dammartin-en-Goële. _____	250
Figure 5.4 : Paléogéographie des séquences successives du Bartonien au Priabonien selon Gély et Lorenz 1991. _____	253
Figure 5.5 : Coupe synthétique et découpage séquentiel du Rupélien (Delhay-Prat et al., 2005) _____	257
Figure 5.6 : Cartes paléogéographiques successives du Rupélien (Delhay-Prat et al., 2005). _____	258
Figure 5.7 : Tableau des principaux faciès du Bartonien, Priabonien et Rupélien inférieur. _____	264
Figure 5.8 : Faciès F1 et F2 – 1 et 2: Ridge and runnels ; 3 : Swaley cross stratification (SCS) ; 4 : Mégarides et furrows associés à des érosions sous dynamique de houle ; 5 : rides de houle; 6 : faciès de barrière (clinoforme) ; 7 : base des clinoformes très bioturbée. _____	265
Figure 5.9 : Faciès F3 – Plage et faciès associés : lamine plane (8) et à faible angle (10 et 11) _____	266
Figure 5.10 : Faciès F4, F5, F6 – 12 et 13 : F4 : lag transgressif sur un niveau bioturbé ; 14 : F5 grandes barres tidales (elongated tidal bars) unidirectionnelles ; F6 : 15 : Grande dune subtidale avec quelques réactivations (compound) ; 16 : rides subordonnées en sommet de la dune tidale de la photo 15. _____	267
Figure 5.11 : Faciès F7 – 17 : photo montrant la bidirectionnalité (Herringbones) ; 18, 19, 20 et 21 : mégarides tidales 3D, drapages argileux soulignant la cyclicité (tidal bundles) et surfaces de réactivations. _____	268

LISTE DES FIGURES

Figure 5.12 : Faciès F8a – 2 : Faciès de tempête (petite HCS), base érosive ; 23 : rides de houle et lamines planes ; F8b : 24 : différents sets de mégarides sigmoïdales décimétriques dans des sens différents et remaniements internes.	269
Figure 5.13 : Faciès F8b et F8c : 25 : différents sets de mégarides sigmoïdales et remaniement internes ; 26 : rides de sens opposées ; 27 : chenal érosif sur des mégarides sigmoïdales ; 29 : barre d'accrétion latérale du chenal.	270
Figure 5.14 : faciès F8c : photo montrant la migration d'un chenal tidal ; 31: rides chevauchantes en latéral du chenal ; F8b : 32 : rides de houle et mégarides arquées ; F9a : 33 et 34 : lamines planes et rare mégarides arquées, faciès de sand flat ; F9b : 35 et 36 : sables bioturbés à lamines planes et rides de courant, faciès de transition entre le sand flat et le mud flat.	271
Figure 5.15 : faciès F11 - 37 : Faciès bioclastique carbonatés intercalés à l'intérieur des marnes (Marnes à Huitres) ; 38 : rides de houle en sommet de banc carbonaté ; 39 : marnes bioclastiques constituées de fragment d'huitres pulvérisés ; 40 et 42 : marnes à huitres entières ou en position de vie ; 41 : faciès de tempête granulaire (érosif).	272
Figure 5.16 : faciès F12a et F13 - carrière de Cormeilles-en-Parisis – 43 et 44 : évaporites ; 45: Rides symétriques ; 46 : rides polygonales d'interférence ; 47 et 49 : faciès lacustre à gastéropodes ; 48 : faciès carbonaté à oogones de characées.	273
Figure 5.17 : faciès F14: 50 et 52 : paléosol et indices d'émersion au-dessus d'un sand flat ; 51 et 53 : grès silicifiés à empreintes racinaires.	274
Figure 5.18 : Faciès F15b – 54 : grande stratification plane (2D), à fort angle ; 55 : lamines plus planes, faciès de sand sheet; 56 : petites failles dans les faciès de sand sheet; 57 : alternance de lamines grainfall et grainflow, et surfaces de réactivations.	275
Figure 5.19 : Electrofaciès identifiés dans l'intervalle Bartonien-Rupélien inférieur.	279
Figure 5.20 : Coupe sédimentologique du Bartonien d'Isles-lès-Meldeuses (région de Meaux). La partie supérieure de la coupe est dessinée à partir d'une diagraphie située à 6 kms. Des mesures de Gamma-Ray spectral ont été effectuées pour obtenir certains électrofaciès, notamment ceux des sables tidaux et des sables de plage.	284
Figure 5.21 : Coupe sédimentologique du Priabonien et du Rupélien de la carrière de Cormeilles-en-Parisis.	285
Figure 5.22 : Corrélations des coupes sédimentologiques des sables bartoniens de la région de Meaux à la région de Château-Thierry	291
Figure 5.23 : Géométries du Bartonien-Priabonien basal selon le transect Melun - Crouy-sur-Ourcq.	294
Figure 5.24 : Géométries du Priabonien-Rupélien inférieur selon le transect Melun – Crouy-sur-Ourcq.	295
Figure 5.25 : Mesures de l'accommodation cumulée sur l'intervalle Lutétien- Rupélien inférieur.	298
Figure 5.26 : Carte paléogéographique dessinée au niveau de la MFS des Sables d'Auvers.	300
Figure 5.27 : Carte paléogéographique de la partie supérieure des Sables de Beauchamp	302
Figure 5.28 : Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif sous les Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i>	304
Figure 5.29 : Carte paléogéographique de l'intervalle P1-P2 représentant le demi-cycle régressif du cycle CP1 et le demi-cycle transgressif du cycle CP2 (3 ^e masse de gypse)	306
Figure 5.30 : Carte paléogéographique de l'intervalle P2-P3 représentant le demi-cycle régressif du cycle CP2 (2 ^{ème} masse de gypse) et du cycle CP3 (1 ^{ère} masse de gypse)	308
Figure 5.31 : Carte paléogéographique de l'intervalle P3-P4 représentant le demi-cycle transgressif du cycle CP 4 (Marnes Bleues d'Argenteuil)	310
Figure 5.32 : Carte paléogéographique de l'intervalle P4-R1 (Argiles Vertes de Romainville)	312
Figure 5.33 : Carte d'isopaques de l'intervalle B2-B3 (Sables d'Auvers)	314
Figure 5.34 : Carte d'isopaques de l'intervalle B3-B4 (Sables d'Auvers et de Beauchamp)	316
Figure 5.35 : Carte d'isopaques de l'intervalle B4-B5 (Sables de Beauchamp – base du Calcaire de Saint-Ouen)	318
Figure 5.36 : Carte d'isopaques de l'intervalle B5-P1 (Calcaire de Saint-Ouen – Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i>)	320

Figure 5.37 : Carte d'isopaques de l'intervalle P1-P2 (Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i> – Marnes à Lucines). Cette carte représente l'épaisseur de la 3 ^e masse de gypse. _____	322
Figure 5.38 : Carte d'isopaques de l'intervalle P2-P3 (Marnes à Lucines – 1 ^{re} masse de gypse). Cette carte représente l'épaisseur de la 2 ^e et de la 1 ^{re} masse de gypse. _____	324
Figure 5.39 : Carte d'isopaques de l'intervalle P3-P4 (Marnes Bleues d'Argenteuil) _____	326
Figure 5.40 : Carte d'isopaques de l'intervalle P4-R1 (Marnes Blanches de Pantin – Argiles Vertes de Romainville) _____	328
Figure 5.41 : Chartes eustatiques (Van Sickel et al., 2004 ; Haq et al. 1987 ; Cramer et al., 2011) et climatiques (Cramer et al., 2009) du Bartonien-Rupélien _____	333
Figure 5.42 : Courbes des températures et d'hygrométrie relatives des formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris (selon Châteauneuf, 1980). _____	335
Figure 5.43 : Carte des isopaques de l'intervalle P2-P3 et de la répartition des dépôts lacustres priaboniens de Touraine et de l'Anjou. Cette carte montre la flexure NE-SW priabonienne. _____	338
Figure 6.1: Log synthétique et découpage séquentiel de la série Paléogène du Bassin de Paris. _____	349
Figure 6.2: Compilation par étage(s) stratigraphique(s) des courbes eustatiques durant le Paléogène à partir (1) des changements de volume du fond des océans (Müller et al., 2008), (2) des variations du volume des glaces déduites des variations isotopiques de l'oxygène des eaux de surface (Cramer et al., 2011), (3) de l'enneigement continental (Rowley, 2013) à partir de trois bases de données paléogéographiques (Scotese et Golonka, 1992; Smith et al., 1994; Markwick, 2011), (4) du "backstripping" des données de puits de la Marge du New Jersey (Miller et al., 2005) et (5) du filtrage des courbes de "coastal onlap" de différents bassins (Haq et al., 1987 recalée en âge par Hardenbol et al., 1998 et filtrée par Müller et al., 2008) _____	354
Figure 6.3: Comparaison des mesures d'accommodation (moyennes minimales et maximales) par intervalle avec les valeurs de la charte de Cramer et al. (2011) (valeurs moyennes-minimales et maximales calculées pour les mêmes intervalles). _____	357
Figure 6.4: Schéma du contrôle de la subsidence sur l'expression des cycles de deuxième ordre. _____	360
Figure 6.5: Principales phases de déformation et discontinuités à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Les auteurs sont cités dans le texte et dans le chapitre 1. _____	366
Figure 6.6: Effets topographiques d'un plissement lithosphérique et de la mise en place d'un panache mantellique (Guillou Frottier et al., 2007). _____	368
Figure 6.7 : Tableau de synthèse des déformations enregistrées dans le bassin de Paris et des évènements survenant aux limites des plaques. Les auteurs sont cités dans le texte et dans le chapitre 1. _____	375
Figure 6.8: Tableau de synthèse de l'âge, des axes et de la longueur d'onde des flexures enregistrées dans le bassin de Paris. _____	377
Figure 6.9: Modèles des différents types de flambage de la lithosphère (h_1 et h_2 correspondent aux épaisseurs de la croûte résistante et du manteau résistant). Le système est soumis à une compression horizontale (F). Dans le cas d'une croûte inférieure faiblement résistante (modèle rhéologique "crème brûlée"), la croûte supérieure peut se flexurer indépendamment du manteau (longueur d'onde λ_2), avec une longueur d'onde λ_1 (découplé, ou flexure biharmonique) correspondant au modèle rhéologique "jelly sandwich" (sens stricte). Dans le cas des lithosphères très jeunes (<150 Ma) ou très vieille (>1000 Ma), la flexure est monoharmonique (manteau et croûte couplés) (Selon Burov et al., 1993). _____	379
Figure 6.10: Graphique montrant les différentes longueurs d'onde observées des flexures en fonction de l'âge thermique de la lithosphère (calculé selon le modèle de Burov et al. (1993) Burov, (2007). Les carrés blancs correspondent aux flexures observées et les cercles blancs aux flexures modélisées. _____	380

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les bassins intracratoniques (ou SAG) sont des bassins flexuraux localisés sur une croûte continentale ayant trois caractéristiques (1) une grande superficie, (2) des vitesses de subsidence faible ($x1m/Ma$ à $x10m/Ma$) et (3) une longue durée de fonctionnement (150 à 250 Ma).

Paradoxalement, peu de bassins intracratoniques sont actuellement actifs (à l'exception notable de la mer du Nord) : ils ont tous été soulevés plus ou moins récemment. Cela pose, d'une manière plus générale, la question des mécanismes de subsidence de ces bassins. Depuis les travaux, de McKenzie (1978) sur la dynamique des bassins, la subsidence flexurale des bassins intracratoniques est considérée comme d'origine thermique, héritée d'une période d'extension antérieure qui s'interrompt brutalement lors de l'avortement d'un rift (passage de la subsidence tectonique à la subsidence thermique). Ce modèle a été testé avec succès sur de nombreux bassins intracratoniques dont le bassin de Paris (Brunet, 1981 ; Brunet et Le Pichon, 1982). Au début des années 90, les stratigraphes d'EXXON (Vail et *al.*, 1991) ont suggéré qu'un autre signal « tectonique » pouvait se superposer à ce signal long terme (100-200 Ma). Ce signal de quelques dizaines de millions d'années s'enregistrerait sous forme d'une brutale diminution de subsidence (parfois avec surrection) contemporaine d'une discontinuité ("unconformities") suivie d'une reprise de la subsidence. Ces cycles ont été identifiés dans de nombreux bassins du monde (Guillocheau, 1993 ; Graciansky et *al.*, 1998) et associés aux grandes phases de déformations intraplaques reconnues par Ziegler (*e.g.* 1990).

Des mesures de plus en plus précises de la subsidence (au travers de l'accommodation, Robin et *al.*, 1988 ; Guillocheau et *al.*, 2000 ; Zühlke et *al.*, 2004) et une compilation récente des *backstripping* dans différents bassins intracratoniques mondiaux (Armitage et Allen, 2010) montrent qu'outre un grand signal décroissant exponentiellement, plusieurs phases de subsidence superposées, initiées chacune lors d'une phase de déformations intraplaques. Ces échelles de temps de quelques dizaines de millions d'années sont également celles des grands cycles eustatiques (long terme) définis par Haq et *al.* (1987) suivant les travaux de Sloss (1972). La question posée est donc la signification de l'enregistrement sédimentaire depuis des pas de temps de quelques dizaines de millions d'années jusqu'à plusieurs centaines de milliers d'années (harmoniques des cycles d'excentricité, Strasser et *al.*, 2000).

Cette étude est focalisée sur un bassin intracratonique, le bassin de Paris, pour lequel un corpus de données exceptionnel est disponible (datations, puits...). Notre objectif est de travailler sur une période de faible création d'espace disponible, le Paléogène, contemporaine de la convergence généralisée entre l'Eurasie et l'Afrique, mais également de l'accélération de la divergence entre l'Eurasie et le Groenland. La grande période de subsidence "long-terme" du bassin de Paris vient de s'achever par une

grande phase de déformation, contemporaine d'une érosion importante (Maastrichtien-Sélandien) et la surrection qui marque la fin du bassin débute dès l'Oligocène supérieur.

Notre objectif est, durant cette période peu subsidente (au maximum 350 m de sédiments en 35 Ma) et de déformations aux limites de plaque bien marquées, de décomposer l'enregistrement sédimentaire au travers d'une reconstitution 3D de la géométrie des sédiments (épaisseur, lithologie, faciès/paléogéographie).

Cette étude nous permettra de discuter de l'influence du raccourcissement horizontal, des processus profonds, du mécanisme de la déformation et de la réponse des systèmes sédimentaires.

Les reconstitutions 3D sont fondées sur la corrélation de diagraphies de 500 puits selon les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution (van Wagoner *et al.*, 1990 ; Homewood *et al.*, 1992). Ces analyses supposent (1) une analyse sédimentologique des faciès des affleurements proches des forages ou de forages carottés (par exemple le forage d'Ussy acquis dans le cadre de cette thèse) et (2) une très bonne analyse biostratigraphique des séries étudiées. Ce dernier travail a été mené en étroite collaboration avec J.J. Châteauneuf (retraité BRGM) et C. Bourdillon (société Eradata).

Tous les intervalles stratigraphiques n'ont pas été être étudiés avec la même précision. Le Thanétien, l'Yprésien, le Bartonien, Priabonien et Rupélien inférieur ont été analysés en détail. Le Lutétien et surtout le Danien ont été abordés sommairement du fait de la difficulté (1) d'identifier le Danien en forage et (2) de lire un signal sur un enregistrement diagraphique (GR) peu contrasté (Lutétien).

**CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE
ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU
CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES
CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS**

INTRODUCTION

Le bassin de Paris est l'un des bassins sédimentaires les plus étudiés et a été le lieu du fondement de la stratigraphie (Cuvier et Brongniart, 1811). Ce bassin est considéré comme un exemple type de bassin intracratonique, dont la subsidence a été reliée à une subsidence thermique due à l'extension permienne (tardi-varisque) (Brunet et Le Pichon, 1982). Ce bassin a enregistré l'ensemble de l'histoire méso-cénozoïque de l'Ouest européen, depuis le Trias jusqu'au Miocène. Ses archives sédimentaires, tectoniques et eustatiques ont fait l'objet de nombreuses études, notamment sur la structure profonde du bassin (Averbuch et Piromalo, 2012), la subsidence thermique (Brunet et Le Pichon, 1982), l'enregistrement des déformations en domaine intraplaque, et sur l'eustatisme (Guillocheau et *al.*, 2000 ; Robin, 1997 ; Robin et *al.*, 2000).

De nombreuses données biostratigraphiques ont été collectées sur les différents affleurements du bassin de Paris et dans plusieurs forages stratigraphiques. Les données de l'exploration pétrolière et l'application des concepts de la stratigraphie séquentielle (Vail et *al.*, 1977) ont fait l'objet de nombreuses publications basées sur cette nouvelle méthode. Ainsi a été évalué le potentiel des réservoirs pétroliers et des aquifères mésozoïques du bassin de Paris. Il en résulte une très bonne connaissance pour cette période de temps. En revanche, il n'existe pas d'étude intégrée ni de détail sur la sédimentologie de faciès, les géométries et les systèmes de dépôts du Cénozoïque.

Le Cénozoïque du bassin de Paris correspond à une période de très faible subsidence (300m déposés en environ 40Ma), contemporaine de nombreux événements géodynamiques, en particulier les orogénèses alpine et pyrénéenne. L'influence de ces événements sur l'évolution du bassin reste mal connue, hormis la mise en évidence d'un flambage attribué à la collision alpine (Le fort et Agarwal, 1996 ; Robin et *al.*, 2003). Cette étude vise donc à mieux comprendre l'évolution d'un bassin en très faible subsidence, mais aussi la réponse d'un bassin intracratonique aux événements géodynamiques aux bordures de plaque.

Nous présenterons dans ce premier chapitre :

- (1) Le contexte géodynamique du Tertiaire de l'Europe de l'Ouest.
- (2) Le contexte climato-eustatique du Cénozoïque
- (3) La structure profonde du bassin de Paris, son héritage structural et les grands traits de son évolution méso-cénozoïque.
- (4) Une revue synthétique des données existantes sur le Cénozoïque du bassin de Paris, (biostratigraphie et lithostratigraphie) et un panorama des études présentant des éléments de reconstitutions des paléo-environnements (paléoécologie, sédimentologie de faciès).

1. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE L'EUROPE DE L'OUEST

Le Cénozoïque marque la fin progressive de la sédimentation dans le bassin de Paris. Du Paléocène à l'Oligocène, il est caractérisé par de très faibles taux de subsidence (Guillocheau et *al.*, 2000). L'évolution tertiaire du bassin est souvent mise en relation avec la convergence Afrique-Eurasie au sens large.

La restitution haute résolution des géométries 3D et de la paléogéographie du bassin de Paris à des pas de temps de l'ordre du million d'années, qui est l'objectif de ce travail, va nous permettre d'identifier la réponse du bassin aux différentes déformations intra-plaques. Ces différentes réponses seront à mettre en relation avec les évènements géodynamiques qui surviennent aux bordures de la plaque européenne.

Une synthèse géodynamique de l'Europe de l'Ouest est proposée retraçant les évènements tectoniques majeurs du Crétacé supérieur au Miocène.

La géodynamique du Cénozoïque est marqué par le mouvement de trois grandes plaques : (1) la plaque Eurasie, (2) la plaque Afrique et (3) la plaque nord-américaine. Au cours du Cénozoïque, les deux premières plaques (1) et (2) sont en convergence tandis que les deux dernières (2) et (3) en divergence liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord. La convergence de la plaque Afrique et de la plaque Eurasie s'effectue par l'intermédiaire de microplaques entraînées par cette convergence que sont l'Ibérie et l'Apulie.

Résultant de ce contexte géodynamique, dans un rayon de l'ordre du millier de kilomètres autour du bassin de Paris, les trois grands évènements qui prennent place au Cénozoïque sont :

- (1) La convergence Ibérie-Eurasie (orogénèse pyrénéenne)
- (2) L'ouverture de l'Atlantique Nord
- (3) La convergence Apulie-Eurasie (orogénèse alpine).

Ces trois évènements sont illustrés sur les cartes de reconstitution géodynamique (Figure 1.1) de Stampfli et Kozur (2006) et de Stampfli et Hochard (2009). Quatre intervalles sont représentés, le Maastrichtien, le Thanétien, le Lutétien et enfin le Burdigalien. Elles montrent l'évolution des convergences Ibérie-Eurasie (orogène pyrénéen) et Apulie-Eurasie (orogène alpin), ainsi que l'ouverture progressive de l'Atlantique Nord.

Associé à ce régime, le Cénozoïque est en Europe de l'Ouest, une période de déformations intraplaques importantes, historiquement regroupées en différentes phases de déformation. Du Crétacé supérieur au Miocène, Ziegler (1990) définit les principales phases de déformation suivantes :

- Phase "**sub-hercynienne**" d'âge Crétacé supérieur (Coniacien à Maastrichtien) mise en évidence par de nombreuses inversions en mer du Nord et en Europe du Nord : bassin germanique, bassin polonais particulièrement à proximité des grands accidents hercyniens (zone de Tornquist-Teysseire).
- Phase "**laramide**" d'âge Paléocène moyen qui réactive globalement les mêmes structures.
- Phase "**éo-oligocène**" exprimée principalement par des inversions et exhumations sur le pourtour des îles Britanniques, et autour de l'Atlantique Nord.
- Phase "**oligo-miocène**", elle est relativement mal datée, cette phase correspond à des inversions sur le pourtour de l'Atlantique Nord, le sud de la mer du Nord ainsi que la mer celtique et les approches de la Manche.

Nous présentons en Figure 1.2, les cartes de Ziegler (1987) qui montrent l'étendue de ces quatre phases de déformations intraplaques.

L'ensemble de ces phases était corrélé par Ziegler (1990) à des stades d'évolution de la convergence Afrique-Eurasie, plus particulièrement de l'orogénèse alpine. Cette interprétation a été largement rediscutée particulièrement quant à l'origine des mouvements verticaux à proximité de l'Atlantique Nord. Plusieurs auteurs avancent pour ces inversions des origines liées à la dynamique de l'ouverture Atlantique Nord, telles que (1) la dynamique mantellique (point chaud, convections) ou (2) la transmission de contrainte durant l'expansion océanique (*ridge push*, variations de vitesse d'expansion océanique).

Dans le but de mieux comprendre les déformations intraplaques, nous ferons ici un bref bilan de la cinématique, des déformations connues en bordure de plaques et des évidences de transmission des contraintes dans la plaque européenne, que nous mettrons en regard d'un "calendrier" des déformations intraplaques en Europe de l'Ouest.

La cinématique et la chronologie des événements géodynamiques et les déformations enregistrées en domaine intraplaque seront ici détaillées afin de les mettre en relation avec les déformations enregistrées dans le bassin de Paris.

Un tableau de synthèse de tous ces événements est reporté à la fin de cette partie.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

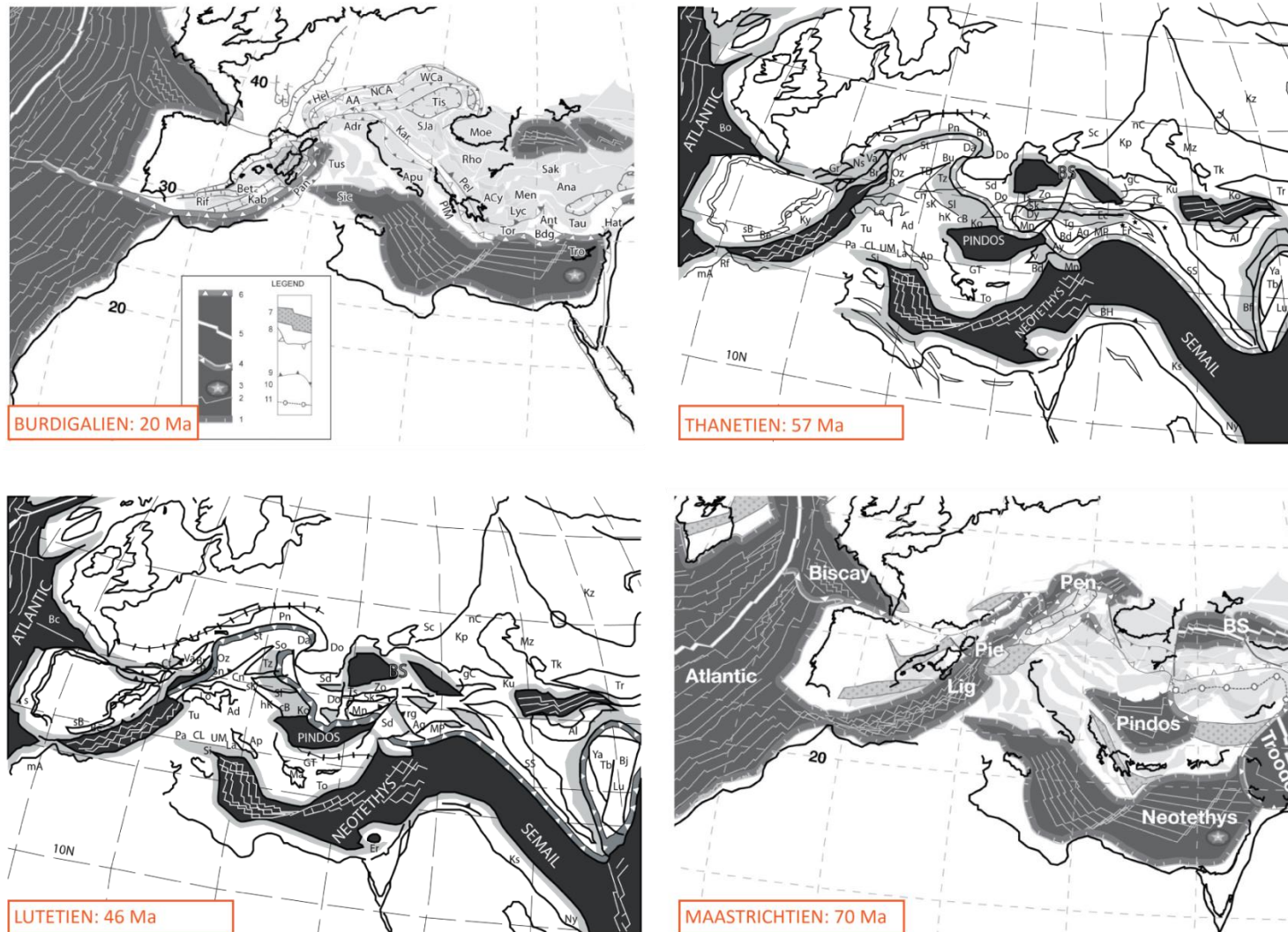


Figure 1.1 Reconstitution cinématique de l'Europe de l'Ouest au Crétacé supérieur et au Cénozoïque selon Stampfli et Hochard (2009) pour le Maastrichtien et le Burdigalien et selon Stampfli et Kozur (2006) pour le Thanétien et le Lutétien.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

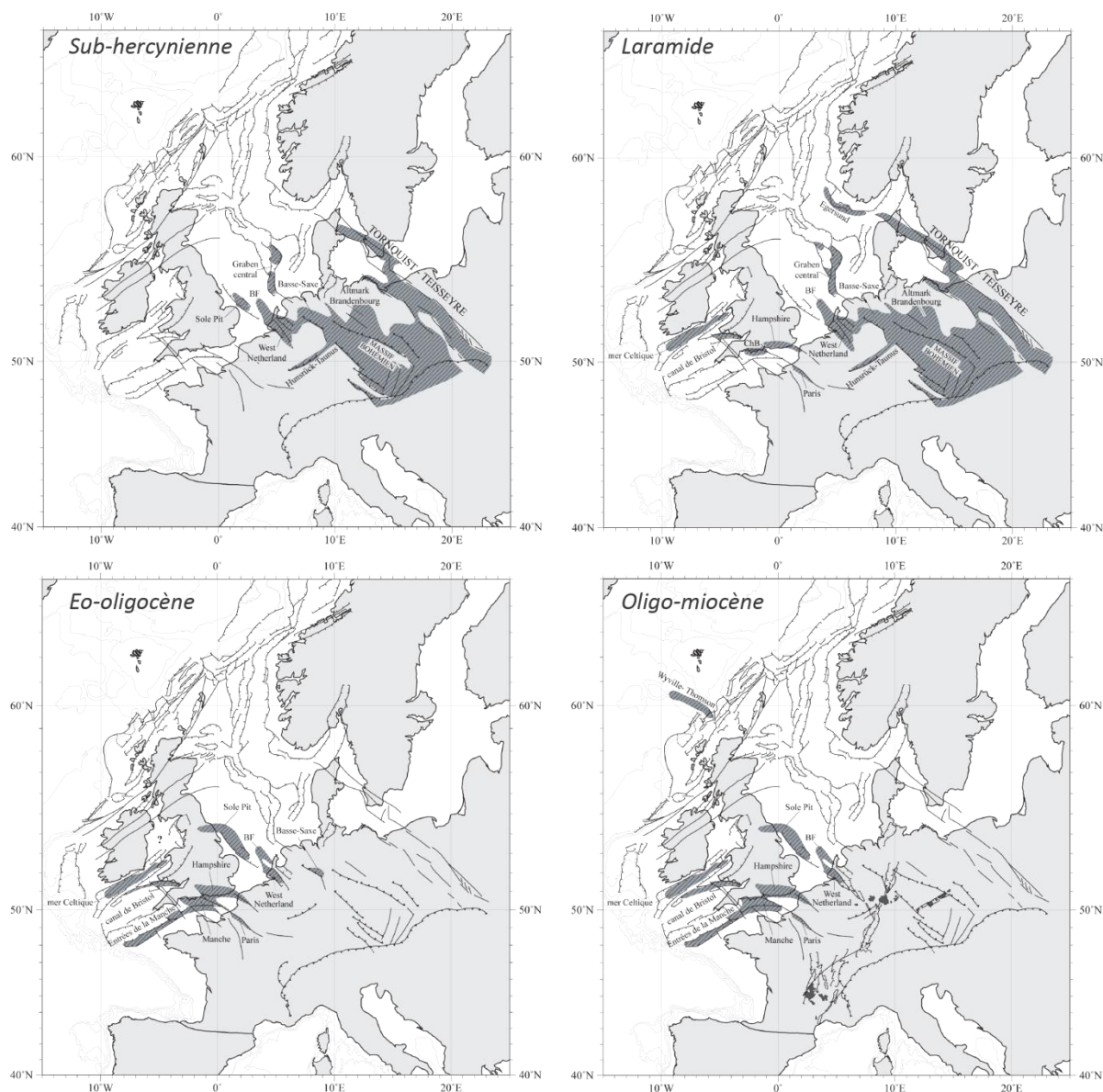


Figure 1.2 Distribution dans le temps de la déformation intraplaque dans l'avant-pays alpin (d'après Ziegler, 1987). Phase "sub-hercynienne" (Turonien-Campanien) ; phase "laramide" (Paléocène moyen) ; phase "éo-oligocène" ; phase "oligo-miocène" (cartes redessinées par Fidalgo Gonzalès, 2001). Les zones grisées correspondent aux domaines affectés.

1.1 ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE AU CRETACE SUPERIEUR

Le Crétacé supérieur marque la transition entre une période d'extension, correspondant à la fin de la dislocation de la Pangée post-Varisque et le début d'une période compressive liée à la convergence Afrique-Eurasie qui caractérise le cycle alpin. Il voit de plus la propagation vers le Nord de l'ouverture de l'Atlantique.

1.1.1 Domaine Nord-Atlantique

L'ouverture du golfe de Gascogne et d'une partie de l'Atlantique Nord marque une phase de divergence à partir du Crétacé inférieur (Aptien supérieur-Albien), et est présumée contemporaine et située dans le même contexte cinématique (Figure 1.3) (Roberts *et al.*, 1999). Une dynamique extensive affecte les pourtours du futur océan de l'Atlantique Nord, les îles britanniques (les Approches de l'Ouest, le chenal de St Georges, le Nord de la mer du Nord) et voit l'ouverture du golfe de Gascogne. Cette dynamique s'arrête relativement rapidement avant ou durant le Crétacé supérieur (Roberts *et al.*, 1981 et Doré *et al.*, 1999).

Après la phase extensive crétacé inférieur, l'extension de l'Atlantique Nord affecte tout d'abord le domaine Ouest du Groenland qui est à l'origine de l'ouverture de la mer du Labrador, dont l'âge reste encore débattu (Turonien, Roest et Srivastava, 1989 ; Coniacien, Balkwill, 1987 ; Paléocène, Chalmers, 1997). Cette ouverture est probablement diachrone, s'ouvrant du Sud vers le Nord. Cette phase extensive est également connue sur la marge Féroé-Rockall-Groenland, dont les directions d'extension NE-SW sont subparallèles à celles de l'Atlantique Nord (entre l'Ibérie et le Labrador).

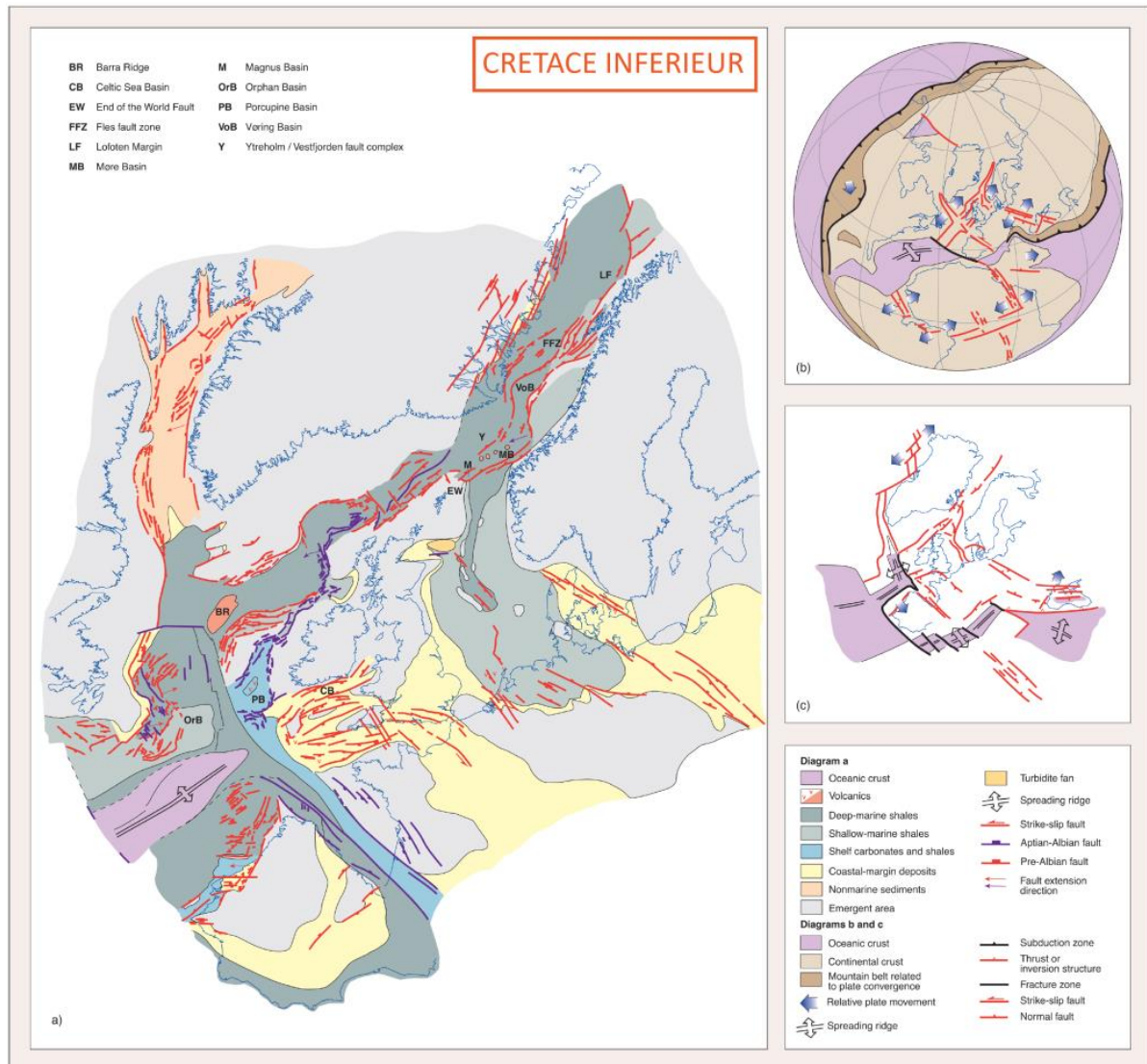


Figure 1.3 Carte du domaine Nord-Atlantique au Crétacé inférieur montrant la distribution des structures actives et des zones inversées (Evans et al., 2003).

1.1.2 Premiers stades des déformations compressives dans les Pyrénées (Santonien ? – Maastrichtien)

1.1.2.1 Evolution du domaine pyrénéen

La fermeture du domaine pyrénéen est contrôlée par l'ouverture du golfe de Gascogne (Vergès et Garcia-Senz, 2001) et par la remontée de l'Afrique vers le Nord. L'ouverture du golfe de Gascogne est suivie par un déplacement antihoraire de l'Ibérie (Stampfli et Hochard, 2009 et Olivet, 1996). L'évolution cinématique du golfe de Gascogne du Jurassique terminal au Crétacé supérieur reste controversée, notamment sur (1) la quantité de déplacement, (2) le pôle de rotation de cette plaque et enfin sur (3) la cinématique des événements (Sibuet et al., 2004, Tugend et al., 2014, Le Pichon et al., 1971, Mattauer et Séguret 1971, Choukroune et Mattauer, 1978 et Olivet 1996,

Rosenbaum et *al.*, 2002 ; Roest et Srivastava, 1991, Stampfli et Kozur, 2006, Dewey et *al.*, 1989 et Vissers et Meijer, 2012). L'évolution de ce domaine peut se résumer en plusieurs étapes :

- L'ouverture du golfe de Gascogne est une extension majeure qui entraîne l'ouverture d'un domaine océanique plus ou moins important selon les modèles depuis des bassins en *pull apart* (Peybernès et Souquet, 1984) jusqu'à des domaines océaniques relativement étendus (Jammes et *al.*, 2009).
- Une rotation antihoraire de l'Ibérie entraînant un mouvement décrochant ou transtensif (Choukroune et Mattauer, 1978) accommodée le long de la faille Nord-Pyrénéenne entre la plaque ibérique et la plaque européenne entre le Turonien et le Coniacien-Santonien (l'importance du déplacement reste relativement mal contrainte).
- Une convergence relativement rapide entre les plaques Ibérie et Eurasie du Turonien jusqu'au Maastrichtien (Rosenbaum et *al.*, 2002).
- A partir du Santonien, une remontée de la plaque Afrique vers le Nord qui initie la déformation compressive dans les Pyrénées (Roest et Srivastava, 1991 et Rosenbaum et *al.*, 2002). Elle est orientée selon un axe N-S dans les Pyrénées orientales et selon un axe NNW-SSE dans la partie occidentale. Les premières évidences de compression dans l'avant-pays sont documentées par la formation de plis entre le Santonien supérieur et le Maastrichtien dans les Pyrénées orientales (Vergès et Garcia-Senz, 2001). Cette tendance compressive s'intensifie avec la mise en place des nappes de chevauchements de Pedraforca et de Boixols au Maastrichtien (Simo et Puigdefabregas, 1985). Les âges donnés par analyse de traces de fissions (68 Ma) sont en accord avec une première phase compressive et la création de reliefs dès le Crétacé terminal (Maastrichtien) (Filleaudeau et *al.*, 2012).
- Rosenbaum et *al.* (2002), ainsi que Vissers et Meijer (2012) suggèrent un temps d'arrêt ou un ralentissement de la convergence à partir de 67 Ma et pendant le Paléocène, attribué au début de la collision continentale.

1.1.2.2 Evolution dans l'avant-pays

L'âge du début de la déformation compressive dans l'avant-pays est également controversé. Si des déformations d'âge Santonien-Campanien citées ci-dessus sont clairement identifiées, certains auteurs font remonter les premières déformations dans les Corbières au Turonien terminal, voir au Cénomani (Souquet et Deramond, 1989 et Christophoul et *al.*, 2003) .

Dans le **bassin aquitain**, une déformation flexurale est connue à la fin du Maastrichtien (Platel, 1996), exprimée sous la forme d'une avancée importante de la plate-forme d'Aquitaine vers le Sud, tandis que les dépôts turbiditiques continuent au nord des Pyrénées. Dans toute la partie Est des Pyrénées (Corbières), cette première phase de compression se traduit par une continentalisation progressive (faciès Garumnien) à partir du Maastrichtien. Des faciès continentaux se développent jusqu'au Thanétien.

En **Provence**, la même évolution est observée (Leleu, 2005). La première phase de déformation pyrénéo-provençale est enregistrée à partir de la fin du Santonien jusqu'au Danien (Leleu et *al.*, 2009). Elle se manifeste par la formation de plis et de chevauchements à vergence Nord. De même Astruc et *al.* (2000) ont montré le début d'une karstification du plateau Jurassique des Causses (Quercy) au Crétacé terminal, dont le remplissage éocène inférieur scelle cette phase de déformation.

1.1.3 Le domaine Téthysien

La partie occidentale de l'orogène alpin n'est qu'à un stade précoce au Crétacé terminal (Figure 1.4). En effet, le prisme d'accrétion Ouest alpin s'initie et certains domaines océaniques sont en cours de fermeture par subduction. Parmi ces domaines figurent, le domaine Austro-Alpin (Rosenbaum et Lister, 2005) et partiellement le domaine océanique Piémontais (Handy et *al.*, 2010). Les mesures de métamorphisme de haute pression du domaine Sésia-Austro-Alpin réalisées par Ruffet et *al.*, (1995) et Inger et *al.*, (1996) confirment un âge Campanien-Maastrichtien (75-65 Ma). Les domaines piémontais briançonnais et valaisan, non encore subductés, séparent encore le prisme d'accrétion de la plaque européenne (Handy et *al.* 2010).

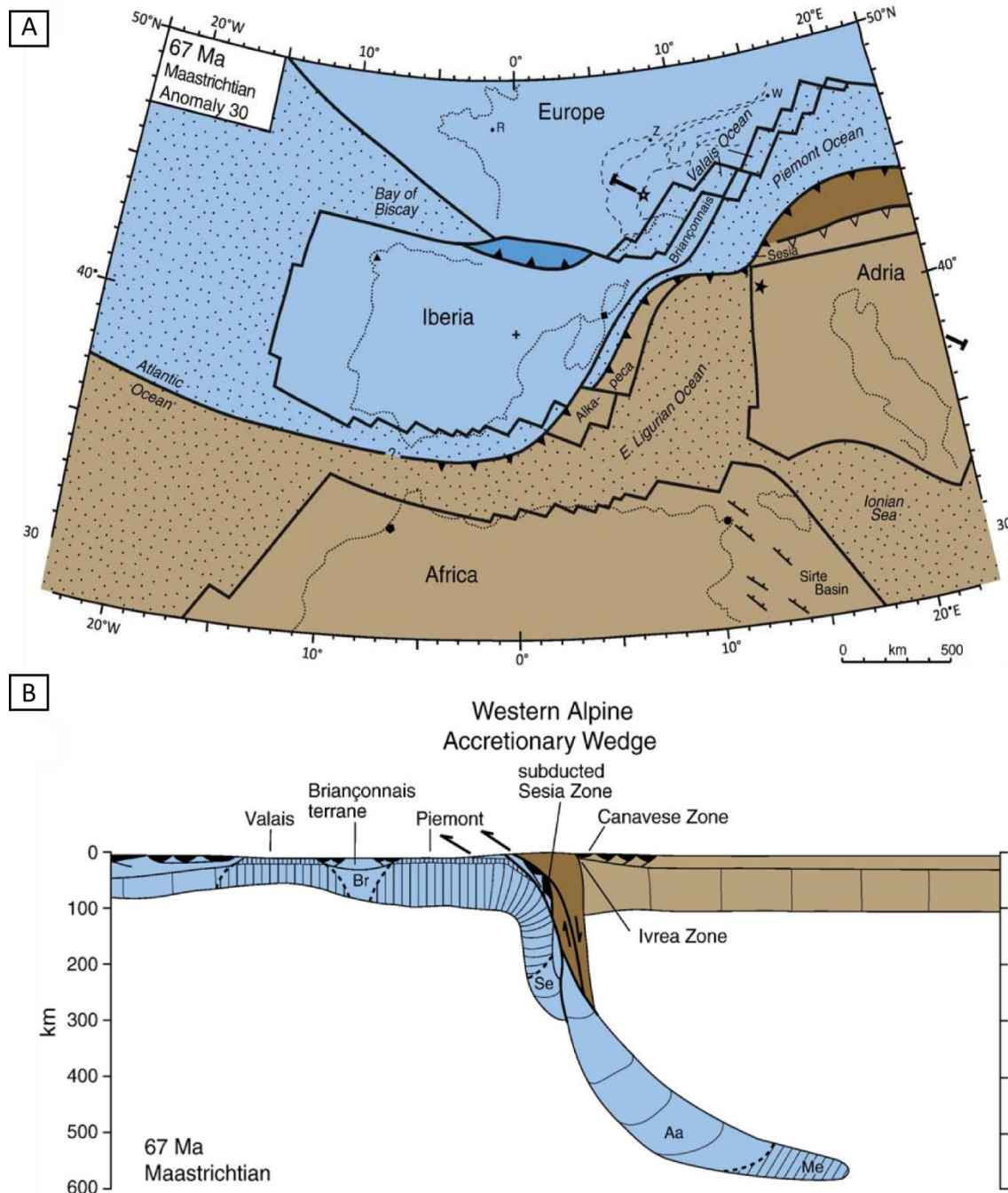


Figure 1.4 A : Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie au Maastrichtien ; B : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le stade de la subduction au Maastrichtien (Handy et al., 2010)

- Le domaine Valaisan ouvert d'après Stampfli et *al.* (1998) au Crétacé inférieur se referme par subduction à partir du Crétacé supérieur ; sa fermeture sera complète à l'Eocène moyen-supérieur (Stampfli et *al.*, 1998).
- Plus à l'Est, les alpes orientales sont à un stade de fermeture plus avancé. Les premiers flysch (Niesen) se déposent sur la marge helvétique et sont également datés du Maastrichtien (Ackermann, 1986).

1.1.4 Déformations sur la plaque européenne durant le Crétacé supérieur-Danien (Ouest de l'Europe).

De nombreuses inversions de graben sont documentées en mer du Nord et en Europe de l'Est à partir du Coniacien et affectent essentiellement les bassins situés à l'Ouest du massif Londres-Brabant (phase "subhercynienne" de Ziegler 1990). Elles ont traditionnellement été corrélées au début de la collision de la partie Est de l'orogénèse alpine (Ziegler, 1990). Cette phase d'inversion régionale affecte le bassin du Sole Pit, le Graben Central de la Mer du Nord principalement au cours du Santonien (Gennaro et *al.*, 2013), le bassin Broad-Fourteens, et la vallée de la Rhur (Figure 1.3). De nombreuses inversions se produisent (Ziegler 1990), notamment celle du Bassin polonais (Lamarche et *al.*, 2003). Des évidences de tectonique active sont aussi documentées dans le bassin Féroé-Shetland et au large de la Norvège (Doré et *al.*, 1997) par l'arrivée massive d'apports détritiques (turbidites) suggérant une exhumation des reliefs protérozoïques du Groenland (inversion de la marge groenlandaise).

En revanche, les inversions en mer du Nord (Graben Central) sont de moins en moins marquées au cours du Campanien, tandis qu'elles sont quasi absentes au Maastrichtien. Cette phase d'inversion redémarre autour de la limite Maastrichtien-Danien (Gennaro et *al.*, 2013).

Dans l'ouest de l'Europe les déformations d'âge Crétacé supérieur ont souvent été considérées comme faibles (Ziegler, 1990). Cependant outre les déformations du bassin d'Aquitaine citées plus haut, Lasseur (2007) a montré une flexure du bassin de Paris au Crétacé supérieur débutant au Coniacien compatible avec des directions de raccourcissement NW-SE et NE-SW. La présence de dépôts maastrichtiens sous forme de reliques dans le bassin de Paris (Bignot et *al.*, 1997 ; Quesnel et *al.*, 1997) suggère que le bassin n'a pas été émergé avant la fin du Crétacé.

En outre, une tectonique active a également été mise en évidence par la microtectonique. De nombreux indices de déformation décrochante sont enregistrés autour du bassin de Paris (bassin de Mons, axe de l'Artois et île de Wight) documentés par Vandycke et Bergerat (2001) et Vandycke (2002). Dans le bassin de Mons, Vandycke et *al.* (1989) et Vandycke et *al.* (1991) ont suggéré une extension NE-SW (*pull-apart*) et des mouvements décrochants dans le bassin de Mons durant le Maastrichtien ; cette déformation est scellée par les dépôts daniens et attribuée à une convergence N-S.

Par ailleurs, un début de volcanisme est identifié dans le Massif Rhénan (Sprenglinger Horst, Wetterau) au Maastrichtien (70-68 Ma) par Schmitt et *al.*, (2007).

Au Crétacé terminal, les déformations principales en Europe de l'Ouest sont associées à la convergence Ibérie-Eurasie (Pyrénées) avec une première phase de déformation compressive clairement attestée entre le Santonien et le Maastrichtien. Dans le domaine alpin, le début de la fermeture de certains domaines océaniques annonce l'orogène Apulie-Europe qui n'est qu'à un stade précoce au cours du Crétacé supérieur.

1.2 ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE DU NORD-OUEST DE L'EUROPE AU COURS DU PALEOCENE

1.2.1 Atlantique Nord : initiation du point chaud et expansion océanique

- **Au cours du Paléocène (Danien, Sélandien et Thanétien)**, l'un des évènements majeurs dans le nord de l'Europe est à la mise en place du point chaud de l'Islande entre le Groenland et le Nord-Ouest de l'Europe (Figure 1.5) à partir de 61 Ma (White and Lovell, 1997). Deux phases d'activités sont identifiées, la première entre 61 et 57 Ma et la seconde entre 55 et 54 Ma (White et Lovell, 1997). Plusieurs exhumations sont directement en relation avec le bombement thermique (*doming*) associé à la mise en place de ce point chaud (Nadin et Kuszniir, 1996 ; White et Lovell, 1997). C'est le cas de l'Ecosse, de l'Irlande et du Nord-Ouest de l'Angleterre. Ces exhumations ont entraîné des dépôts turbiditiques massifs en mer du Nord (Maureen, Andrew, Balmoral et Balder fans) en distal de ces zones exhumées (Neal, 1996, White et Lovell, 1997 et Nadin et Kuszniir, 1996).
- **L'autre évènement majeur se produit la limite Paléocène-Eocène**, vers 55 Ma, le début de l'expansion océanique à l'Ouest et au Nord du plateau Féroé-Shetland selon un axe NE-SW. Une phase de volcanisme majeure contemporaine de cette ouverture affecte l'Irlande et la zone Féroé-Shetland (Rudge et *al.*, 2008 ; Smallwood et Gill, 2002 et Roberts et *al.*, 1999). Cet évènement géodynamique est également contemporain d'une phase d'inversion régionale du NW de l'Angleterre (Anell et *al.*, 2009), de la mer du Nord, du bassin de Vøring (marge norvégienne) et de chenal de Saint George (Doré et *al.*, 1999). Cette extension commence avec des vitesses relativement élevées de 25 à 55mm/an (Le Breton et *al.*, 2012).

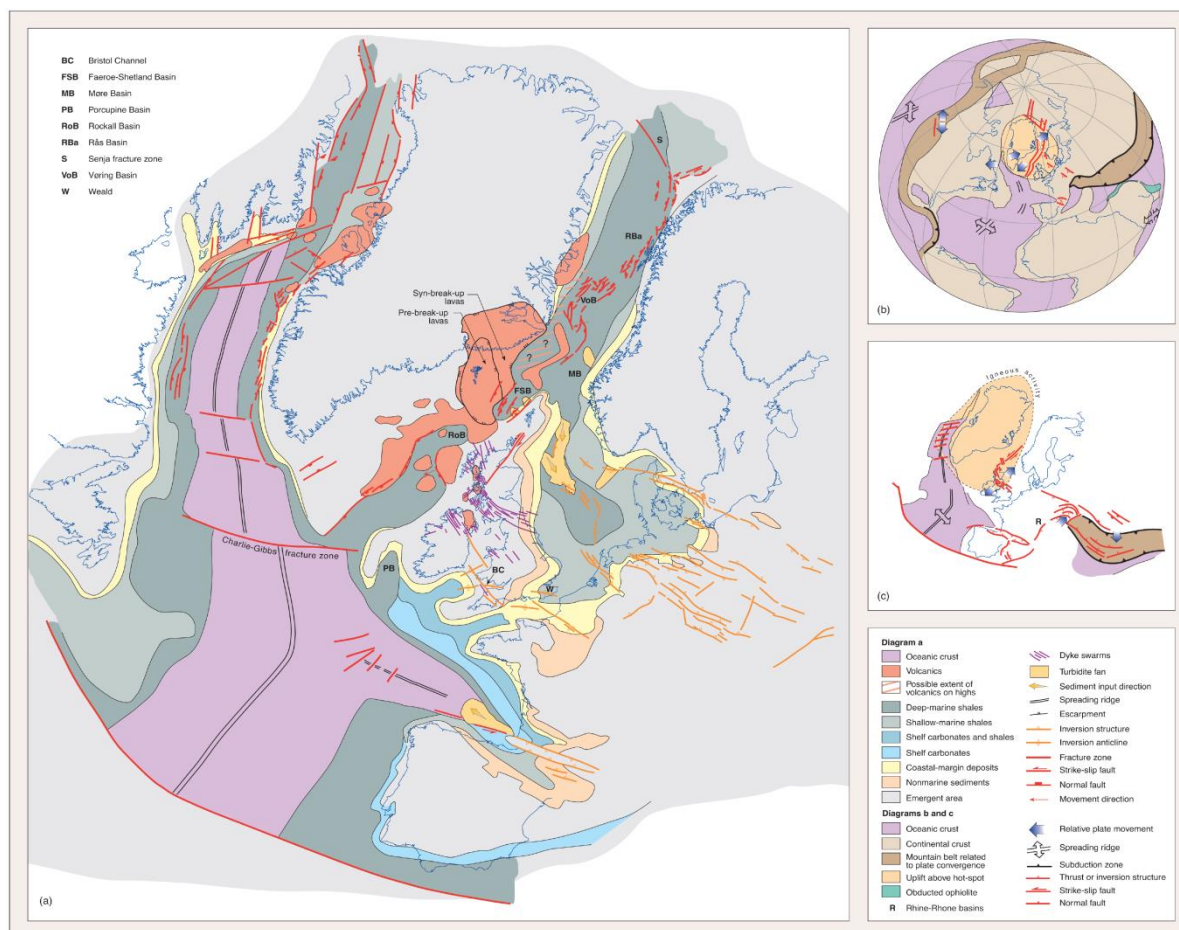


Figure 1.5 : Carte du domaine Nord-Atlantique au Paléocène-Eocène montrant le début de l'ouverture océanique et la distribution du volcanisme et des structures actives (Evans et al., 2003).

1.2.2 Le domaine pyrénéen au paléocène : période de quiescence tectonique

Dans les Pyrénées, le Paléocène correspond à une période de quiescence tectonique. Du point de vue cinématique, Rosenbaum et al. (2002) et Vissers et Meijer (2012) suggèrent des vitesses de convergence très faibles durant le Paléocène (Figure 1.6). Aucune phase de déformation n'est identifiée sur aucun des versants des Pyrénées (Vergès et al., 1995). Au niveau de la zone axiale, l'analyse des traces de fission (Filleaudeau et al. 2012) ne donne aucun âge paléocène suggérant une absence de déplacement vertical avant l'Yprésien supérieur (50 Ma).

- **Sur le versant sud des Pyrénées**, les chevauchements maastrichtiens (nappes de Boixols et de Pedraforca) sont scellés par les premiers dépôts thanétiens (Vergès et al., 1995 et Vergès et Burbank, 1996).
- **Sur le versant nord des Pyrénées**, dans les Corbières, le Thanétien correspond à des dépôts marins transgressifs peu profonds et relativement homogènes qui scellent les dépôts continentaux du Garumnien (Tambareau et al., 1995). Plus à l'Ouest, dans le bassin de l'Adour, le Danien est exprimé sous forme de faciès de plate-forme (périrécifaux ou lagunaires), entourant les bassins flysch, il est

intensément karstifié et recouvert par les dépôts Thanétien moyen (Serrano 2001). La karstification n'est pas clairement datée mais pourrait être attribuée au Sélandien. Aucune déformation associée n'a été identifiée. Le Thanétien moyen est dans tout le bassin associé à une reprise de la sédimentation (marine) en contexte transgressif et ce, jusqu'au début de l'Yprésien.

1.2.3 Evolution du domaine alpin

Au cours du Paléocène, le domaine briançonnais se sépare de la plaque ibérique (Stampfli et *al.*, 1998). Ce domaine est alors associé à la plaque européenne qui est en cours de subduction depuis le Crétacé supérieur. Néanmoins, comme pour la convergence Ibérie-Eurasie, le déplacement est ralenti pendant une période de 10 Ma (65 et 55Ma) ; (Dewey et *al.*, 1989 et Rosenbaum et *al.*, 2002). De même Stampfli et *al.* (1998) évoquent également une "pause" au cours de la fermeture de l'océan Valaisan.

En Europe de l'Ouest la convergence Afrique-Europe est relativement lente au cours du Paléocène. Associé à ce ralentissement, les déformations compressives dans les Alpes et les Pyrénées et leurs avant-pays respectifs ne sont pas mises en évidence.

1.2.4 Déformations intraplaques : phase d'inversion "Laramide" (Ziegler, 1987a)

Au Paléocène moyen, une nouvelle phase de déformation, la phase "Laramide" (Ziegler, 1987) affecte l'ensemble de la plaque européenne. Elle correspond à une phase d'inversion majeure au Paléocène moyen dans le Nord-Ouest de la plaque européenne (les bassins Basse-Saxe, Ouest Pays-Bas, Broad Fourteens, Polish Trough, Sud-Ouest de la Norvège, graben central de la mer du Nord, et la marge scandinave). Cette phase de déformation est probablement aussi enregistrée dans les Alpes autrichiennes et les Carpates. Elle est également enregistrée dans le bassin de Paris (Pomerol, 1978), les bassins du Hampshire et de la Manche, et les bassins de la mer Celtique (Ziegler, 1987b) et le pourtour des îles Britanniques. Seul le bassin du Sole Pit n'est pas affecté par cette phase d'inversion au Paléocène moyen.

Barbarand et *al.* (2013) ont également montré une importante érosion anté-Thanétien et des mouvements verticaux du Morvan et du massif Central (Nord) de l'ordre de 600m.

Cette phase de déformation était initialement attribuée uniquement à la convergence Afrique-Europe (Ziegler, 1990). Néanmoins les faibles vitesses de convergence en Europe de l'Ouest expliquent difficilement ces importants déplacements verticaux.

- Plusieurs travaux notamment dans le pourtour de l'Atlantique Nord, dans les îles Britanniques et mer du Nord mettent une partie des inversions. Selon Doré (1999) et Anell et *al.* (2009), elles seraient liées aux événements thermiques associés au point chaud de l'Islande et au magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Le mécanisme de ces inversions reste néanmoins discuté. Les hypothèses évoquées sont : (1) le volcanisme (*underplating*) lié à des

convections mantelliques provoquant un *uplift* (2.5 Km) de ces zones (Hillis et al., 2008 ; Lundin et Doré, 2002), (2) la convergence Afrique-Europe (Ziegler, 1990) (3) la poussée due à l'expansion océanique ou *ridge-push* (e.g. Boldreel et Andersen, 1993, 1998 ; Doré et Lundin, 1996), et enfin, (4) l'ouverture différentielle de l'Atlantique du Nord-Est (e.g. Mosar et al., 2002).

- Comme le font remarquer Anell et al., (2009) l'amplitude des inversions observées décroît depuis les bordures de l'Atlantique vers le sud des îles Britanniques, ce qui semble écarter un contrôle lié à la convergence Afrique-Europe.
- En outre, Lundin et Doré (2002) suggèrent qu'une partie des inversions de mer du Nord et des plis observés sur le pourtour de la Scandinavie soient liées à des événements thermiques dus à des convections mantelliques.
- La même hypothèse est suggérée par Hillis et al. (2008) pour l'exhumation paléocène des îles britanniques.
- On notera également des épisodes de volcanisme paléocènes en domaine intraplaque, dans le massif Central (Lenoir et al., 2000 ; Vincent et al., 1977), dans le Morvan (Bellon et al., 1974) et dans le massif Bohémien (Ulrych et al., 2011).

Il est enfin important de rappeler qu'en Europe de l'Ouest, si des déformations compressives associées à la convergence Ibérie-Eurasie sont clairement caractérisées à la fin du Crétacé supérieur, aucune déformation compressive paléocène, postérieure au Danien n'est identifiée que ce soit dans les Pyrénées ou dans les Alpes occidentales. Les mouvements verticaux (600m) entre Danien et Thanétien identifiés sur le territoire métropolitain seront donc difficilement attribuables à une tectonique compressive. Une origine thermique pourrait être évoquée.

1.3 ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE DU NORD-OUEST DE L'EUROPE AU COURS DE L'ÉOCÈNE ANTE-PRIABONIEN

1.3.1 Le domaine Nord-Atlantique

Durant cette période (Yprésien-Lutétien-Bartonien), il n'existe pas d'évènement géodynamique significatif dans le domaine Nord-Atlantique. L'expansion océanique se poursuit vers le Nord. White et Lovell (1997) et Nadin et Kuszniir (1996) évoquent pour cette période une diminution de l'activité du panache de l'Islande. Le Breton (2012) a également montré un ralentissement de l'expansion océanique le long de la ride Est-Atlantique.

Dans les bassins adjacents, cette période correspond à une période de relative quiescence, comprise entre deux périodes d'inversions régionales (Paléocène-Eocène inférieur et Eocène supérieur-Oligocène). Une reprise de la subsidence est mise en évidence dans la partie centrale de la Mer du Nord (Nadin et Kuszniir, 1996). Quelques événements mineurs sont à souligner :

- une déformation compressive post-*break up* au large de l'Ecosse (Smallwood, 2004) et dans le bassin des îles Féroé-Shetland (SW) ;
- un *uplift* de l'Ecosse à partir du Bartonien jusqu'au Chattien (Holford et al., 2010)
- une phase de transpression dans le bassin du Vøring (Lundin et Doré, 2002) ;
- En revanche, aucune phase compressive n'est enregistrée dans le bassin de Møre (Brekke, 2000), ce qui suggère un taux d'expansion différentiel le long des rides de Mohns (Nord du domaine islandais) et de Reykjanes (Sud du domaine islandais).

1.3.2 Pyrénées : paroxysme des déformations de l'Yprésien au Bartonien

Le paroxysme de l'orogénèse pyrénéenne est couramment attribué à une période allant de l'Yprésien au Bartonien. Durant cette période, le prisme orogénique se développe et acquiert sa forme asymétrique. L'essentiel du raccourcissement semble absorbé sur la partie Sud de l'orogène qui correspond au *foreland* et qui voit le développement de bassins flexuraux successifs. La cinématique de la déformation pyrénéenne est mieux connue sur le *foreland* (versant Sud), que sur le *retroforeland* (versant Nord). Néanmoins plusieurs auteurs ont montré une relative contemporanéité des déformations sur les deux flancs de la chaîne (Sinclair et al., 2005). En conséquence, pour mieux contraindre l'évolution de la chaîne, nous décrirons en plus de la déformation enregistrée dans la partie interne des Pyrénées, la déformation relativement bien contrainte du versant Sud des Pyrénées.

1.3.2.1 Cinématique et enregistrement dans la chaîne

Au cours de l'Eocène inférieur (Yprésien), se produit une accélération du taux de la convergence Ibérie-Eurasie à partir de 53 Ma, prédite aussi bien par les reconstitutions de Rosenbaum et al., (2002) que celles de Vissers et Meijer (2012). Par la suite, les reconstitutions de Rosenbaum et al., 2002 suggèrent une vitesse de convergence relativement continue jusqu'au Miocène. En revanche, les reconstitutions de Vissers et Meijers (2012) mettent en évidence une phase d'accélération importante de la convergence au tout début du Bartonien (40 Ma), puis un ralentissement durant le Priabonien (à partir de 33Ma). La convergence s'arrête au Miocène (Figure 1.6).

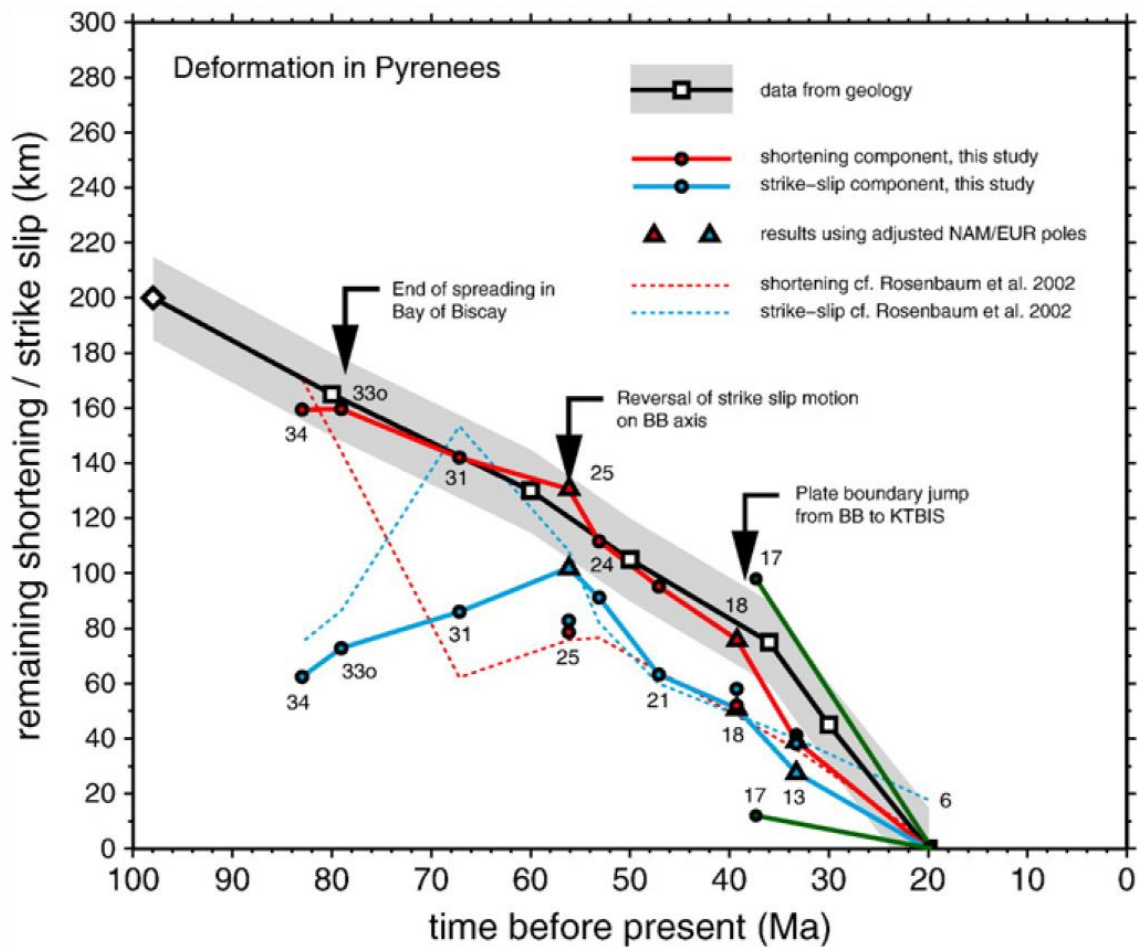


Figure 1.6 : Cinématique de la convergence Ibérie-Eurasie d'après Vissers et Meijer (2012) comparée aux reconstitutions de Rosenbaum et al. (2002). Dans les deux courbes, le Paléocène 65-55 apparaît comme une période de faible convergence tandis que, le début de l'Yprésien (55Ma) apparaît comme une période d'accélération de la convergence. Le début du Bartonien (40Ma) correspond également d'après Vissers et Meijer (2012) à une période d'accélération de la convergence.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE
ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

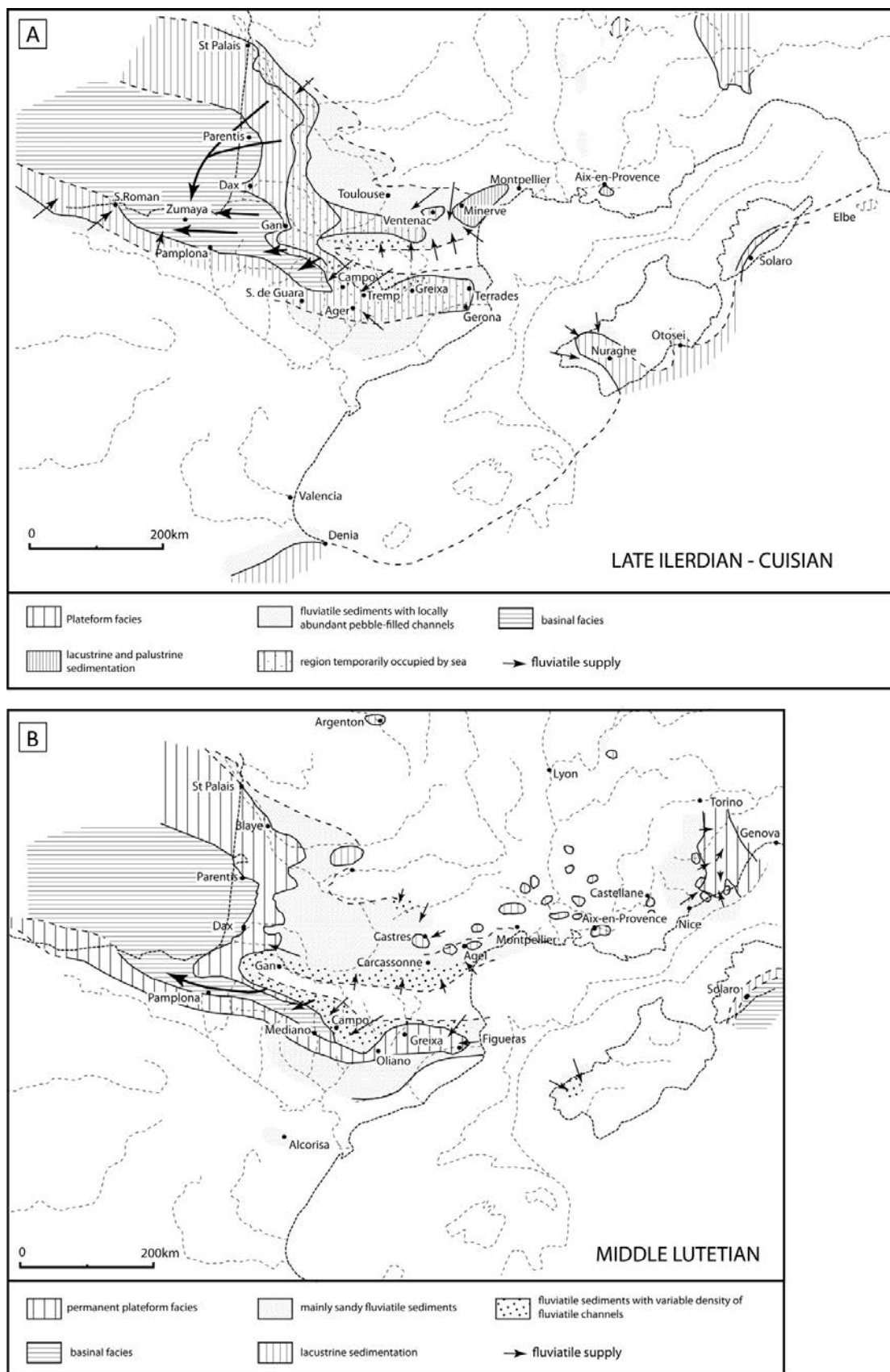


Figure 1.7 Cartes paléogéographiques du domaine pyrénéen selon Plaziat (1981). A : la carte de l'Ilerdien supérieur montre le début de la surrection de la zone axiale avec de part et d'autre des dépôts marins. B : la carte du Lutétien moyen montre une surrection plus importante de la zone axiale avec des dépôts continentaux de part et d'autre de la chaîne.

1.3.2.2 Déformations et séquences de chevauchements sur le versant Sud des Pyrénées

Concernant la déformation tectonique, plusieurs auteurs se sont attachés à caractériser le "calendrier" de la déformation et la mise en place des chevauchements successifs vers le Sud (Vergès et *al.*, 1995, Vergès et Burbank 1996, Labaume et *al.*, 1985 ; Teixell, 1996, Jolivet et *al.*, 2007, Huyghe et *al.*, 2009) sur la base de (1) l'enregistrement de la déformation dans l'avant-pays, et (2) des données thermochronologiques des traces de fission sur apatite. Ils montrent un "calendrier" des chevauchements qui se déroule principalement en séquence, de l'Eocène inférieur à moyen au Miocène inférieur.

- Les premières phases de chevauchement se mettent en place à partir de l'Yprésien. D'Ouest en Est se mettent en place le système de chevauchements d'Eaux Chaudes (50Ma, Jolivet et *al.*, 2007), les chevauchements de Montsec, et l'essentiel du charriage de la nappe de Pedraforca inférieure (Vergès et Burbank, 1996). Ces deux derniers chevauchements atteignent leur position finale durant le début du Lutétien (47Ma) marquant une première phase de déformation. La mise en place de la nappe des Eaux Chaudes est relativement complexe et polyphasée, la fin de sa mise en place correspond à la propagation des chevauchements les plus frontaux dans la couverture (nappe du Mont Perdu) aux alentours de la limite Lutétien-Bartonien (Labaume et *al.*, 1985 Teixell, 1996).
- A l'Est, une seconde phase de chevauchement est bien individualisée s'initiant à partir de la fin du Lutétien jusqu'à la base du Priabonien (43-36.5) et se traduisant par la mise en place des nappes de Vallfogona et des Sierras Marginales (Vergès et Burbank, 1996). La mise en place de ces nappes est contemporaine de la déformation de la nappe de Pedraforca inférieure par rétrochevauchement et correspond à un empilement majeur des nappes de socle (Vergès et Burbank, 1996). Une phase de plissement survient au Priabonien au front de la chaîne et marque la fin de la déformation dans l'Est de la chaîne.
- Plus à l'Ouest, la déformation chevauchante se poursuit jusqu'au Miocène (Jolivet et *al.*, 2007 ; Teixell, 1996) avec la mise en place des chevauchements de Gavarnie (Priabonien-Oligocène inférieur), Guarga (Oligocène- Miocène inférieur, Jolivet et *al.*, 2007, Huyghe et *al.*, 2009) et Bielsa (Miocène inférieur à moyen). Au front des Pyrénées, Teixell (1996) a montré un arrêt de la déformation pendant le Miocène.

Les travaux de Plaziat (1981) montrent le début de la surrection de la zone axiale (Figure 1.7). Cette surrection confirmée par les analyses des traces de fission qui témoignent d'un soulèvement de la zone axiale des Pyrénées à partir de 50 Ma (Beamud et *al.*, 2011 et Whitchurch et *al.*, 2011). L'exhumation du domaine Maladeta s'initie au cours de l'Illerdien (Burbank et *al.*, 1992). Les assemblages de flore indiquent par ailleurs l'existence d'une zonation altitudinale dans les Pyrénées à partir du Lutétien supérieur et du Bartonien (Busquets et *al.*, 1992).

1.3.2.3 Enregistrement des déformations sur le versant Nord des Pyrénées

- **Dans l'avant-pays des Pyrénées orientales**, des évidences de compression sont documentées par Christophoul et *al.* (2003) par l'initiation d'un bassin flexural au début de l'Illderien (Yprésien inférieur) et sa migration vers le Nord. Cette migration est associée à la propagation des chevauchements du Mouthoumet dès l'Yprésien inférieur (SBZ6), et de la Montagne d'Alaric durant le Lutétien (Figure 1.8). Cette déformation entraîne le passage d'une sédimentation marine (Illderien inférieur à moyen) à une sédimentation continentale (Poudingues de Palassou) au cours de l'Yprésien supérieur (NP12) (Tambareau et *al.*, 1995). Les poudingues de Palassou se déposent jusqu'au Bartonien. Cependant, Christophoul et *al.* (2003) observent que la partie supérieure des Conglomérats de Palassou montre (1) une décroissance dans l'amplitude des plis syn-sédimentaires et (2) une absence de contrôle du drainage par ces plis. Ces observations indiquent une décroissance de l'activité des structures, et un arrêt de l'avancée des fronts de chevauchement. Cette unité supérieure contient les premiers clastes d'origine interne (Paléozoïque) (Crochet, 1991). La présence de ces clastes indiquerait la surrection du domaine interne confirmée par les analyses des traces de fission suggérant des âges d'exhumation du massif de l'Agly entre 47 et 40 Ma et de la zone axiale entre 35 et 26 Ma (Morris et *al.*, 1998). Ceci pourrait signifier la transition entre un régime de chevauchement "*en séquence*" et un régime de chevauchement "*hors séquence*" accommodant la déformation à partir de la fin de l'Eocène et entraînant l'épaississement de la chaîne.

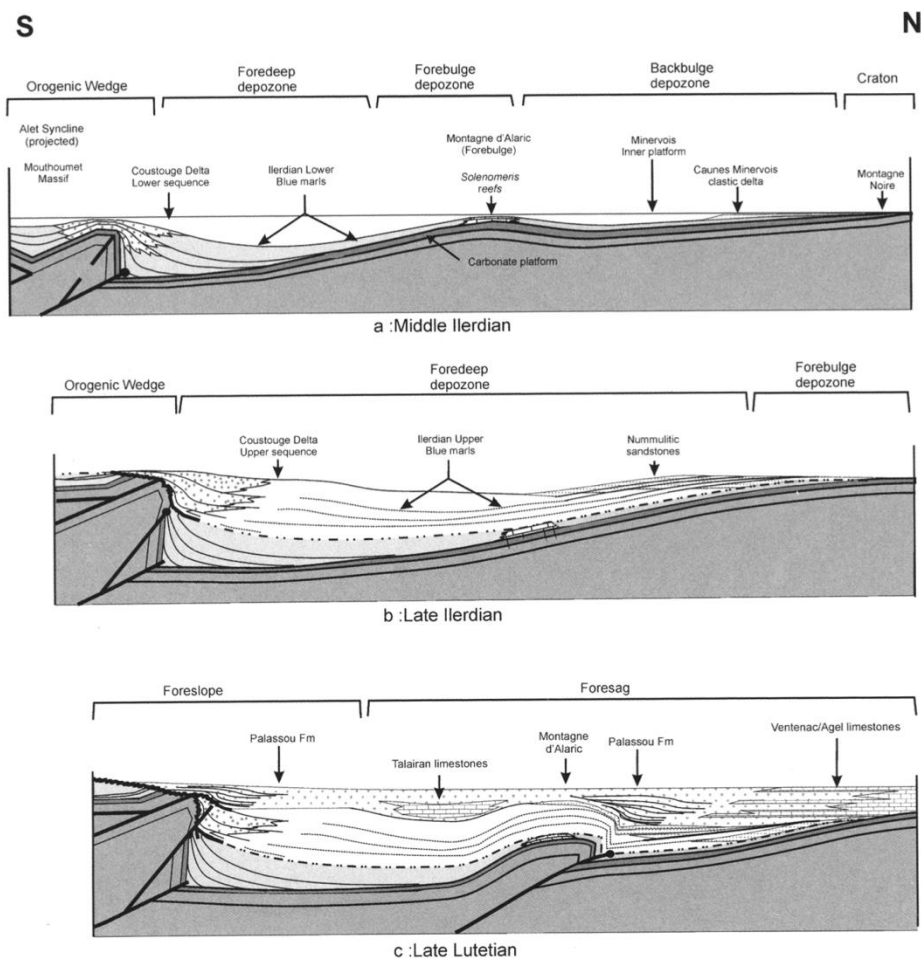


Figure 1.8 Schéma de l'évolution du bassin Eocène des Corbières selon Christophoul et al. (2003). Ce schéma montre successivement l'avancée des fronts de chevauchement du Mouthoumet et de la Montagne Alaric et la réponse du bassin qui passe d'un régime sous-alimenté à un régime suralimenté

Dans l'avant-pays des Pyrénées occidentales : une déformation est également identifiée au Lutétien supérieur-Bartonien (notice de la feuille au 1/50 000 d'Orthez ; Henry et al., 1989) aux alentours de la structure de Lacq.

- Le Lutétien supérieur (*Nummulites aturicus*) repose en discordance sur la série du Lutétien inférieur. Ces dépôts correspondent à des carbonates à intercalations conglomératiques (équivalent des Poudingues de Palassou) ;
- Ces dépôts "syn-tectoniques" sont scellés par des dépôts de plate-forme carbonatée du Bartonien supérieur (*Nummulites striatus*)

Dans le bassin d'Aquitaine, ce stade compressif est identifié de l'Yprésien au Bartonien (Plaziat, 1981, Serrano, 2001) (Figure 1.7).

- Un changement paléogéographique majeur est mis en évidence à l'Yprésien ; la paléogéographie du bassin est orientée Nord (distal) - Sud (Calcaires de Lapêche) puis Est - Ouest (distal) à l'Yprésien supérieur (Marnes de Gan).

- A partir de l'Yprésien jusqu'au Lutétien (Calcaires de Nousse), la réactivation de certains anticlinaux NW-SE à E-W, tel que la ride d'Audignon, témoigne d'une déformation compressive.
- Ces structures réactivées sont progressivement scellées par les dépôts du Bartonien (Calcaires de Brassempouy), les isopaques des Calcaires de Brassempouy inférieurs montrent encore une géométrie affectée par la déformation tandis que les Calcaires de Brassempouy supérieurs (Bartonien supérieur à Priabonien) scellent les déformations.

Dans le domaine occidental, des Pyrénées basques, à l'ouest de l'axe de Labourd, une phase compressive est bien identifiée à partir du Lutétien supérieur (Razin, 1989) :

- une première phase de plissement affecte les dépôts du Lutétien inférieur et est scellée par les dépôts marins du Lutétien supérieur, cette phase de plissement est associée à des chevauchements affectant la couverture méso-cénozoïque.
- la déstabilisation des dépôts du Lutétien supérieur (*debris flow*) et la présence d'olistromes intra-lutétiens indiquent une sédimentation syn-tectonique au Lutétien supérieur.
- Le Bartonien est caractérisé par l'avancée des chevauchements et par une sédimentation syn-tectonique qui sera fossilisée par les premiers dépôts chattiens.

En résumé, l'ensemble de ces données, aussi bien sur le versant Sud que le versant Nord témoigne :

- (1) une phase de déformation compressive débutant à l'Eocène inférieur (Yprésien) et dont un paroxysme se situe à **l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur**. Cette déformation affecte de façon significative la partie orientale des Pyrénées. Bien qu'enregistrée plus à l'Ouest dans le bassin de l'Adour, elle y est moins marquée et surtout moins individualisable de la suivante. Comme pour les déformations fini-crétacées ; ceci marque des déformations compressives précoces plus prononcées à l'Est, probablement héritée de la configuration issue de l'extension albienne.
- (2) La phase de déformation du **Lutétien supérieur-Bartonien inférieur** couramment considérée comme la phase pyrénéenne majeure est par contre enregistrée dans l'ensemble de la chaîne. Cette phase correspond d'une part à la phase majeure des déformations compressives aussi bien dans la chaîne que dans les deux avant-pays et d'autre part à la surrection majeure de la zone axiale (Lutétien supérieur-Bartonien). En revanche, l'âge de la fin de ces déformations est mal défini (Priabonien à Chattien, voir Miocène inférieur d'après l'exemple du Sud des Pyrénées) ou pourrait être diachrone de part et d'autre de la chaîne.

1.3.2.4 Evolution du bassin d'Aquitaine à partir du Priabonien

Dans la majorité du bassin d'Aquitaine à l'exception de sa partie la plus occidentale, des dépôts continentaux très épais (molasses) dépassant le millier de mètres se mettent en place à partir du Priabonien, marquant un bassin suralimenté par les produits d'érosion de la chaîne. La forte épaisseur des molasses montre une subsidence qui reste importante dans l'avant-pays. Les dépôts molassiques sont fréquemment attribués à un ensemble Priabonien-Oligocène, et semblent sceller progressivement les dernières déformations. En effet, une grande partie des dépôts de la molasse se font à plat y compris à proximité immédiate des reliefs. La stratigraphie et la géométrie interne des molasses restent très mal connues.

1.3.3 Les prémices de la collision alpine

L'Yprésien et le Lutétien correspondent à la continuité de la subduction (Figure 1.9), les dépôts sédimentaires, tels que les flysch d'Arblatsch (domaine valaisan) ou encore les flysch à helminthoïdes (domaine briançonnais), se mettent en place au front des zones de subduction et y sont progressivement accrétés. Cette sédimentation est relativement continue de 56 à 40 Ma (Yprésien et Lutétien) (Stampfli et *al.*, 1998).

L'Eocène anté-Priabonien correspond encore à un stade précoce de l'orogène alpin. Il n'existe pas d'évènement significatif anté-Priabonien susceptible de déformer de façon significative la plaque européenne. Cette période anté-collision est caractérisée par un *continuum* de la subduction toujours dirigée vers le Sud-Sud-Est affectant une grande partie de la Téthys alpine (Stampfli et Hochard, 2009).

- Cette subduction implique (1) la totalité du domaine océanique Piémontais, (2) le domaine continental Briançonnais au Lutétien (49 à 40 Ma) (Handy et *al.*, 2010) suivit par (3) l'accrétion et la subduction du Valaisan au Lutétien et au Bartonien (Ziegler et *al.*, 1995)(Figure 1.9), la nature du domaine Valaisan restant actuellement débattue.
- Les mesures du métamorphisme haute pression fournissent des âges de 44 à 45 Ma (U-Pb) pour le domaine Piémontais (Rubatto et Hermann, 2003), entre 40 et 30 Ma (Ar-Ar) pour le domaine Briançonnais (Markley et *al.*, 1998) et enfin 37-39 Ma pour le domaine Valaisan (Liati et *al.*, 2003).

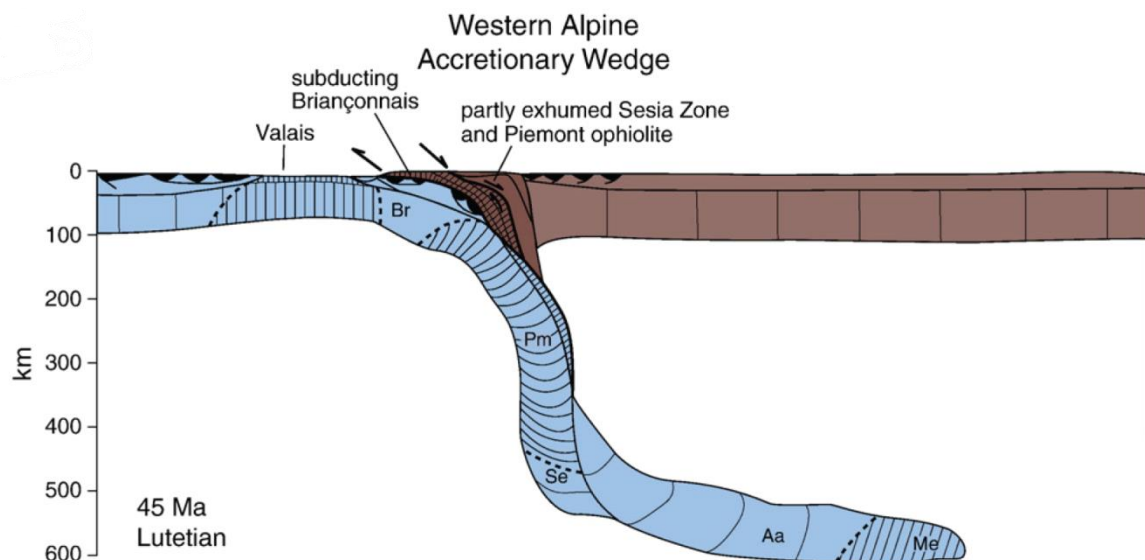


Figure 1.9 : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le stade de la subduction au Lutétien (Handy et al., 2010)

- Enfin, la subsidence des bassins flexuraux augmente de manière significative dans le domaine helvétique (Dumont et al., 2012).
- Dans la zone briançonnaise, des flyschs d'âge Eocène Lutétien à Bartonien, voire Priabonien marquent un bassin flexural lié à l'épaississement de la chaîne antérieure aux bassins flexuraux priaboniens (chevauchement du Guil, Debelmas et al., 1988) qui se développeront dans la zone dauphinoise. Cet épaississement se fait par nappes successives (*anticlinal stack*) selon un raccourcissement Nord-Sud.

1.3.4 Déformations intraplaques anté-priaboniennes en Europe de l'ouest

En domaine intraplaque, la karstification des Causses (Nord-Est de la zone pyrénéenne) initiée au Crétacé terminal voit un remplissage jusqu'à l'Eocène supérieur (Astruc et al., 2000). Ces auteurs montrent que le remplissage est affecté par des failles d'orientation N-S à l'Eocène moyen supérieur (Bartonien inférieur), dont l'âge est contraint par la présence de mammifères. Ce karst est recouvert par les dépôts du Priabonien scellant ainsi la déformation.

Plus au Nord, sur le seuil du Poitou, Wyns (1991) a identifié par l'étude des profils d'altération, un soulèvement d'âge Eocène de ce domaine entre bassin d'Aquitaine et bassin de Paris scellé par les dépôts priaboniens (Wyns et al., 2003). Le Roy et al. (2011) suggèrent également une phase d'inversion dans les Approches de l'Ouest à l'Yprésien. Robin et al. (1998) ont également montré l'existence de déformation courte longueur d'onde dans le bassin de Paris au Lutétien-Bartonien. En outre, Xu et al. (2009) et Timar-Geng et al. (2006) proposent respectivement une phase d'exhumation rapide du massif des Ardennes à partir de 45 Ma (Lutétien) et des Vosges à partir de la fin de l'Eocène. C'est également le cas pour l'île de Wight qui s'inverse au Lutétien et au Barto-

Priabonien (Newell et Evans, 2011 ; Gale et *al.*, 1999). Minguely et *al.* (2010) ont également suggéré une inversion de l'Artois à l'Eocène moyen-Oligocène (?) (Minguely et *al.*, 2010).

Les données de microtectoniques révèlent également des contraintes compressives enregistrées sur l'île de Wight (Vandycke et Bergerat, 2001), dans le bassin Sussex (Vandycke, 2002) et dans la partie Nord du bassin belge (Vandycke, 1992) au cours de l'Eocène moyen-supérieur.

Enfin, on notera des épisodes volcaniques dans le Massif central (Vincent et *al.*, 1977) et dans le Morvan (Bellon et *al.*, 1974) datés de l'Yprésien inférieur.

1.4 ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE AU PRIABONIEN ET A L'OLIGO-MIOCÈNE

1.4.1 Domaine Nord-Atlantique

La période du Priabonien et de l'Oligocène, dans le domaine Nord-Atlantique (Figure 1.10) est caractérisée par (1) une période de ralentissement de l'expansion océanique (Le Breton, 2012) et par (2) un changement important dans la direction de l'ouverture à partir de l'Oligocène inférieur (Faleide et *al.*, 1993 et Le Breton, 2012) (*Ridge jump* : arrêt de la ride Aegir au début de l'Oligocène et initiation de la ride Kolbeinsey à la fin de l'Oligocène).

Au cours du Miocène, l'expansion océanique Nord-Est Atlantique est continue (initiation de la ride Kolbeinsey) et aucun changement de direction de l'ouverture n'est observé (Doré et *al.*, 2008). Néanmoins, un des mouvements verticaux affectent l'ensemble du domaine Nord-Est Atlantique. Une phase d'exhumation est enregistrée sur la bordure orientale du Groenland et sur la bordure occidentale du domaine Scandinave, de part et d'autre de l'ouverture Atlantique (Japsen et Chalmers, 2000).

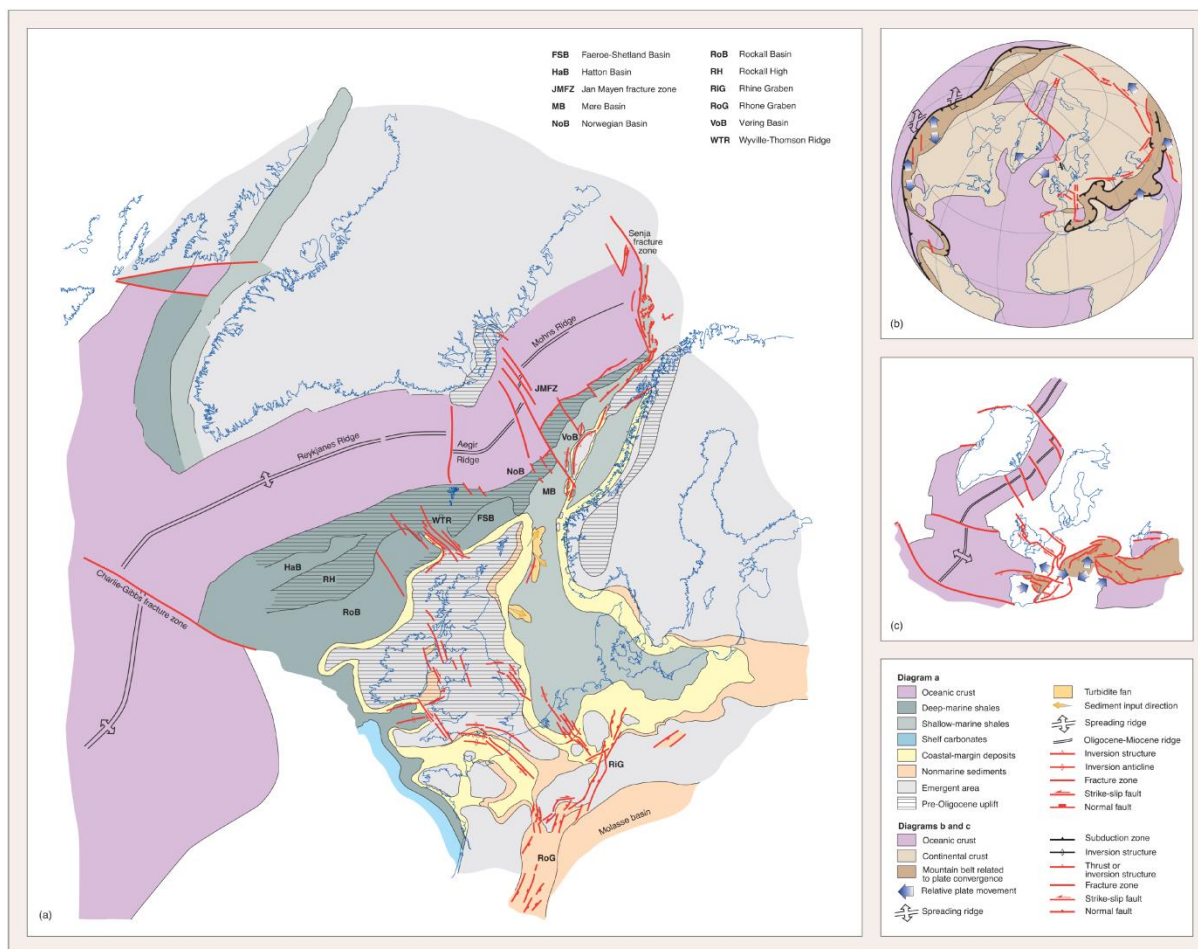


Figure 1.10 Carte du domaine Nord-Atlantique de l'Oligo-Miocène. Les hachures horizontales représentent les zones inversées anté-Oligocène (Evans et al., 2003).

1.4.2 Domaine pyrénéen

L'évolution post-bartonienne du domaine pyrénéen a été déjà discutée plus haut, dans la continuité de l'évolution bartonienne.

Les déformations dans la chaîne et surtout son soulèvement continuent néanmoins les déformations compressives semblent progressivement diminuer. L'âge de la fin de ces déformations au nord des Pyrénées (Miocène sur le versant sud ; Teixell, 1996) n'est jusqu'à présent pas très bien contraint. Le bassin d'Aquitaine est marqué jusqu'à l'Oligocène, par le dépôt massif de matériel continental sur des épaisseurs très importantes, marquant un bassin suralimenté mais affecté par une subsidence importante. Cette reprise de subsidence à l'échelle du bassin est contemporaine du soulèvement généralisé de la chaîne pyrénéenne. L'épaississement de la chaîne est mis en évidence par l'analyse des traces de fissions et les taux d'érosion (Morris et al., 1998).

1.4.3 Initiation de l'arc alpin, collision continentale et formation des bassins d'avant-chaînes

1.4.3.1 Evolution cinématique et géodynamique

Le Priabonien correspond au début de l'incorporation de la marge passive de la plaque Eurasie dans le prisme d'accrétion alpin (Figure 1.11), et donc au passage à la collision continentale. En outre, durant l'intervalle Priabonien-Oligocène, une rotation vers l'Ouest de l'Apulie se met en place. Dans les Alpes occidentales, la convergence qui se faisait jusqu'alors selon des directions N-S, marque une rotation progressive vers le NW puis vers l'Ouest qui dessine la forme actuelle de l'arc alpin (Dumont et *al.*, 2012) (Figure 1.12). Cette rotation est probablement liée à un mouvement indépendant de la plaque Apulie, selon Handy et *al.* (2010) et Dumont et *al.* (2012).

L'origine de cette rotation reste encore largement débattue. Handy et *al.* (2010) évoquent un changement brusque à partir de 35 Ma dans le mouvement et la configuration de la microplaque adriatique contrôlé possiblement par l'initiation du *roll-back* du *slab* et du retrait associé (Vignaroli et *al.*, 2009). Tandis que Dumont et *al.* (2012) attribuent cette rotation au détachement partiel du *slab* téthysien dans la partie orientale, le *slab* occidental continuant à entraîner la plaque Apulie vers le NW.

Les reconstitutions cinématiques montrent un changement de direction clair du Nord vers le Nord-Ouest à partir du Priabonien dans le Briançonnais, dans la partie centrale et dans la zone Ouest des Alpes, qui correspond au début de la rotation vers l'Ouest de la plaque Apulie (Handy et *al.*, 2010 et Dumont et *al.*, 2012).

Le Priabonien est la période des derniers métamorphismes de haute pression dans les massifs de Dora Maira autour de 35 Ma (Tilton et *al.*, 1991, Gebauer et *al.*, 1997) ; ils sont suivis par une exhumation rapide, qui s'effectue au cours de la collision.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE
ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

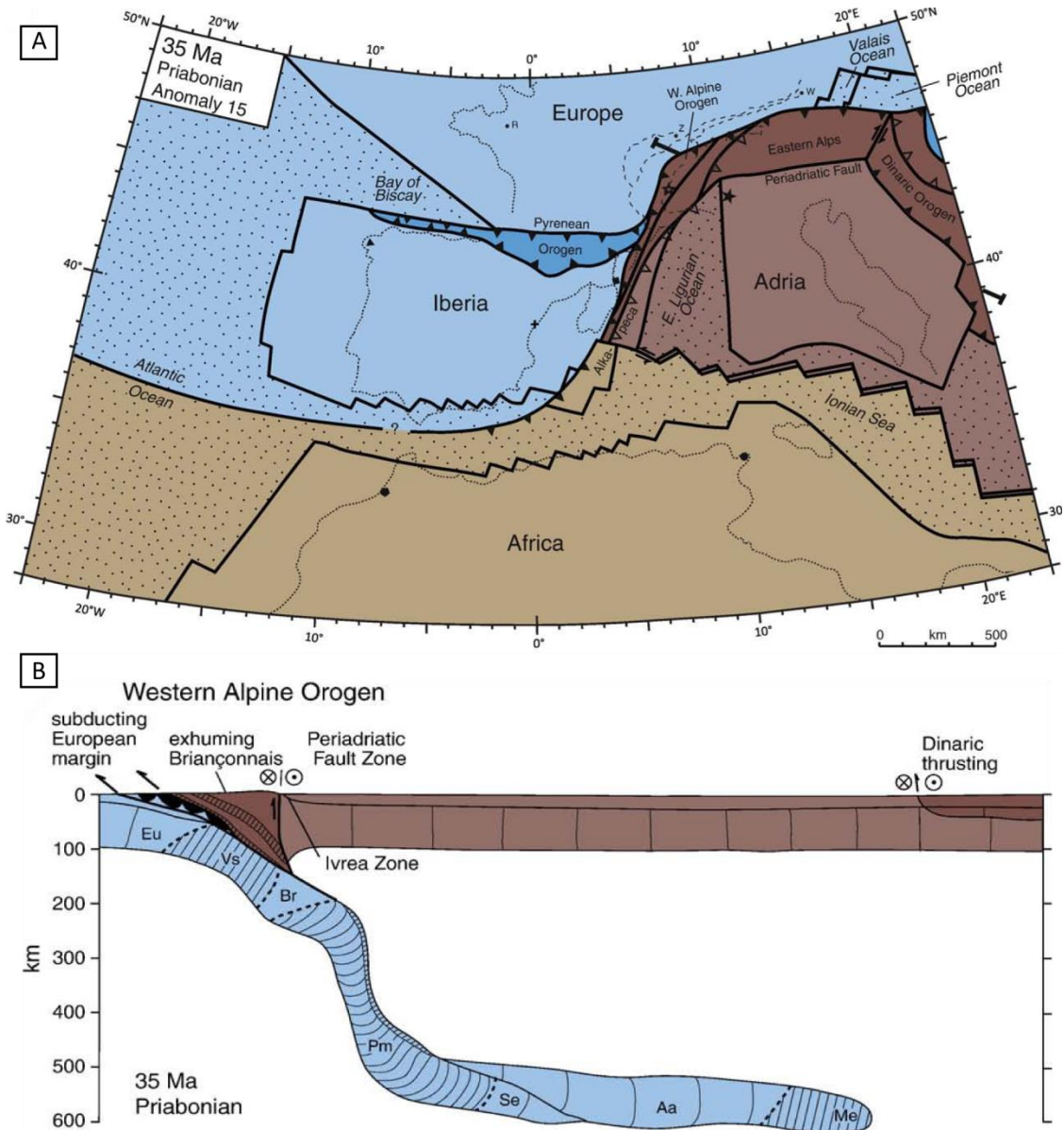


Figure 1.11 A : Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie au Priabonien, montrant la rotation vers le NW, dessinant la forme de l'arc alpin ; B : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le début de la subduction continentale de la plaque européenne (Handy et al., 2010)

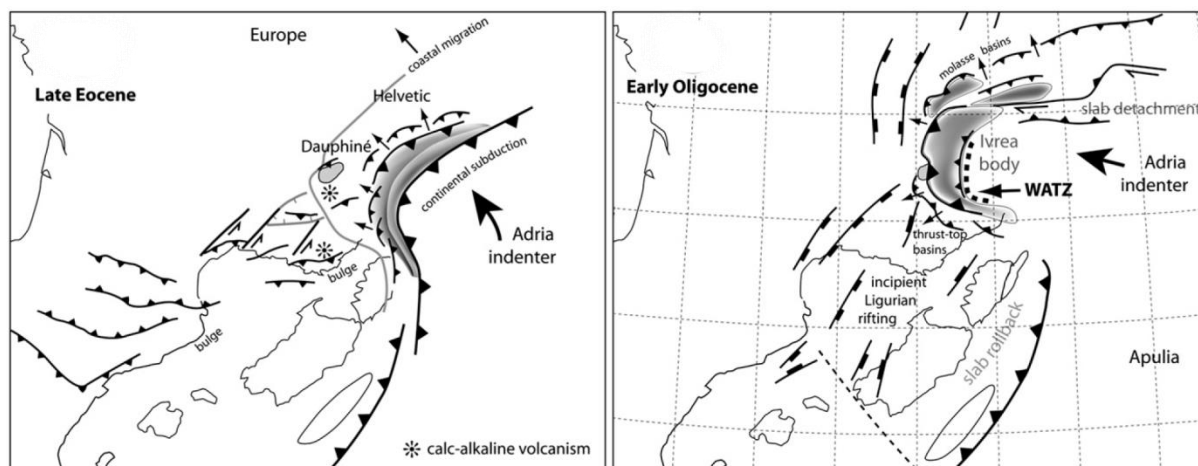


Figure 1.12 : Evolution de l'arc alpin à la transition Priabonien-Rupélien, montrant une rotation vers le Nord-Ouest (Priabonien) puis vers l'Ouest (Rupélien) d'après Dumont et al., (2012).

1.4.3.2 Déformations dans l'avant-pays alpin

Au cours du Priabonien, la subduction continentale a pour conséquence l'initiation des premiers bassins flexuraux sur la plaque européenne. Elle s'accompagne d'un épaissement de la chaîne qui résulte de la propagation du prisme d'accrétion vers l'avant-chaîne. Cette période est également marquée par l'arrivée de produits d'érosion de la chaîne dans les bassins flexuraux et par l'accentuation de la migration de ces bassins d'avant-chaîne tout autour de l'arc alpin (flysch nummulitique) (Figure 1.13).

- L'avancée des bassins flexuraux est bien enregistrée de l'Eocène supérieur à l'Oligocène par le passage latéral des "flysch" à des dépôts de plate-forme (trilogie nummulitique) (e.g. Grès d'Annot et de Champsaur ou encore flysch des Aiguilles d'Arves ou Grès de Taveyanaz, du Sud vers le Nord).
- Au Priabonien, et probablement dès le Bartonien (Ford et al., 2006), une réorientation de la migration des bassins s'effectue vers le Nord-Ouest pour les domaines helvétique (Kempf et Pfiffner, 2004) et subalpin, alors qu'elle s'effectuait principalement vers le Nord à l'Eocène inférieur et moyen.
- Accompagnant la migration des bassins flexuraux, la direction des nappes montre également une rotation depuis des vergences Nord vers Nord-Ouest (Eocène supérieur) puis Ouest (Oligocène inférieur) (Dumont et al., 2012).
- La mise en place de dépôts turbiditiques dans les bassins flexuraux priaboniens tandis que les précédents bassins flexuraux étaient sous-alimentés montrent l'existence de reliefs exhumés au niveau du prisme d'accrétion (Ford et al., 2006).

Au cours du Rupélien et du Chattien (Oligocène), la collision continentale s'initie et la direction de convergence continue sa rotation, du Nord-Ouest vers l'Ouest (Ford et al., 2006 et Dumont et al., 2012). Cette période est marquée par le détachement du *slab* (Von Blanckenburg et Davies, 1995 ; Stampfli et Marchant, 1995) qui s'accompagne de l'exhumation de la chaîne.

- Dans le **domaine interne**, le début de la collision s'accompagne d'un épaissement du prisme sous forme de chevauchements des nappes métamorphiques internes, avançant en direction de l'Ouest. Autour de cette avancée, les chevauchements se propagent de façon radiale.
- Dans le **domaine externe**, la nappe Pennique chevauche la partie Est de la zone Dauphinoise au Priabonien (Le Bayon, 2005). L'exhumation des domaines internes devient plus importante entraînant une décharge terrigène importante dans les bassins flexuraux Nord et Ouest (Kuhleemann, 2000). Ces apports terrigènes (contenant des éléments du métamorphisme HP et démontrant l'épaississement, l'exhumation et l'érosion de la chaîne) conduisent à une suralimentation de ces bassins. De ce fait, les bassins passent d'une sédimentation turbiditique (sous alimentés) à une sédimentation molassique (suralimentés) au début de l'Oligocène. C'est le cas avec la mise en place de la nappe de l'Embrunais-Ubaye au Priabo-Rupélien qui marque la fin du bassin flexural subalpin (Grès d'Annot).
- Dans le sud de l'arc alpin, après la mise en place de la nappe Embrunais-Ubaye, l'ensemble des bassins sont suralimentés. L'essentiel des bassins correspondent à des bassins en *piggy back* associés à la propagation des chevauchements.
- Dans la partie NW des alpes, les bassins molassiques suralimentés continuent à fonctionner.

Pour résumer, le **Priabonien** est marqué par une rotation de la convergence en direction du NW qui se répercute dans la déformation de l'avant-pays alpin par la migration des bassins flexuraux dans la même direction.

A l'**Oligocène**, l'épaississement et l'exhumation du prisme orogénique indiquent un fort raccourcissement et implique un taux d'érosion élevé. L'avancée du prisme orogénique conduit à une migration des bassins flexuraux en direction du Nord-Ouest jusqu'au Burdigalien (Ford et al., 2006).

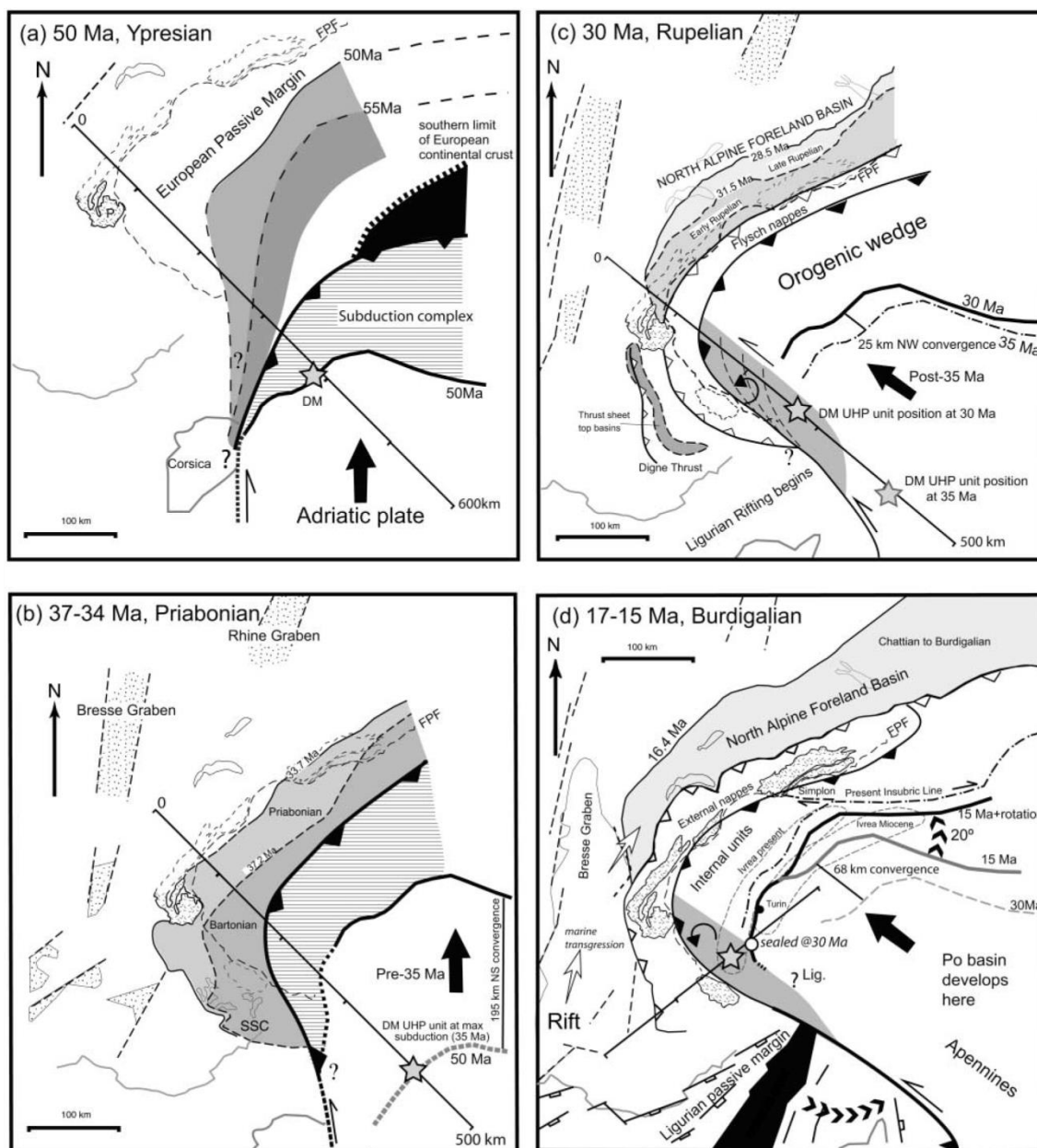


Figure 1.13 Cartes paléogéographiques du domaine alpin montrant d'une part la rotation de la convergence et d'autre part, l'avancée du prisme orogénique et la migration des bassins flexuraux en direction du Nord-Ouest de l'Yprésien au Burdigalien, selon Ford et al., 2006.

A partir du Miocène, un net ralentissement de la convergence est identifié à partir du Burdigalien selon Schmid et al. (1996) et à partir de la fin du Miocène selon Handy et al. (2012).

Dans la partie Sud de l'arc alpin, la subduction de l'océan Ligure (bordure Ouest) dirigée vers l'Ouest s'achève au Priabonien puis reprend (bordure Est) en direction de l'Est à l'Oligocène (Rosenbaum et al., 2002 ; Faccenna et al., 2004) (Figure 1.14). A partir de la fin de l'Oligocène, une extension arrière arc accomode la migration de la zone de subduction (*slab rollback*) à l'Est de l'océan Ligure. Cette extension contrôle l'ouverture

du bassin Liguro-provençal séparant le bloc Corso-Sarde de l'Ibérie à l'Aquitanien/Burdigalien (Séranne, 1999).

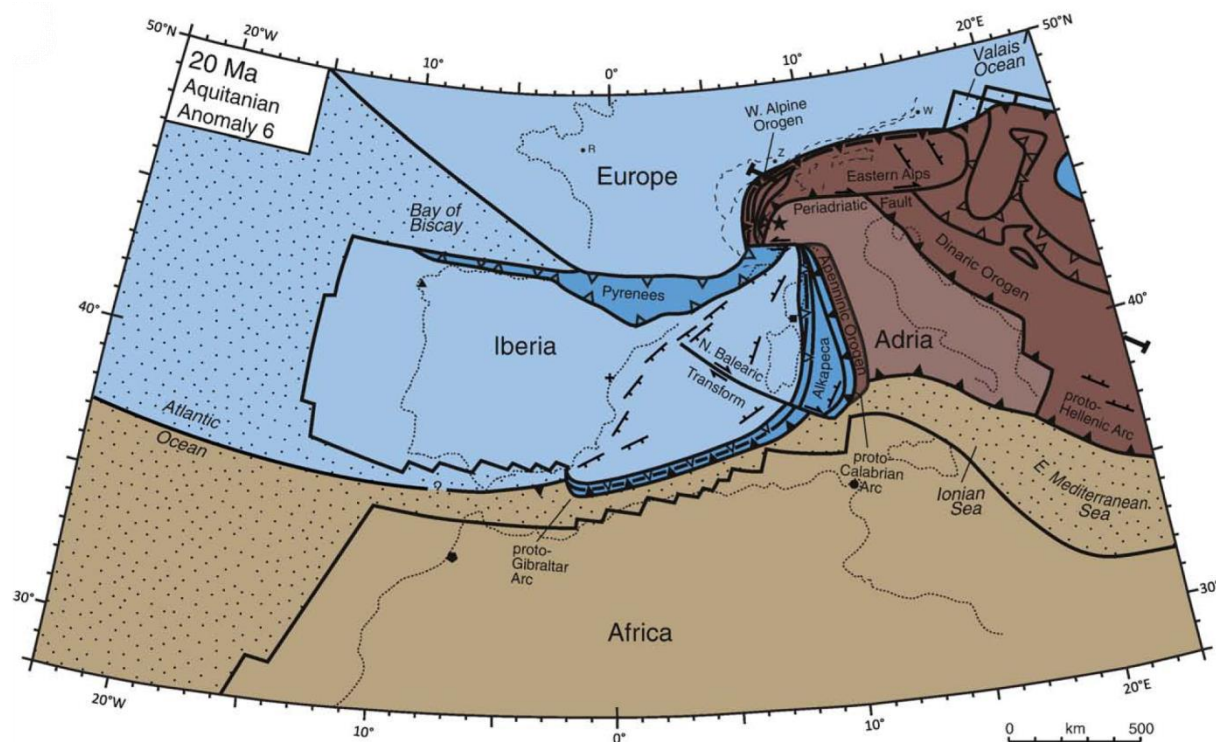


Figure 1.14 Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie à l'Aquitanien, montrant (1) la forme actuelle de l'arc alpin, (2) la dynamique back-arc à l'Est du bloc corso-sarde et (3) l'ouverture de l'océan liguro-provençal selon Handy et al., (2010)

Dans la partie Nord de l'arc alpin, les bassins flexuraux suralimentés (molasses) se propagent vers le Nord-Ouest à la même vitesse jusqu'à l'Aquitanien (Figure 1.13). Cette migration ralentit à partir de l'Aquitanien (Ford et al., 2006). Enfin, la mise en place des chevauchements et des plis du Jura prennent place à la fin du Miocène (Serravallien). Cette zone représente actuellement la partie la plus frontale du prisme orogénique alpin (partie la plus externe du bassin molassique) (Laubscher, 1986 ; Becker 2000).

1.4.4 Déformations sur la plaque européenne (Europe de l'Ouest) :

Le Système des Rifts Ouest-Européens (ECRIS) au Priabonien :

L'ouverture des fossés d'effondrement dénommés Système de Rift Ouest Européen (ECRIS) s'initie à la fin de l'Eocène (Priabonien) (Merle et Michon, 2001). Ce système s'étend du massif Bohémien à la mer Méditerranée. Il comprend le graben de Eger, de Hesse, du Rhin, le massif central (Limagne, Roanne, Forez) et enfin les fossés de Valence et du Rhône (Alès, Manosque et la Camargue). Le remplissage de ces bassins de l'Eocène

supérieur au Pliocène comprend des dépôts continentaux, lacustres, fluviaux et des dépôts marins peu profonds (saumâtres et évaporitiques). Sur la base du remplissage sédimentaire, l'ouverture de ces rifts serait un peu plus tardive pour les extrémités Nord et Sud (Rupélien) de ce système ECRIS (Bourgeois et *al.*, 2007 ; Sissingh, 2001 ; Séranne, 1999).

Par ailleurs, les données de microtectoniques suggèrent également une phase d'extension (Bergerat, 1985 ; Coulon et Frizon de la Motte, 1988). Cette phase est cependant mal contrainte en âge et souvent rapportée à l'intervalle à l'Eocène supérieur-Oligocène par analogie à l'ouverture de ces fossés.

Le problème cinématique posé par le développement de ces fossés au Priabonien est qu'ils se développent de façon contemporaine à la collision continentale dans l'ouest des Alpes bien enregistrée par la migration des bassins flexuraux vers le NW (Figure 1.13).

Différentes hypothèses du processus de ces ouvertures sont (1) une activité mantellique (Neugebauer, 1978), cependant l'essentiel du volcanisme liée aux *baby plume* de l'Eifel et du massif Central est postérieur à ces ouvertures (Miocène), (2) une extension dans la plaque européenne liée à la subduction (*slab-pull*, Merle et Michon, 2001 ; Stampfli et *al.*, 1998) et (3) une transtension (Dezès et *al.*, 2004) possiblement liée à un mouvement décrochant entraîné par les contraintes N-S pyrénéennes et la convergence en direction du NW dans le domaine alpin.

Bourgeois et *al.* (2007) évoquent deux phases dans le fonctionnement du système ECRIS :

(1) L'initiation de l'extension serait contrôlée par mouvements décrochants (sénestre) le long de l'ECRIS de 37 à 17 Ma (Priabonien à Burdigalien). Ces mouvements seraient liés aux contraintes différentielles le long de l'arc alpin avec une zone Nord en collision N-S et une zone Sud (océan Ligure) encore en subduction (Figure 1.15).

(2) Enfin, le système ECRIS serait affecté à partir de 17 Ma par un pli de lithosphère (NE) en réponse à la rotation de l'Apulie vers le NW (Figure 1.15).

Concernant cette rotation, Dumont et *al.*, (2012) et de Handy et *al.*, (2010) ont montré qu'elle s'initie à partir de 35 Ma, (Priabonien) donc bien avant les 17 Ma avancés par Bourgeois (Figure 1.15). Cette ouverture est contemporaine d'une dynamique compressive identifiée par la rotation de l'Apulie et par la migration des bassins flexuraux (Ford et *al.*, 2006).

Phase d'inversion "Eo-Oligocène" (Ziegler, 1987) :

Cette phase de déformation correspond à des phases d'inversion en mer du Nord et d'exhumation dans les îles britanniques à partir de l'Eocène supérieur. Une phase d'inversion régionale dans le domaine Nord-Atlantique est également rapportée à

l'Oligocène inférieur (Figure 1.10) (Roberts et al. 1999). La chronologie et l'origine de cette phase sont largement débattues (Eocène supérieur à Oligocène supérieur).

Parmi ces zones d'inversions, nous pouvons citer :

- la marge Est et Ouest du Groenland (Anell et al., 2009) contemporaine du changement de direction de l'expansion océanique Nord-Est Atlantique et d'un arrêt de l'expansion océanique de la mer du Labrador.
- la partie Nord-Est de la mer du Nord (Clausen et al., 2012), dont la tectonique salifère en serait la cause principale.
- la mer de Norvège (Lundin et Doré, 2002) qui est interprétée comme la réponse de l'expansion océanique (*ridge push*) et de la dynamique mantellique.
- le domaine Féroé-Shetland (Johnson et al., 2005 et Lundin et Doré, 2002).
- la mer Celtique, les entrées de la Manche (Le Roy et al., 2011), le Canal de Bristol (Roberts et al. 1999)
- l'inversion de l'île de Wight à la limite Bartonien- Priabonien (Newell et Evans, 2011).
- le bassin du Sole Pit jusqu'à la fin de l'Oligocène (Van Hoorn, 1987)
- le bassin Broad Fourteens (Nalpas et al., 1996)
- l'exhumation des îles britanniques (Sud), dont les contraintes exercées en bordure de plaque (ouverture de l'Atlantique et collision alpine) seraient les principaux moteurs de ces exhumations selon Hillis et al., (2008).

Cette phase de déformation, était reliée par Ziegler (1987) à la convergence alpine. Elle correspondrait au début de la collision continentale à l'Oligocène, survenant après la fermeture des différents domaines alpins. Cette interprétation a été largement rediscutée depuis en particulier dans le domaine Nord Atlantique. La dynamique mantellique (Doré et Lundin, 2002), les variations de vitesse de l'expansion océanique et la collision alpine (Ziegler, 1987) sont les causes diverses évoquées pour l'origine de cette phase d'inversion ; il n'existe pas de consensus sur le mécanisme à l'origine de ces déformations. On remarquera cependant que le seul évènement marquant en Atlantique Nord est le changement de direction d'ouverture.

Phase d'inversion Oligo-Miocène (Ziegler, 1987) :

Ziegler (1987) identifie une phase d'inversion majeure dans les bassins Nord-Ouest européens au cours de l'Oligo-Miocène (Figure 1.10). Cette phase d'inversion, unique selon Ziegler (1987), est en réalité assez mal contrainte en âge, et pourrait correspondre à plusieurs pulses successifs (Oligocène et Miocène).

Une phase d'exhumation est enregistrée sur la bordure orientale du Groenland et sur la bordure occidentale du domaine Scandinave, de part et d'autre de l'ouverture Atlantique (Japsen et Chalmers, 2000). Cette phase d'exhumation est contemporaine d'une phase d'inversion dans la majorité des bassins (déjà inversés au cours de l'Oligocène) :

- le domaine Rockall (Roberts, 1989)

- la marge Féroé-Shetland (Johnson et *al.*, 2005 in Doré et *al.*, 2008)
- la mer de Norvège (Vagnes et *al.*, 1998 et Lundin et Doré, 2002)
- le Sud de la mer du Nord, le bassin du Sole Pit et les bassins occidentaux des Pays-Bas (Ziegler, 1988)
- la mer Celtique (Doré et *al.*, 2008)
- la marge orientale du Groenland (Price et *al.*, 1997)
- les entrées de la Manche (Le Roy et *al.*, 2011).

D'après Ziegler 1987, cette phase de déformation correspond à l'arrêt des fronts de charriage dans les Alpes orientales et dans les Carpates, tandis que des contraintes orogéniques s'accroissent dans les Alpes occidentales (phase paroxysmale de l'orogène alpin). Ces contraintes s'intensifient sur l'avant-pays alpin occidental au cours du Miocène moyen. De la même façon que précédemment, une partie des auteurs évoquent une origine liée à la dynamique de l'expansion de l'Atlantique Nord.

Il est difficile de définir la part des déformations transmises par la collision alpine et la part des contraintes propagées par l'ouverture de l'Atlantique (Price et *al.* 1997). D'une part la chronologie des événements dans le domaine Nord-Est Atlantique est mal contrainte et d'autre part, la transmission des contraintes à travers la plaque sur de longues distances reste mal comprise.

Néanmoins, les zones inversées se situent principalement dans la partie Sud et Ouest du domaine Atlantique, tandis qu'aucune évidence de déformation compressive n'est identifiée en mer du Nord septentrionale (Pascal et Gabrielsen, 2001). Les inversions de la zone Rockall (Roberts, 1989), de la mer de Norvège (Brekke, 2000 et Vagnes et *al.*, 1998), de la partie méridionale et orientale de la mer du Nord (Ziegler, 1988) sont d'ailleurs associées aux contraintes développées par l'orogène alpin par ces auteurs.

En revanche, les déformations enregistrées sur la marge Est du Groenland (Price et *al.*, 1997) ne peuvent pas être attribuées directement à la propagation des contraintes alpines dès lors que l'expansion océanique a séparé la plaque européenne de la plaque nord-américaine (Doré et *al.*, 2008).

La période du Miocène est également marquée par des épisodes volcaniques dans le Massif Central, dans les Vosges et dans le Massif Rhénan pendant le Burdigalien (entre 20 et 15 Ma). Ce volcanisme est contemporain d'un soulèvement de ces massifs. Cette activité volcanique et surtout ce soulèvement ont été attribués à la phase de *rifting* de l'ECRIS, à une phase de plissement lithosphérique (Bourgeois et *al.*, 2007) générées par l'orogène alpin ou encore à une activité mantellique limitée (*baby plume*) (Granet et *al.*, 1995 ; Ritter et *al.*, 2001 ; Michon et Merle, 2001 ; Ziegler et Dezes, 2007). L'activité persiste dans le massif Central et dans le massif Rhénan (Eifel) (Sissingh, 2003 et Dezes et *al.*, 2004) jusqu'à l'Holocène. Ziegler et Dezes (2007), ainsi que Burov et Cloetingh, (2009) ont proposé que ce soulèvement soit la résultante des deux phénomènes contemporains (1) : le flambage lithosphérique lié à la convergence alpine à son « stade

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

paroxysmal » et (2) la mise en place de plume mantellique restreinte (*baby plume*), les deux phénomènes pouvant dans certains cas s'amplifier mutuellement (Burov et Cloetingh, 2009).

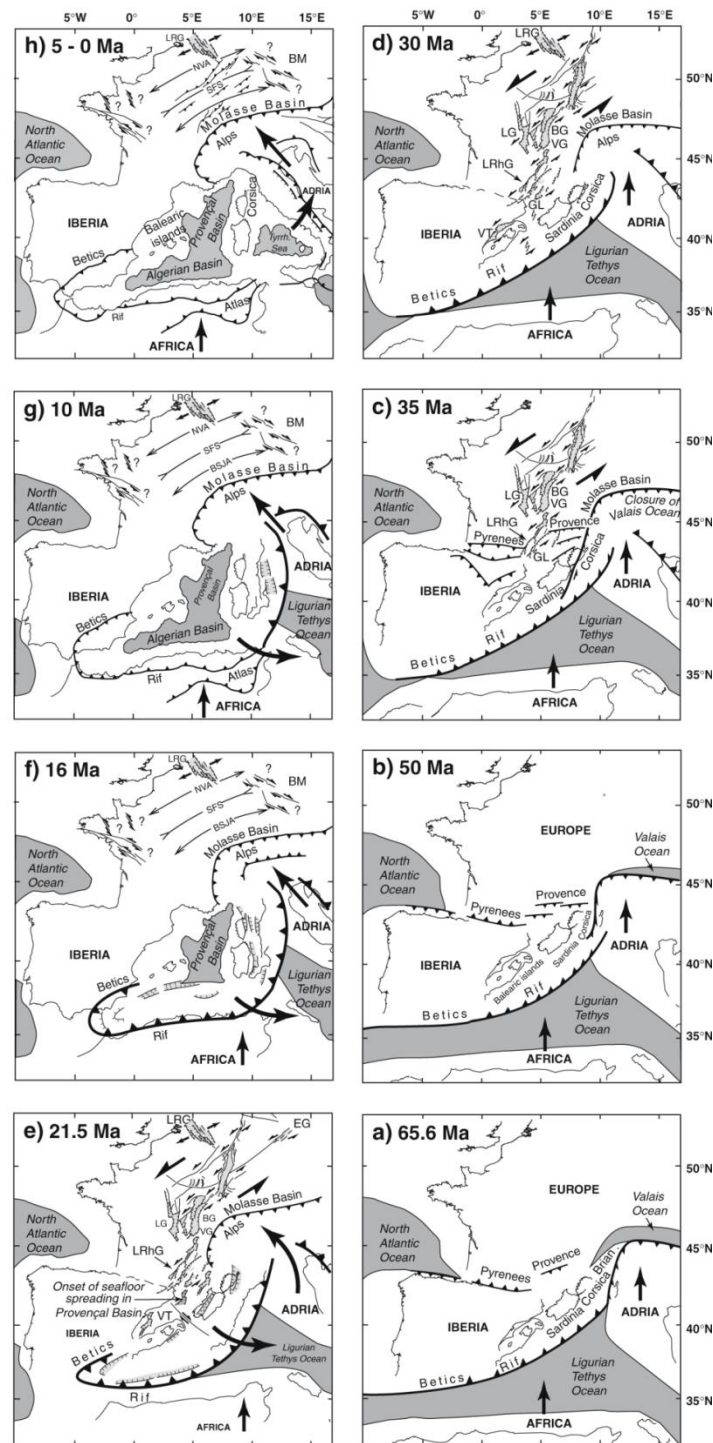


Figure 1.15 Cartes structurales montrant l'évolution de l'orogène alpin et de ses bassins flexuraux pendant le Cénozoïque selon Bourgeois et al. (2007). Elles montrent (1) l'ouverture des rifts ouest-européens en décrochement à partir de 37 Ma et (2) la rotation de la convergence à partir de 17 Ma, (en désaccord avec les reconstitutions de Handy et al. (2010) et Dumont et al. (2012) qui

impliqueraient (3) une phase de plissement lithosphérique à partir de 35 Ma, à l'origine du flambage du bassin de Paris).

CONCLUSION

Nous avons dressé les principaux évènements cénozoïques dans le but de faire le lien entre les déformations enregistrées en domaine intraplaque et les différents évènements en bordure de plaque. L'ensemble des évènements énumérés dans cette partie est synthétisé dans le tableau en Figure 1.16.

Pour résumer le contexte géodynamique, du Crétacé supérieur au Bartonien, les contraintes pouvant s'exercer sur la plaque européenne semblent principalement être associées à (1) la **convergence Ibérie-Eurasie** (orogène pyrénéen) et à (2) **l'ouverture de l'Atlantique Nord**.

- (1) Trois phases de déformations principales tectoniques sont identifiées qui sont d'âge Maastrichtien, Yprésien supérieur et Lutétien-Bartonien plus probablement liées à la convergence Ibérie-Eurasie, des déformations flexurales sont dans ces trois cas visibles dans l'avant-pays (Bassin d'Aquitaine, Corbières). La dynamique compressive décroît progressivement, probablement de façon diachrone (d'Ouest en Est) du Priabonien au Miocène.
- (2) L'ouverture de l'Atlantique-Nord est marquée par deux phases majeures principalement entre la fin du Paléocène et le début de l'Eocène. La mise en place du point chaud durant le Paléocène supérieur, créé des exhumations généralisées en lien avec le panache mantellique et des convections associées. L'ouverture océanique peut être associée à des évènements thermiques (marge volcanique). Cette ouverture peut générer des contraintes tectoniques (*ridge push*). Par la suite, les variations de vitesses des rides sont les seuls évènements susceptibles de transmettre des contraintes tectoniques, la propagation vers le nord de l'ouverture océanique fait de plus que ces contraintes sont plus susceptibles d'affecter la partie Nord de l'Europe.

La convergence Apulie-Eurasie (orogène alpin) n'est pour l'Europe de l'Ouest qu'à un stade précoce jusqu'au Priabonien. L'histoire anté-priabonienne est marquée par la fermeture des domaines océaniques successifs qui encaisse le raccourcissement dans les zones de subduction. A partir du Priabonien, le début de la subduction de la marge européenne, puis la collision continentale impliquent des déformations de la plaque européenne par la migration des bassins flexuraux. Deux phases majeures sont identifiées :

- (1) la première correspondant au début de la collision et à la rotation de la convergence à l'origine de l'arc alpin à partir du Priabonien ;
- (2) la seconde à la migration des bassins flexuraux jusqu'au Burdigalien en direction du Nord-Ouest.

Plusieurs auteurs s'accordent pour dire que l'ouverture des rifts ouest-européens à partir du Priabonien semble s'effectuer dans ce contexte de convergence et de déformation compressive de l'avant-pays.

EVENEMENTS GEODYNAMIQUES DE L'EUROPE DE L'OUEST DU CRETACE TERMINAL AU MIOCENE

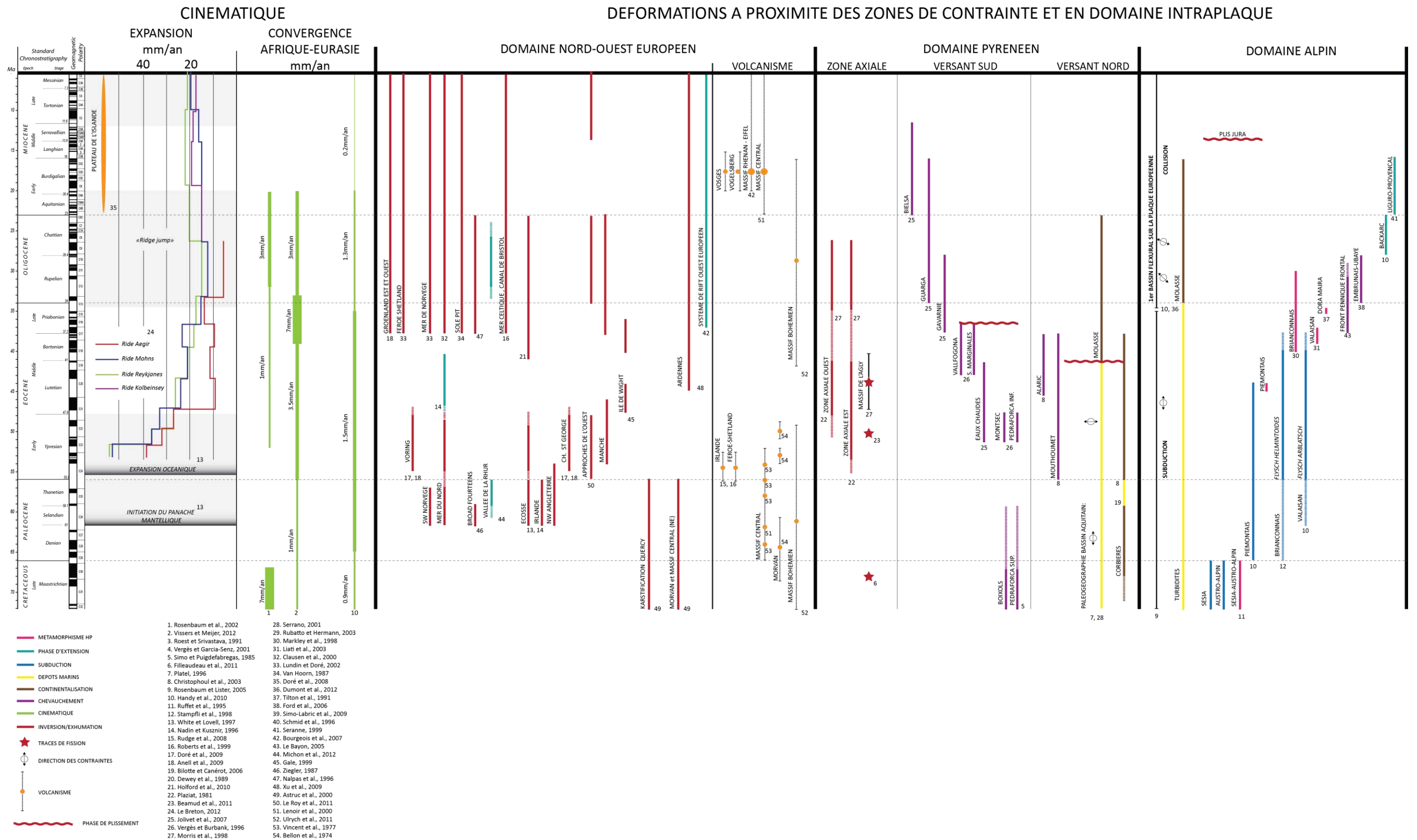


Figure 1.16 Tableau de synthèse géodynamique de l'Europe de l'Ouest du Crétacé terminal au Miocène

2. CONTEXTE CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE

Les différentes chartes utilisées dans ce manuscrit sont celles de Haq et *al.* (1987), de Van Sickle et *al.* (2004) et de Cramer et *al.* (2011) pour l'eustatisme et celle de Cramer et *al.* (2009) pour le climat. Ces quatre courbes ont été recalées sur la charte biostratigraphique actuelle de Gradstein et *al.* (2012).

2.1 CONTEXTE CLIMATIQUE GLOBAL

Le Cénozoïque et particulièrement le Paléogène ont été intensément étudiés. Les données provenant de l'analyse géochimique ($\delta^{18}\text{O}$) de foraminifères benthiques ont permis de démontrer que le Cénozoïque a connu (1) un réchauffement du Paléocène à l'Eocène inférieur et (2) un refroidissement long terme de l'Eocène inférieur jusqu'à l'actuel, interrompu par des réchauffements ponctuels (Figure 1.17) (Tivollier et Létolle, 1968 ; Shackleton et Kenett, 1975 ; Zachos et *al.*, 2001, 2008 ; Cramer et *al.*, 2009).

2.1.1 Le PETM (Paléocène-Eocène Thermal Maximum)

L'évolution climatique du Paléogène est ponctuée par plusieurs brèves anomalies climatiques qui représentent des ruptures majeures dans l'évolution climatique long-terme. La première anomalie climatique que le Paléogène a connue s'est produite à la limite Paléocène-Eocène (55 Ma, Zachos et *al.*, 2002). Elle est caractérisée par une diminution globale et ponctuelle du $\delta^{18}\text{O}$. La diminution du $\delta^{18}\text{O}$ correspond à une augmentation rapide des températures des eaux et une modification majeure du climat. Cet évènement climatique est en outre largement utilisé comme un marqueur stratigraphique.

2.1.2 L'optimum climatique de l'Eocène inférieur : EECO

L'optimum climatique de l'Eocène inférieur (*Early Eocene Climatic*, EECO) entre 52 et 50 Ma (Cramer *al.*, 2009) représente la période la plus chaude du Paléogène. A cette période, les glaces sont supposées être absentes sur Terre, correspondant à une période *Greenhouse* (Zachos et *al.*, 2001). Le refroidissement long terme qui a suivi cet optimum climatique s'accompagne d'une chute des températures des eaux de la circulation profonde et a abouti à la glaciation de la limite Eocène-Oligocène (à 34 Ma), marquant ainsi le début de la période *Icehouse* actuelle (Zachos et *al.*, 2001).

2.1.3 L'optimum climatique de l'Eocène moyen : MECO

La seconde anomalie climatique s'est produite vers 40 Ma, à proximité de la limite Lutétien-Bartonien et correspond à l'optimum climatique de l'Eocène moyen (*Middle*

Eocene Climatic Optimum, MECO, Bohaty et Zachos, 2003). Elle est caractérisée par une diminution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ correspondant à un réchauffement. Le MECO est caractérisé par une brève (500000 ans) diminution $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates, correspondant à un réchauffement des eaux de fond de 4 à 6°C (Bohaty et *al.*, 2009).

2.1.4 La limite Eocène-Oligocène

Cette anomalie constitue la plus grande rupture climatique du Cénozoïque aux alentours de 34 Ma. Elle correspond à une augmentation des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques. Cette anomalie isotopique correspond au passage *Greenhouse-Icehouse* (Zachos et *al.*, 2008). Ce refroidissement est bien marqué dans l'enregistrement paléontologique, tels que les mammifères (Brunet, 1979), les mollusques, la flore (Châteauneuf, 1980) ; *a contrario*, les charophytes n'ont pas été affectés par cette crise (Riveline, 1986).

2.2 CONTEXTE EUSTATIQUE GLOBAL

Les différentes courbes discutées dans ce manuscrit sont celles de Haq et *al.* (1987), de Van Sickel et *al.* (2004) et de Cramer et *al.* (2011) (Figure 1.17). Le calage temps de la première a été réalisé dans le bassin de Paris, tandis que les lignes sismiques utilisées pour estimer les amplitudes n'ont pas été publiées. Les deux dernières courbes ont été étalonnées dans le domaine *onshore* du New Jersey.

- **Au premier ordre**, ces trois courbes montrent une chute eustatique à long terme au cours du Cénozoïque. Plus en détail, ces courbes sont relativement comparables présentant un haut niveau eustatique au cours du Paléocène et de l'Eocène et une chute long-terme à partir de l'Oligocène. Ces tendances long terme sont cependant interrompues par des hauts niveaux eustatiques et des chutes majeures ponctuelles qui ne sont pas toujours contemporaines sur les différentes chartes.
- **Dans le détail**, à court terme, elles présentent de fortes incohérences. C'est le cas par exemple pour (1) l'Yprésien basal, (2) le Lutétien moyen ou encore pour (3) le Rupélien.
 - (1) Les courbes de Cramer et *al.* (2011) et de Haq et *al.* (1987) montrent une chute importante à l'Yprésien basal qui est contemporaine d'une transgression sur la charte de Van Sickel et *al.* (2004).
 - (2) Les courbes de Cramer et *al.* (2011) et de Van Sickel et *al.* (2004) montrent une chute importante au Lutétien moyen, non représentée sur la charte de Haq et *al.* (1987).
 - (3) Enfin, Van Sickel et *al.* (2004) et Cramer et *al.* (2011) représentent une chute eustatique claire à partir de la limite Eocène-Oligocène qui correspond à une hausse du niveau marin sur la courbe de Haq et *al.* (1987).

Ces trois courbes eustatiques révèlent les mêmes tendances globales, cependant dans le détail, il existe de nombreuses incohérences sur les amplitudes et sur les tendances de ces courbes. Ces incohérences sont probablement liées au contexte tectonique propre à la zone d'étude. La première charte est enregistrée dans un bassin intracratonique (Haq

et *al.*, 1987), les deux dernières sur un plateau continental (Van Sickel et *al.*, 2004 ; Cramer et *al.*, 2011). Les incohérences entre les différentes courbes peuvent aussi être liées aux datations biostratigraphiques.

2.3 TENDANCES CLIMATIQUES *VERSUS* EUSTATIQUES

A long terme, les tendances des courbes eustatiques et climatiques sont comparables avec un refroidissement long terme corrélé avec une baisse du niveau marin eustatique au cours du Cénozoïque (Figure 1.17).

Dans le détail, cette corrélation n'est pas systématiquement vérifiée. L'évènement du PETM correspondant à un réchauffement significatif qui est contemporain d'une chute du niveau marin eustatique sur les chartes de Haq et *al.* (1987) et de Cramer et *al.* (2011). C'est également le cas lors de l'optimum climatique de l'Eocène inférieur (Yprésien) qui est contemporain d'une chute du niveau marin sur les trois courbes eustatiques. Néanmoins, l'optimum climatique de l'Eocène moyen semble corrélérer avec les trois courbes eustatiques qui montrent une hausse eustatique. Enfin la limite Eocène-Oligocène représentant un refroidissement global (*greenhouse-icehouse*) est enregistrée sur les chartes de Van Sickel et *al.* (2004) et de Cramer et *al.* (2011) par une chute eustatique. La charte de Haq et *al.* (1987) montre une hausse du niveau marin, incohérente avec cette rupture climatique.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

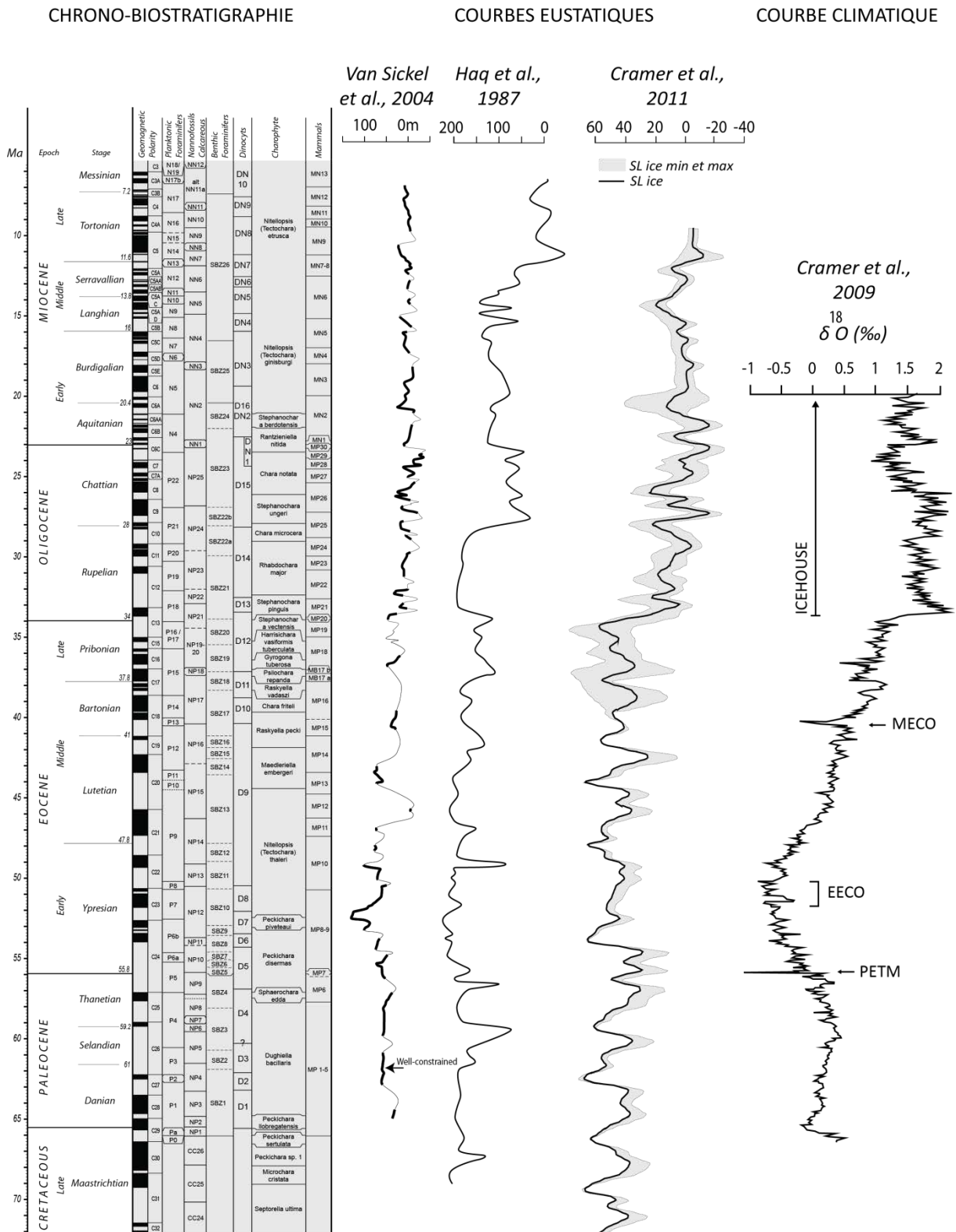


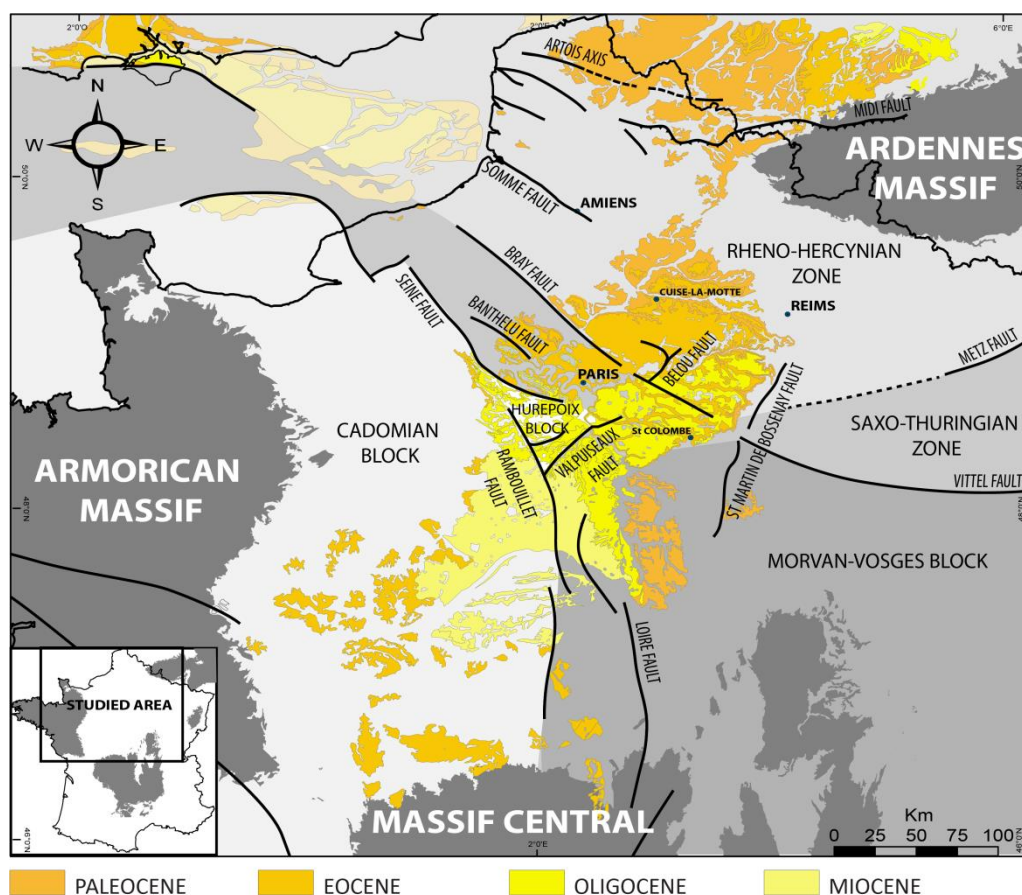
Figure 1.17 Charte chronostratigraphique (Gradstein et al., 2012), eustatique (Van Sickle et al., 2004 et Haq et al., 1987 ; Cramer et al., 2011) et climatique (Cramer et al., 2009) du Cénozoïque.

3. LE BASSIN DE PARIS DOMAINE INTRAPLAQUE

Le bassin de Paris est bordé par quatre massifs varisques : à l'Ouest, le massif Armoricain, au Sud le Armoricain, au Sud le massif Central, à l'Est les Vosges et au Nord-Ouest, le massif des Ardennes (

Ardennes (

Figure 1.18). Il est également limité par les seuils du Poitou et de Bourgogne de part et d'autre du massif Central. Ce bassin est considéré comme un exemple type d'un bassin intracratonique (Pomerol, 1998 ; Brunet et Le Pichon, 1982 ; Perrodon et Zabeck, 1991) caractérisé par un régime de subsidence thermique depuis le Mésozoïque (Brunet et Le Pichon, 1982, Perrodon et Zabeck, 1990, Loup et Wildi, 1994 et Prijac, 1999). La lithosphère sous le bassin de Paris est considérée comme étant stable, à l'équilibre thermique avec une croûte homogène (Cloetingh et Ziegler, 2007) et une profondeur du Moho à 35 km (Figure 1.19). Son évolution contrôlée par un refroidissement thermique ayant permis un remplissage sédimentaire de plus de 3 000 mètres. Ce remplissage est initié au Permien et s'achève au Miocène, période au cours de laquelle il est affecté par un flambage lithosphérique lié à la compression alpine (Guillocheau et *al.*, 2000 et



Bourgeois et *al.*, 2007).

Figure 1.18 Le bassin de Paris : unités structurales et affleurements des sédiments cénozoïques basés sur la carte géologique de la France au 1 :1000 000. Les failles principales séparant les différents

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE
ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

blocs varisques sont basées sur Ballèvre et al., (2009), Guillocheau et al., (2000) et le rapport IFP (2002).

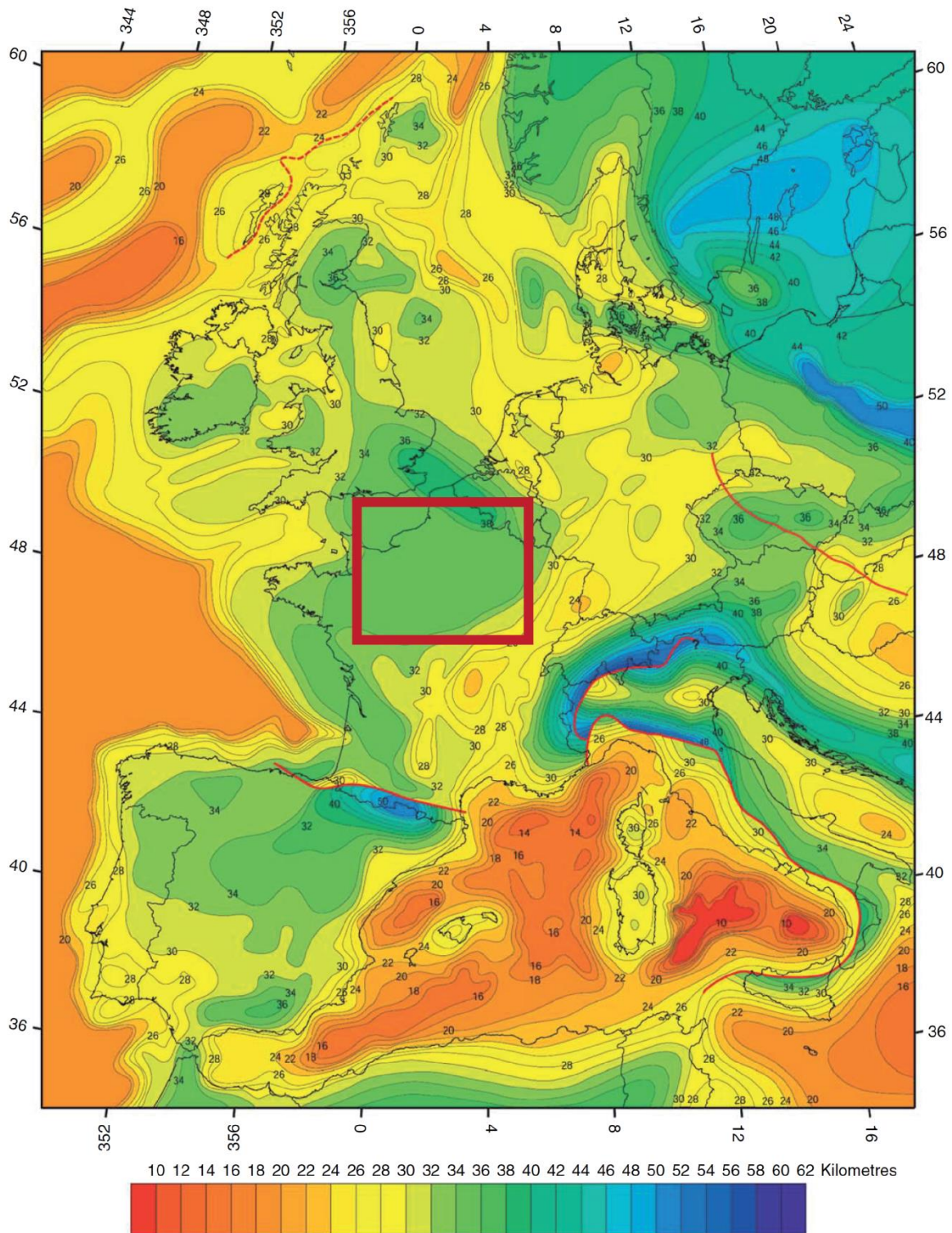


Figure 1.19 Carte de la profondeur du Moho (Cloetingh et Ziegler, 2007)

3.1 HERITAGE ET STRUCTURE PROFONDE

Le bassin de Paris repose sur trois grands blocs lithosphériques que sont Armorica (Sud), Gondwana (Sud) et Avalonia (Nord), délimitant une paléo-suture océanique (océan Rhéïque) (Ballèvre et *al.*, 2009 ; Averbuch et Piromallo, 2012) (Figure 1.20).



Figure 1.20 Carte des différentes zones qui ont été reconnues au sein de la chaîne varisque (selon Ballèvre et *al.*, 2009). La zone de suture de l'océan Rhéïque se situe au niveau du bassin de Paris.

La structure profonde du bassin de Paris est héritée de l'orogène varisque (Autran et *al.*, 1994). Cette structuration est le résultat de la collision N-S de Gondwana (au Sud) et d'Avalonia (au Nord) impliquant la fermeture de l'océan Rhéïque. Ce cycle orogénique

début au Dévonien et se termine au Permien, période correspondant au début de la dislocation de la Pangée.

La racine lithosphérique de ce système orogénique varisque, sous le bassin de Paris, a déjà été identifiée par l'analyse de modèle tomographique à l'échelle de l'Europe (analyse de la vitesse de propagation des ondes P). Il existe sous le bassin de Paris, des anomalies de vitesses significatives orientées selon un axe NW-SE (vitesses très élevées) dans le manteau supérieur. Ces anomalies correspondent à la zone de suture varisque Nord. Averbuch et Piromallo (2012) ont montré que cette paléo-suture est localisée le long de la faille de Bray, correspondant au paléo-slab varisque (Figure 1.21).

Une forte anomalie magnétique (AMBP : Anomalie Magnétique du Bassin de Paris) est également identifiée selon un axe NW-SE, le long de la faille de Seine interprété par Averbuch et Piromallo (2012) comme le reste du slab subducté varisque (Rhenohercynien) qui a échappé au processus de délamination orogénique (lithosphère continentale épaissie : manteau lithosphérique qui se détache de la croûte ; Bird, 1979).

Cependant de tels processus sont très mal connus. Les modèles thermomécaniques expliquent ces processus par des mouvements convectifs à la base de la racine orogénique lithosphérique (Houseman and Molnar, 1997). La subduction du slab (Rhenohercynien) sous la croûte varisque épaissie et son détachement final de la racine orogénique ont joué un rôle important sur l'effondrement de la chaîne varisque induisant une érosion thermique et une extension de la lithosphère (extension tardi-varisque).

Ce rééquilibrage thermique du bassin de Paris depuis la période tardi-varisque est à l'origine d'une subsidence thermique du Paléozoïque au Cénozoïque (remplissage sédimentaire). Le bassin de Paris constitué de plusieurs entités rhéologiques est considéré à un état d'équilibre thermique avec un moho (limite croûte-lithosphère) à 35 km (Cloetingh et Ziegler, 2007).

Ce bassin est profondément affecté par de grands accidents qui délimitent les différentes entités rhéologiques que sont (1) le bloc Rhéno-hercynien (2), le bloc Saxo-Thuringien (3), le bloc Morvan-Vosges et (4) le bloc Cadomien. Les failles de Bray, de Vittel et de Seine (NW-SE) délimitent le bloc (1) et (4), la faille de Metz délimite les blocs (1) et (2) et enfin les failles de la Loire délimitent (3) et (4). Le bassin de Paris est également séparé du bassin belge par la faille de socle du Midi (Artois) (

Figure 1.18).

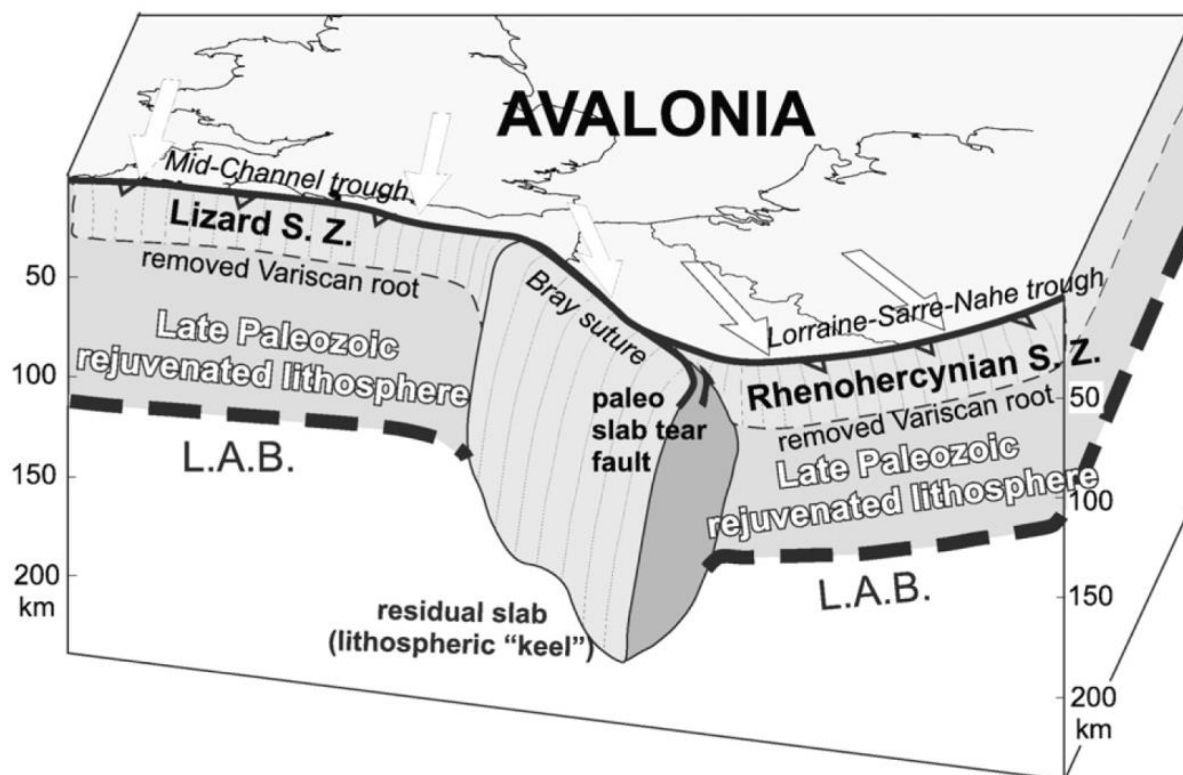


Figure 1.21 Bloc-diagramme 3D illustrant la structure de la lithosphère sous le bassin de Paris à partir de la tomographie sismique selon Averbuch et Piromallo, (2012). Il montre la position du paléoslabe varisque le long de la suture du Bray. (LAB : limite asthénosphère-lithosphère)

3.2 ÉVOLUTION DE LA SUBSIDENCE ET ENREGISTREMENT DES DEFORMATIONS

La subsidence du bassin de Paris s'initie après l'effondrement de la chaîne varisque, lors de la phase d'extension permienne (Le Solleuz et al, 2004, Prijac et al., 2000).

Différentes études ont caractérisé la subsidence du bassin de Paris (Brunet et Le Pichon, 1982 ; Guillocheau, 1991 ; Loup et Wildi, 1994) précisée par Robin (1997) et Guillocheau et al. (2000). Loup et Wildi (1994), suivis par Jacquin et Graciansky (1998) et par Guillocheau et al. (2000) suggèrent que la subsidence méso-cénozoïque du bassin de Paris reflète la superposition de deux processus : **(1) une subsidence thermique long terme** et **(2) une subsidence thermique moyen terme** correspondant à plusieurs phases d'accélération-décélération liées aux régimes des contraintes situées aux limites de la plaque européenne.

(1) Subsidence à long terme - Guillocheau et al. (2000) ont montré que le bassin de Paris était un domaine subsident jusqu'à la limite Crétacé-Paléogène et un domaine en surrection à partir du Rupélien en lien avec l'orogène alpin. Les dépôts paléogènes se sont déposés dans un régime de très faible accommodation affectée par de nombreux hiatus (Pomerol, 1989). Cette série prend place pendant les déformations liées à la convergence Afrique-Eurasie et pendant l'ouverture de l'Atlantique-Nord, détaillées

précédemment. L'évolution de la subsidence thermique long terme du bassin de Paris peut se résumer en trois grandes étapes (Figure 1.22) :

- (1) une phase de subsidence rapide à moyenne au Mésozoïque.
- (2) une phase de très faible subsidence au Paléogène avec d'importants hiatus (Pomerol, 1989).
- (3) et enfin une phase en surrection au Néogène.

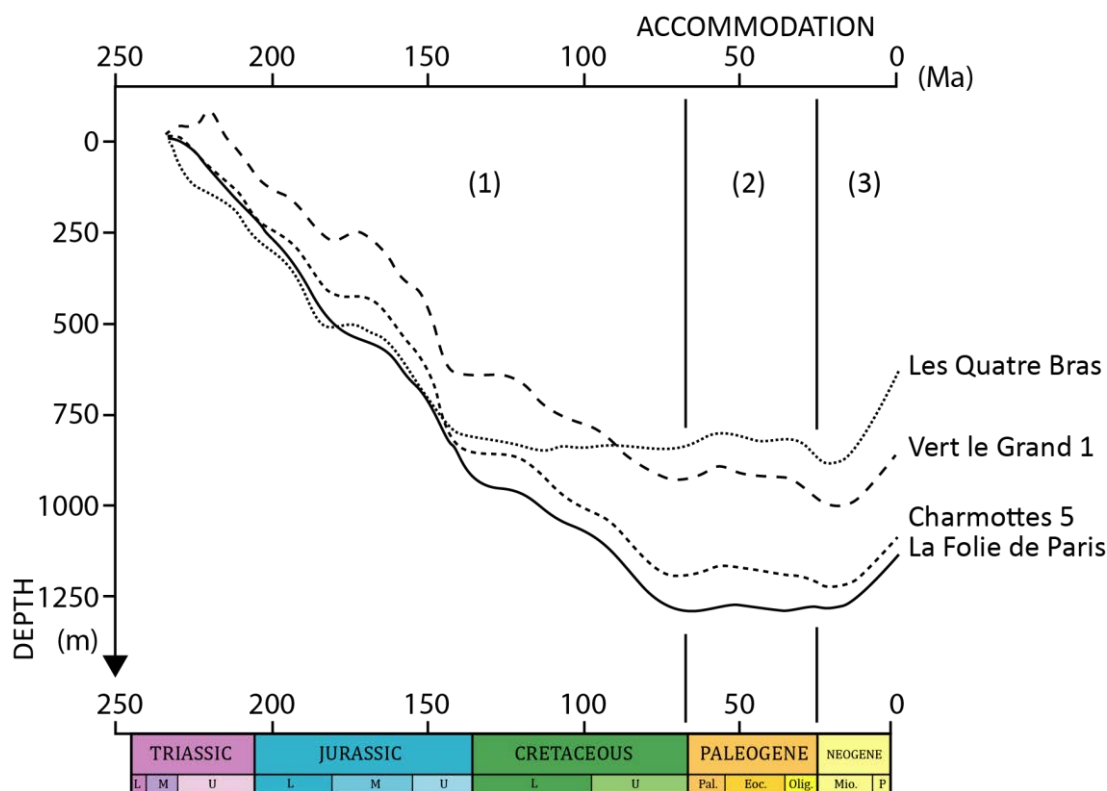


Figure 1.22 Courbes d'accommodation calculées sur 4 puits du bassin de Paris pour la période du Mésozoïque - Cénozoïque.

(2) Subsidence à moyen terme - Cette évolution de la subsidence thermique long terme est interrompue par des phases d'accélération et de décélération de la subsidence à moyen terme (Guillocheau et *al.*, 2000). Ces variations de subsidence ont été attribuées à différentes phases de déformation liées aux contraintes exercées en bordures de plaque (Brunet et Le Pichon, 1982 ; Guillocheau et *al.*, 2000).

3.3 ÉVOLUTION DU BASSIN DE PARIS : SYSTEMES SEDIMENTAIRES ET DEFORMATIONS CONNUES

Trias inférieur - Au Trias, les milieux de dépôts sont essentiellement continentaux (fluviatiles) localisés dans des petits bassins limités par les failles majeures (Bourquin et *al.*, 2002). Les zones de subsidence sont globalement orientées selon un axe NE-SW.

Trias supérieur/Lias - A partir du Trias supérieur/Lias, une première inondation atteint le bassin de Paris. D'importants dépôts salifères se mettent en place proches des failles attestant d'une activité tectonique (Guillocheau et *al.*, 2000 ; Bourquin et *al.*, 2009). Cette inondation marine est majeure à partir du Lias supérieur (Mégnyen, 1980b). Le bassin de Paris passe progressivement d'un système sédimentaire détritique au Trias à un système carbonaté au Lias.

Une première discontinuité a été reconnue par Bourquin et Guillocheau (1996) datée du Trias supérieur : la **discontinuité Eo-Cimmérienne** (Ziegler, 1990). Elle serait le résultat du début de la subduction de la Téthys.

Le **Lias** correspond à une **période d'extension** (E-W à NW-SE) en réponse à la phase de rifting de la Téthys Ligure (Dumont, 1988).

Dogger/Jurassique supérieur - La limite Lias/Dogger marque l'installation des premières plates-formes carbonatées (Guillocheau *et al.*, 2000 ; Robin *et al.*, 2000). Les axes de subsidence sont orientés NNE-SSW.

Une discontinuité a été reconnue à la limite Toarcien-Aalénien (Robin, 1997) correspondant à la **discontinuité Mid-Cimmérienne** (Ziegler, 1990). Cet événement est contemporain de l'accrétion océanique de la Téthys Alpine (Stampfli et Kozur, 2006) et du bombement thermique en mer du Nord (Underhill et Partington, 1993).

La limite Jurassique/Crétacé et le Crétacé inférieur marquent le passage des systèmes carbonatés jurassiques à des systèmes terrigènes crétacés (environnements deltaïques et de plaine côtière) (Mégnyen, 1980b ; Guillocheau et *al.*, 2000). Les axes de subsidence sont orientés NW-SE.

A la limite Jurassique-Crétacé, une discontinuité est identifiée : la **discontinuité Fini-Cimmérienne** (Ziegler, 1990). Cet événement décrit sur l'ensemble de la plaque européenne est contemporain de l'ouverture de l'océan Atlantique et du rifting en mer du Nord (Jacquin et Graciansky, 1998).

Une phase de déformation est également identifiée au Crétacé inférieur, à la limite Aptien-Albien : la **phase autrichienne** (Ziegler, 1990). Cette phase de déformation est clairement liée à l'ouverture du golfe de Gascogne et dans un contexte plus large à l'ouverture de l'Atlantique Sud (Guillocheau et *al.*, 2000).

Le Crétacé supérieur est caractérisé par une réorganisation majeure de la paléogéographie du bassin de Paris. A l'Albien, les systèmes de type silicoclastiques dominés par des dépôts deltaïques passent à des faciès marins ouverts à l'Albien moyen/supérieur. Au Cénomaniens, les dépôts sont principalement dominés par des plates-formes carbonatées crayeuses (Lasseur, 2007).

L'apparition de grandes flexures au cours du **Crétacé supérieur** sont rapportées au mouvement de l'Ibérie et au début de l'**orogène pyrénéen** (Lasseur, 2007).

La limite **Crétacé-Tertiaire** est marquée par une phase d'émersion-érosion (Maastrichtien résiduel) généralisée (Pomerol, 1989), associée à l'**orogène pyrénéen** (Guillocheau et *al.*, 2000). Cette phase de déformation correspond à la **phase Laramide** (Ziegler, 1990).

Le **Tertiaire** est la période correspondant à la fermeture du bassin. Les faciès marins du Lutétien (Gély et Lorenz, 1991) passent à des faciès lacustres à l'Oligocène puis à des faluns (Miocène inférieur) correspondant aux derniers dépôts marins. Des systèmes alluviaux se mettent en place au cours du Miocène (Mégny, 1980b) uniquement dans la partie Sud-Ouest du bassin. Le Miocène correspond à la fin de la sédimentation du bassin de Paris. Les axes de subsidences sont orientés E-W jusqu'à l'Eocène supérieur et NE-SW au Miocène (Guillocheau et *al.*, 2000).

Par ailleurs, la carte de l'isohypse de la base du Tertiaire (Guillocheau et *al.*, 2000) montre un début de structuration du bassin qui est caractérisé par un rejeu des failles de socle orientées NW-SE montrant l'influence de la compression pyrénéenne et l'apparition d'une flexure NE-SW en réponse à la compression alpine (Figure 1.23). L'âge de cette structuration du bassin tertiaire est relativement mal connu.

Une phase de plissements courte longueur d'onde est identifiée au **Lutétien-Bartonien**, associée à la **phase paroxysmale des déformations pyrénéennes** (Robin et *al.*, 1998 et Guillocheau et *al.*, 2000).

La période du **Miocène** est caractérisée par un flambage lithosphérique (antiformes Bourguignon et Picard) qui est associé à la **compression alpine** (Guillocheau et *al.*, 2000 ; Bourgeois et *al.*, 2007 ;).

Guillocheau et *al.* (2000) ont montré que l'évolution de la subsidence du bassin de Paris correspondait à la superposition, sur une composante thermique long terme, de variations de 10-40 Ma d'une part et de 1-5 Ma d'autre part (2^e et 3^e ordre respectivement). Les séquences de 2^e ordre correspondant à l'expression des déformations intraplaques.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE
ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

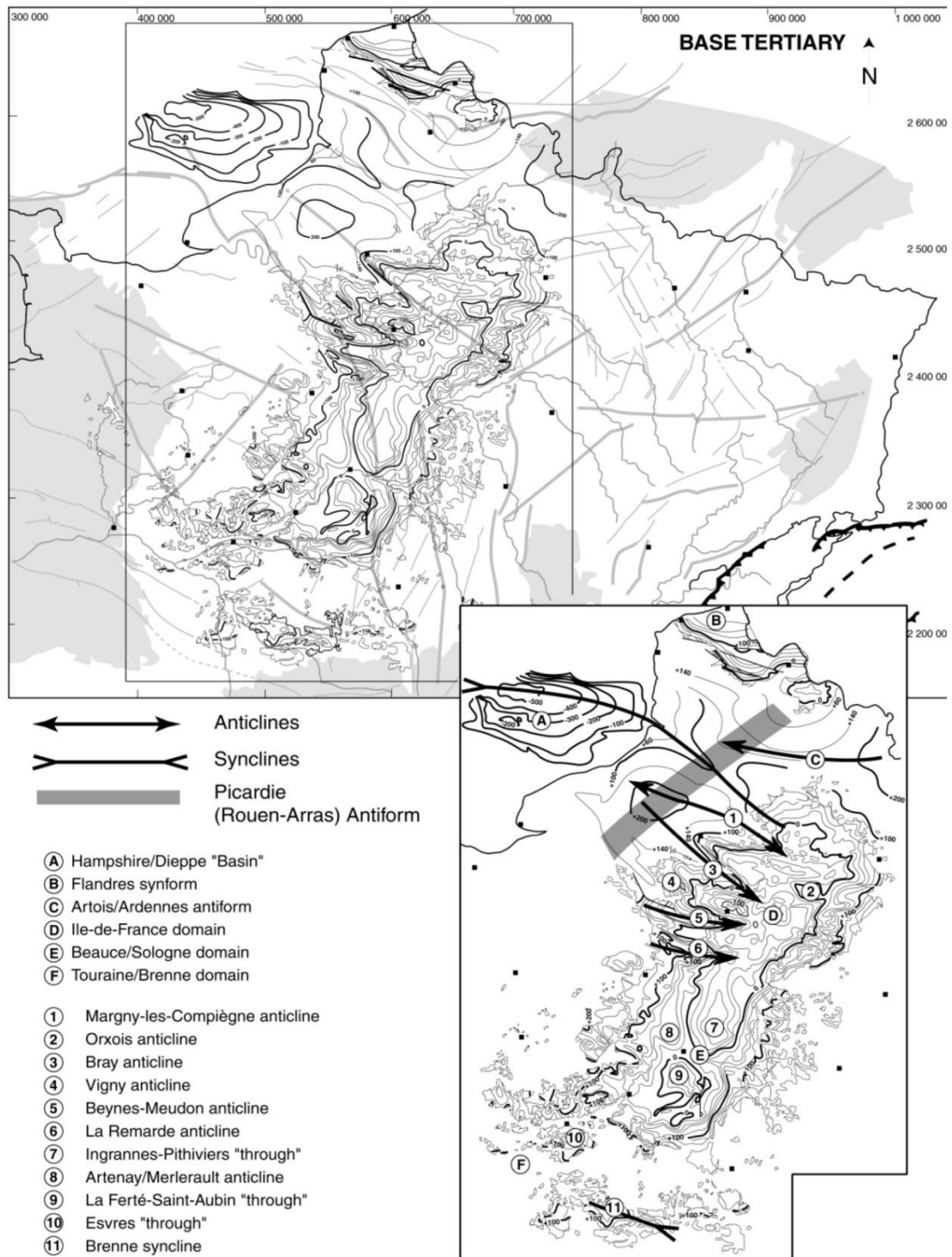


Figure 1.23 Carte d'isohypses de la base du Tertiaire du bassin de Paris montrant une large flexure NE-SW et la réactivation de structures NW-SE, selon Guillocheau et al. (2000).

4. SYNTHÈSE DU CÉNOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS

4.1 BREF HISTORIQUE

Le Cénozoïque du bassin de Paris a été énormément étudié depuis le début du 19^e siècle. Cuvier et Brongniart (1810) ont proposé les premières coupes, donnant naissance à la stratigraphie dans le bassin de Paris.

La définition des premiers stratotypes du Tertiaire a été introduite par D'Orbigny (1852) pour le Stampien, Dollfus (1880) pour le l'Auvervien, par De Lapparent (1883) pour le Lutétien, et enfin par Munier-Chalmas et par De Lapparent (1893) pour le Ludien et le Sannoisien. Ces premières études ont apporté de nouvelles connaissances sur la série tertiaire et une première nomenclature lithostratigraphique.

Les travaux de Lemoine (1911) ont à la suite fourni une première synthèse intégrant des coupes et des cartes du bassin.

Abrard (1925) est le premier à apporter une étude très précise sur la paléoécologie et sur la paléographie de la plate-forme lutétienne. Ses travaux sur le Lutétien sont suivis par ceux de Blondeau (1965) qui apportent davantage de connaissance sur le Lutétien des bassins belges et du Hampshire. Ces études sur le Lutétien ont ensuite été reprises par Gély (1996) qui propose une première analyse séquentielle de cette plate-forme carbonatée.

Les connaissances sur l'Yprésien et sur le Bartonien ont été apportées respectivement par Feugueur (1963) et par Pomerol (1965).

Plusieurs synthèses litho-biostratigraphiques et paléogéographiques ont été publiées par Mégnien (1980), Cavelier (1989), Gély et Lorenz (1991) et enfin par Schuler et *al.*, (1992).

Entre temps, la valeur des stratotypes du bassin de Paris est remise en question par les travaux de Pomerol (1989) qui identifie 15 hiatus dans la série Tertiaire.

S'ajoutent à cela les travaux de Thiry (1981) et Thiry et *al.* (2006) sur les processus d'altération au sein de la série Tertiaire. La caractérisation des paléosurfaces sur les bordures du bassin et leur signification sont également abordées par Wyns (2002) et Quesnel (1997, 2003).

Aubry et *al.* en 2005 proposent une nouvelle classification lithostratigraphique du Thanétien supérieur à l'Yprésien inférieur basée sur la biostratigraphie définie sur les affleurements de bordure.

Enfin, Delhaye-Pratt et *al.* en 2005 proposent la première étude sur la sédimentologie de faciès des dépôts rupéliens.

En résumé, l'essentiel des connaissances actuelles sur la série tertiaire est basé sur la biostratigraphie et sur des concepts lithostratigraphiques établis sur les affleurements de bordures. L'ensemble de ces auteurs a repris la lithologie héritée des premiers auteurs et ont redéfini de nouvelles nomenclatures lithostratigraphiques basées sur les affleurements des bordures du Bassin. Il en résulte une nomenclature lithostratigraphique importante (plus d'une centaine de noms de formation) qui n'a jamais été homogénéisée.

4.2 STRATIGRAPHIE ET MILIEUX DE DEPOTS

La série sédimentaire tertiaire du bassin de Paris repose en discontinuité sur la craie du Campanien (Pomerol, 1989). Elle atteint au maximum 300 m d'épaisseur au centre du Bassin (Est de Paris). La sédimentation débute au Danien et s'achève au Tortonien. Deux principaux dépôts-centre sont identifiés : le premier dans la partie Nord du bassin, où se dépose l'essentiel des sédiments d'âge Paléocène-Eocène-Oligocène et le second, dans la partie Sud, où se déposent essentiellement les sédiments d'âge Oligo-Miocène.

Au Tertiaire, le domaine marin est localisé essentiellement au Nord de la faille de Bray (Mégny, 1980). Les domaines continentaux sont localisés au Nord-Est, au Nord-Ouest (Quesnel, 1997) et au Sud où des processus d'altération s'effectuent. La partie Sud-Ouest est également essentiellement un domaine continental, mais en dépôt (lacustre, fluvial).

Trois coupes synthétiques sont présentées en Figure 1.24. Elles représentent la série sédimentaire (1) de la partie Nord du bassin de Paris, (2) de la Sologne-Beauce et (3) de la Touraine. La série sédimentaire tertiaire est synthétisée ci-dessous.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

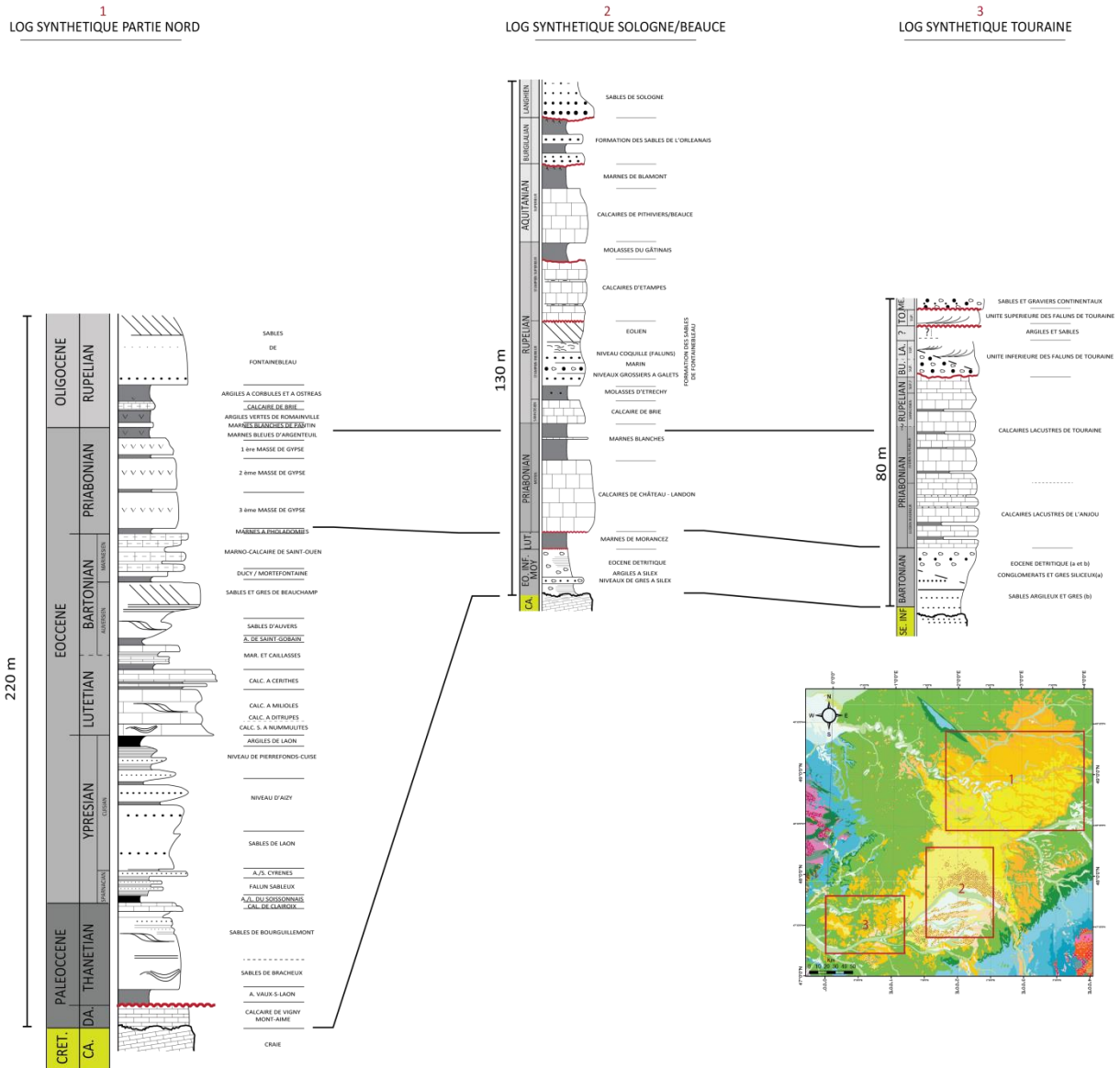


Figure 1.24 Coupes synthétiques de la série tertiaire (1) de la partie Nord du bassin, (2) de la partie Sud (Beauce-Sologne) et (3) de la zone Sud-Est (Touraine) du bassin de Paris. Ces coupes synthétiques sont dessinées à partir des notices des cartes géologiques au 1 :50 000.

La série tertiaire dans la partie Nord du bassin de Paris (300 m max) :

- Danien : Calcaire de Vigny, calcaire du Mont-Aimé

La sédimentation tertiaire du bassin de Paris débute par l'installation d'une plate-forme carbonatée daniennne qui repose directement sur la craie du Campanien.

- Thanétien : Argiles de Vaux-sous-Laon, Sables de Bracheux et de Bourguillemont

Les dépôts thanétiens sont marins et essentiellement silicoclastiques. Ils reposent sur les dépôts daniens ou la Craie crétacée ; le Sélandien représente une importante lacune dans le bassin de Paris.

- Yprésien : Argiles et Lignites du Soissonnais, Falun Sableux, Argiles et Sables à Cyrena et Sables de Cuise

L'Yprésien est subdivisé en deux sous-étages locaux, le Sparnacien et le Cuisien. Le Sparnacien correspond à une sédimentation argilo-ligniteuse de type lagunaire et le Cuisien à une sédimentation silicoclastique correspondant à des environnements marins.

- Lutétien : Calcaire Grossier, Marnes et Caillasses

La période du Lutétien marque un retour à une sédimentation carbonatée de plate-forme (Calcaire Grossier) ou de lagon (Marnes et Caillasses). Les Marnes et Caillasses sont historiquement d'âge Lutétien, mais elles appartiennent en réalité à la fin du Lutétien et au début du Bartonien (Bignot et Neuman, 1991).

- Bartonien : Sables d'Auvers, Sables de Beauchamp et Calcaire de Saint-Ouen

La période du Bartonien voit une sédimentation silicoclastique, puis carbonatée. Il s'agit de sables marins (Sables d'Auvers) et marins/éoliens (Sable de Beauchamp) suivis par le dépôt de calcaires laguno-lacustres (Calcaire de Saint-Ouen).

- Priabonien : Marnes à Pholadomies, Masses de gypse, Calcaire de Champigny et Marnes Bleues d'Argenteuil

La sédimentation est évaporitique (Masses de gypse) ou lacustre (Calcaire de Champigny). Les derniers dépôts priaboniens correspondent à des environnements laguno-lacustres (Marnes Bleues d'Argenteuil).

- Rupélien : Marnes de Pantin, Argiles de Romainville et Sables de Fontainebleau

Il s'agit de marnes d'environnement lacustre (Marnes de Pantin) à laguno-marin (Argiles de Romainville) suivies par des sables marins et éoliens (Sables de Fontainebleau).

La série tertiaire en Sologne et en Beauce (environ 130 m) :

- Eocène inférieur et moyen indifférencié

En Sologne et en Beauce, la série débute par une sédimentation détritique souvent appelée "Eocène détritique" dans les sondages. Ces dépôts sont en réalité très mal contraints en temps.

- Lutétien : Marnes de Morancez

Le Lutétien en Beauce correspond à un milieu de dépôt lacustre.

- Priabonien : Calcaire de Château-Landon et Marnes Blanches

La sédimentation au cours du Priabonien est exclusivement lacustre.

- Rupélien : Calcaire de Brie, Molasses d'Étrechy, Sables de Fontainebleau et Calcaires d'Étampes

Le Rupélien est caractérisé par une sédimentation carbonatée lacustre, puis silicoclastique marine. Enfin la série rupélienne se termine par des carbonates lacustres.

- Aquitaniens : Molasses du Gâtinais, Calcaire de Beauce et de Pithiviers
La série aquitaniennne est représentée par des dépôts dans un premier temps, fluviatiles et dans un second temps, lacustres.

- Burdigalien et le Langhian : Sables de l'Orléanais et Sables de Sologne
Les derniers dépôts de la Sologne et de la Beauce correspondent à des environnements fluviatiles.

La série tertiaire en Touraine (moins de 80 m) :

- Bartonien : indifférencié
Les dépôts terrigènes de la Touraine sont très mal contraints en temps, mais sont couramment rapportés au Bartonien.

- Priabo-rupélienne : Calcaire de l'Anjou et Calcaire de Touraine
La série priabo-rupélienne est exclusivement lacustre en Touraine.

- Miocène : Falun de Touraine
Le Miocène de Touraine est caractérisé par des dépôts silicoclastiques marins fossilifères.

4.3 CADRE TEMPOREL ET ECHELLE BIOSTRATIGRAPHIQUE UTILISABLE

Les premiers dépôts du bassin de Paris sont d'âge Danien (marins) et les derniers dépôts d'âge Tortonien (fluviatiles). Les séries sédimentaires tertiaires du bassin de Paris ont fait l'objet de nombreuses études stratigraphiques. La série est très riche en faune et en flore et est très diversifiée en termes de faciès. Ce sont principalement les faunes d'échinodermes, de gastéropodes et de lamellibranches qui sont à l'origine des premières subdivisions de la série stratigraphique. L'étude de la microfaune a nettement précisé ces subdivisions depuis les années 70 et 80, notamment avec les travaux de Châteauneuf (1980), d'Aubry (1983) et de Riveline (1984). Plusieurs stratotypes ont été définis à la fin du 19^e siècle dans le bassin de Paris. Parmi eux, nous pouvons citer :

- le **Sparnacien** (Yprésien inférieur) défini à Epernay
- le **Cuisien** (Yprésien supérieur) défini à Cuise-la-Motte (Dollfus, 1880).
- Le **Lutétien** a également été défini dans le bassin de Paris (A. De Lapparent, 1883) dans le Vexin, le Parisien et le Soissonnais.
- Enfin, le terme **Stampien** (Rupélien) provient d'Etampes et a été introduit par A. d'Orbigny (1852).

Ce travail regroupe les études biostratigraphiques menées sur les **nannofossiles calcaires** (Aubry, 1983 et 1986 ; Bignot, 1994a et b ; Dupuis et Steurbaut, 1987 ; Janin et Bignot, 1993 et Steurbaut, 1998), sur les **foraminifères benthiques** (Abard, 1925 ; Blondeau, 1965 ; Bignot, 1997 et 1990 ; Bignot et Neuman, 1991 et Pacaud, 2000), sur

les **dinophycées** (Châteauneuf, 1980 ; Châteauneuf et Gruas-Cavagnetto, 1978 ; Laurain et *al.*, 1983 et Châteauneuf et Gruas-Cavagnetto, 1978, revisité), sur les **charophytes** (Dupuis et *al.*, 1986 ; Pomerol et Riveline, 1975 et Riveline, 1984) et enfin sur les **mammifères** (Ginsburg, 1986 ; Escarguel et *al.*, 1997 et Nel et *al.*, 1999)

Parmi les biozones standards, c'est-à-dire internationales, seuls les nannofossiles calcaires sont utilisables. Le développement des foraminifères planctoniques dans le Bassin de Paris a été limité, ce qui rend ardu les calages temporels sur les échelles de références internationales.

Cependant, les foraminifères benthiques qui ont été à l'origine du terme "nummulitique" pour le Paléogène, sont bien préservés dans le bassin de Paris. Ils ont pu être calibrés sur l'échelle de Serra-Kiel et *al.* (1998) établie pour le Paléocène et l'Eocène. Serra-Kiel et *al.* (1998) ont proposé une charte biostratigraphique des foraminifères benthiques sur la base de données magnétostratigraphiques du bassin pyrénéen en corrélation avec l'échelle des nannofossiles calcaires. Cahuzac et Poignant (1977) ont proposé une biozotation pour l'Oligocène et le Miocène, complétant ainsi l'échelle biostratigraphique.

Les dinokystes présents dans le bassin de Paris ne seront pas comparés à l'échelle européenne des dinokystes de Williams et *al.* (Cenozoic charts *in* Hardenbol et *al.*, SEPM 60, 1998), mais à celle de Köthe (2008), réalisée dans le nord-ouest de l'Allemagne. L'échelle de Köthe (2008) a été choisie, car d'une part, elle compile et réévalue plus de 35 ans de données. D'autre part, la distribution stratigraphique qu'elle propose est précise et continue. Cette échelle est plus fiable que celle de Williams, notamment pour le bassin de Paris.

L'échelle de biozotation des charophytes a été fondée par Riveline (1984) dans le bassin de Paris, les bassins anglais, belge, allemand, et enfin dans le bassin de la Suisse occidentale.

Enfin les données mammalogiques sont comparées à l'échelle biostratigraphique nord-européenne des mammifères élaborée par Hooker (1998).

Cette synthèse litho-biostratigraphique est reportée sous forme d'un tableau en Figure 1.30. Elle a pour but d'inventorier toutes les formations définies et d'évaluer la validité des biozonations. Elle permet également de quantifier les lacunes de temps, et ainsi de définir aussi les taux de sédimentation.

Les lacunes majeures identifiées sur le tableau biostratigraphique :

- Sélandien : 3 Ma.
- Yprésien terminal : 2 Ma
- Bartonien : lacune de durée indéterminée
- **Chattien : 4 Ma**, cette lacune correspond à la réorientation du dépôt-centre du bassin de Paris, en direction du SW du bassin.

Le calage des biozones régionales sur les biozones de référence reste un travail assez délicat pour le bassin de Paris qui comprend de nombreuses lacunes dans son enregistrement sédimentaire. En outre, beaucoup d'études ont été menées sur les différents biomarqueurs tertiaires pour construire des échelles biostratigraphiques définies sur les stratotypes régionaux. Cependant, lorsque l'on compare ces échelles régionales dites de "référence" aux chartes internationales, on se rend compte qu'il existe de nombreuses lacunes de temps dans les stratotypes du bassin de Paris, ce qu'avait déjà suggéré Pomerol (1989). C'est le cas de l'Yprésien défini à Epernay et à Cuise-la-Motte qui révèle des lacunes temporelles lorsqu'il est comparé à l'Yprésien de Belgique, où la sédimentation est beaucoup plus continue (Steurbaut, 1986).

Il reste encore de fortes incertitudes sur les âges pour de nombreuses formations, notamment pour les Sables de l'Orléanais-Sologne ou encore pour les Faluns d'Anjou et de Touraine qui sont placés quasiment sur la totalité du Miocène par manque de données et de précisions biostratigraphiques.

4.4 GEOMETRIES SEDIMENTAIRES

Dans la série tertiaire du bassin de Paris, il existe une grande variabilité de faciès reflétant des environnements de dépôts divers, aussi bien lacustres qu'évaporitiques, fluviaux, éoliens ou encore des dépôts de plate-forme carbonatée. L'agencement de ces dépôts dans l'espace étant jusqu'à maintenant mal contraint, car essentiellement basé sur affleurements, autrement dit sur les bordures du bassin.

Deux schémas des géométries N-S (Figure 1.25 et Figure 1.26) à l'échelle du bassin pour la quasi-totalité de la série ont été proposés par Gély et Lorenz (1991) et par Thiry et Dupuis (1998).

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS

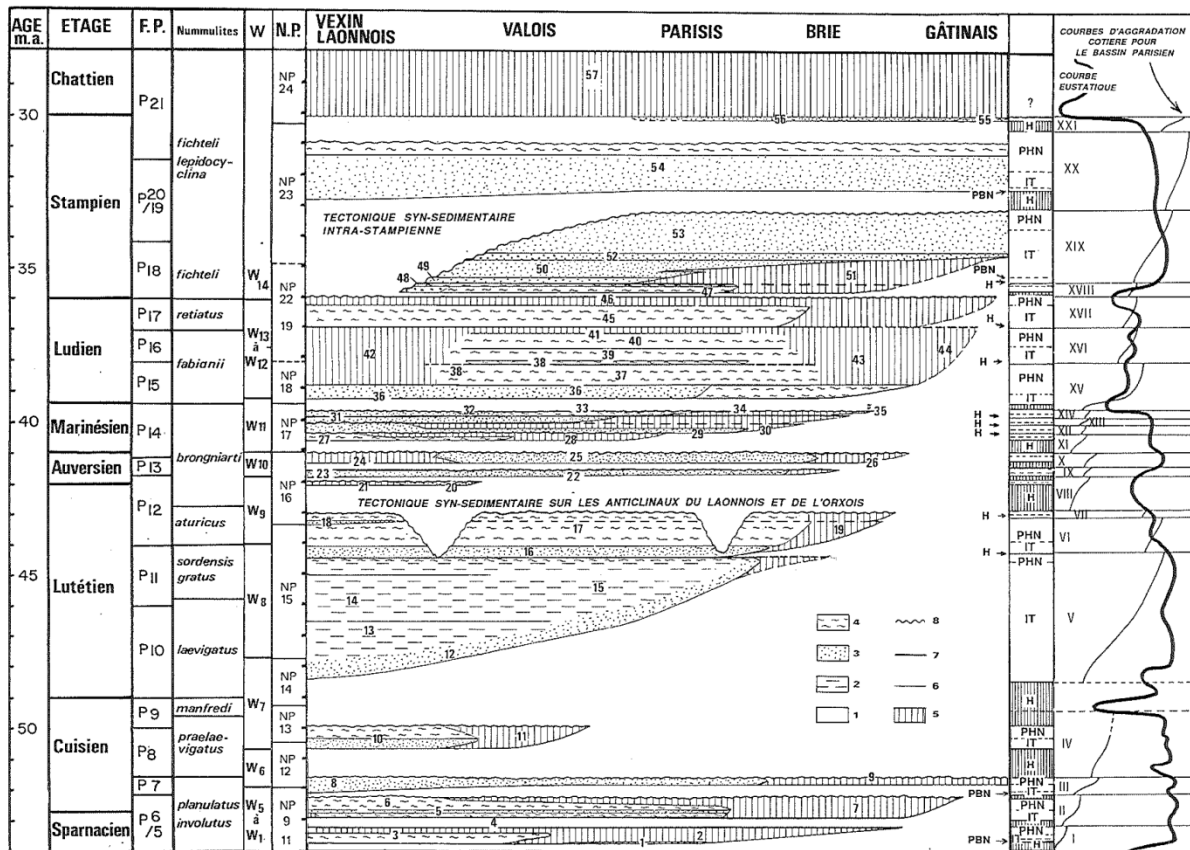


Figure 1.25 Coupe-temps de l'Eocène et de l'Oligocène du bassin de Paris proposée par Gély et Lorenz (1991).

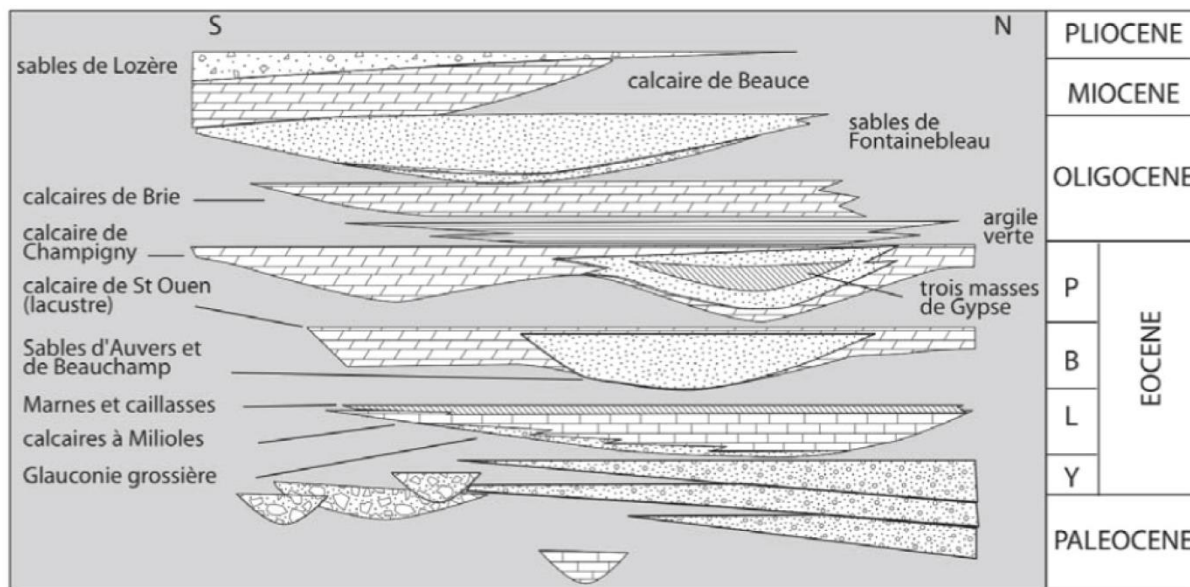


Figure 1.26 Evolution sédimentaire simplifiée du bassin de Paris au Cénozoïque selon Thiry et Dupuis (1998)

Ces schémas des géométries sont essentiellement basés sur des formations décrites à l'affleurement sur les bordures du bassin, dont la seule harmonisation repose sur les données biostratigraphiques. Les données de sub-surface ne sont pas intégrées dans l'interprétation de ces géométries, c'est pourquoi ces schémas seront discutés ultérieurement. Issues de ces travaux, de nombreuses cartes paléogéographiques ont été réalisées et seront également discutées dans la suite de ma thèse.

Deux autres études locales font état des géométries sédimentaires du Paléocène-Eocène supérieur dans le Vexin (Robin et *al.*, 1998) et du Rupélien (Delhaye-Pratt et *al.*, 2005) au sud de l'Ile-de-France en intégrant les données de sub-surface (Figure 1.27 et Figure 1.28).

- La première étude (Robin et *al.*, 1998) révèle des géométries sédimentaires Nord-Sud, selon deux transects traversant les anticlinaux de Bray et de Vigny.
- La seconde étude (Delhaye-Pratt et *al.*, 2005) montre également selon deux transects, les géométries N-S et NW-SE, de l'Ile-de-France à Etampes. Les géométries sont identifiées par corrélations diagraphiques basées sur les concepts de la stratigraphie séquentielle.

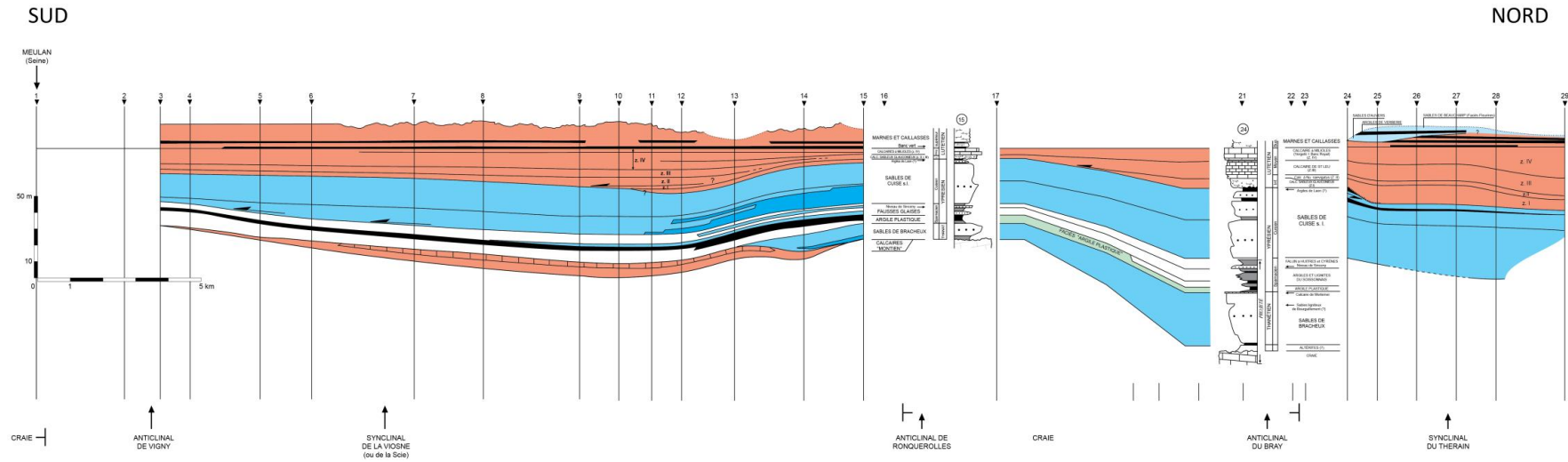


Figure 1.27 Transect de corrélation diagraphique montrant les géométries du Paléocène à l'Eocène moyen, à l'Ouest du bassin de Paris, traversant les structures NW-SE (Bray, Seine) selon Robin et al. (1998).

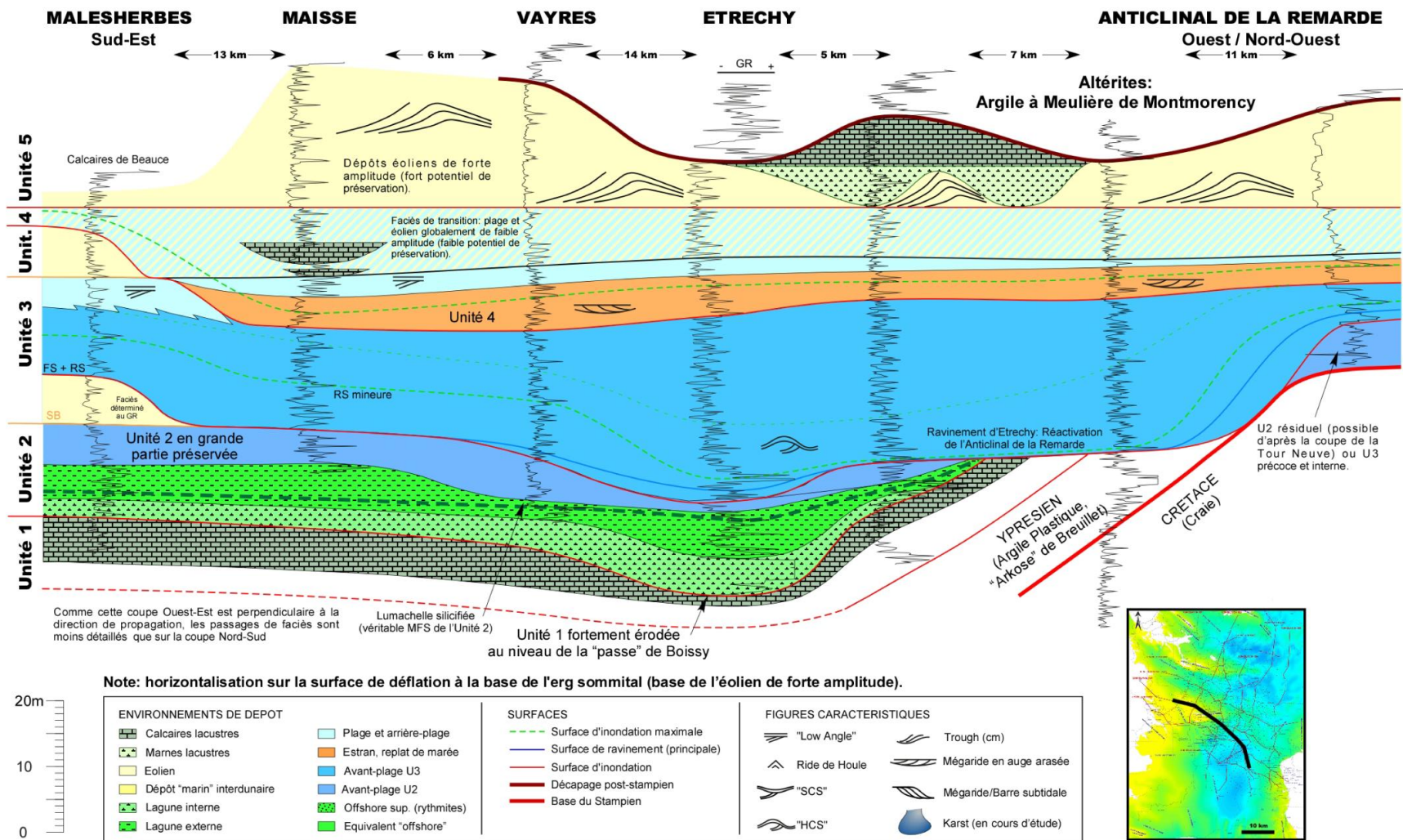


Figure 1.28 Architecture et géométries des dépôts oligocènes du bassin de Paris : coupe Nord-Sud selon Delhaye-Pratt et al. (2005).

L'étude de Robin et *al.* (1998) sur les géométries des dépôts du Paléocène-Eocène supérieur à l'Ouest du bassin de Paris révèlent (Figure 1.27) :

- un amincissement des dépôts thanétiens en direction du Sud ;
- le caractère isopaque des dépôts de l'Yprésien inférieur selon une direction N-S ;
- des *onlaps* successifs des différents termes de l'Yprésien et du Lutétien en direction du Sud ;
- et enfin, de fortes variations d'épaisseur du Lutétien supérieur-Bartonien inférieur au droit des anticlinaux de Bray et de Ronquerolles.

Les travaux Delhay-Pratt et *al.* (2005) sur les géométries des dépôts du Rupélien montrent (Figure 1.28) :

- des géométries en *toplap* (troncature) dans les dépôts du Rupélien inférieur (Calcaire de Brie, Argiles vertes de Romainville et Caillasses d'Orgemont) sous la surface transgressive des Sables de Fontainebleau, au droit de l'anticlinal de la Remarde ;
- une diminution d'épaisseur des Sables de Fontainebleau marins sur l'anticlinal de la Remarde ;
- un *onlap* des Sables de Fontainebleau en direction du Sud.

L'analyse des géométries par Robin et *al.* (1998) et Delhay-Pratt et *al.* (2005) apportent de nombreuses informations sur les géométries, notamment sur le rôle de la faille de Bray ou encore sur celui de l'anticlinal de la Remarde. Cependant, ces études sont très locales et ne permettent pas de comprendre l'évolution du Bassin dans son ensemble.

4.5 SEDIMENTOLOGIE DE FACIES

La série tertiaire du bassin de Paris a été largement décrite. Mais ces descriptions font essentiellement état de la lithologie et du contenu fossile. Aucune analyse de faciès n'a été effectuée à l'exception de celle de Delhay-Pratt et *al.* (2005). Son étude porte sur les faciès sédimentaires de la formation des Sables de Fontainebleau (Rupélien) sur une zone qui s'étend de l'Île-de-France à Etampes. Il apporte également une interprétation séquentielle, des schémas de l'architecture de ces dépôts (Figure 1.28, ci-dessus) et des cartes paléogéographiques. La formation des Sables de Fontainebleau comprend une multitude de noms de formation qui ne sera pas détaillée ici, mais globalement elles s'organisent en deux séquences transgressive-régressive qui sont :

Séquence 1 : il s'agit de faciès de lagune interne à externe (Calcaire de Brie, Argile Verte de Romainville et Caillasses d'Orgemont) qui évoluent vers des faciès d'offshore supérieur correspondant à l'inondation maximale (MFS) (Calcaire de Sannois). La phase régressive de ce cycle se termine par la mise en place des faciès d'avant-plage (Falun de Morigny).

Séquence 2 : la phase transgressive de cette séquence de dépôt est enregistrée dans des faciès d'estran (Falun de Vauroux) qui évoluent vers des faciès de plage (Falun de Pierrefitte) puis vers des faciès d'avant-plage. La MFS majeure est enregistrée dans ces faciès d'avant-plage. La tendance progradante est enregistrée dans des faciès de plage. Elle s'achève par la mise en place des premiers faciès éoliens (Sables de Fontainebleau *sensu-stricto*) qui sont scellés par des marnes et des calcaires lacustres (Calcaire d'Etampes).

Cette unique analyse de faciès montre donc la présence d'environnements à la fois très internes et à la fois très ouverts avec des domaines littoraux dominés "vague" ou des environnements tidaux au Rupélien. Elle montre également que les deux inondations majeures du Rupélien sont enregistrées par le Calcaire de Sannois et par les Sables de Fontainebleau (Falun de Pierrefitte), dernières transgressions avant la réorganisation majeure du bassin de Paris au Chattien (migration vers le Sud du dépôt-centre).

4.6 CLIMAT

Plusieurs études notamment celles de Châteauneuf (1980) et celles de Gruas-Cavagnetto (1978) font état du contenu de la flore pollinique dans le bassin de Paris. Ces études ont permis de définir des variations climatiques enregistrées dans les dépôts tertiaires. Châteauneuf (1980) a proposé une courbe de variation de l'humidité et des températures de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène (Figure 1.29). Ces courbes montrent un climat :

- (1) relativement chaud et sec au cours du dépôt de la plate-forme lutétienne
- (2) plus froid et plus humide à l'Auversien (Bartonien inférieur)
- (3) plus chaud et plus sec au Marinésien (Bartonien supérieur)
- (4) plus froid et plus humide à la limite Bartonien-Priabonien
- (5) plus chaud et plus sec au cours du dépôt des évaporitiques (Priabonien)
- (6) un net refroidissement à la base du Stampien contemporaine d'une baisse de l'humidité à la limite Eocène-Oligocène.

Ce sont les seules courbes climatiques élaborées dans le bassin de Paris dont nous disposons.

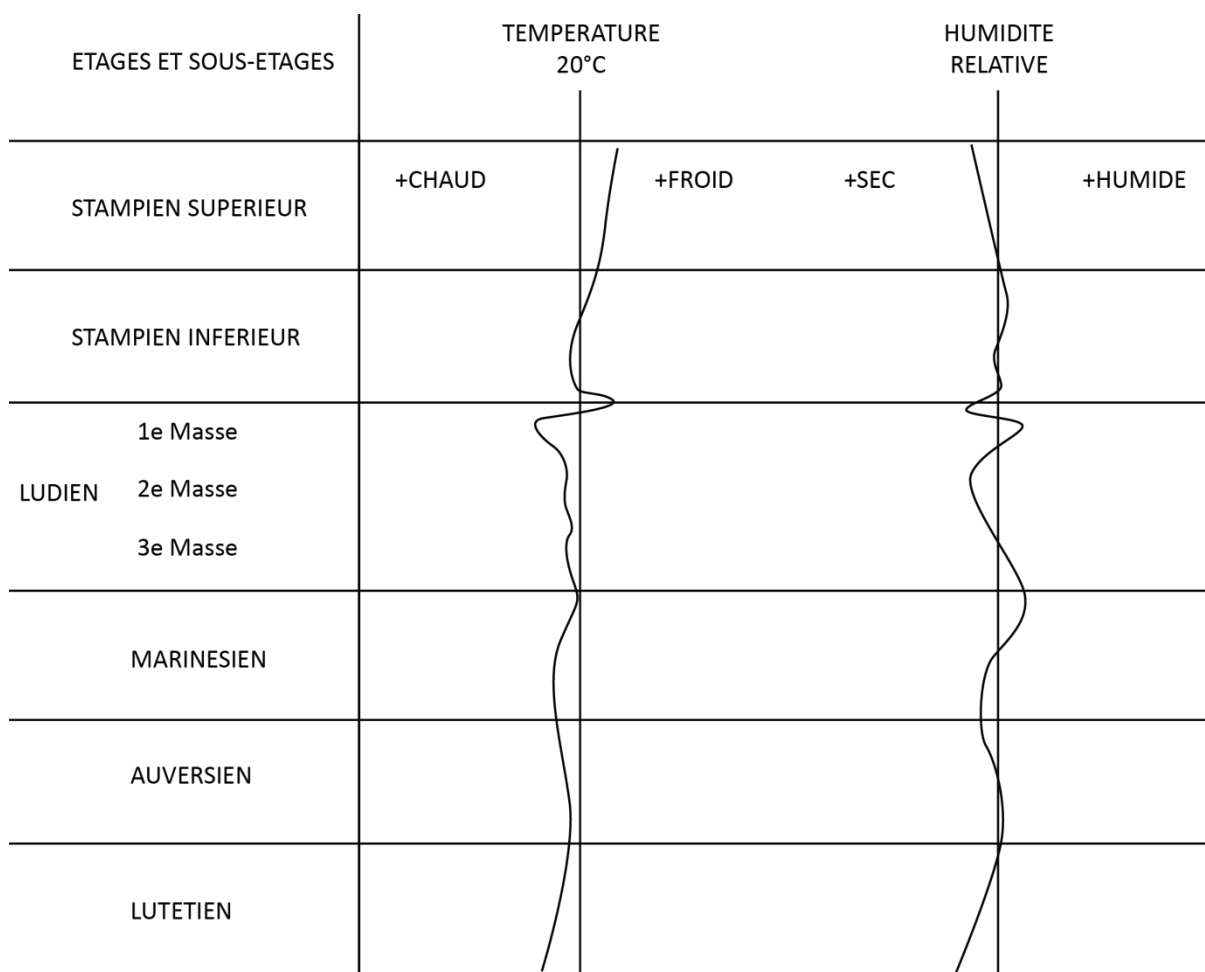


Figure 1.29 Courbe de température et d'hygrométrie relatives des formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris (selon Châteauneuf, 1980).

D'autres études se basent sur la géochimie isotopique, notamment pour déterminer certains marqueurs stratigraphiques, tels que les anomalies climatiques. Ces anomalies climatiques brèves, lorsqu'elles sont bien identifiées permettent d'établir des corrélations des différentes coupes. Ces anomalies climatiques notamment celle du PETM/CIE (limite Paléocène-Eocène) correspondant à un réchauffement climatique est identifiée dans la série tertiaire. L'anomalie du PETM se situe dans les lignites de la formation de Mortemer en Normandie (Storme et *al.*, 2012). La CIE a été identifié également en Normandie, dans le Vexin et en région parisienne dans un sol carbonaté et sur la bordure Est du bassin, dans des marnes lacustres (Thiry et *al.*, 2006).

4.7 LES DEFORMATIONS TERTIAIRES ENREGISTREES DANS LE BASSIN DE PARIS

De nombreuses lacunes stratigraphiques (x15) ont été identifiées par Pomerol (1989). Cependant leur origine est très peu connue, seules quelques études portent sur les déformations enregistrées dans le bassin de Paris au cours du Tertiaire.

- Barbarand et *al.* (2013) et Quesnel (2006) ont montré une importante lacune stratigraphique avec émergence et altération (Maastrichtien résiduel) de la craie du Crétacé supérieur avant les premiers dépôts thanétiens.
- Une déformation de courte longueur d'onde est mise en évidence pour l'intervalle Lutétien-Bartonien, notamment à l'Ouest du bassin de Paris (Vexin) et pourrait être lié à l'orogène pyrénéen (Gély, 1996, Gély et Lorenz, 1991, Robin et *al.*, 1998 et Guillocheau et *al.*, 2000). Wyns (1978) a également montré un rejeu des failles NW-SE et NE-SW d'âge Bartonien dans l'Ouest du bassin de Paris.
- La période de l'Oligocène (Chattien) est marquée par la migration du dépôt-centre vers le SE (Cavelier, 1979) indiquant une surrection de la partie Nord du bassin de Paris. Ce changement majeur évoque une déformation qui reste cependant incomprise (Guillocheau et *al.*, 2000). Cette phase de déformation dans le bassin de Paris est également évoquée par Ziegler (1990) : phase Oligo-Miocène.
- Enfin, la morphologie actuelle du bassin de Paris évoque un flambage lithosphérique souligné par les antiformes Bourguignon et Picard. Ce flambage aurait été initié au Miocène supérieur par la compression alpine (Guillocheau et *al.*, 2000). Bourgeois et *al.* (2007) proposent que le début de ce flambage lithosphérique NE-SW soit d'âge Burdigalien (17 Ma) en réponse à la rotation de l'Apulie du N vers le NW.

CONCLUSION

Le bassin de Paris, bassin intracratonique, est caractérisé par une subsidence thermique long terme à partir du Mésozoïque, suite à l'orogène varisque. Il repose sur le front de collision varisque effondré, et est de ce fait affecté par de grands accidents crustaux correspondant à l'ancien front de cet orogène. Son remplissage débute au Permien jusqu'au Cénozoïque. Les principales études se sont focalisées en particulier sur le remplissage mésozoïque. Il en résulte une très bonne connaissance pour cet intervalle, à l'inverse du Cénozoïque.

Cependant, la stratigraphie a beaucoup été étudiée, pour le Cénozoïque. Il en résulte un cadre temporel relativement bien défini. Cette période correspondant à une période de faible accommodation, en contexte compressif (convergence Afrique-Eurasie) à l'origine de systèmes sédimentaires complexes et marqués par de nombreux hiatus. Quelques études, néanmoins très locales, révèlent les géométries et une partie des faciès sédimentaires tertiaires.

En outre, la connaissance sur les déformations enregistrées dans le bassin de Paris au cours du Cénozoïque est parcellaire. Quatre déformations sont enregistrées, (1) aux alentours de la limite Crétacé-Tertiaire, (2) au Lutétien-Bartonien, (3) à l'Oligocène, (4) et au Miocène. Ces déformations seraient d'origine pyrénéenne (1), (2) et (3) et alpine (4). Cependant, leur enregistrement dans le bassin est mal contraint tant sur le plan des géométries sédimentaires que sur l'âge exact de ces déformations.

Nous présenterons par la suite la méthodologie (Chap. 2), nos travaux sur le Paléocène-Eocène inférieur (Chap. 3) qui ont fait l'objet d'un article (soumis), notre étude sur le Lutétien (Chap. 4) et enfin sur l'intervalle Bartonien-Priabonien-Rupélien (Chap. 5). Ces résultats seront synthétisés et discutés dans le dernier chapitre (Chap. 6).



Figure 1.30 Charte biostratigraphique harmonisée utilisée lors de cette étude.

CHAPITRE 2 : DONNÉES DISPONIBLES ET MÉTHODOLOGIE

1. LES DONNÉES DISPONIBLES

1.1 LES AFFLEUREMENTS

Du fait des faibles reliefs de la zone et de la faible induration des dépôts tertiaires, les affleurements sont relativement rares. Seules les carrières exploitant sable, calcaire, gypse ou argile fournissent des affleurements (Figure 2.1) de bonne qualité et permettent de disposer de coupes de référence pour l'essentiel des intervalles stratigraphiques étudiés. Ces affleurements sont cependant épars et souvent en bordure de bassin, tandis que dans plusieurs zones comme le plateau de Brie, aucun affleurement n'existe, d'où la nécessité de recourir à de nombreuses données de sub-surface.

Pour compléter les affleurements actuels, des descriptions d'affleurements de la littérature issues des très nombreux travaux de stratigraphes au cours du 19^e et du début du 20^e siècle profitant d'anciennes carrières ou de grands travaux (voies ferrées, métro parisien, autoroutes...) sont utilisées. Si les figures sédimentaires n'y sont souvent pas décrites, les descriptions lithologiques et faunistiques sont souvent de très bonne qualité.

Les notices des cartes géologiques au 1/50 000 fournissent également des descriptions supplémentaires, en particulier en termes d'épaisseur et de stratigraphie. Les descriptions sédimentologiques y sont relativement succinctes.

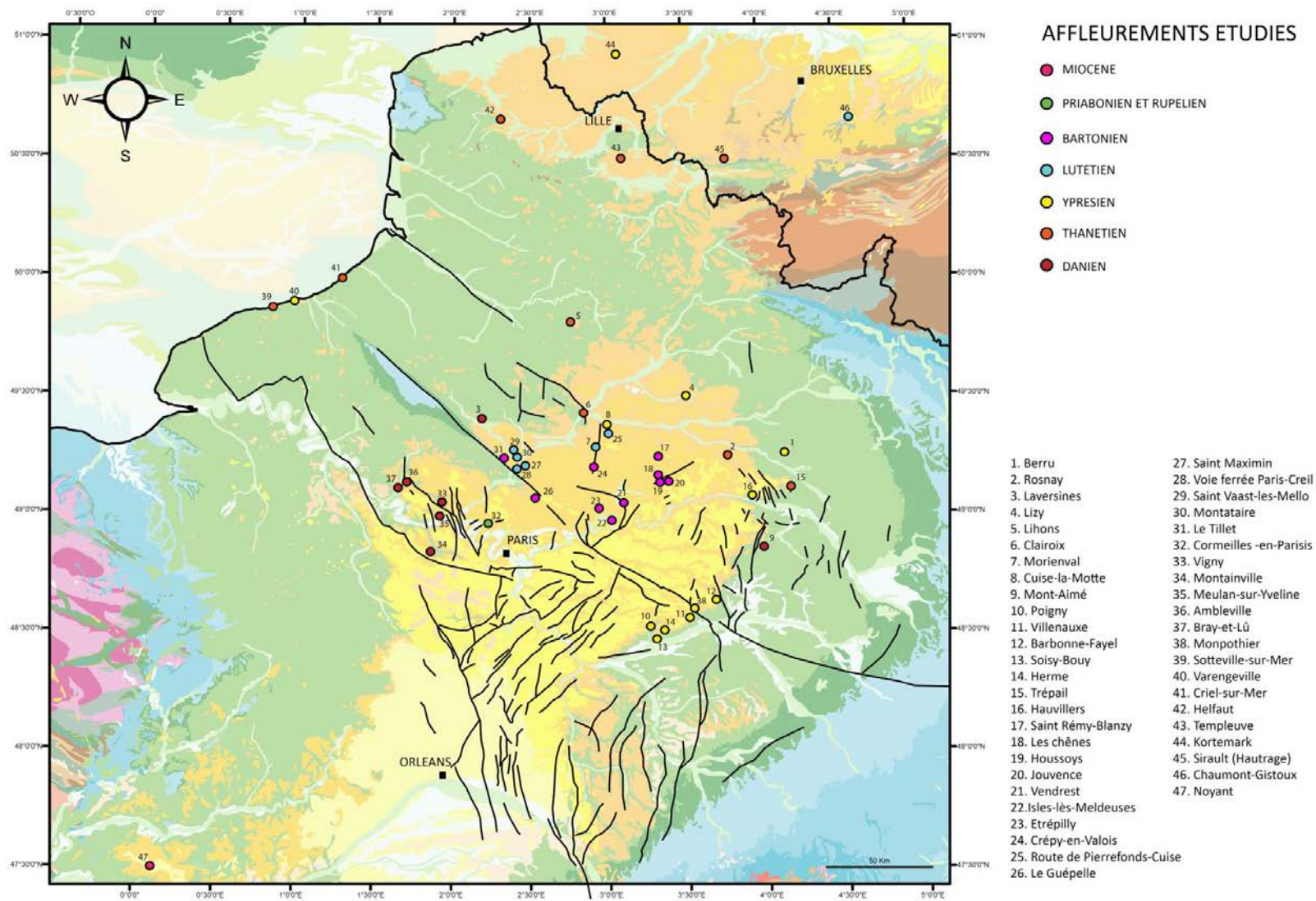


Figure 2.1 Situation des affleurements étudiés. Extrait de la carte géologique au million de la France (carte géologique, 6^e Edition, BRGM, 1996)

1.2 LES DONNEES DE FORAGE

1.2.1 Les sondages stratigraphiques

Le BRGM a exécuté entre 1965 et 1966, quatre sondages entièrement carottés et diagraphiés, répartis d'Ouest en Est du bassin de Paris. Ces sondages traversent entièrement l'Eocène et sont respectivement situés à **Chaignes** (Eure), **Montjavoult** (Oise), **Le Tillet** (Oise) et à **Ludes** (Marne) Trauth et *al.* (1968) Ils ont fait l'objet d'études sédimentologiques, minéralogiques, biostratigraphiques et paléocéologiques. Ils offrent des coupes complètes et très détaillées, associées à des logs électriques et donc représentent de très bons calages pour les corrélations diagraphiques (Figure 2.2).

Ces quatre sondages sont reportés à la fin de ce chapitre en Figure 2.9, Figure 2.10, Figure 2.11 et en Figure 2.12

D'autres sondages, mais sans diagraphie permettent aussi de bons calages stratigraphiques, tels que celui de **Marcoussis** (Cavelier, 1968), **Les Hogues** (Slansky et al., 1971), **Cuise-la-Motte** (Blondeau, 1976, Gruas-Cavagnetto, 1976, Lezard, 1976 et Bolin et al., 1982), le **Mont Bernon** (Laurain et al., 1983), le **Mont Pagnotte** (Aubry et al., 1977), **Monsoult** et le forage de **Sevrans** (Figure 2.2)

Pour compléter les données existantes et combler les lacunes en termes stratigraphiques et d'environnement de dépôts dans le centre du Bassin de Paris, un forage carotté a été réalisé durant la thèse sur la commune d'Ussy-sur-Marne (Figure 2.2)

Ce forage n'a pas atteint tous ses objectifs initiaux mais a traversé la majeure partie du Bartonien basal et du Lutétien. Il a permis de carotter le Lutétien dans une zone où les faciès le constituant étaient mal connus. Des datations biostratigraphiques ont en outre été réalisées sur ce forage. Les résultats de ce forage seront présentés dans le chapitre 4 réservé à l'étude du Lutétien et du Bartonien basal.

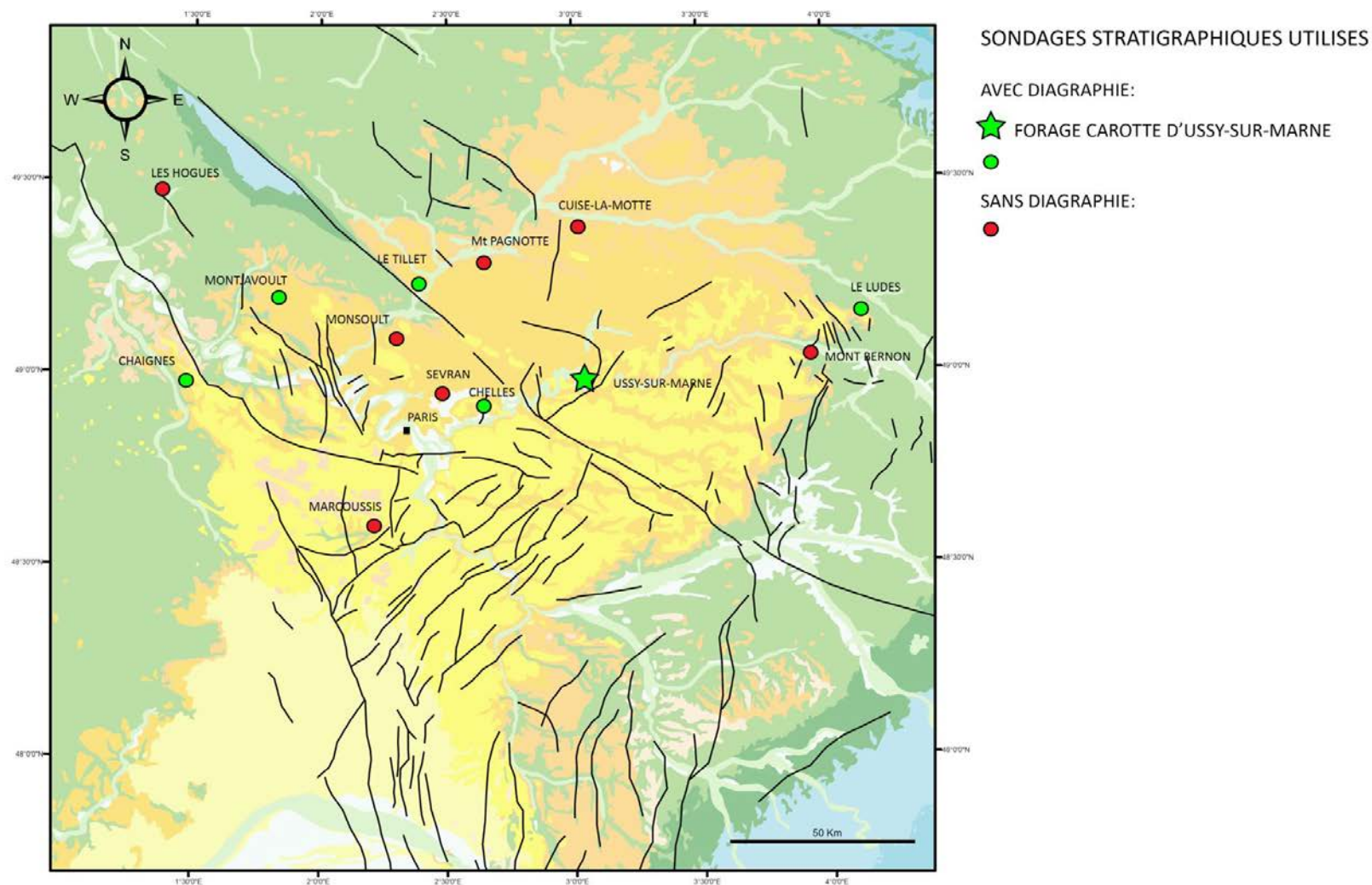


Figure 2.2 Plan de position des principaux forages stratigraphiques existant et du forage carotté d'Ussy-sur-Marne. Extrait de la carte géologique au million de la France (6^e édition BRGM, 1996)

1.2.2 Les données BEPH

Le Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures (BEPH) a en charge la gestion du domaine minier "hydrocarbures" en France. Il met aussi à la disposition du public les données concernant l'activité d'exploration et de production pétrolière et gazière sur le territoire français (domaine minier, géophysique, forages pétroliers, production des gisements). La gestion de la base de données des forages pétroliers est assurée par le BRGM depuis 2008. Il existe plus de 2 000 puits pétroliers dans le bassin de Paris réalisés principalement des années 50 aux années 80.

Ces forages traversent l'ensemble de la pile tertiaire. Les diagraphies réalisées sont souvent de bonne qualité. Cependant, le set complet de diagraphies n'a souvent pas été réalisé dans les sédiments tertiaires, mais seulement à partir du Crétacé supérieur. Deux cas de figures se présentent, (1) des puits (non utilisés) dans lesquels aucune diagraphie n'existe dans le Tertiaire, (2) des puits dans lesquels seul un Gamma-Ray ou une mesure de polarisation spontanée (PS) et de résistivité ont été réalisés. Dans les deux cas, les descriptions lithologiques sont assez sommaires et peu utilisables pour une étude et un calage détaillés. Enfin la répartition des puits est très hétérogène, en fonction de l'emplacement des champs pétroliers (Chaunoy, Villeperdue, Coulommès, Itteville, etc.).

1.2.3 Les données BSS

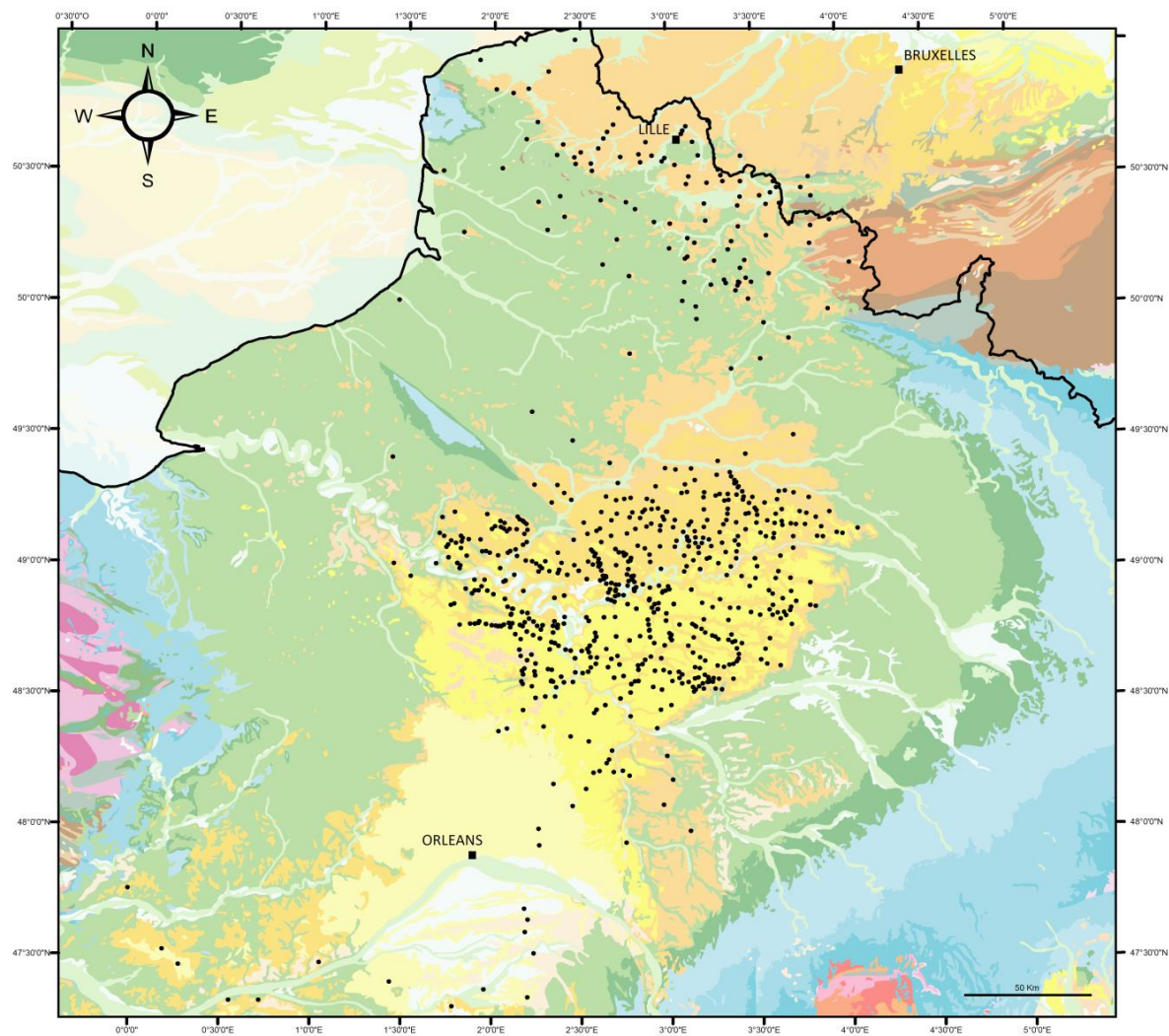
La **Banque de données du Sous-Sol** est la base de données nationales des ouvrages souterrains déclarés sur le territoire français (code minier, code de l'environnement). Elle regroupe les informations techniques acquises lors des forages et collectées auprès des foreurs et des maîtres d'ouvrages. Tous les puits de plus de 10 m de profondeur sont censés être déclarés au BRGM qui assure le référencement et la bancarisation de cette donnée. Parmi les données déclarées (près de 800 000 sur le territoire français), un certain nombre d'ouvrages ont fait l'objet d'un levé diagraphique. Ces levés diagraphiques sont variables dans leur qualité et la nature des outils diagraphiques (GR, PS, Résistivité)

1.2.4 Les données CGG

Ces données présentes dans la BSS correspondent à des carottages de vitesses sismiques (VT) dans le Tertiaire. Ces puits réalisés par la CGG (Compagnie Générale de Géophysique) ont été réalisés pour obtenir les vitesses des terrains superficiels (Tertiaire) afin de mieux contraindre les corrections statiques. Ces données VT sont fréquemment accompagnées d'un Gamma-Ray et d'une description lithologique relativement correcte qui permet un calage. Cependant, la totalité du Tertiaire est rarement traversée, notamment au centre du bassin de Paris.

Ces puits ont été réalisés à proximité les uns des autres, le long des lignes sismiques, combinés aux autres ouvrages présents dans la BSS ; ces données permettent de réaliser un maillage très serré pour contraindre les géométries et faciès du Tertiaire.

La Figure 2.3 et la Figure 2.4 illustrent les puits sélectionnés et utilisés et les transects corrélés.



CARTE DES PUIXS UTILISÉS

Figure 2.3 Plan de position des puits (x 500) utilisés (Gamma-Ray et Ps-Résistivité)

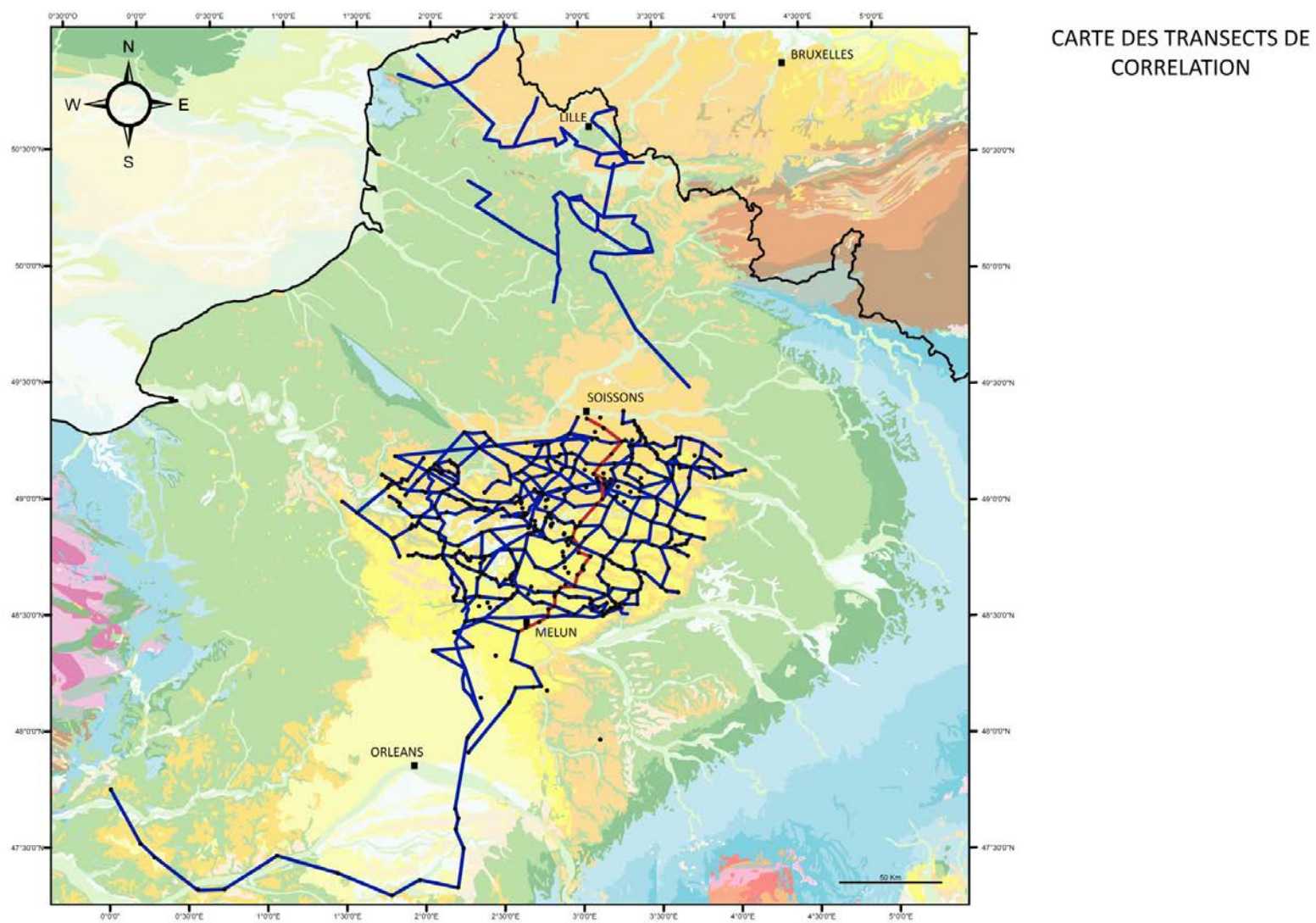


Figure 2.4 Plan de position des transects (x 47) de corrélation réalisés dans cette étude

2. MÉTHODOLOGIE

2.1 CALAGE STRATIGRAPHIQUE : SYNTHÈSE BIO-LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET DATATIONS

Afin de reconstituer les géométries des systèmes sédimentaires tertiaires, une approche en plusieurs étapes est proposée. Les affleurements du bassin de Paris sont rares et rendent l'observation discontinue. De plus, une grande partie des affleurements se situent sur des bordures de bassin (zone d'*onlap*), où la sédimentation est condensée. Il est donc indispensable de réaliser des corrélations de puits diagraphiés à travers le bassin. Cette approche a nécessité au préalable l'établissement d'un cadre chronostratigraphique assez précis basé sur une compilation des données biostratigraphiques et une harmonisation des nombreuses lithostratigraphies proposées dans la littérature. Pour compléter le calage biostratigraphique existant, des datations biostratigraphiques ont été réalisées sur divers affleurements du bassin de Paris (Isles-lès-Meldeuses, Le Tillet, Laversine, Bray-et-Lû, Vigny, Montainville), sur le forage d'Ussy-sur-Marne, et sur des *cuttings* issus de forages géothermiques à Chelles et du forage du Tillet. Une réévaluation biostratigraphique a également été réalisée par Châteauneuf (dinokystes) (Châteauneuf et Gruas-Cavagnetto, 1978, révisé) et par ERADATA (foraminifères) au cours de cette thèse. Les échelles biostratigraphiques utilisables pour le Tertiaire du bassin de Paris sont celles des nannofossiles calcaires (échelle internationale), des foraminifères benthiques (échelle internationale), des dinokystes (dont les Wetzeliellacés), des Charophytes et enfin des Mammifères. Les environnements de dépôts qui sont souvent marins peu profonds n'ont pas permis un bon enregistrement des foraminifères planctoniques.

2.2 FACIES ET GEOMETRIES SEDIMENTAIRES

La reconstitution des géométries 3D et de l'architecture des faciès sédimentaires, se base sur les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution (Homewood et *al.*, 1992, Van Wagoner et *al.*, 1991).

Les étapes de cette méthode sont :

- (1) la définition de modèle(s) de faciès permettant de repositionner les différents faciès observés sur un profil de dépôt (Figure 2.5).
- (2) l'identification et la corrélation des séquences de dépôts basées sur l'empilement vertical des faciès (*stacking pattern*) et la reconnaissance de surfaces clefs permettant de reconstruire les géométries 2D de l'intervalle étudié.
- (3) une validation des corrélations en 3D par maillage entre les différents transects de corrélation.
- (4) un retour pour validation sur les modèles de faciès établis après les corrélations et architectures sédimentaires définies.

2.2.1 Sédimentologie de faciès et modèle de faciès

La base de la démarche relève du domaine de la **sédimentologie de faciès**. Cette première étape a pour but de définir les faciès sédimentaires, que ce soit sur un affleurement, carottes ou *cuttings*.

Ces différents faciès sont caractérisés par :

- leur lithologie, pétrologie, granulométrie et texture (affleurement et lame mince)
- des structures sédimentaires,
- leur contenu biologique, incluant la bioturbation (affleurement et lame mince).

Ils sont aussi caractérisés par leur microfaciès :

- au MEB (microscope électronique à balayage) pour caractériser l'altération et la morphologie des grains de quartz ;
- en lame mince pour identifier les textures et la biocorrosion.

L'ensemble de ces caractéristiques permet de définir les conditions de dépôt des différents faciès identifiés et de les rattacher à un environnement de dépôt.

La substitution latérale et/ou verticale de faciès permet de reconstruire un diagramme de substitution de faciès ou modèle de faciès, c'est-à-dire de reconstruire un profil paysage (profil de dépôt) sur lequel sont repositionnés les différents faciès sédimentaires (Figure 2.6).

Un seul faciès ne permet que rarement de définir un milieu de sédimentation : c'est une association de faciès qui se succèdent dans le temps (ou séquence de dépôt), en d'autres termes, c'est la position d'un faciès par rapport à un autre sur une section verticale, qui permet d'identifier un environnement de dépôt.

Un environnement de dépôt sera dans la plupart des cas caractérisé par une association de faciès. Pour exemple, des faciès de platier tidal passent en latéral à des faciès de passe tidale ou encore de barrière. C'est la notion qu'avait dégagé Homewood et *al.* en 1992 en introduisant un diagramme de substitution latérale et de succession de faciès.

Pour chaque intervalle de temps, un modèle de faciès sera défini sur la base des informations disponibles, affleurements, forages, diagraphies, descriptions de *cuttings*, et données paléoenvironnementales.

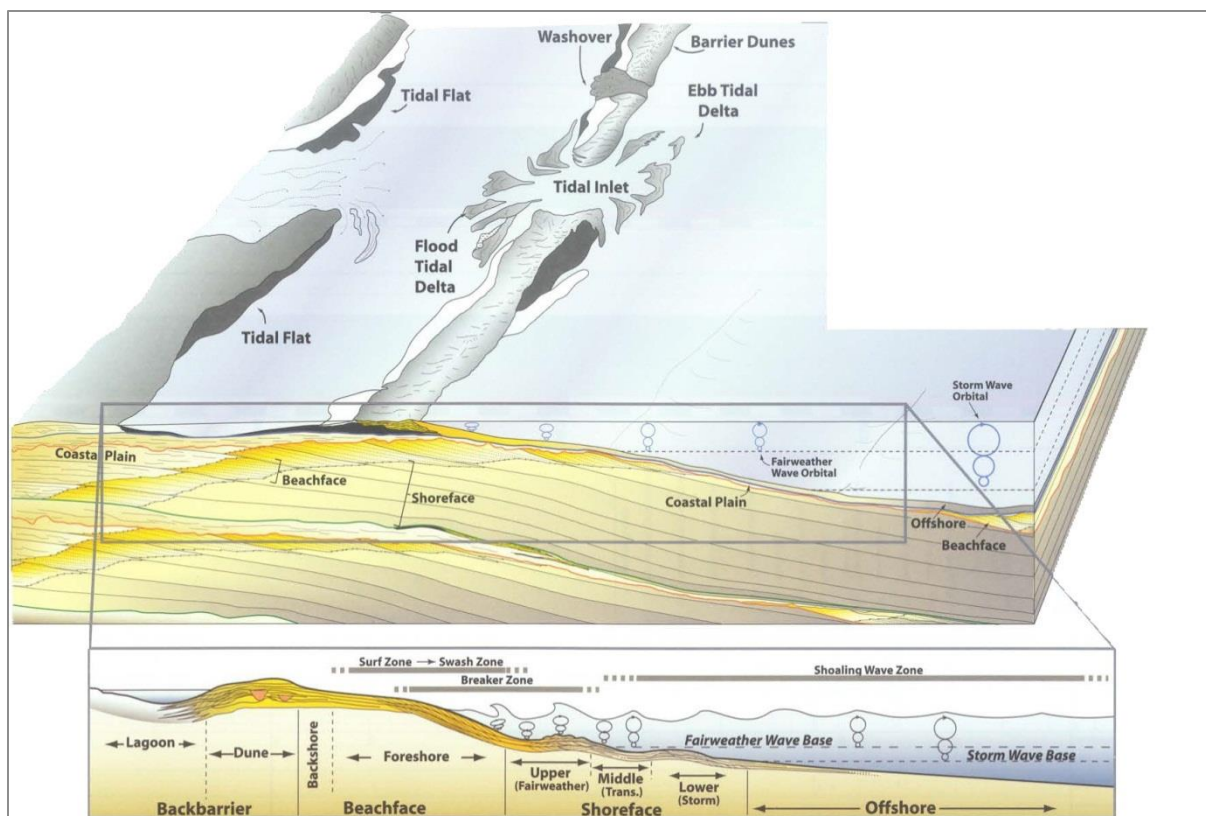


Figure 2.5 Exemple de profil de dépôt dominé par la houle entre le domaine de la plaine côtière et le domaine marin ouvert. (Sequence Stratigraphy of Siliciclastic Systems, Abreu et al., 2010)

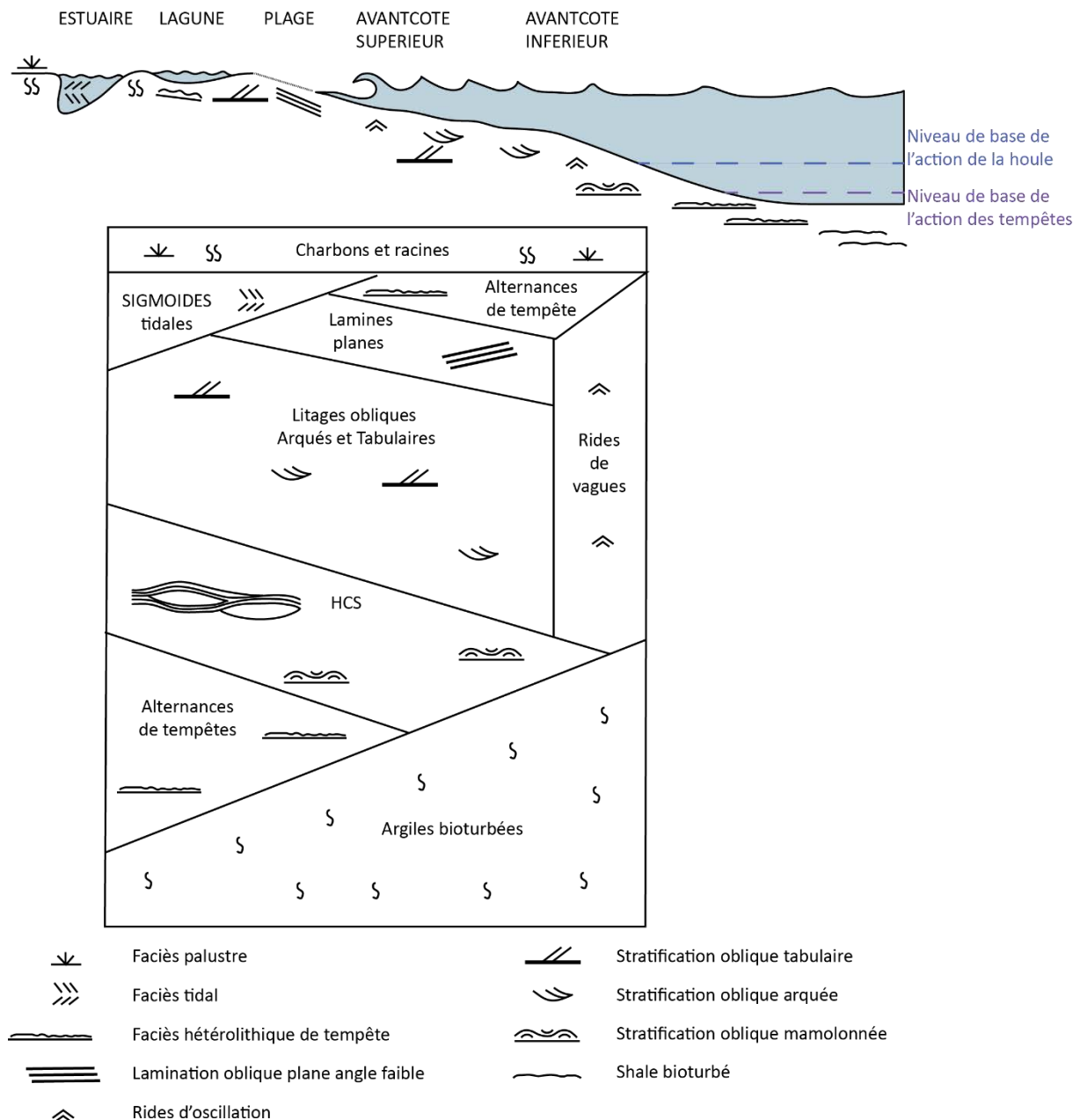


Figure 2.6 Diagramme de succession et de substitution latérale de faciès en domaine littoral dominé par la houle (Homewood et al., 1992)

2.2.2 Identification des électrofaciès

Une grande partie de ce travail se base sur l'étude de forages diagraphiés. De la même façon que pour les faciès sédimentaires, des électrofaciès sont définis sur la base des caractéristiques mesurées en diagraphies. Ces électrofaciès sont définis sur la base des paramètres de forme (cloche, entonnoir etc.) et sur des paramètres quantitatifs : intensité du signal (radioactivité naturelle, résistivité). Ces électrofaciès peuvent être calés sur l'affleurement, sur des carottes ou encore sur des *cuttings*.

Pour chaque électrofaciès une synonymie entre électrofaciès et association de faciès sédimentaire (environnements de dépôt) est établie.

2.2.3 Outils diagraphiques disponibles

Les diagraphies permettent d'obtenir un enregistrement continu des caractéristiques pétrophysiques des roches qu'elles traversent (Serra, 1979). Il est possible de mesurer un panel d'enregistrements diagraphiques permettant de caractériser une roche sur sa radioactivité naturelle, sa porosité-densité, sa résistivité, etc.

Les dépôts tertiaires du bassin de Paris ont été essentiellement traversés par des outils mesurant la radioactivité naturelle totale de la roche (Gamma-Ray : **GR**) et des outils de résistivité (Polarisation-Spontannée-Résistivité : **PS-R**).

Le Gamma-Ray (GR) : unité (API), avec 16,5 API = 1 μ g. Ra équivalent

L'outil mesure une composante (le rayonnement gamma) de la radioactivité naturelle des roches, à laquelle participent essentiellement le thorium (présents dans les kaolinites, minéraux lourds comme le zircon ou le sphène), l'uranium (présents dans les argiles, matière organique, phosphates, pyrite, minéraux lourds) et le potassium (présents dans les illites, micas, feldspaths potassiques). La mesure du rayonnement est globale.

La Polarisation Spontanée (PS) : mV

L'outil mesure la différence de potentiel entre la surface et la formation traversée. Son sens de variation dépend de la salinité de la boue par rapport à la salinité de la formation. Lorsqu'il n'y a pas de déviation, la zone est imperméable argileuse. Dans les roches poreuses, la PS sera normale (ou négative) si le filtrat est moins salé que l'eau de formation, en revanche, la PS sera inverse (ou positive), si le filtrat est plus salé que la formation.

La Résistivité (R) : $\Omega/m^2/m$

L'outil émet un signal électrique ou électro-magnétique dans la formation et enregistre la réaction du terrain au signal. La résistivité est influencée par la porosité, la perméabilité, la saturation en eau et la salinité. La salinité de la boue influence les lectures de la résistivité et nécessite une correction.

Les macrodispositifs qui mesurent la résistivité ont soit un espacement fort des patins qui permet de lire la résistivité en profondeur de la roche, c'est-à-dire la résistivité vraie, soit un espacement faible des patins qui donne une mesure de la résistivité proche, c'est-à-dire la zone lavée par le filtrat.

Les microdispositifs ont une profondeur d'investigation faible (espacement faible) et donnent une mesure de la résistivité proche. Si les courbes du microdispositif et du macrodispositif sont confondues, le faciès est imperméable (faciès argileux ou compact). Si les courbes sont espacées, le faciès est poreux.

Une seule diagrapie ne permet pas de caractériser une roche, *e.g.* un sable propre aura la même réponse diagrapique qu'un calcaire en **GR**, de la même manière des argiles auront le même électrofaciès qu'un sable contenant des minéraux lourds (éléments radioactifs). Il est donc nécessaire d'associer différents types de diagrapies pour caractériser le sous-sol. La réponse d'un faciès sédimentaire sur un seul outil n'est pas univoque.

Cependant, pour les sondages qui traversent le Tertiaire du bassin de Paris, la majorité présente une seule mesure de même type, le Gamma-Ray. Il faudra dans ce cas, faire de nombreux "allers-retours" entre les données de terrain et la description des forages permettant de contraindre la nature des faciès diagrapiés.

2.2.4 Du faciès sédimentaire à l'électrofaciès

Pour une grande partie des électrofaciès identifiés, un calage a pu être réalisé à partir des forages stratigraphiques disponibles. En l'absence de forage de calage, les coupes levées sur le terrain ou sélectionnées dans la littérature ont été recalées sur les diagrapies les plus proches. Nous avons également effectué des mesures de Gamma-Ray spectral directement sur l'affleurement (Lizy, Cuise-la-Motte, Isles-lès-Meldeuses, et Etrépilly) permettant d'obtenir la signature diagrapique du faciès décrit.

Les données de *cuttings* fournissent un élément de calage supplémentaire en particulier lorsqu'un seul outil est disponible. Un catalogue d'électrofaciès sera proposé pour l'ensemble des faciès.

2.3 PROPOSITION D'UN DECOUPAGE SEQUENTIEL SUR UNE COUPE (1D)

Suite à l'étude des faciès sédimentaires, le mode d'empilement sédimentaire vertical des faciès (*stacking pattern*) est utilisé pour définir un découpage séquentiel 1D. Ainsi les unités génétiques (Homewood et *al.*, 1992) ou paraséquences (Van Wagoner et *al.*, 1988) correspondent aux plus petits cycles de variations de milieux de dépôt identifiables sur une verticale.

- Une unité génétique est comprise entre les deux faciès les plus distaux ; c'est-à-dire entre les deux maxima d'inondation (**Maximum Flooding Surface : MFS** ; Van Wagoner et *al.*, 1988). L'unité génétique enregistre donc, entre deux MFS, une phase de **progradation (régression)**, puis une phase de **rétrogradation (transgression)**.
- Le maximum de progradation est définie par les faciès les plus proximaux correspondant aux MRS (**Maximum Regressive Surface : MRS** ; Catuneanu et *al.*, 2009).

Les paramètres qui contrôlent ces variations (tectonique, climat et par le contrôle de la subsidence, de l'eustatisme et du flux sédimentaire) sont externes au système étudié (alloyés). Seules les MFS et MRS des unités génétiques de l'ordre des variations eustatiques sont corrélables. Ces surfaces (MFS et MRS) constituent donc des lignes temps corrélables à l'échelle du bassin.

L'attribution des surfaces isochrones sur une coupe 1D ne sera validée que par corrélation. Ainsi une hiérarchisation de ces surfaces et différents ordres de séquences (emboîtées) pourront être définis. Le degré de validité des corrélations dépend fortement de la qualité de l'analyse verticale, de la densité de l'information et du calage biostratigraphique régional.

2.4 METHODE DE CORRELATION

2.4.1 Corrélation par "*stacking pattern*" et hiérarchisation des séquences de dépôts

Cette méthode consiste à corréler les unités génétiques de puits à puits, espacés de moins de 10 km par des corrélations à haute résolution. Pour bien contrôler les corrélations, il est nécessaire de choisir un niveau de référence. Il doit être isochrone, identifiable facilement, avoir la continuité la plus large possible, sur l'ensemble du bassin et doit être contraint par la biostratigraphie. Les MFS sont les meilleurs candidats pour ces niveaux de référence. Après avoir défini une MFS (ou une MRS) de référence, **les MFS et MRS des unités génétiques** qui constituent les variations élémentaires corrélables de milieu de dépôt sont tracées de puits à puits.

Cette méthode permet de réaliser des corrélations à haute résolution et, par l'observation de la disparition d'unités génétiques d'un puits à l'autre, de mettre en évidence (1) des niveaux condensés (souvent associés à des géométries en *downlap*) et (2) des troncatures (géométries en *toplap* et en *onlap*) (Homewood et al., 1992). Ces dernières surfaces sont diachrones, donc non corrélables, mais donnent de précieux indices sur la dynamique sédimentaire et la paléogéographie. Ces discontinuités peuvent condenser plusieurs unités génétiques ou encore en supprimer (Figure 2.7).

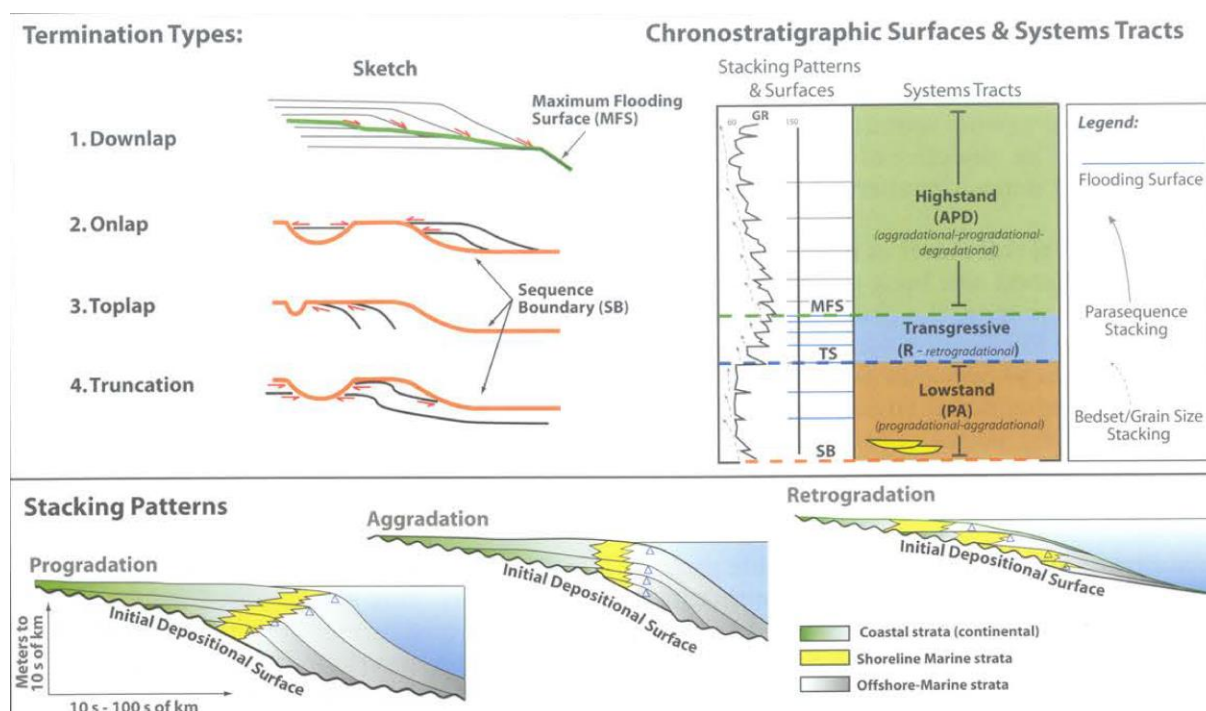


Figure 2.7 Schémas des différentes terminaisons stratigraphiques et du "stacking pattern" des systèmes de dépôts et leurs surfaces remarquables (Abreu et al., 2010).

Après ce travail de corrélation des unités génétiques, il est possible de hiérarchiser des séquences de dépôts. Plusieurs ordres de séquences emboîtés peuvent alors être définies, depuis l'ordre supérieur des unités génétiques jusqu'à des ordres inférieurs de plus longue durée. Les surfaces principales utilisées dans ce travail pour réaliser les corrélations à l'échelle du bassin définissent des séquences dont la durée varie. Elles varient entre des durées de l'ordre de quelques centaines de milliers d'années à un million d'années correspondant à des séquences de 4^e à 3^e ordre. Des séquences de dépôts regroupent plusieurs unités génétiques et correspondent à un ordre inférieur, de plus basse fréquence, c'est-à-dire de plus longue durée.

2.4.2 Les limites du *stacking pattern* : cas particulier de systèmes en très faible préservation

La méthode de corrélation par *stacking pattern* s'appuie sur la préservation (et la possibilité d'observer) les plus petites séquences de variation de milieu de dépôts (unités génétiques). L'application de cette méthode dans les bassins avec un enregistrement sédimentaire continu est fiable. Elle ne l'est pas pour les bassins sédimentaires à faible préservation.

Or le bassin de Paris, bassin intracratonique est un système en **très faible préservation** au cours du Tertiaire. De ce fait, l'enregistrement des unités est discontinu (niveau condensé, hiatus, érosion, etc.), ce qui va à l'encontre des principes du *stacking pattern*, dont l'application part de l'idée d'un enregistrement continu.

Appliquer la méthode du *stacking pattern* peut alors amener à corrélérer des surfaces diachrones.

De ce fait, la méthode du *stacking pattern* n'a pas été utilisée pour les intervalles en très faible préservation, tel qu'une partie de l'Yprésien, le Lutétien et le Bartonien.

Pour ces intervalles, la méthode employée a été de corrélérer les surfaces identifiables, selon les principes de la stratigraphie séquentielle ; les MFS et MRS majeures, et les discontinuités.

La stratigraphie séquentielle, démarche qui consiste à lier génétiquement les dépôts aux variations de l'espace d'accommodation et aux flux sédimentaires est appliquée depuis les années 80, sans véritable consensus sur sa nomenclature. Il en résulte une multitude de noms de surfaces et de cortèges sédimentaires. Cette vaste nomenclature a été uniformisée par Catuneanu et al., (2011) qui est présentée ci-dessous (Figure 2.8).

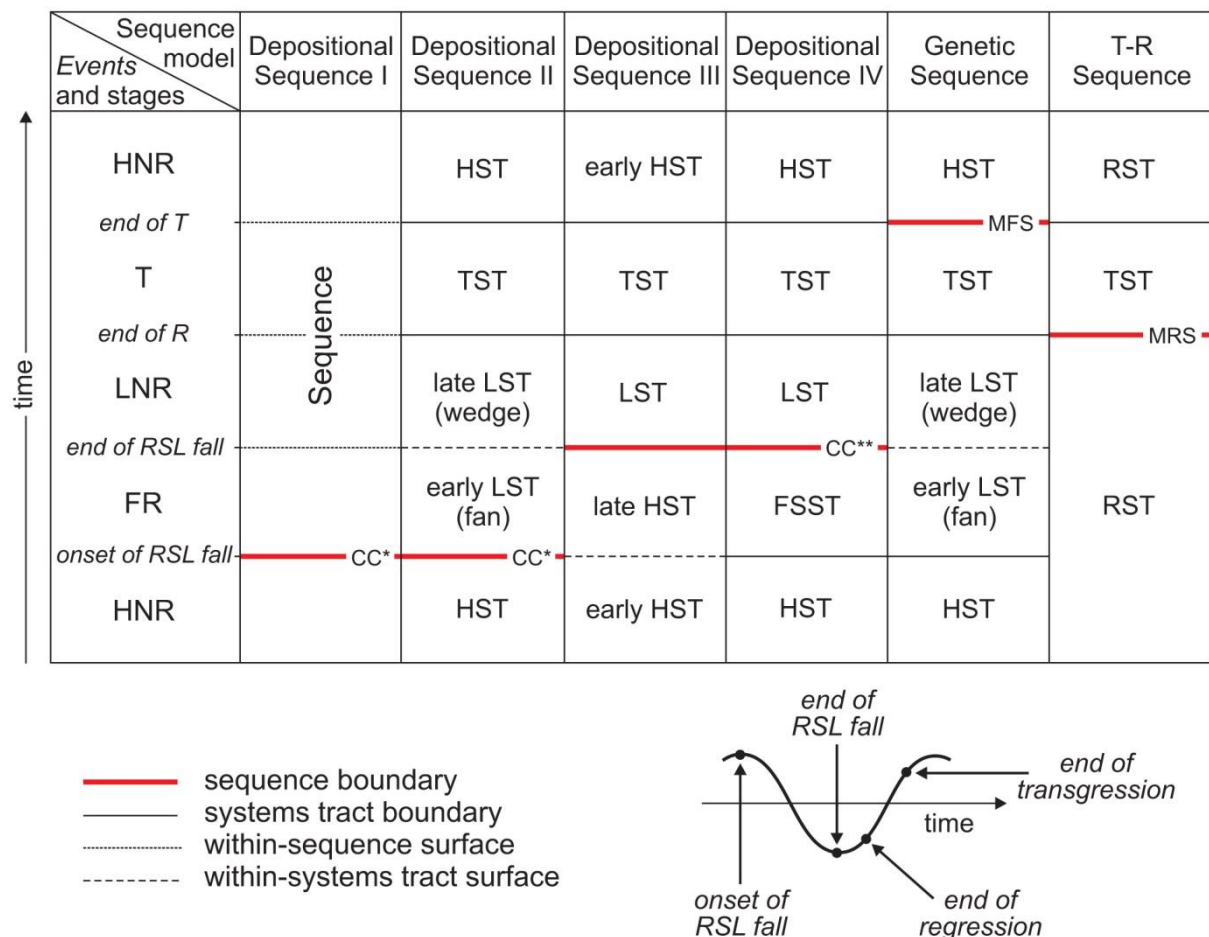


Figure 2.8 Nomenclature des différents cortèges de dépôt et des limites de séquence (Catuneanu et al., 2011).

L'essentiel de ces modèles ont été définis sur les marges, introduisant la notion de prisme de régression forcée, identifié au pied de ces marges. Ces prismes de régression forcée ne sont pas développés dans le bassin de Paris, mais plus dans le domaine distal, dans la Manche ou en mer du Nord. De ce fait, dans le bassin de Paris, les **MRS** sont souvent amalgamées aux **UN (Unconformity)** correspondant à une surface d'érosion dans les environnements continentaux ou à une période de chute du niveau marin relatif et à une migration rapide du profil de dépôt (*downward shift*) de la *shoreline* vers la mer.

Dans ce travail, nous utiliserons le terme de cycle stratigraphique (Guillocheau, 1991) sur la base des environnements sédimentaires.

Trois types de surfaces seront donc définies : (1) la surface d'inondation maximale (MFS – Galloway, 1989 et Catuneanu et al., 2009 correspondant à l'environnement le plus ouvert ou le plus distal le long d'un profil de dépôt), (2) la surface de régression maximale (MRS – Catuneanu et al., 2009, correspondant à l'environnement le moins ouvert ou le plus proximal sur un profil de dépôt) et (3) la surface UN : *Unconformity* (UN – Embry, 2009, correspondant à une surface d'érosion dans les environnements continentaux ou à une brutale migration de la *shoreline* vers la mer. Nos cycles stratigraphiques sont limités par les MRS (amalgamées souvent aux UN) qui sont dans le Tertiaire du bassin de Paris, les surfaces les plus facilement identifiables.

2.4.3 Validation des corrélations par "maillage" et identification des géométries 3D

Les corrélations puits à puits permettent de reconstituer les géométries des corps sédimentaires (2D). La validité de ces corrélations est testée par leur cohérence en 3D à partir d'un « maillage » des transects. Le maillage consiste à réaliser des croisements des transects de corrélation, en de nombreux points.

Dans ce travail, 47 transects ont été corrélés et maillés permettant d'obtenir les géométries des dépôts sédimentaires à haute résolution (Figure 2.4).

2.4.4 Lecture des déformations

A la suite du maillage de ces transects, les principales surfaces sont hiérarchisées. Nous avons identifié plus d'une vingtaine de surfaces, dont les intervalles seront représentés sur des cartes paléogéographiques et isopaques.

Ces surfaces utilisées pour construire ces cartes permettent d'appréhender l'évolution du bassin. Les cartes paléogéographiques sont basées sur les arguments de terrain mais surtout sur l'interprétation des électrofaciès. Elles permettent de visualiser les milieux de dépôts et leur répartition à l'échelle du bassin. Les cartes paléogéographiques sont réalisées lorsque cela est possible (dans la majorité des cas) par demi-cycle transgressif ou régressif.

Les cartes d'isopaques permettent d'imager la répartition des épaisseurs entre deux surfaces temps, le découpage haute résolution réalisé permet de visualiser cette évolution sur des pas de temps relativement courts, souvent inférieurs au million d'années.

Les épaisseurs entre chaque surface corrélée sont rentrées dans un système d'information géographique (ArcGis©), et interpolées par krigeage. L'interpolation spatiale par krigeage permet de conserver la valeur réelle à chaque puits. Néanmoins, il existe plusieurs problèmes d'interpolation dans les zones moins bien contraintes, et dans le cas où les épaisseurs sont très faibles. Cette méthode permet d'avoir une répartition spatiale des géométries sédimentaires, à l'échelle du bassin.

2.4.4.1 Lecture des déformations par les mesures d'accommodation

Le remplissage sédimentaire d'un bassin constitue un enregistreur très fin des déformations du substratum. Les variations de bathymétrie et d'épaisseur des dépôts à l'échelle d'un bassin sont la conséquence de différents paramètres (tectonique, eustatisme). Ces paramètres contrôlent l'espace d'accommodation créé au cours d'un pas de temps donné -par l'eustatisme et la subsidence- que le flux sédimentaire remplit pour partie. L'espace résiduel définit la bathymétrie. L'eustatisme étant par définition global, les variations spatiales d'accommodation à l'intérieur d'un bassin pour une même période de temps sont la conséquence de la tectonique.

Un calcul d'accommodation 3D serait le moyen de quantifier précisément les variations de subsidence au sein d'un bassin. Cependant une telle approche nécessite un temps de calcul très important qui n'a pas été possible d'envisager au cours de cette thèse. En revanche, des calculs d'accommodation ont été réalisés sur un transect 2D (Nord-Sud) pour l'ensemble de l'intervalle.

L'espace d'accommodation disponible pour les sédiments est la somme des variations tectoniques et eustatiques (Jervey, 1988 ; Schlager, 1993). Il peut être mesuré (Robin et al., 1998) pour un intervalle de temps donné, par les épaisseurs décompactées, corrigées de la paléobathymétrie/altitude de chaque sédiment déposé. Cette mesure d'accommodation requiert :

- (1) des lignes-temps calées en âge absolu**
- (2) des données de lithologie et de porosité**
- (3) des estimations des paléobathymétries/altitudes**

Cette mesure impose de prendre en compte de possibles marges d'erreur.

(1) Ligne-temps en âge absolu

Les lignes temps sont les surfaces des cycles stratigraphiques définis plus haut (MRS et MFS). Certaines discontinuités (UN) seront également utilisées. Les âges absolus sont issus de la charte chronostratigraphique (ICS, 2013) et de la charte biostratigraphique de Gradstein et *al.* (2012). Pour attribuer un âge absolu à une surface, nous avons choisi la moyenne de la biozone représentée.

(2) Lithologie et paramètres de décompaction

Les lithologies sont déterminées à partir des diagraphies, des cuttings, des carottes et des affleurements. La décompaction des sédiments est basée sur (1) la porosité au moment de leur dépôt et (2) sur le coefficient porosité-profondeur qui est directement lié à l'unité lithologique. Ici, nous utilisons une nouvelle compilation de lois de compaction (Dauteuil et *al.*, soumis). Cette compilation prend en compte des surfaces enveloppes incluant la porosité vs. profondeur pour quatre lithologies (sables, argiles, carbonates et silt). Ces enveloppes permettent de définir des courbes de compaction minimum et maximum pour évaluer l'erreur induite par la loi de compaction.

(3) Estimation des paléobathymétries/paléoaltitudes

Les environnements de dépôts ont été définis sur les affleurements, *cuttings*, carottes et par les géométries. Ils se répartissent du domaine marin ouvert à la plaine côtière. La paléobathymétrie/paléoaltitude est identifiée à partir de la reconnaissance des environnements de dépôts qui sont : lacustre, plaine côtière, supra- inter- sub-tidal, plage, *shoreface* et *d'offshore* supérieur. Les valeurs de paléobathymétries/paléoaltitudes sont estimées en prenant en compte le contenu fossile et la profondeur de la limite d'action des vagues de beau temps.

(4) Calcul des erreurs

Différents tests sont effectués pour quantifier les incertitudes sur les valeurs d'accommodation :

Ligne-temps haute résolution : nous avons effectué un calage biostratigraphique précis pour chaque surface utilisée. Les possibles erreurs sont minimisées par les multiples corrélations entre les puits (maillage).

Lithologie : dans la plupart des cas, nous avons accès seulement à un outil de Gamma-Ray. Pour limiter les erreurs, la définition de la lithologie est basée sur les descriptions des forages, et la proportion d'argile est estimée sur les mesures de Gamma-Ray. Cependant les erreurs qui peuvent être générées sont compensées par de nombreux tests avec des lois de compaction différentes.

Paléobathymétrie/Paléoaltitude : pour limiter l'influence possible des erreurs, nous avons testé plusieurs hypothèses de paléobathymétries/paléoaltitudes. Même si les variations de bathymétrie sont très faibles dans le bassin de Paris au Tertiaire, ce paramètre reste le moins bien contrôlé.

2.4.4.2 Lecture des déformations par les cartes paléogéographiques et les cartes d'isopaques

Dans de nombreux cas, il est possible d'accéder à une estimation de la déformation sans réaliser des calculs d'accommodation à partir des cartes paléogéographiques et des cartes isopaques.

Un exemple fréquemment rencontré au cours de cette étude est lorsque les environnements sédimentaires et les cartes isopaques montrent les mêmes tendances, *i.e* lorsque les épaisseurs les plus importantes sont observées dans les zones où la bathymétrie est la plus importante et inversement. Dans ce cas, les zones où la subsidence est la plus importante sont les zones de forte épaisseur et forte bathymétrie et inversement. De même, lorsque des variations sont observées sur une des cartes (paléogéographie ou isopaques) tandis qu'aucune variation n'est observée sur l'autre, elles peuvent être attribuées à des variations de subsidence.

La forte résolution temporelle et spatiale des corrélations effectuées permet de mettre en évidence des variations de subsidence sur des pas de temps relativement courts, mais aussi de mettre en évidence le jeu de failles encadrées par de nombreux forages.

CONCLUSION

Cette méthodologie est très fiable lorsque les corrélations à l'échelle du bassin sont validées par la biostratigraphie. De plus, elle peut s'appliquer aussi bien au domaine marin qu'au domaine continental. Cependant une réserve est émise concernant les domaines continentaux. Il est souvent plus délicat de réaliser des corrélations en milieu continental, car d'une part les faciès varient très rapidement, d'autre part, il existe de nombreuses discontinuités d'érosion, de troncature ou encore de condensation dans ce milieu. Une autre réserve peut être évoquée, et concerne la qualité de l'enregistrement diagraphique. Elle peut varier fortement d'un puits à un autre et la qualité des enregistrements diagraphiques est globalement très hétérogène à l'échelle du bassin. Cela peut avoir un impact sur l'interprétation des électrofaciès.

Il faut donc redoubler de vigilance et avoir une très bonne connaissance du contexte géologique. Ce qui suppose une idée juste de la succession de faciès dans l'espace, de la notion de profil de dépôt en faisant sans cesse des allers et retours entre

la donnée de surface et la donnée de sub-surface. Il est nécessaire, dans ce contexte, de réaliser un maillage très serré, avec des puits très peu espacés permettant un contrôle optimal des corrélations.

Au-delà des réserves évoquées, cette méthode reste la plus fiable pour découvrir les géométries d'un bassin en sub-surface. Elle permet de mettre en évidence l'ensemble de l'architecture sédimentaire du bassin, à la fois à l'échelle locale et à l'échelle régionale. Les géométries ainsi comprises permettent de discuter des facteurs de contrôle, qu'ils soient eustatiques et (ou) tectoniques.

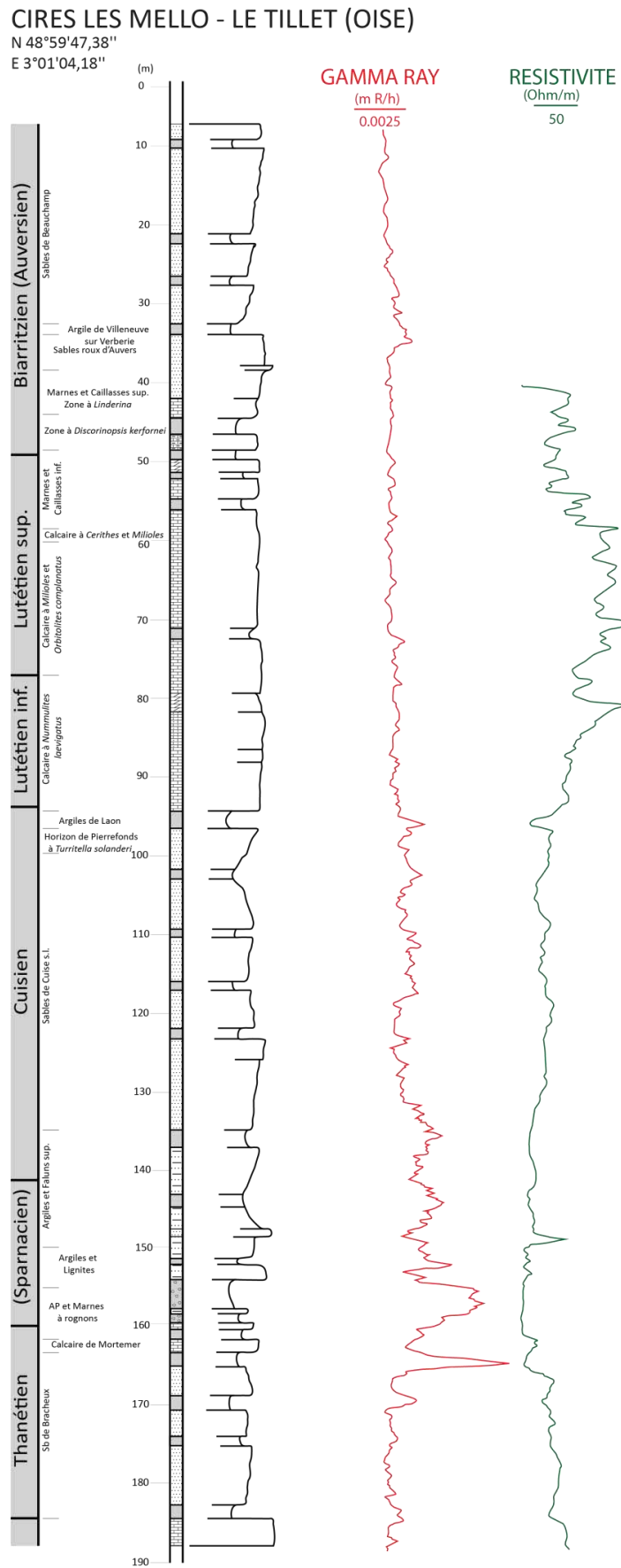


Figure 2.9 Sondage stratigraphique de Cires-les-Mello (situation géographique voir en figure 2.2)

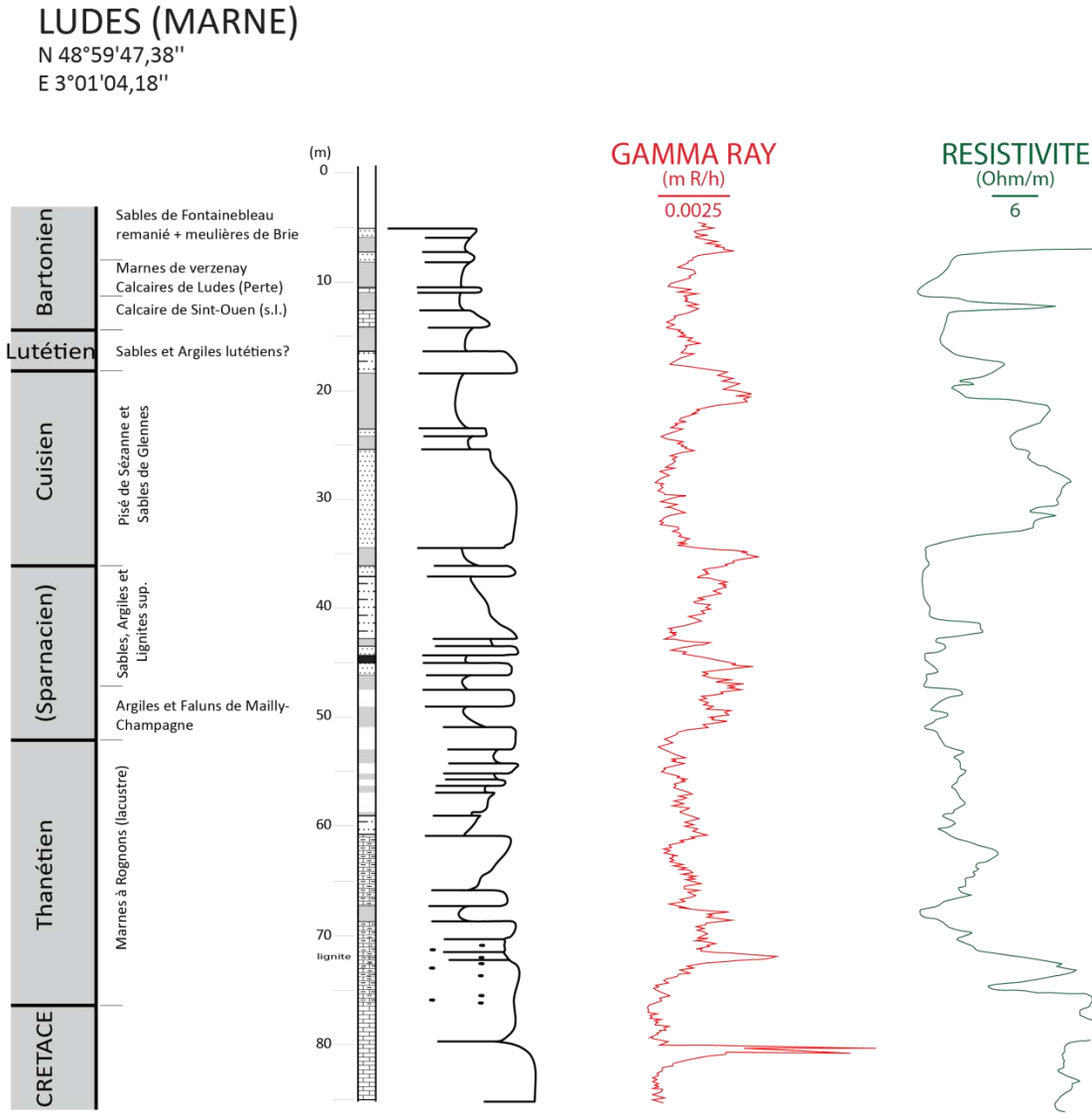


Figure 2.10 Sondage stratigraphique de Ludes (situation géographique voir en figure 2.2)

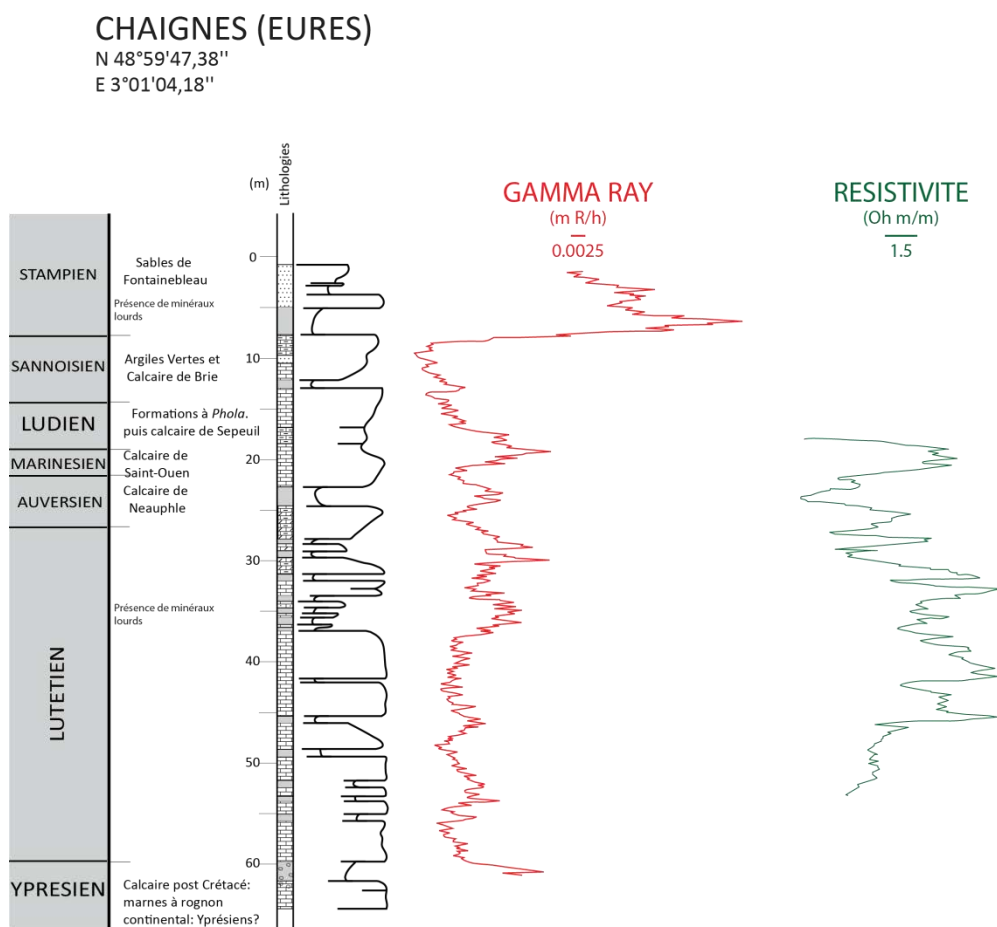


Figure 2.11 Sondage stratigraphique de Chaignes (situation géographique voir en figure 2.2)

MONTJAVOULT

N 48°59'47,38"

E 3°01'04,18"

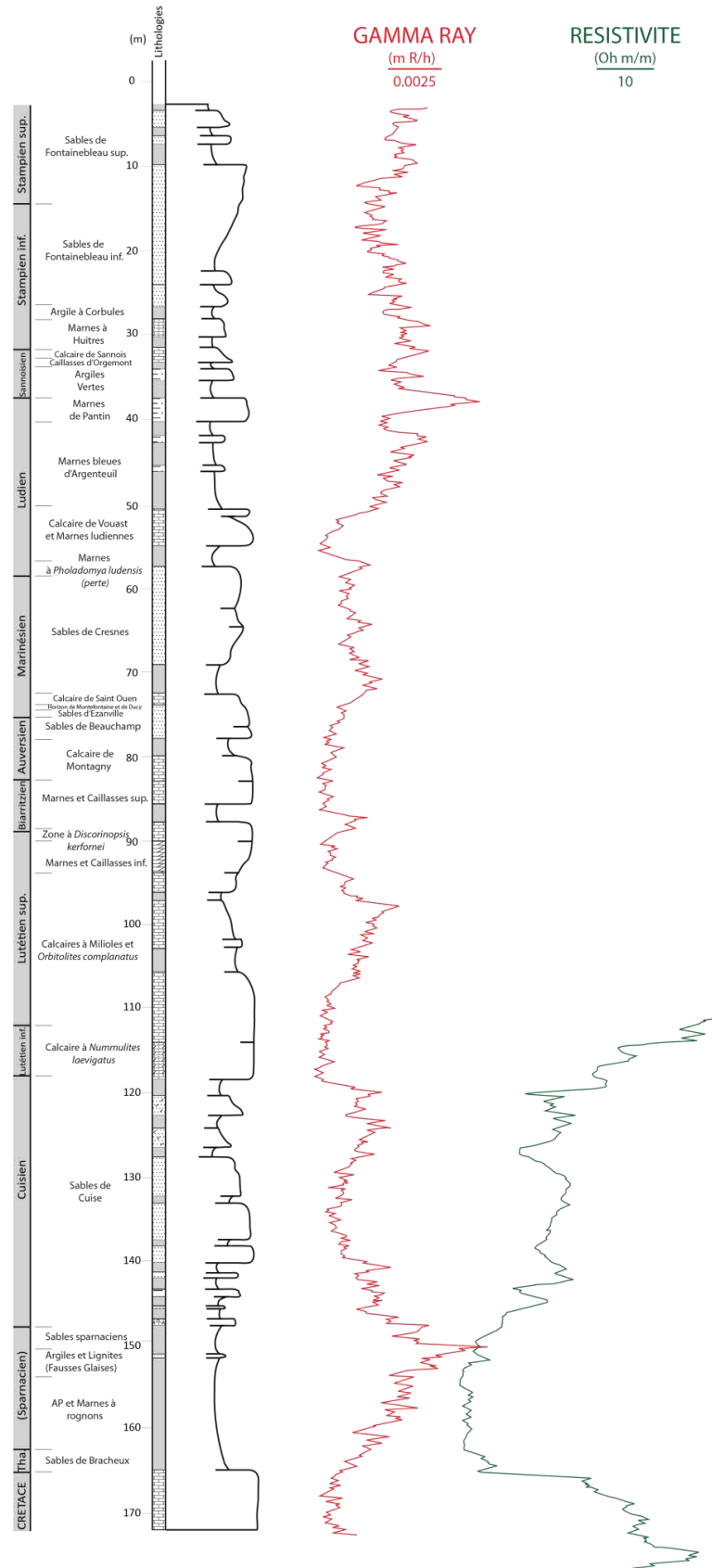


Figure 2.12 Sondage stratigraphique de Montjavoult (situation géographique voir en figure 2.2)

**CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW
SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO
LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE
PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS
BASIN**

Submitted

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

J. Briais^{1&2}, F. Guillocheau¹, E. Lasseur², C. Robin¹, J.J. Châteauneuf³ and O. Serrano²

¹ *Géosciences-Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1 - CNRS, 35042 Rennes cedex, France*

² *BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans cedex, France*

³ *Biostratigraphy Consultant, 8 quai du Châtelet, 45000 Orléans*

Abstract

The uppermost Cretaceous to Early Paleogene is a period of major deformations of the European plate with prominent basin inversions from Coniacian onwards. These deformations occur in a context of Africa-Eurasia convergence and north Atlantic opening. While Mesozoic graben inversions have been extensively studied, more gentle deformations that affect thicker crust areas (basin and emerged lands) are less well known.

The objective of this study is to constrain the exact timing, type and magnitude of the Early Paleogene deformations affecting the Paris Basin. It is attempted through a high resolution reconstitution of its stratigraphic record based on well-dated wells and outcrops, and a high number of well logs correlated using the technique of “stacking pattern”. Two orders of sequence are identified and correlated throughout the basin. The basin geometry and palaeogeography is restored through isopachs and facies map with a high stratigraphic resolution (1Ma). 2D accommodation space measurements were performed in order to quantify the magnitude of the deformations.

Three phases of deformation were recognized: (1) intra-Maastrichtian (?) – ante-Thanetian (59 Ma) deformations, with major uplift and erosion of Cretaceous strata. This period of major deformation is coeval with Upper Cretaceous pre-Danian compressive deformations linked to Africa-Eurasia convergence in southern France and with volcanic activity from the North Atlantic to Massif central and the Rhenish Shield during Paleocene. It is probably composed of two superimposed deformations : Maastrichtian – ante mid Danian and upper Danian- pre Thanetian long wavelength deformations, but poor stratigraphic preservation do not allow to restore their detailed geometries. (2) Early Ypresian (55.1 – 54.3 Ma) medium wavelength deformation here reported to stress rearrangement related to the onset of North Atlantic opening. (3) Uppermost Ypresian (49.8 Ma) long wavelength deformation, contemporaneous with flexural compressive deformations in Aquitaine basin, and related to Iberia-Eurasia convergence.

Keywords: Paris basin, Paleocene, Eocene, lithospheric deformation, sedimentary record, sequence stratigraphy.

1. Introduction

The Paris Basin is one of the most well-known basin in the world, studied since the end of the first half of the 18th century (Guettard, 1746) and considered as a typical example of intracratonic basin (sag) since the works of Pomerol, Brunet and Le Pichon (1982) and Perrodon & Zabek (1991). Subsidence and accommodation space measurements (Brunet and Le Pichon, 1982; Guillocheau *et al.*, 2000) have shown that the Paris Basin was a subsiding domain until the Cretaceous-Paleogene boundary and an uplifted emerged area related to alpine collision since the end of Rupelian. In between, Cenozoic deposits were deposited in very low accommodation regime (5-15 m/Ma), separated by large time hiatus (Pomerol, 1989). These deposition of those sediments occurred during a time of important tectonic deformations related to Africa-Eurasia convergence and north Atlantic opening. Large deformation phases of the Eurasian plate have been documented from End Cretaceous to Oligocene and tentatively related to various phases of convergence (Ziegler, 1991) or to Atlantic opening (Anell *et al.*, 2009 and Doré *et al.*, 1999). They vary from large basin inversion in the North Sea (Ziegler, 1987a), British Isles, (Isle of Wight, St Georges Channel, Western Approaches – Ziegler, 1987b), Germany, Polish Through to more gentle flexures in sag basins (Cloetingh and Van Wees 2005). The characteristics and mechanisms of inversion of Mesozoic grabens have been extensively studied, on the contrary deformations of thicker crust basins like the Paris Basin and its relationship to far field stresses is less well known.

A detailed stratigraphical and sedimentological study of the Paris Basin Paleocene to Early Eocene infilling is here carried out in order to document the Paris Basin evolution, the timing and type of deformation and the sedimentary response to those large wavelength deformations.

3D geometry of the Late Paleocene to Early Eocene sediments of the Paris Basin is reconstructed based on sequence stratigraphic correlations of wells (with well-logs) calibrated in age and facies on stratigraphic wells available in the literature and outcrops. The main originality of our approach is (1) to built an age model integrating biostratigraphic uncertainties, sequences stratigraphic surfaces, high resolution oxygen isotope curves (Cramer *et al.*, 2011) and earth orbital solutions for long term eccentricity (Laskar *et al.*, 2011) and (2) a 2D accommodation space measurement to discuss the deformation.

2. Geological setting

2.1 Crustal structure (Fig. 1)

The lithosphere beneath the Paris Basin is inherited from the Variscan Mountain Belt resulting from the collision during the Carboniferous of two plates Avalonia and Armorica and the closure of one ocean, the RHEIC Ocean (Ballèvre *et al.*, 2009). The suture of this ocean corresponds to the Bray - Vittel Fault (Autran *et al.*, 1994 – Fig. 1a). The southern part of Avalonia corresponds to the Midlands – London – Brabant Block of made up of Proterozoic basement involved into Caledonian deformations of Silurian age (Linnemann *et al.*, 2012) upon which are stacked the nappes of the external domain of the Variscan Belt (Reno-Hercynian zone). On the Armorica side of the suture the pattern is much more complex with a major fault system, the Seine-Sennely Fault

corresponding to a magnetic anomaly, the AMBP (Magnetic anomaly of the Paris Basin), of controversial origin (Paleozoic rift: Autran *et al.*, 1986; fossil slab: Averbuch & Piromallo, 2012).

The crustal to lithospheric structure of the Paris Basin is known from a NE-SW deep seismic reflection line (ECORS project) between Dreux and Maubeuge (Cazes & Toreilles, 1988) and P-wave seismic tomography (Averbuch & Piromallo, 2012). The ECORS line documented a Brabant Block with no lower layered crust, suggesting a quite rigid block (Cazes & Toreilles, 1988), whereas tomographic data (Fig. 1b) shown the occurrence of subducted slab beneath the Bray Fault (Averbuch & Piromallo, 2012).

After the collision, the mountain belt collapsed with the growth of numerous Permian basins located along major fault, even the exact location of those basins is unknown (Mégnyen *et al.*, 1980; Mascle, 1990; Perrodon & Zabeck, 1990; Delmas *et al.*, 2002)

2.2 Deformation history

The Paris Basin subsidence started during Early Triassic times. The long term subsidence pattern is subdivided into three parts (1) Trias-Cretaceous, a subsiding domain with mean subsidence rate around.. (2) Paleocene-Early Oligocene, low subsidence around 10 m/Ma and since the Late Oligocene, uplift. Those change record major plate deformation during uppermost Cretaceous – Early Paleocene (the subject of this paper) and Late Oligocene-Early Miocene events. During its subsiding history, the Paris Basin also record intraplate deformations, the most spectacular one being during Early Cretaceous times during the opening of the Biscaye Bay and the rotation of Iberia (Neo-Cimmerian and Austrain deformations, Ziegler, 1990; Guillocheau *et al.*, 2000).

During this evolution several faults are active (1) inherited variscan faults such as the Bray Vittel Fault or (2) newly formed faults. Moreover, the most efficient one are the ones bounding the different Variscan units of the continental crust (Beccaletto *et al.*, 2011).

2.3 Sedimentary infilling

The sedimentary record of the subsiding period is controlled by tectonically induced second order transgressive-regressive cycles bounded by unconformities corresponding to the intraplate deformation events mentioned above (Guillocheau, 1991; Graciansky *et al.*, Guillocheau *et al.*, 2000...). The sediments are mainly siliciclastic during Triassic and Early Cretaceous times and carbonated during Jurassic and Late Cretaceous (chalk) times.

The low subsiding Paleogene period is subdivided into two units bounded by a major discontinuity during Late Ypresian. The first group (Thanetian-Ypresian is the subject of this study) and the second one is composed of carbonates (Lutetian), siliciclastic sediments (Early Bartonian), carbonates and evaporites (Late Bartonian to Early Rupelian) and again siliciclastic sediments (Fontainebleau Sands). The major marine floodings are Early Lutetian, Early Bartonian and Early Rupelian.

3. Methods

This study is based on the correlation of wells (well-logs with cuttings description and few cores) and outcrops (Appendix A).

The well-logs database consists of (1) 213 petroleum wells (gamma-ray and rare resistivity or sonic), (2) 50 petroleum core-drills (spontaneous polarisation and resistivity), (3) 114 seismic core-drills (gamma-ray only). Data (1) are available at the BEPH ("Bureau Exploration Production des Hydrocarbures" - www.beph.net), (2) and (3) are available in the BSS ("Banque du Sous-Sol" - <http://infoterre.brgm.fr>). Few cores are available: scientific programs of the 60s-70s (Cuise-la-Motte, Le Tillet, Mont Bernon – Paris University/BRGM projects), mining projects (Provins, Brie 1,2,3,4 - Wyns and Ducreux, 1983) or BEPH fundings (Ste Colombe – project "Craie 700", Mégnien and Hanot, 2000) (Appendix A).

Few outcrops are available. Most of them are quarries in operation or railways cutting.

3.1 Sequence stratigraphy: well-logs correlations and cycles definitions

We here defined **transgressive-regressive stratigraphic cycles** (Guillocheau, 1991) on the base of sedimentary environments evolution and their stacking pattern. Three types of surfaces are defined: (1) the maximum flooding surfaces (MFS – Galloway, 1989 and Catuneanu *et al.*, 2009, corresponding in open marine environments to the deepest one or the most distal along a depositional profiles), (2) the maximum regressive surfaces (MRS – Catuneanu *et al.*, 2009, corresponding in open marine environments to the shallowest one or the most proximal along a depositional profiles) and (3) the unconformity (Un – Embry, 2009, corresponding to an erosion surface in continental environments or to a sharp shallowing-upward period – downward shift of the shoreline).

The 3D reconstruction of sedimentary geometries by wells correlations at basin-scale (method of stacking pattern of the stratigraphic shortest duration cycles – (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Homewood *et al.*, 1992, 1999) is a six steps procedure.

1. Definition of **sedimentary environments** on outcrops and cores, using the classical technique of sedimentary facies analysis: Successive depositional profiles were defined for time intervals bounded by major palaeogeographic reorganization.
2. Calibration of **well-logs** in terms of **sedimentary environments**: From areas where outcrops are closed from the wells (less than 1km), a characteristic pattern of well-logs (values, shape...) was defined and the well-logs responses of the different depositional environments was compiled.
3. Definition of **different orders of cycles** on well-logs: According to their duration provided by the age model (see below), three orders were defined, x1 Myrs (2nd), around x400 Kyr (3rd) and x100 Kyr (4th).
4. **Correlation** of the different orders of cycles from well to well and test by meshing.
5. Test of the sequence stratigraphic framework and of cycles hierarchy by their 3D geometry: For example major MFS must correspond to the maximum geographic extension of marine facies.
6. Validation and definitive **dating** (see below) of the different orders of cycles.

Palaeographic maps at the level of the main surface (MFS or MRS) are then compiled from the different sedimentary environments recognized and sediments thicknesses (isopachs map). Isopachs maps between major surfaces are produced from the interpolation thickness in wells using the kriging method with a geographic information system.

3.2 Age model

In a low subsidence setting, the time resolution of the dating is of primary importance for quantifying the accommodation. The only age available in the Paris Basin are provided by biostratigraphy and chemostratigraphy (no magnetostratigraphy). Chemostratigraphic data are only available around the PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum, Quesnel *et al.*, 2011). Biostratigraphic data are based on calcareous nannofossils (Aubry, 1983; Bignot & Janin, 1983; Steurbaut, 1998), dinocysts (Wezellielacea – Chateauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978), benthic foraminifera (Bignot and Neumann, 1991), charophytes (Pomerol and Riveline, 1975) and mammals (Nel *et al.*, 1999; Russel, 1964; Smith *et al.*, 2014). Dinocysts data were reevaluated in the frame of this study by one of us (JJC – see Appendix B).

Unfortunately, because of a highly changing sedimentary setting through time (transition between open marine, coastal plain and lacustrine environments – see below), the paleontological record is quite discontinuous (except for the dinocysts) with marine markers only preserved in transgression peaks (MFS). The second limit for the precision of the biostratigraphy is the chronostratigraphic charts available (e.g. Gradstein *et al.*, 2012) that shown substantiate differences in age equivalences from one version to the next one between the reference marine biozones (planctonic foraminifers, calcareous nannofossils) and some other ones such as the dinocysts scale for the Paleogene between Gradstein *et al.* (2012) and Köthe *et al.* (2012).

For those reasons we developed a combined biostratigraphic – chemostratigraphic and orbital age model. In the range of the different biozones, sequence stratigraphic surfaces (MFS, MRS and unconformities) were dated using chemostratigraphic scale (world benthic foraminifers oxygen isotope compilation of Cramer *et al.*, 2009, recalibrated on the ICS12 chart by Gradstein *et al.*, 2012) and the most recent orbital solutions of Laskar *et al.* (2011). The use of this latest technique is validated by some recent studies proving that the so-called third order sequence pattern is controlled by the multiples of the long term eccentricity (400 Ka) (Strasser *et al.*, 2000, Gale *et al.*, 2002..). Within the range of the different biozones, a maximum flooding surface (deepest facies – see below) has to be a warm peak (chemostratigraphy) or a high earth eccentricity period (orbital solutions) and the reverse for the maximum regressive surface.

3.3 Sequence stratigraphy: accommodation space measurement.

The accommodation space available for sediments is the sum of tectonic and eustatic variations (Jervey, 1988; Schlager, 1993). It can be measured (Robin *et al.*, 1998), for a given time interval, as the decompacted thickness of deposited sediments, corrected from palaeo-bathymetries/palaeoaltitudes at which the sediments were deposited. This requires (1) high-resolution time-lines, across the basin, referred in absolute ages, (2) lithological and porosity data and (3) estimation of palaeodepths or palaeoaltitudes.

Time-lines calibrated in absolute ages

As already mentioned, time-lines are the sequences stratigraphic time lines defined above (mainly MRS and MFS). Some unconformities (UN) are also used. The datation technique was presented above (3.2) and all the ages are based on the international chronostratigraphic chart (ICS 12) of Gradstein *et al.* (2012).

Decompacted lithologies

Lithologies were determined from well-logs, cuttings, cores and outcrops. The decompaction of sediments was based on (1) the sediment porosity at the time of their deposition and (2) the porosity-depth coefficient which are directly linked to the unit lithology. Here, we use a new compilation of compaction laws (Dauteuil and al., in prep). This compilation takes into account envelope surfaces including the global range of porosity versus depth for four main lithologies (sandstone, shales, carbonates and silt). These envelopes allow defining upper and lower curves of compaction that are used to evaluate the error induced by the compaction law. Late erosion of the deposits overlying Paleogene sediments can be considered as relatively low thus current depth can be used as an approximation of the maximum burial depth of the studied deposits. Here, we use only three lithologies: (1) sand, (2) carbonate and (3) clay to apply this compaction law.

Palaeodepth/palaeoelevation measurement

Palaeodepth/palaeoelevation measurements are based on the type of sedimentary environments defined both on (1) outcrops, cuttings, cores (4.1) and (2) their well-log signatures (supplementary materials 2). Palaeodepth is deduced from the location of the facies compared to the fair-weather wave base (-5 to -20 m, Howard and Reineck, 1981). By comparison with present-day environments, coastal plain environments are assumed to be few metres above mean sea level.

Error calculation

Different tests were performed in order to quantify the uncertainties on the accommodation values.

1. High-resolution time-lines: possible miscorrelations were minimized by multiple inter-well correlations; isopachs do not show any error.
2. Decompacted lithologies: In most of the correlated well logs, only gamma ray was measured, estimations of lithologies are based on well cuttings descriptions and proportion of clay is estimated from Gamma-Ray measurement; however errors induced are compensated by tests of different compaction laws.
3. Palaeodepth/palaeoelevation: several scenarios were tested and presented on section 4.3.

4. Results and interpretation

4.1 Depositional model

Twelve sedimentary facies associations are here identified (see table 1 and pictures in Appendix C). They are characteristic of shallow marine (mainly tide-dominated), large embayments (protected marine), coastal plains (marshes) and continental (lake and channel rivers) environments.

The wave-dominated coastal deposits (FA1 and FA2) are characterized by homolithic well-sorted siliciclastic sands with HCS (Hummock Cross Stratification), SCS (Swaley Cross Stratification) and numerous recurrent scours (furrows), structures encountered in wave-dominated coastal deposits (shoreface to inner storm ramp) deposited above the fair-weather wave base (Southard *et al.*, 1975; Walker and Flint 1992; Reading and Collinson, 1996). Some beach deposits exist, made up of coarse-grained sands with low-

angle cross bedding (Harms *et al.*, 1975) (FA1) overlying a complex pattern of 2D and 3D cross bedding with numerous erosion surfaces, characteristic of ridge and runnels at the transition between the beach and the shoreface (Hunter *et al.*, 1979 and Dabrio, 1982).

The flood-dominated coastal deposits (FA3) are characterized by compound cross bedding (Harms *et al.*, 1975), migrating toward the open sea (toward the NW in the thanetian sediments of the SE part of the basin). Those compound bedsets, with graded oblique laminasets, clay deposition between the laminasets and an unidirectional paleocurrent pattern (no tidal deposits criteria reverse current and no tidal bundles) is characteristic of mouth bar (Wright, 1977).

The tide-dominated coastal deposits (FA4, 5 and 6) are characterized by classical sigmoidal cross bedding (Mutti *et al.*, 1985), characteristic of tidal deposits (Visser, 1980; Nio and Yang, 1991; Allen, 1980, 1982 and Allen and Homewood, 1984) Three different types of tidal environments were recognized: (1) subaqueous tidal bars (outer estuary or bay - FA4) characterized by compound cross bedding with sigmoidal cross bedding (type II of Allen, 1980), (2) tidal flats with numerous evidences of recurrent emersion (FA5) and (3) supratidal clay-dominated deposits with few sand ripples and some roots occurrences (FA6).

The protected marine environments (large embayments - FA7) are characterized by extremely bioturbated glauconitic sands with poorly preserved sedimentary structures. Wave deposits are missing suggesting a large embayment protected from the wave energy, interpretation supported by a quite low biodiversity (oligospecific) of the shells indicating a stressed environment (e.g. salinity decrease or/and depleted oxygenation). The three different facies sub-associations (FA7a to c) record different degrees of confinement, from outer (FA7a) to inner (FA7c) bays. FA7a shows no evidence of wave activity but normal shells biodiversity whereas FA7c shows also no wave activity, but no shells and oligo- (to mono-) specific trace fossils.

Coastal plain environments (FA8) are characterized by clays, sands and lignites with (1) brackish to (2) fresh water faunas (Feugueur, 1963; Chateauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978). The brackish clays and sands are more lagoon deposits (FA8a) while fresh water organic-rich clays to lignites with soils (mangroves: Gruas-Cavagnetto *et al.*, 1980ab) are more characteristic of marshes with small lakes (FA8b).

Alluvial plain environments (FA9) are characterized by (1) silty clays with root traces and no evidences of marine to brackish shells and trace fossils and (2) lenticular sand bodies interpreted as fluvial channels (Wyns and Ducreux, 1983; Thiry, 1999).

Lacustrine environments (FA10) are characterized by more or less clayey fine-grained limestones (mudstones texture) with charophytes and fresh water bivalves and gastropods (Feugueur, 1963; Pomerol *et al.*, 1977; Wyns and Ducreux, 1983; Riveline, 1986; Dutheil *et al.*, 2002). Some calcretes were described (Thiry, 1981; Aubry *et al.*, 2005).

4.2. Facies distribution along a NS transect (Melun-Soissons): definition of the stratigraphic cycles and isopachs units.

The Cenozoic lithostratigraphic nomenclature of the Paris Basin is quite complex and confused, resulting from around two centuries of geological studies in a low subsiding

basin with numerous facies variations through time and space at the marine-continental domains transition. Two nomenclatures (Fig. 2), here both used, are available, the historical one (not in agreement with the international lithostratigraphic nomenclature) and a new one (Aubry *et al.*, 2005) trying to simplify this nomenclature with the creation of new formations names, unfortunately defined on the border (onlapping parts) of the subsiding domain.

A N-S transect extending from Melun to Soissons (Cuise-la-Motte) and summarizing the main geometrical features of the Paleocene-Early Eocene of the Paris Basin was drawn (Fig.5). It is based on the correlations of 31 wells by the stacking pattern technique (section 3.1). Two wells (the most marine one to the north, Sailly 1 and a more continental to the south, Grand Beau 1) were calibrated in lithostratigraphy and age using two fully cored stratigraphic wells (Cuise-la-Motte and Brie 3 – see Fig. 2 and 3). The used well-logs facies and their interpretation are summarized on Appendix D. The age model is presented on Table 2 and Fig. 4.

The **Thanetian** third order cycle (**Ct**, surfaces T1 to T4) is characterized by sediments onlapping southward over the Late Campanian chalk.

- **Base MRS** (T1): base of the “Tuffeau de Moulin Compensé” Fm (shallow marine glauconitic calcareous sands) probably dated NP7 (Steurbaut, 1998 – see discussion below).
- **MFS** (T2): top of the “Tuffeau de Moulin Compensé “ Fm (nannofossil-rich top layer, Jannin & Bignot, 1993); the age is debated, NP6 for Janin and Bignot (1993) and NP7 for Steurbaut (1998) age here kept because of a better west European integration of the Steurbaut’s study.
- **Unconformity**: between the wave-dominated shore deposits (FA1) of the Bracheux Sands Fm (LST) and the fluvio-estuarine (tidal-dominated, Dutheil *et al.*, 2002 – FA3 to FA5) Bourguillemont Sands Fm (SMW) dated by Steurbaut (1998) around the transition NP8-NP9. This unconformity is time equivalent of the Cernay conglomerate Fm (Laurain *et al.*, 1986)
- **Top MRS** (T4): top of the Mortemer Limestones Fm (lacustrine soil with calcrete on top – FA10) dated by charophytes (long lasting *P. discernas* zone late Thanetian to Early Ypresian)

Six fourth orders cycles are defined: 1.5 in the transgressive trend and 4.5 in the regressive cycle. The regressive (progradational) trend is punctuated after the unconformity (above the Bourguillemont Sands Fm) by two marine floodings (1) the protected marine to brackish clays (Marquéglise Fm – marker T3 for the accommodation space measurement) and (2) the brackish clays of the Sinceny Fm (Pomerol *et al.*, 1977), just below the Mortemer Limestones Fm. T3 is a major MFS within this regressive trend and could defined a cycle of intermediate order within this dominant trend.

The age model (Fig. 4) for the Thanetian cycle is mainly based on the chemostratigraphy ($\delta^{18}O$ curve of Cramer *et al.*, 2009), the orbital solutions being unstable since around 50 Myrs (Laskar *et al.* 2011 – Fig. 4). The biostratigraphic range of the MFS T2 (major) and T3 (minor) fit with two warming events at 58.8 (T2) and 56.9 Ma (T3). The top MRS T4, located before the PETM (see below) corresponds to the cooler event of the end of the Thanetian at 56.4 Ma. The base MRS T2 is only constrained by the range of the short biozone NP7 and was defined at 59 Ma (base of biozone NP7).

These ages indicate that the uppermost Cretaceous (upper Campanian and Maastrichtian), the Danian and the Selandian are here missing (hiatus of 17 Ma between 76 and 59 Ma).

The paradox of this cycle is that the time line corresponding to the deepest sediments (formally the maximum flooding surface) does not correspond to the maximum flooding of the marine facies over the continental domain which occurs at time of minor MFS T3: this deepest facies time-line onlap southward. No continental sediments are preserved during both the retrogradational and progradational period.

The **Ypresian 1** (Cy1, T4 to Y2) third order cycle is mainly made up of bay, marshes and lakes, i.e. environments closed from their base level.

- **Base MRS** (T4): base of the Soissonais Clays and Lignites Fm (coastal plain marshes – FA8b - to organic-rich lakes) previously dated at 56.4 Ma.
- **MFS** (Y1): intra “Faluns à Cyrena” Fm (– Brackish environment – FA8) dated of the dinocyst zone D6a (Chateauneuf & Gruas-Cavagnetto, 1978 here revised).
- **Unconformity**: between the “Faluns à Cyrena” and the “Marnes à huitres et Cyrènes” Fms, sharp transition to subaqueous fresh water environments.
- **Top MRS** (Y2): top of the “Marnes à huitres et Cyrènes” Fm (FA 8) that corresponds in some place (Attichy-Soissons) to characean-rich lacustrine carbonates (FA10).

The negative carbon isotopic excursion of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM), marker of the Paleocene-Eocene boundary occurred within Soissonais Clays and Lignites Fm (Sinceny area in the eastern part of the basin – Quesnel *et al.*, 2011).

The age model for the Ypresian 1 cycle (Fig.4) is based on both chemostratigraphy ($\delta^{18}O$ curve of Cramer *et al.*, 2009) and on the orbital solutions (Laskar *et al.* 2011). The biostratigraphic range of the MFS Y1 fit with the warming event at 55.1 Ma and is in the range of the different solutions of a high eccentricity period of Laskar *et al.* (2011). The top MRS Y2 corresponds to both the cooler event and a low eccentricity peak at 54.3 Ma.

The transgressive trend is characterized by a well record volumetric facies partitioning (Cross, 1988; Cross and Lessenger, 1998) between low preservation protected marine environments (condensation) and “highly” aggradational continental deposits, made up of carbonate lacustrine deposits (FA10) with organic-rich marshes deposits in between. The progradational trend is a stacking of two system tracts bounded by an unconformity. The lower system tract displays the same facies succession than the transgression. The upper system tract is composed of organic-rich marshes deposits (the Sparnacian lignites of the French stratigraphers) that pass upstream to lacustrine kaolinitic clays, reworking of lateritic profiles (Thiry, 1981), the so-called Provins Clays Fm that also gathered the underlying marly clays.

No fourth orders cycles, correlatable along the transect, were identified.

The **Ypresian 2** (“Cuisian”, Y2 to L1) third order cycle is deformed at the end of its depositions and truncated at this top. The upper limit is paraconformable in the northern part of the basins and tilted - eroded in the southern part. The unconformity is quite difficult to date in the Paris Basin. This event is very well recorded in the Belgium basin, southwestern limit of the North Sea and dated within the NP13 biozone (Vandenberghe *et al.*, 2004).

- **Base MRS** (Y2): base Laon Sands Fm, marine to protected marine (FA7) glauconitic micas-rich fine to-medium grained sands dated of the dinocysts zone D6a (Chateauneuf & Gruas-Cavagnetto, 1978 here revised).
- **MFS** (Y3): intra Aizy Sands Fm, marine peak within protected marine environments. With numerous faunas (large foraminifers, nannofossils) dated of the nannofossil biozone NP12 (Aubry, 1983) and of the large foraminifer biozone SBZ10 (Bignot & Neumann, 1991).
- **Top MRS** (L1): top of the Laon Clay Fm, more or less organic-rich clays with sands deposited in a large coastal (to alluvial) plain, dated by analogy with Belgium (see above).

This cycle shows similar facies (Cuisian facies of the French stratigraphers) during both the transgressive and regressive trends. They evolve from a depositional setting in larges bays, more or less protected from the waves and sometimes dominated by tides (large estuaries), passing laterally to coastal plains (FA8 – “Fausses glaises” Fm) and then fluvial flood plains (FA9 – Villenauxe, Monpothier and Breuillet Sandstones Fms).

Four higher order cycles were defined (Cy2.1 to Cy2.4).

4.3. Accommodation space measurement along the NS (Melun-Cuise Transect)

Accommodation space (see procedure on section 3.3) was measured on 8 time-lines (T1 to T4, Y1 to Y3 and L1) along the previous NS transect that crosses two main faults, the major Bray Fault (suture of the Variscan belt and offsetting the Moho) and the Belou Faults. The dataset is available in Appendix E1.

The *open marine environments* are mainly wave-dominated shore deposits (shoreface and inner storm-ramp), few upper offshore deposits are observed. In present-day environments, the fair-weather wave base ranges between -5 m and -20 m (Howard and Reineck, 1981). Paris Basin facies are quite high wave-energy facies and a fair-weather wave base between -20 m and -15m is realistic. Thus from the shoreline to proximal upper offshore deposits, two paleodepth hypothesis were tested: between 0m and -20m and 0 and -30m. For *inner estuarine* and *protected marine environments* (more or less tidal-dominated embayments) well-log correlations show persistant electrofacies over large distances suggesting relatively flat profiles and have been ranked between -5 and 0m. The *coastal plain* has an elevation of few meters above mean sea level.. Paleoelevation was estimated between 0 m (at the shoreline) up to +10m close from the transition to more fluvial deposits.

Different hypothesis (minimum and maximum) on the compaction and the palaeodepth are tested on the Cuise-la-Motte well (see Appendix E2). The curves for different hypothesis are very similar from each other. Thus, incertitudes on paleodepths and decompaction do not influence significantly the measured accommodations.

Two types of graphs are here compiled, the cumulative accommodation space (Appendix E3) and the accommodation space rate between each time-lines (Fig. 6), both along the 31 wells of the N-S regional transect (Fig. 5) using the minimum compaction hypothesis.

(1) The accommodation space rate varies along the transect whatever the analyzed time slice, suggesting a local (multiple of 1 km) to medium (multiple of 10 km) wavelength tectonic control. At the scale of the transect, accommodation space rate varies from

North to South. It is constantly higher in the north during Thanetian while a different pattern is observed during Ypresian 1 cycle. The Bray and Belou Faults control the accommodation rate with higher controls during T4-Y1. (2) The rate of accommodation space varies between 60 m/Ma (creation) and -5m/Ma (removal). The highest rate (60 m/Ma) can be questioned: it occurred during the transgressive trend of the Thanetian cycle bounded at its base by a poorly constrained age MRS (T1). The maximum rate is probably more 40-35 m/Ma.

(3) The **Thanetian cycle** (T1-T4, Ct) is characterized during its transgressive period (T1-T2) by an onlap meaning no accommodation space creation in continental area, north of the Belou Fault and by a sharp increase toward the south to a (questionable) maximum of 60m/Ma (Soissons). The regressive trend was split into two time intervals to better constrain accommodation variations during this period within which maximum onlap occurs. From T2 to T3, the accommodation rate is positive and subdivided into two domains by the Bray/Belou Faults. From T3 to T4, accommodation rate is negative with quite homogenous values around -5 to -10 m/Ma.

(4) The **Ypresian 1 cycle** (T4-Y2, Cy1) is characterized by quite low values (around 10 m/Ma), slightly higher during the transgressive trend (T4-Y1). The accommodation rate is quite homogenous except between the Bray and Belou Faults for the transgressive period (up to 45 m/Ma) and in the southern part for the regressive trend (up to 35 m/Ma). The regressive trend (Y1-Y2) of the Ypresian 1 cycle records a major change in the regional accommodation rate trend. Before (T4-Y1) and after (Y2-Y3) the maximum accommodation rates are located along the Bray-Belou Fault or northward, while it is southward between Y1 and Y2. This time interval records a unique inversion of accommodation space creation, located southward i.e. toward the continent.

(6) The **Ypresian 2 cycle** (Y2-L1, Cy2) is truncated by the end Ypresian unconformity (south of the Bray Fault) and then do not reflect in its southern part accommodation space at time of subsidence. In its northern part accommodation rate is higher (10-15 m/Ma) during the transgressive trend (Y2-Y3) and increase toward the north, whereas those values are less (around 2.5 m/Ma) and more homogenous during the regressive hemicycle (Y3-L1)

(7) The top Ypresian Unconformity record a minimum value of around -5 m/Ma of accommodation space removal in the southern part of the transect assuming than the sediment deposited and erodes had the same thickness than the ones deposited in the north.

The Thanetian (T1-T3) and Ypresian 2 (Y2-L1) cycles are clearly controlled by accommodation space variations, positive and “higher” during the transgressive period and positive (low) to negative at the end of the regressive hemicycle.

The Ypresian 1 cycle (T3-Y2), with low accommodation variations between the transgressive and regressive hemicycles, is more controlled by an increase of the sedimentary flux during the regressive trend.

4.4. Basin-scale data

4.4.1. Major discontinuities of the Uppermost Cretaceous – Early Paleocene (base Late Campanian to base Thanetian – 76 to 59 Ma)

Since the works of Bertrand (1892) and Lemoine (1911), a major unconformity with deformation and hiatus corresponding to a major change of depositional system (chalk vs. shallow marine sandstones), is well known. Paradoxically, because of its long wavelength, few studies were carried out on this deformation in the Paris Basin. In detail, this deformation pattern is much more complex. Three main stratigraphic units, bounded by hiatus, characterized the Cretaceous – Paleogene transition in the Paris Basin: (1) the Upper Cretaceous chalk, (2) the Danian limestones and (3) the Thanetian sands. The main debate is to know when occurred the deformation paroxysm: before or after the Danian limestones deposition.

To better understand the nature of the deformation occurring during this time interval, we compiled different types of maps over area greater than the studied area (up to Belgium): (1) an isopach map of the Upper Cretaceous based on the chalk sequence stratigraphic database (wells) of Lasseur (2007) from the Upper Turonian MRS to the base of Tertiary (Fig. 7A), (2) a subcrop map of the age of the Chalk below dated points (wells and mainly outcrops) of Danian and Thanetian sediments (Fig.8B), (3) a location map of the dated Danian sediments (Fig. 8B), (4) a thickness map of the Thanetian cycle (Fig. 8A), (5) an age map of the base Thanetian sediments for better understanding the basal onlap (Fig. 8B) and (6) a basin-scale map illustrating the geometrical relationships between the tabular Paleocene to Middle Eocene deposits over the tilted Late Cretaceous to Jurassic sediments (Fig. 7B).

The subcrop map (Fig. 8B) at the base of the Paleocene indicate that (1) no sediments younger than the base Late Campanian (top of planctonic foraminifera biozone *Contusotruncanna plummerae* – Vigny area – determination C. Bourdillon, ERADATA) are preserved in the central part of the Paris Basin, while Maastrichtian deposits (flints with foraminifers) are known as pebbles reworked at the base of Thanetian (Blanc and Guillemin, 1974; Quesnel *et al.*, 1996); (2) the thickness variations of the chalk (Fig 7A) are partly syn-depositional (Lasseur, 2007) enhanced in the northern part of the basin by the pre-Thanetian deformation and erosion; (3) the uplifted domains at time of the pre-Thanetian deformations are more pronounced in the northern part of the basin with a high growth of the Artois Anticline (Fig. 7A) and (4) the most subsiding part of the post-Turonian chalk where maximum thicknesses of chalk are preserved is located south of Reims in the most eastern part of the studied area (Lasseur, 2007) and is characterized by more pelagic chalk (Bellier and Monciardini, 1986).

The Danian is located in isolated areas as lenses. The chalk below is the same age in the nine sampled outcrops: base Late Campanian (reevaluation C. Bourdillon, ERADATA). Danian sediments show the same facies: bioclastic algal limestones in shallow subaqueous conditions (Bignot, 1993; Montenat *et al.*, 2002...). Paradoxically, Danian sediments, even preserved as scattered outcrops, are the most marine deposits of all the Cenozoic deposits. Danian sediments were not characterized in subsurface, even they are difficult to distinguish from the Chalk.

The isopach map (Fig. 8A) and the base age map (Fig. 8B) of the Thanetian indicate (1) a change of the depocenters with two domains of sediments accumulations (to the north, along the France-Belgium boundary and to the south in the Soissons area) and (2) onlaps with a similar spatial distribution than the depocenters. The Artois anticline is inverted: from an uplifted domain before the Thanetian to a subsiding one during the Thanetian. The domain south of the Bray Fault is no more subsiding and a low subsiding

domain characterized the Amiens domain (Picardie). In some places (e.g. Normandy - Picardie, on both sides of the Bray Fault, Quesnel *et al.*, 1996), Thanetian sediments overlie weathered basal Campanian chalk or rework flints of the “clays-with-flint” alterites. This means that even northward an emersion occurred.

The large-scale structural map showing the relationships between the tabular Cenozoic sediments and the underlying Mesozoic sedimentary rocks (Fig. 7B), suggest that the present-day ring-like structure is pre-Ypresian in age. Along the Ardennes Massif, silcrete overlain by early Ypresian sediments (Quesnel *et al.*, 2003) known as “Pierre de Stonne” (Voisin, 1988) overlap all the tilted Jurassic to Cretaceous sedimentary rocks. Along the northwestern part of the French “Massif Central” (Brenne area), Lutetian sediments (Cavelier *et al.*, 1979; Riveline, 1984) again overlap all the previous Mesozoic sedimentary rocks.

In conclusion, from the Maastrichtian to the lowermost Thanetian, (1) a major long wavelength folding with uplift of the eastern to southern limbs of the Paris Basin, birth of the present geometrical pattern of the Paris Basin (stacked “dishes”), (2) a major emersion and (3) a major palaeogeographic change from widespread marine carbonates (chalk – Lasseur, 2007) to shallow marine siliciclastic sediments limited northward of the Bray Fault were evidenced.

Two strong time hiatus take place before Thanetian (1) a Late Campanian-Middle Danian one and an (2) Upper Danian-Lower Thanetian hiatus. Compiled maps of Post Turonian chalk thicknesses and Thanetian transgression as well as the different geographical of the Danian deposits compared to the Thanetian ones are showing different distributions of subsident and uplifted areas suggesting two different deformation patterns. Danian deposits are all open marine suggesting a depositional area much wider and continuous than their current preservation and so probable erosion associated to a post Danian-pre Thanetian deformation.

4.4.2. Late Paleocene – Early Eocene sediment thickness (isopach) maps, proxy of the accommodation space: 3D evolution (Fig. 9)

Seven isopachs maps were drawn (Fig. 9), six for each half cycle of the three third order cycles (Ct, Cy1, Cy2) and one for the last fourth order cycle (Cy2.4) of the regressive trend of the second Ypresian cycle (Cy2) in order to discuss the erosion of the Late Ypresian unconformity.

The **Thanetian (Ct)** third order cycle has been subdivided into two time intervals (T1-T3 and T3-T4) that do not correspond to the hemicycles (although T3 correspond to maximum onlap) for a better understanding of the deformation. The first map shows the location of the flexure initiating the subsidence after the pre-Thanetian deformation and at the origin of the onlap. This flexure is located north of the Bray Fault. The second is showing map is showing more homogenous subsidence pattern that accompany the maximum onlap. .

The subsidence spatial distribution of the **first Ypresian (Cy1)** third order cycle, characterized by low accommodation space creation (around 10 m/Ma), is much more

heterogeneous, with several patchy domain with a wavelength of few tens of kilometres. The transgressive (T4-Y1) and regressive (Y1-Y2) trends are very different. From T4 to Y1 subsidence is maximum near the Belou Fault and especially along a NE-SW corridor situated in the prolongation of the Hurepoix block bounded by the Seine-Valpuseaux and Rambouillet faults. On the opposite, during the regressive trend (Y1-Y2), the trend of subsidence is inverted meaning that the previous areas of maximum subsidence are now the ones of minimum rate. Maximum subsidence is observed south of the Hurepoix block.

The **second Ypresian (Cy2)** third order cycle displays a similar pattern than the Thanetian cycle with a large flexure with a maximum subsidence to the north in the Soissons area. But for this cycle (Cy1) the Paris Block is subsiding westward up to the Seine Fault and southward over the Beauce area. The uppermost Ypresian unconformity can be documented on the isopach map of fourth order cycle Cy2.4: the uplift is located south of the Bray Fault along a WNW-ESE trend (Remarde Fault direction).

4.4.3. Late Paleocene – Early Eocene paleogeographical maps: main changes of sedimentary systems (Fig. 10)

Three facies maps (Fig. 10) were compiled along three times-lines (MFS T3, Y1 and Y3), based on the well-log electrofacies defined on Appendix D.

The **Thanetian** fourth order maximum flooding surface T3 (Marqu glise Marls Fm – 56.9 Ma) map is only made up of one facies, corresponding to protected marine deposits. This marine domain passed laterally to an area of no deposition (hiatus) probably with fluvial bypassing. This 4th order MFS correspond to the maximum of marine flooding over the continent, but is not the deepest MFS of the third order cycle, that occurred before (T2).

The third order maximum flooding surface Y1 of the **first Ypresian cycle** (Cy1) is characterized by a large **brackish domain** (“Falun à *Cyrena*” Fm – 55.1 Ma) passing upstream to a large carbonate lacustrine domain and then to classical fluvial systems with flood plains.

The third order maximum flooding surface Y2 of the **second Ypresian cycle** (Aizy Sands Fm – 52 Ma) corresponds to a protected marine domain with bays and aprons confirming the wave-protected nature of this domain. They pass southward to coastal and alluvial plains. Notice that the Bray Fault, north of Paris, is emerged with coastal plain deposits on.

5. Discussions

5.1. Sea level variations during Paleogene times and stratigraphic cycle controls

Since the last ten years, several sea level curves were published (Miller *et al.*, 2005; Müller *et al.*, 2008; Cramer *et al.*, 2011; Rowley, 2013). Those curves are based on different assumptions: (1) the sea level variations induced by the change of the ocean volume (Müller *et al.*, 2008), (2) the sea level variations due to the change of volume of the sea water due to the ice growth or decay (Cramer *et al.*, 2011) got by the inversion of seawater global temperature variations (data of), (3) the measurement of the continental flooding by the sea (Rowley, 2013) based on different global palaeogeographic datasets and (4) stratigraphic measurements, filtered coastal onlap

curves in different world basins (Haq *et al.*, 1987) or 1D accommodation space filtered from the long term subsidence curves (New Jersey Margin, Miller *et al.*, 2005).

Type (4) data can be questioned. (1) 1D accommodation record filtered from the long term subsidence -in a place (New Jersey) where dynamic topography due to the Pacific subduction is important (Raymo *et al.*, 2011)- cannot be the record of eustasy. (2) The Haq's dataset was never published but is based for the Cenozoic on Tertiary European Basin where long wavelength deformation is quite significant.

The other types of data agree for a mean sea level for the Paleocene – Early Eocene around 50m above present-day sea level (Müller *et al.* 2008; Cramer *et al.*, 2011; Rowley 2013) (1) with few variations at the time-scale of few tens of millions years (x10 Ma) and (2) with amplitude of sea level variations for at the time-scale of few 400 Kyr of 20-30 m (Cramer *et al.*, 2011).

At the scale of the x400Kyr cycles we assumed a climato-eustatic controls of these cycles in agreement with the present-day knowledge of the importance of long term eccentricity climatic cycles in the control of the stratigraphic record.

The only higher duration cycle that could be enhanced by eustasy is the **Sparnacian 1 (Cy1)** cycle bounded by two MRS that clearly correspond (Fig.4) to cooler event and the beginning of sea level rise after to significant peak of sea level fall. This view is supported by the accommodation space rate during this time interval that is quite homogenous in space (except along the Bray-Belou Fault for the transgressive trend and southward of the Hurepoix Block for the regressive trend) with few difference of mean accommodation rate between the transgressive and the regressive hemicycles.

5.2. Meaning of the Paris Basin deformations at Europe-scale

Three main periods of deformation were characterized from the 2D accommodation measurement and the 3D sediment thickness maps:

- **Intra-Maastrichtian (?) – ante-Thanetian (59 Ma)**: This deformation phase is probably composed of two superimposed deformations: Maastrichtian-ante mid Danian and Upper Danian-pre Thanetian. These deformations are difficult to decipher from each other but result in long wavelength deformation with formation of the present-day rings of the Paris Basin, emersion and dramatic change of sedimentary systems.
- **Early Ypresian (T3-T4, 55.1-54.3 Ma)**: medium wavelength inversion of the Hurepoix block and at 54.3 Ma initiation of southward migrating flexure.
- **Uppermost Ypresian (intra NP 13 – mean 49.8 Ma)**: uplift of the Paris Basin at two wavelengths, long (x100 km) corresponding at the emersion of the whole basin and medium (x10 km) corresponding to the uplift with erosion of the southern part of the Cenozoic basin.

Microtectonic data measured in the Paris, Belgium and London Basins, do not show evidences of stress changes around those periods. According to the area, the Paleocene is more compressional (Blés *et al.*, 1989 – northern French Massif Central; Roche *et al.*, 2004 and André *et al.*, 2010 – eastern Paris Basin) or extensional (Vandycke, 2002 - Belgium – northern Paris Basin). Except for Belgium, no age constraints are provided.

The best way to discuss the wavelength and then the spatial distribution of these deformations is to do a comparison with other basin Western Europe (Fig. 11) and to identify **tectonic-related unconformities** of the same age.

The **Intra-Maastrichtian - ante Thanetian** deformation is a European-scale unconformity recording more or less significant deformations. In the *Aquitaine Basin* a flexure of the North Aquitaine platform is recorded during Maastrichtian (Platel, 1996), In Provence, the pyreneo provençal deformation is sealed by Danian continental facies (Leleu, 2005). Deformation could occur in the southwestern part of the Aquitaine basin (Serrano, 2001; Serrano *et al.*, 2001), during Late Selandian times, although very low deformations are evidenced along the incipient pyrenean during Paleocene.. In Belgium, Maastrichtian and Danian strike-slip movement have been evidenced in the Mons basin (Vandycke and Bergerat, 2001; Vandycke *et al.*, 1989). In the Roer Valley graben , the main deformation is around the Danian-Selandian stages (Deckers and Matthijs, 2014, Deckers *et al.*, 2014) with a major relative sea level fall and growth of a Danian lowstand wedge (Jacob and Batists, 1996; Vandenberghe *et al.*, 2004). In the *Wessex-Hampshire basins*, uppermost Selandian sediments (Thanet Sands) rest unconformably over the deformed chalk (Aubry *et al.*, 1986; Knox, 1996; Newell *et al.*, 2001). Paleocene is a time of large exhumation in the British Isles with associated turbiditic fans (White and Lowell, 1997).

The **Early Ypresian deformation** has not been reported does not exist in the Aquitaine Basin, or in the Wessex-Hampshire Basin. In Belgium an uplift of the Brabant massif from Thanetian to early Ypresian (Vandenberghe *et al.*, 2004)(. Graben inversions in the Saint Georges Channel (Anell *et al.*, 2009) and of the western Approaches are reported to this time interval and related to the onset of North Atlantic opening that takes place at this time.

The **uppermost Ypresian deformation** is again a west-European scale deformation. In the *Aquitaine Basin*, it corresponds to a major change in the progradation (Gan vs. Donzacq Marls Fm - Serrano, 2001; Serrano *et al.*, 2001), a major hiatus on the northern Aquitaine platform (Sztrakos *et al.*, 2010), and the development of a flexural basin in eastern Aquitaine (Corbières, Christophoul *et al.*, 2003). In the *southwestern border of the North Sea (Belgium)*, the main deformation occurred during the uppermost Ypresian (Vandenberghe *et al.*, 1998, 2004), with an uplift of the southern part of the Brabant and erosion of the incised valleys of the Bruxelles Sands Fm. In the *Wessex-Hampshire basins*, the overall progradation of the London Clays Fm (King, 1981) is disrupted by a tectonic-induced unconformity (Newell *et al.*, 2014) within the base of the Brackelsham Gp. This deformation is currently reported to the Africa-Eurasia convergence (Pyrenean compression).

In western Europe, **Intra-Maastrichtian - ante Thanetian** deformations, known as Laramide deformations (Ziegler, 1991), are related either (1) to an extensional event, the opening of the North Atlantic and the Faeroe-Shetlands-Greenland volcanic trap (Iceland doming) (Anell *et al.*, 2009; Doré *et al.*, 1999) or (2) to a compressional event, the Africa, Iberia, Eurasia convergence. This is not the purpose here to discuss the relative importance of those two processes that could only be the local record of a more earth-scale plate (and then mantle circulation) reorganization. Whatever the mechanism, it is clear that compressive deformations affect southern France around the Cretaceous-Tertiary boundary (before Danian) and that Paleocene to Early Eocene

volcanism (Fig.11) is widespread in Western Europe: Faeroe-Shetlands-Greenland flood basalts (Evans *et al.*, 1973; Musset *et al.*, 1988; Knox, 1996...), French Massif Central (Bellon *et al.*, 1974, Vincent *et al.*, 1977) and Rhenish Massif (Baranyi *et al.*, 1976; Schmitt *et al.*, 2007; Reischmann *et al.*, 2011...).

5.3. The perennial subsiding area of the Paris Basin

During Thanetian (Ct cycle) and Ypresian (Cy2 cycle) times the depocenters are located north of the Bray fault or on both sides of the Bray Fault, along the Paris Block. This subsiding domain is limited toward the SE by the St Martin-de-Bossenay Faults. Maximum subsidence areas are located along the Belou Fault.

This domain corresponds to the location of the remnant Variscan subducted slab (Averbuch & Piromallo, 2012) that could be the control of the long-term subsidence of the Paris Basin rather than a Permo-Triassic extension that does not exist in this area (Delmas *et al.*, 2003).

7. Conclusions

The objective of this study was to use high resolution 3D stratigraphic data to discuss the deformation of an intracratonic basin, the Paris Basin, at time of a major change of subsidence occurring around the Cretaceous-Paleocene, from subsiding – sediment preservation to (very) low subsidence – low sediments preservation.

- An age model integrating biostratigraphic uncertainties, sequences stratigraphic surfaces, high resolution oxygen isotope curves (Cramer *et al.*, 2011) and earth orbital solutions for long term eccentricity (Laskar *et al.*, 2011) was performed at a resolution of 100 Kyr.
- A 3D stratigraphic data base of more than 300 well-logs and 8 times-lines (depth, lithology facies) was built.
- 2D accommodation space measurement was performed along a significant transect to discuss the importance of the deformation controls.
- Two orders of sequences was identified: x400 Kyr and x1 Ma, the first one being assumed to be eustatic and the second one being or tectonic (Ct - Thanetian , Cy2 – Ypresian) or eustatically enhanced (Cy1 – Ypresian).
- The tectonic control is due to flexures initiated north of the Bray Fault and progressively fading with homogenization of the subsidence.
- Three phases of deformations were recognized:
 1. **Intra-Maastrichtian (?) – ante-Thanetian (59 Ma)** deformations, possibly composed of two superimposed deformations, a long wavelength deformation with formation of the present-day rings of the Paris Basin, emersion and major change of sedimentary systems from open marine chalk to siliciclastic shore deposits; this European-scale deformation corresponds to the Laramide deformation and is coeval with Upper cretaceous pre-Danian compressive deformations linked to Africa-Eurasia convergence in southern France (Pyreneo-provençal deformations) and with volcanic activity from the North Atlantic to the Massif central and the Rhenish Shield during Paleocene. Two deformations and driving mechanisms could be of different ages although poor stratigraphic constraints usually do not allow accurate deciphering from each other.
 2. **Early Ypresian (T3-T4, 55.1-54.3 Ma)** deformation, a medium wavelength inversion of one of the Paris Basin Variscan units - the Hurepoix block that could

be a local event, may be due to lithospheric stress relaxation, and correlated with stress rearrangement related to the onset of North Atlantic opening.

3. **Uppermost Ypresian (intra NP 13 – mean 49.8 Ma)** deformation, uplift of the Paris Basin at two wavelengths, long (x100 km) corresponding at the emersion of the whole basin and medium (x10 km) corresponding to the uplift with erosion of the southern part of the Cenozoic basin; this deformation, is recorded in the Aquitaine basin, It is also prominent in southern North Sea and the Hampshire Basin where it probably records an uplift of the Brabant-Midland Caledonian Block. This deformation is contemporaneous with flexural compressive deformations in southern France, related to Iberia–Eurasia convergence.

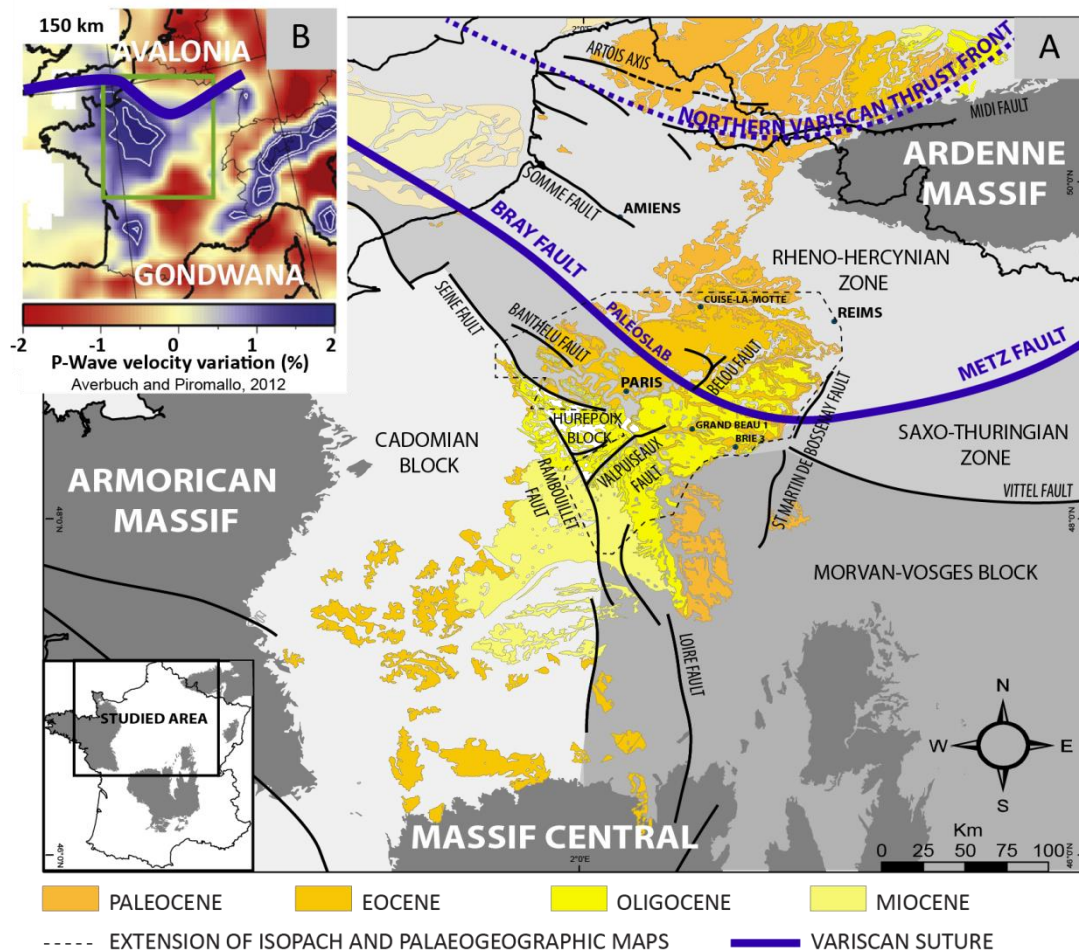


Figure 1

Figure 3.1: Main geological characteristics of the Paris Basin. A: main tectonic units of the Variscan basement and present-day outcrops of the Cenozoic sediments. B: P-wave velocity at 150 km below the Paris Basin, showing a major discontinuity below the Bray Fault (in blue), one of the suture of the Variscan Mountains (from Averbuch and Piromallo, 2012).

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

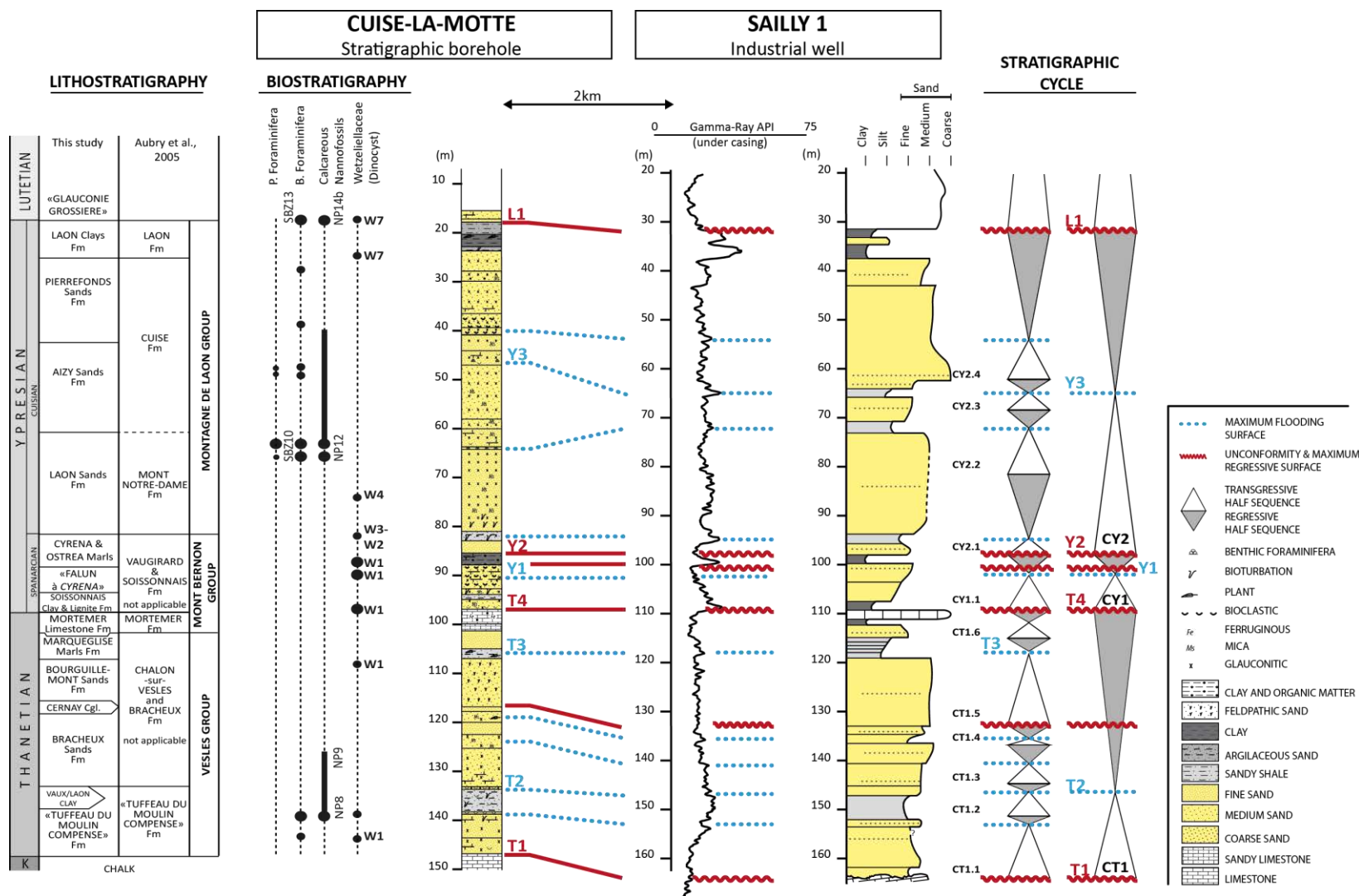


Figure 3.2 : Sedimentological and stratigraphical interpretation of the well Saily 1 (Fig.5) by correlation with the stratigraphic borehole Cuise-la-Motte (Bolin et al., 1982). The sequence stratigraphic interpretation results from both the environmental changes along the Cuise-la-Motte borehole (paleoecology and sedimentology) and from well-logs correlation (see Fig. 5).

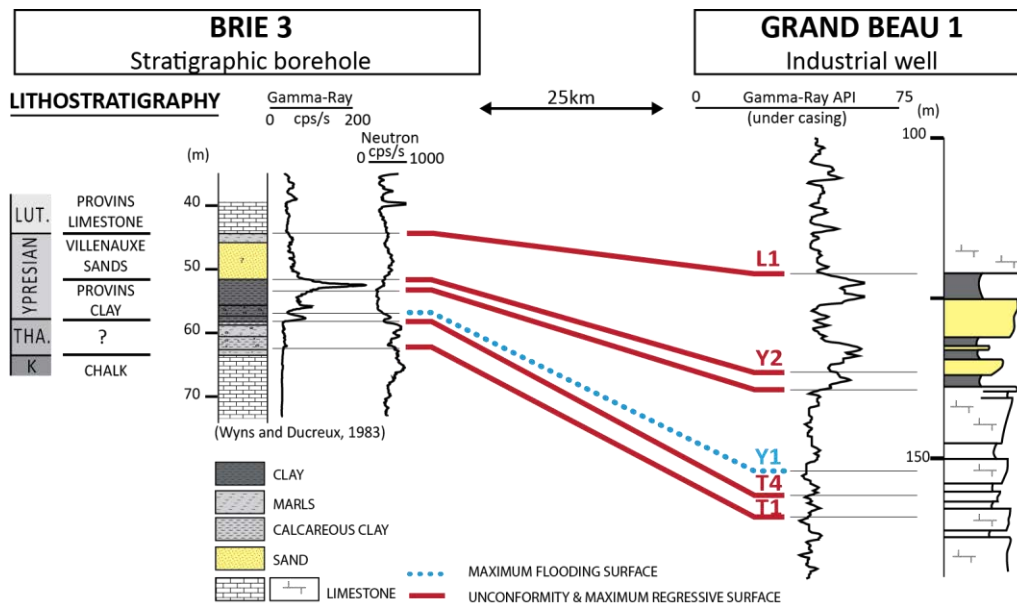


Figure 3

Figure 3.3 : Sedimentological and stratigraphical interpretation of the well Grand Beau 1 (Fig.5) by correlation with the stratigraphic borehole Brie 3 (Ducreux and Wyns, 2003). The sequence stratigraphic interpretation results from both the environmental changes along the Brie 3 borehole and from well-logs correlation (see Fig. 5)

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

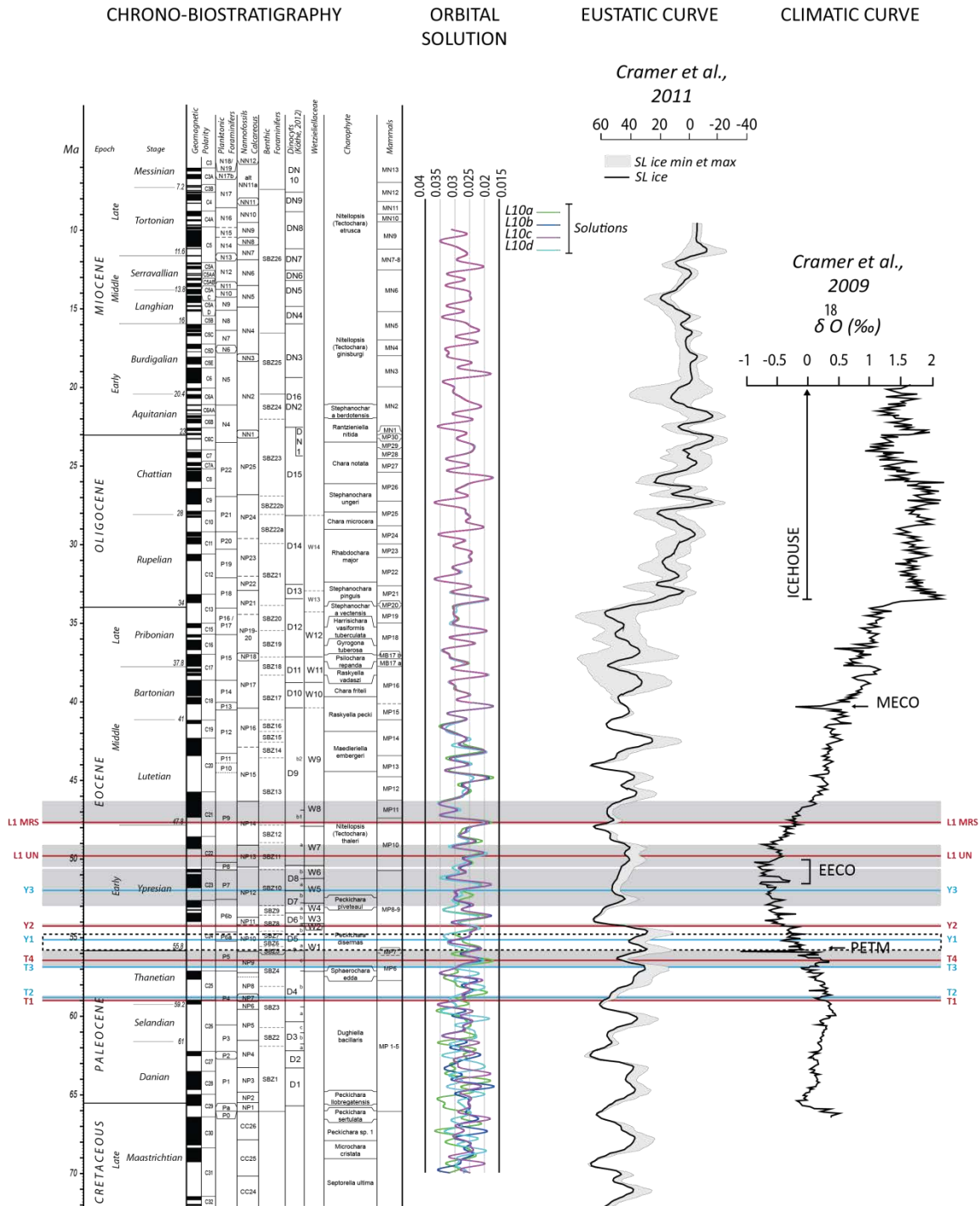


Figure 3.4 : Age model for the Paleocene - Early Eocene of the Paris Basin using biostratigraphy, chemostratigraphy and orbital solutions of the eccentricity of the earth.

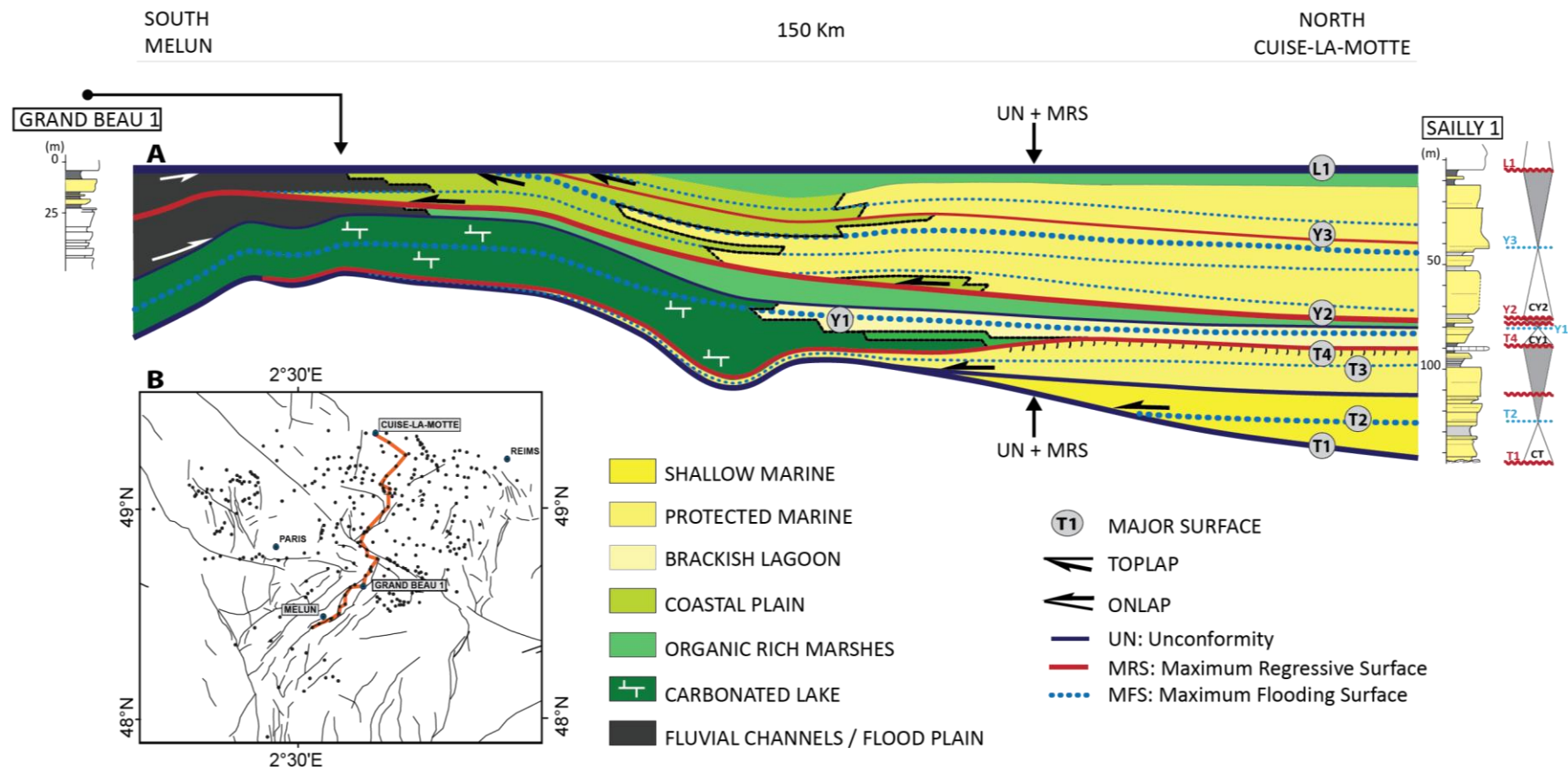


Figure 5

Figure 3.5 : A. South-North transect based on well-log correlations using stacking pattern technique and the well-logs facies for the sedimentary environments interpretation.

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

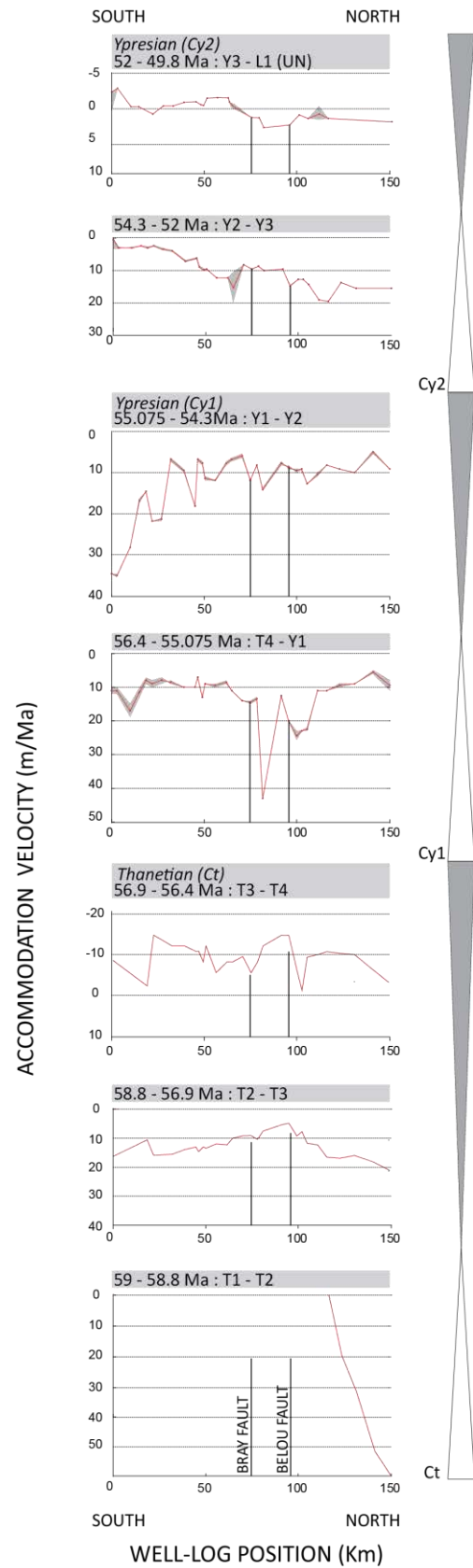


Figure 6

Figure 3.6 : Accommodation space rate for Paleocene-Early Eocene times.

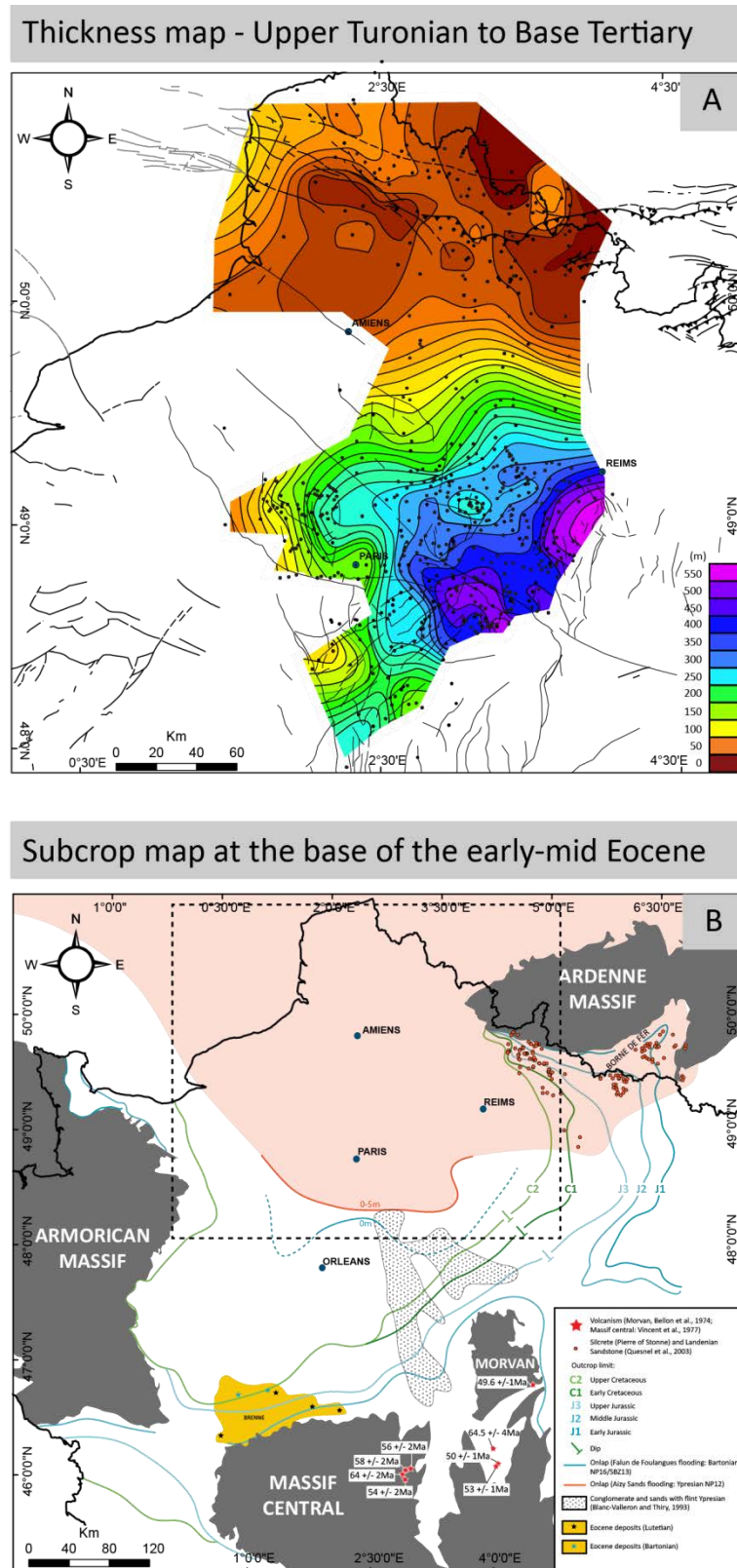


Figure 7

Figure 3.7 : The uppermost Cretaceous - Paleocene deformations of the Paris Basin. A. Isopach map of the Upper Cretaceous based on the chalk sequence stratigraphic database (wells) of Lasseur (2007) from the base Coniacian to the top of the Chalk. B. Structural map illustrating the age of the Paleogene sediments overlapping the tilted Jurassic to Late Cretaceous sedimentary rocks.

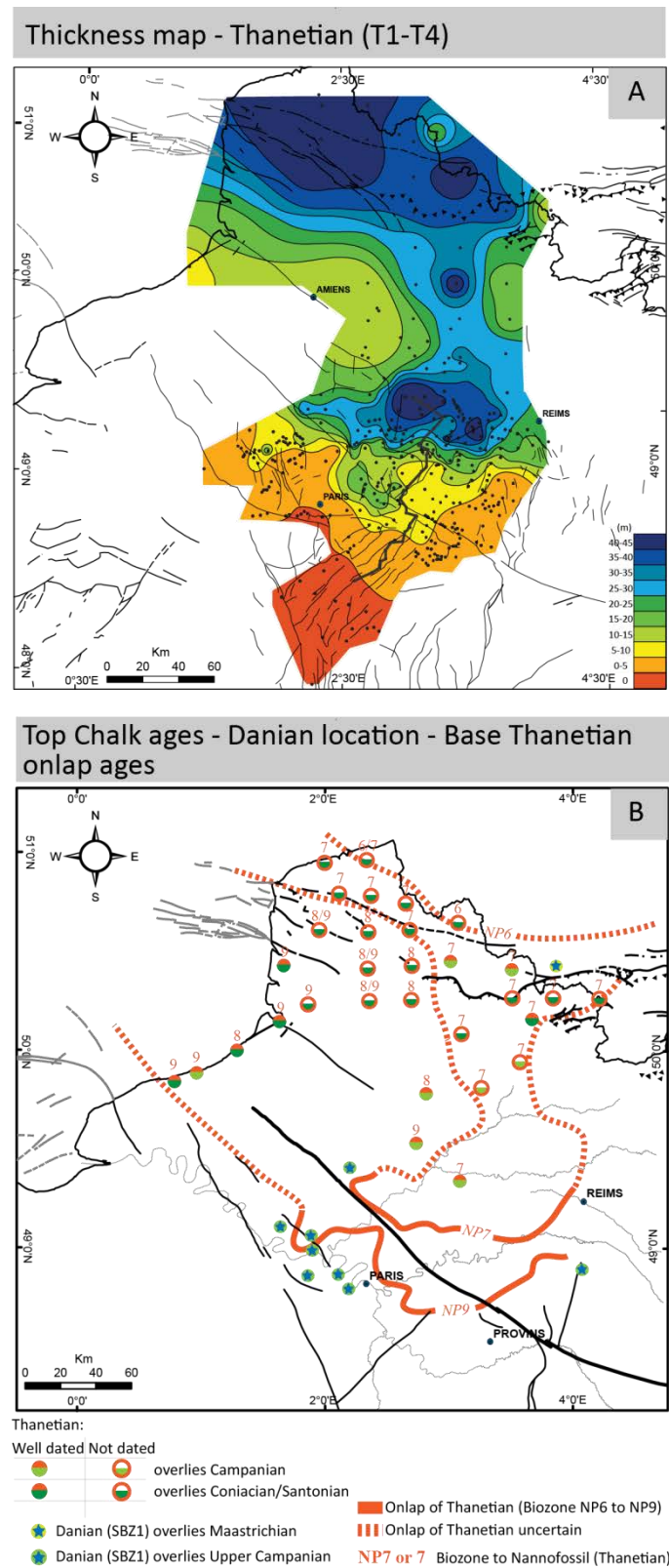


Figure 8

Figure 3.8 : Thanetian of the Paris and Belgium Basins. A. Isopachs map of the Thanetian cycle (T1-T4) (data from this study and geological maps 1:50 000). B. Age of the first sediments onlapping the MRS of the base of the Thanetian cycle (data from geological maps 1: 50 000)

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

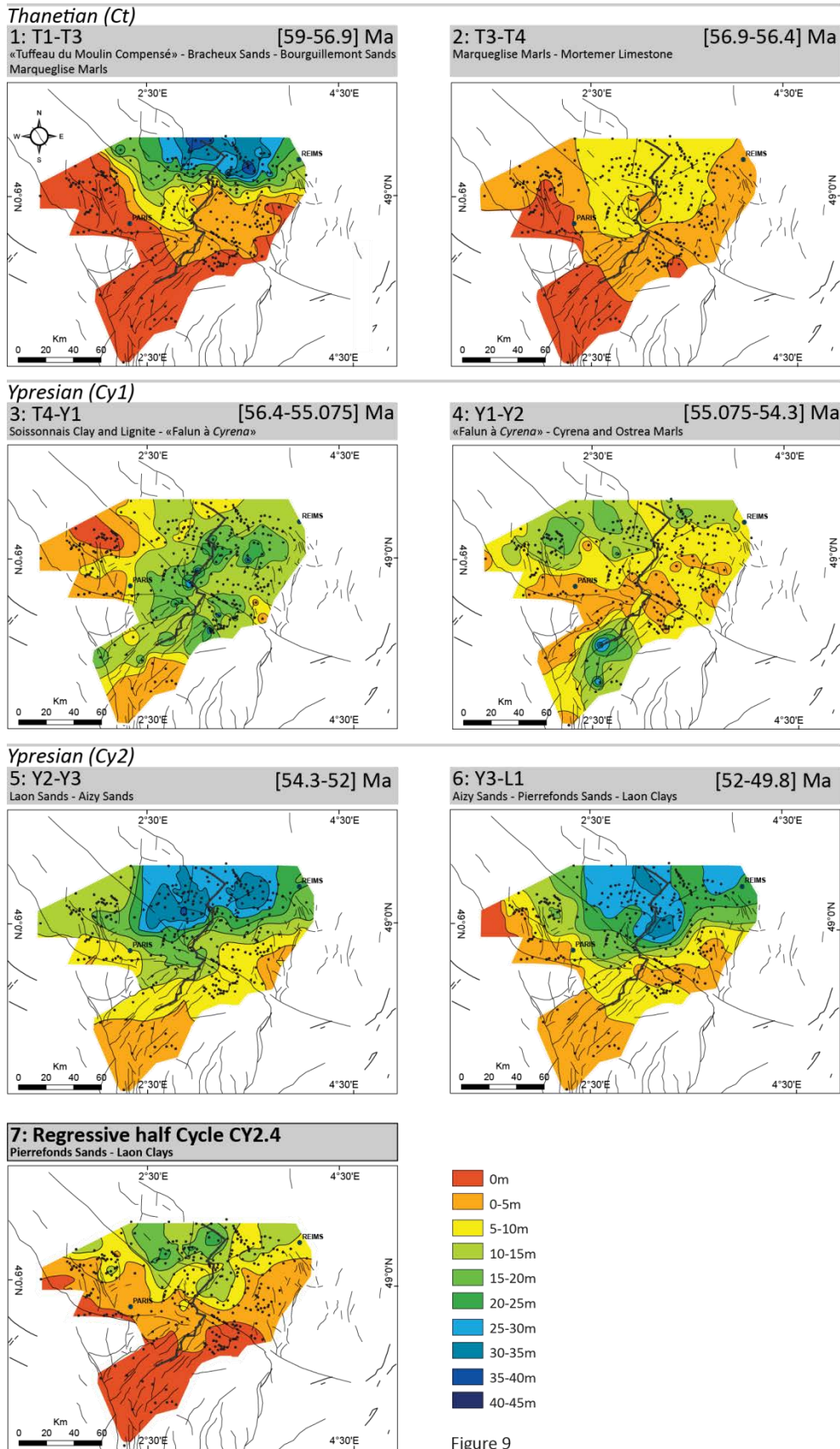


Figure 9

Figure 3.9 : Isopach map for each transgressive or regressive hemicycle of the three third order cycles: Thanetian (Ct), Ypresian 1 (Cy1), Ypresian 2 (Cy2) and for the last fourth order cycle of the regressive trend of Cy2 to illustrate the Late Ypresian unconformity.

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

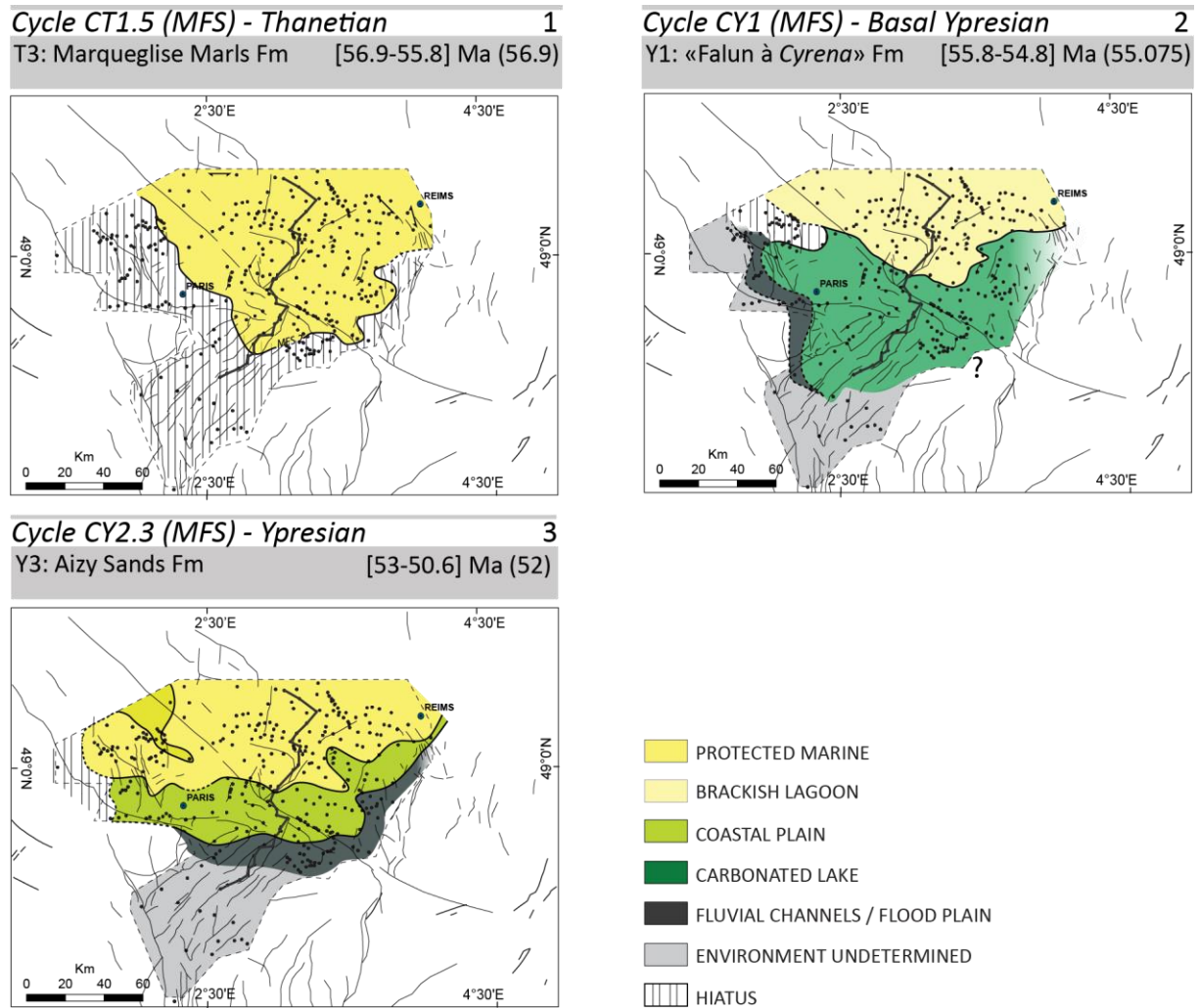


Figure 10

Figure 3.10 : Facies (paleogeographic) maps for some maximum flooding surfaces of the Thanetian and of the Ypresian.

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

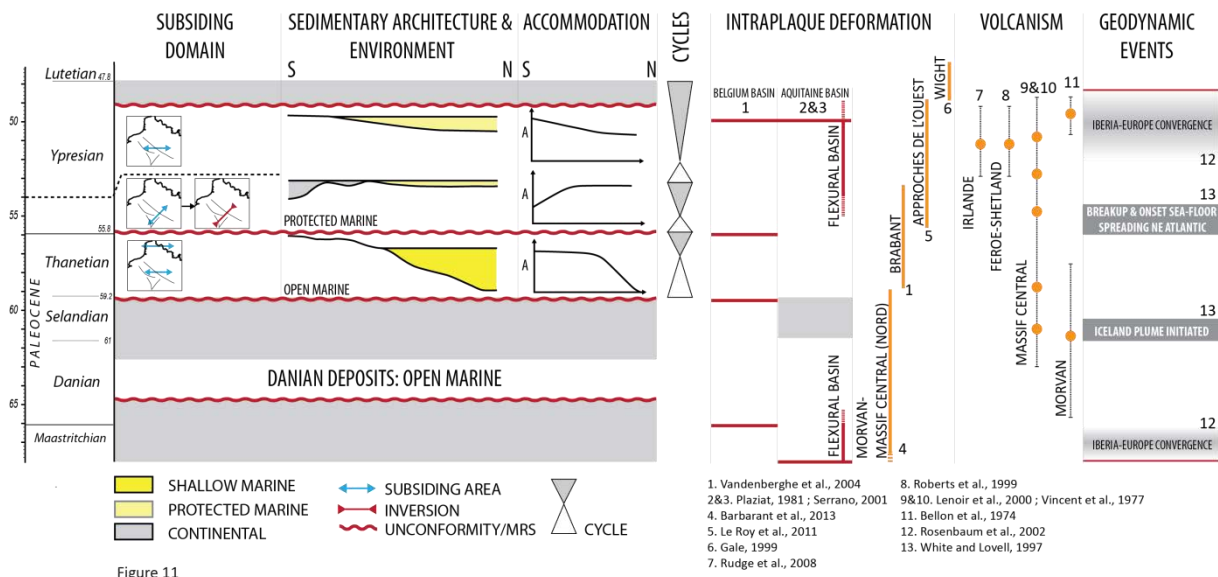


Figure 3.11 : Compared evolution of the Paris Basin with surrounding basins.

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

Facies Association	Lithology and content	Structures	Bioturbation	Fossils	Process of formation Interpretation
FA1	-Medium-grained sands. -Well-sorted sands. -Some bioclastic layers mainly composed of gastropods and bivalves.	- Sharp-based with bioclasts accumulation -Compound sets of curving laminations with both convex-up and concave-up sectors. Sets intersect one another at low angles (internal truncations and draping laminae). Metric order wavelength. These structures correspond to HCS (Hummocks Cross Stratification) and SCS (Swaley Cross Stratification) with erosive swales	Absent Absent	Gastropods and bivalves	-Storm waves and fair weather waves -Open shoreline: lower to middle shoreface
FA2	-Medium-grained sands. -Well-sorted sands. -Bioclastic sands (gastropod and bivalve clasts) -Rare rounded pebbles (flint and quartz)	-Erosion surface (furrow) with bioclasts accumulations. -Planar laminae or low angle crossbedding, and symmetric ripples bedding -Asymmetric ripples of varying angle (with pebbles lenses at the base) = Ridges and runnels	Root traces on the top	Gastropods and bivalves	-Breaking and surfing waves -Open shoreline: breaking zone and beach
FA3	-Medium to coarse-grained sands (finning-up). -Poorly-sorted sands -Clay layers -Few rounded pebbles (mud clast, flint and quartz)	-Sharp-based bedsets Bedsets with compound crossbedding stratifications. -Bedset (height: 50 to 60 cm) composed of oblique laminasets (few cm) -Clay deposition between laminasets. with finning-up trend.	Moderate Microcodium		-Flood -Flood dominated coastal delta: mouth bar
FA4	-Medium to coarse-grained sands -Poorly-sorted sands -Mud drapes. -Contains rounded pebbles mud clasts.	-Reactivation surfaces separating bedsets. -Compound crossbedding stratifications. -Bedset (height: 10 to 20cm) composed of sigmoidal laminaset (few cm). -Tidal bundles bounded by mud couplets drapes -Rare asymmetric ripples cross-lamination recorded between mud drapes.	Moderate (vertical burrows: Ophiomorpha)		-Tide -Outer estuarine: Subtidal bar Type II (Allen, 1980)
FA5	-Alternation of fine to medium-grained sands and clays -Poorly-sorted sands	-Lenticular or wavy bedding -Asymmetric ripples -Recurrent mud drapes	Abundant		-Tide -Inner estuarine: tidal flat Type VI (Allen, 1980)
FA6	-Alternation of fine-grained sands and clays. -Poorly-sorted sands -Clay dominated.	-Lenticular bedding (rare)	Abundant and plants traces		-Tide and Flood? -Inner estuarine: supratidal
FA7	a -Fine to medium-grained sands. -Abundant bioturbation with shell accumulation	Absence of observable sedimentary structures due to the extensive bioturbation	Abundant (vertical burrows)	Nummulites	-Probably occasional storms -Protected marine
	b -Fine to medium-grained sands. -Abundant bioturbation with shell accumulation with low diversity fauna.		Abundant (vertical burrows)	Gastropods and bivalves	-Protected marine
	c -Fine to medium-grained sands -Glaucous bioturbated sands -No shell, but oligospecific trace fossils.		Abundant (vertical burrows)		-Protected marine
FA8 ①	-Alternation lignites and clays with some bioclastic (mainly molluscs) layers.		Fresh (e.g. <i>Viviparus suessoniensis</i>) and brackish (e.g. <i>Cyrena cuneiformis</i>) water Molluscs, Ostracods, pollens, few Charophytes		-Decantation -Coastal plain: marshes to brackish lakes
FA9 ②	-Medium to coarse-grained sands and clays. -Clays dominated -Rich in organic matter	-Lenticular sand bodies (height: 5m) -Channel shape with erosive base and finning-up trend; compound crossbedding stratifications.	Root traces		-Flood -Alluvial plain
FA10 ③	-Fine-grained limestone (mudstone) or marls	Structureless	Root traces	Oysters and Charophytes	-Carbonate precipitation -Calcareous lacustrine
FA11 ④	-Top karstified limestone.	Structureless			-Carbonate dissolution -Karst
FA12	-Mottled silicified sandstone	Nodular and porous			-Dissolution and precipitation -Silcrete

Table 1: Facies description and interpretation

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

TIME-LINES (number, nature)	LITHOSTRATIGRAPHY	BIOSTRATIGRAPHY	TIME INTERVAL (Gradslein et al., 2012)	PROPOSED DATE cyclostratigraphy ¹ chemostratigraphy ²
L1	MRS «Glaucanie Grossière» Fm	NP: NP 14 (Aubry, 1983) BF: SBZ13 (Blondeau, 1965)	47.8 - 46.3 Ma	47.05 Ma
	UN by analogy with Belgium = intra NP13	D: W7 (D9a?) (Chateauneuf and Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised)	50.5 - 49.1 Ma	49.8 Ma
Y3	MFS Aizy Sands Fm	CN: NP12 (Aubry, 1983) BF: SBZ10 (Bignot and Neumann, 1991)	53 - 50.6 Ma	52 Ma ¹
Y2	MRS Laon Sands Fm (base)	D: W2 (D6a) (Chateauneuf and Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised)	54.3 - 54.1 Ma	54.3 Ma ²
Y1	MFS «Falun à Cyrena» Fm	D: W1 (D5a) (Chateauneuf and Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised)	55.8 - 54.8 Ma	55.075 Ma ¹
T4	MRS Mortemer Limestone Fm	C: P. disermas (Pomerol and Riveline, 1975)	56.9 - 55.8 Ma	56.4 Ma ¹
T3	MFS Marquglise Marls Fm	D: W1 (D4c) (Chateauneuf and Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised)	56.9 - 55.8 Ma	56.9 Ma ²
T2	MFS «Tuffeau du Moulin Compensé» Fm	CN: NP7 (Steurbaut, 1998) D: W1 (D4b) (Chateauneuf and Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised)	59 - 58.7 Ma	58.8 Ma ²
T1	UN/MRS «Tuffeau du Moulin Compensé» Fm (base)	CN: NP7 (Steurbaut, 1998) D: W1 (D4b) (Chateauneuf and Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised)		59 Ma ² (base, NP7)

MFS: Maximum flooding surface, MRS: Maximum regressive surface, Un: Unconformity
 CN: Calcareous Nannofossils ; D: Dinocyst and Wetzeliellaceae ; C: Charophyte; M: Mammals; BF: Benthic Foraminifera
¹Laskar et al., 2011, ²Cramer et al., 2009

Table 2: Age of the sequence stratigraphic surfaces

SUPPLEMENTARY MATERIALS

Appendix A: Data maps (wells and outcrops)

Appendix B: Reevaluation of the dinocysts biozonation

Appendix C: Selected pictures of the different sedimentary facies.

A. middle and lower shoreface deposits (FA.1, time equivalent Bracheux Sands, outcrop of Rosnay); **B. C. and D.** Beach and breaking zone deposits (FA.2, time equivalent Bracheux Sands, outcrop of Rosnay); **E, F, and G** Mouth bar deposits (FA.3, time equivalent Bracheux Sands, outcrop of Trépail) ; **H. and I.** Subtidal facies (FA.4, time equivalent Bourguillemont Sands, outcrop of Rosnay) ; **J. K. and L.** Intertidal facies (FA.5, time equivalent Bourguillemont Sands, outcrop of Clairoux and Trépail) ; **N. and M.** Estuarine facies (FA.6, Aizy Sands and Sparnacian facies, outcrops of Berru and Trépail) ; **O.** represents to protected marine environment (FA.7, Aizy-Pierrefonds Sands, outcrop of Cuise-la-Motte) ; **P.** represents a silcrete (FA.12, time equivalent to Aizy Sands by well-log correlations, cores of "Craie 702" well to St Colombe).

Appendix D: Well-logs facies signature (electrofacies)

Well-logs signatures of the main facies associations and sedimentary environments were identified on outcrops (handheld spectrometer gamma ray), cores (gamma ray and resistivity logs) and locally on the base of wells descriptions (cuttings). Each electrofacies is classified on the base of the measured absolute values (API and $\Omega/m^2/m$), their shapes and the stacking of values. The proposed electrofacies model is summarized below.

Open shoreline to outer estuarine environments (E1) are characterized by low gamma ray values and high resistivity, revealing relatively clean sands. Both Gamma ray and resistivity logs exhibit cylindrical shape, quite homolitic facies, although with small variations, and a homogeneous stacking. This electrofacies pattern corresponds to FA1, FA2, FA3 and FA4.

The well-log signature of **protected marine to inner estuarine environments (E2)** is slightly different to the previous one. This electrofacies shows low gamma ray values and high resistivity (clean sands), with some slightly more radioactive levels (glauconite or clay) on base or top. Gamma ray and resistivity curves display symmetric evolution. This sandy dominant interval have homogeneous, cylindrical to funnel shapes well log response with radioactive glauconite or clay level on base or top of cycles. Transition to more radioactive levels is sharp to transitional. This well-log response corresponds to FA5, FA6 and FA7.

Coastal plain environments (E3) are characterized by high natural radioactivity variations heterolithic facies with more radioactive levels assigned to lignite and/or clay rich levels, alternating with sands. The stacking of sands lignite and clays display three different shapes: bell (fining upward), funnel (coarsening upward), and alternating heterolithic facies. This well-log signature is assigned to FA8.

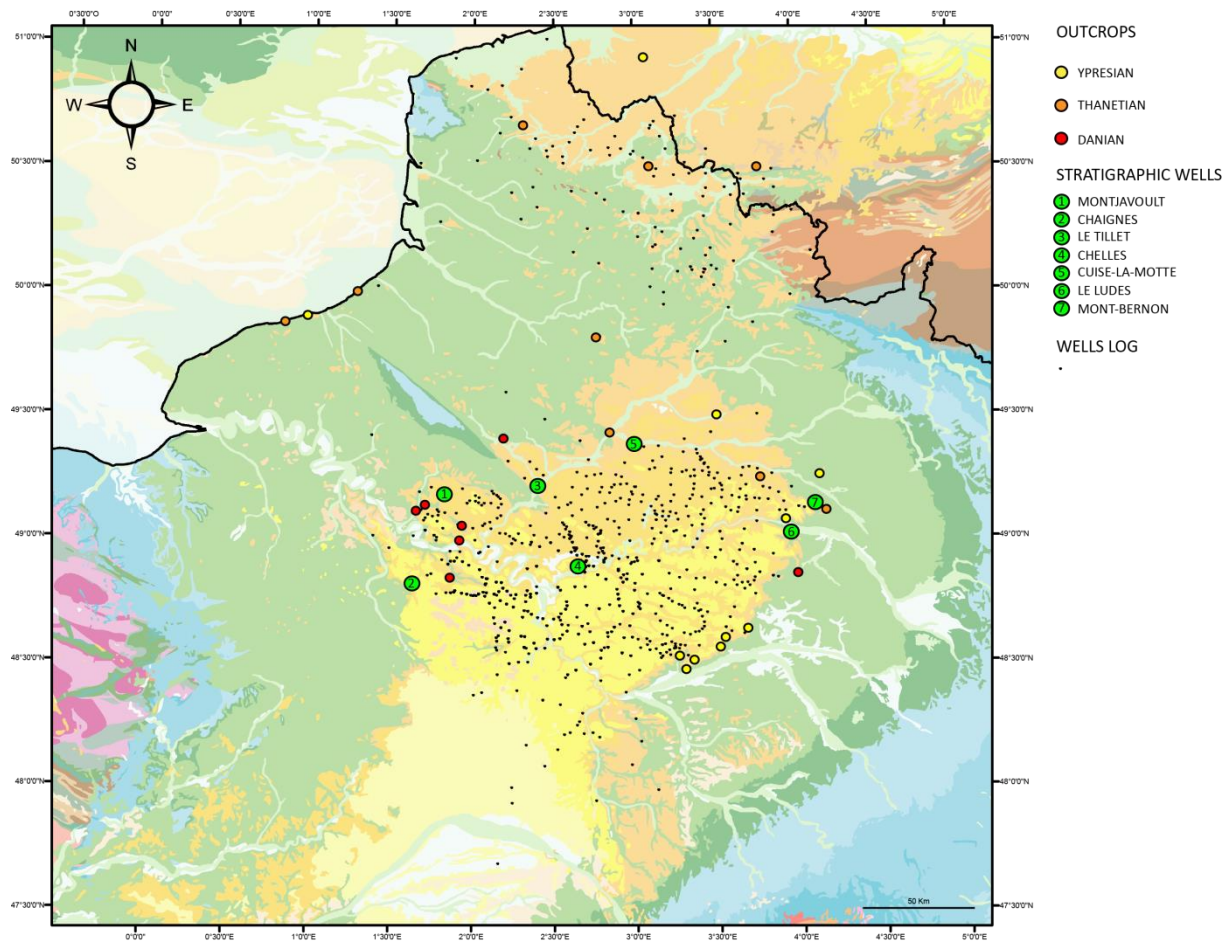
Shallow lake environments rich in organic matter (E4) display a slightly different electrofacies compared to E4, with limited variations of Gamma ray values and overall medium resistivity values, the two curves showing a symmetric evolution. This well-log

*response also shows a funnel shape and a heterolithic facies with radioactive levels typical of FA8. **Carbonate lake environments (E5)** display homogenous low gamma ray and medium range resistivity (relatively pure limestones). The two curves are not symmetrical and exhibit cylindrical to funnel shape. This well-log response characterizes the facies FA10. The last electrofacies identified corresponds to **alluvial plain domains (E6)**. This signature is characterized by high gamma ray variations revealing heterolithic facies. It is typical of channel infilling with a bell shape with sharp clean sandy base and progressive evolution to clay on top. It is assigned to fluvial deposits FA9.*

Appendix E: Accommodation space data

- **E1:** Dataset
- **E2:** Compaction tests on Cuise-la-Motte well
- **E3:** Cumulative curves

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN



Appendix A

Appendix B

CORRELATION OF PARIS BASIN AND NORTH-WEST GERMANY WETZELIELLACEAE ZONATIONS

The Wetzeliellaceae, a family of Dinoflagellate cysts (or dinocysts) has proved for long time to be a major biostratigraphic tool in Paleogene correlations. The usefulness of the 7 genera and the several species of these dinocysts is due to their large geographic distribution, their sudden appearance in the late Paleocene, followed by a rapid evolution and diversification during the Early Eocene. In Western Europe, the coastal and deltaic sedimentation prevailing in the Eocene seem to fit well with their development.

The first charts of distribution were published since 1966 from North Sea wells (1) and 1976 from England on shore sections (2). In the Paris Basin, the first chart of Wetzeliellaceae range chart was established by Chateauneuf & Gruas-Cavagnetto in 1978 (3). The same authors participated to the N° 124 North-West European Tertiary basins program which carried through the publication of a comprehensive Dinocysts chart for European basins (4). An attempt to correlate the Paris Basin Dinocyst chart with D zones of NW Germany was carried out by Cavalier & Chateauneuf in 1992 (5).

From that time the calibration of all these zonations has been largely improved by magnetostratigraphic data and nannofossils charts, particularly in NW Germany on-shore basins where Wetzeliellaceae are appreciated as markers in the Early and Middle Eocene (6).

The present contribution aims at update the correlations of Paris Basin Wetzeliellaceae chart and NW Germany Dinocyst Chart in regard of NP zones erected in both areas. The 2012 standard zonation of Köthe (7) seems to be the most suitable for the purpose, as others North Sea zonations are from the one hand mainly based on wells cuttings data and are therefore less precise and from the other hand from sediments often scarce in Wetzeliellaceae.

In the Paris Basin the first occurrence of *Apectodinium homomorphum* is in the upper part of Bracheux sands Formation at 10m beneath the *Apectodinium acme*. The former W1 zone (3) can be divided into two zones:

- W1a ranging from the FO (first occurrence) of *W. homomorphum* to the first acme of *Apectodinium plexus*;
- W1b from the first *Apectodinium acme* to the FO of *Wetzeliella astra*.

The base of W1b corresponds to the base of D5a in Germany. It is also the base of French local Sparnacian substage where is located the Paleocene-Eocene boundary and the CIE isotopic event.

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

The Köthe's A. augustum zone (D5a) cannot be distinguished in the Paris Basin due to the rare occurrence of this form in the Sparnacian sediments.

The Wetzeliella astra zone (W2) which FO is located at the sharp base of Laon sands is equivalent to the German subzone D6a.

The Wetzeliella meckelfeldensis zone (W3) corresponds to the FO of W. meckelfeldensis associated to the FO of additional marker Charlesdowniea crassoramosa as for the base of German D6b subzone. Adnatospheridium vittatum, the top marker of D6b has not been recorded as yet in the Paris Basin where the W3 top is characterized by the FO of Dracodinium similis. This last species is not qualified by Köthe as key species for the base of the D7a zone though its range starts at this level (8). Considering that the further Dracodinium varielongitudum (W5 and D7b) are coeval in both areas, we equate the W3 and D6b zones as well as W4 and D7a zones.

The Dracodinium varielongitudum zone (W5) is defined in the Paris Basin by the first occurrence of D. Varielongitudum and the first occurrence of Charlesdowniea Coleothrypta (W5). The German equivalent D7b has the same base but the top is marked by the FO of Dracodinium politum which is unknown in the Paris Basin whereas Ch. Coleothrypta FO is located at the base of D8b. If we assume the synchronism of the FO of this last species in the both regions, the W5 of the Paris Basin is equivalent to D7b-D8a zones of NW Germany.

The above W6 zone which spans in the Paris Basin from the Argile de Laon (late Cuisian NP13) to the early Lutetian (NP 13 or 14) is characterized by the FO of Ch. Coleothrypta and the first occurrence of Ch. Coleothrypta subsp.rotundata.

From the base of D8b (NP12) to the onset of D9b2 (Middle Lutetian), the German zonation is no more based on Wetzeliellaceae and other Dinocysts used are unfortunately rare or absent in the Paris Basin. Thus Areospheridium diktyoplokum occurs much more higher in the Lutetian whereas Eatonicysta ursulae is scarcely present in the Bartonian. The thick limestone shelf deposits during the Lutetian seem to be less favorable to the development of Wetzeliellaceae and the consequence is a marked decrease of species diversification.

REFERENCES

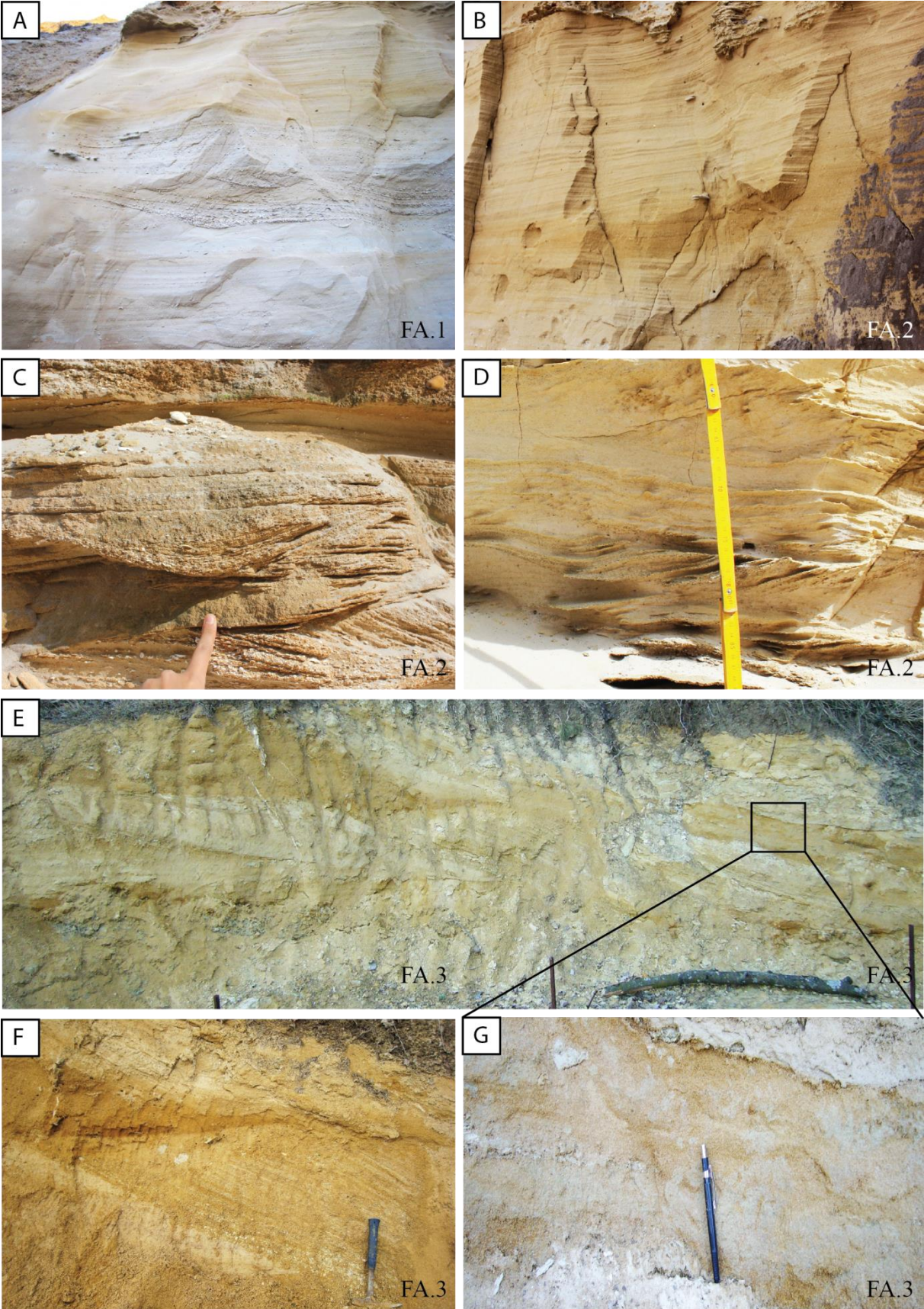
- (1) Williams G.I. & Downie C., 1996- Wetzeliella from the London Clay. In Davey R.L., Downie C., Sarjeant W.A.S. & Williams G.I. : Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellates, Bull., Br., Mus., Nat., Hist., Geol. Suppl., 3, 176-181.
- (2) Costa L.I. & Downie C. 1966- The distribution of the Dinoflagellate Wetzeliella in the Paleogene of North-Western Europe. Palaeontology, vol.19, Part.4, 591-614.
- (3) Châteauneuf J.J. & Gruas-Cavagnetto C., 1978- Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du bassin de Paris. Bull. Brgm, section IV, N°2, 59-93.
- (4) Costa, L.I., Manum, S.B., 1988- The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1-D15). In: Vinken, R. (Ed.). The North-West European Tertiary Basin.

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

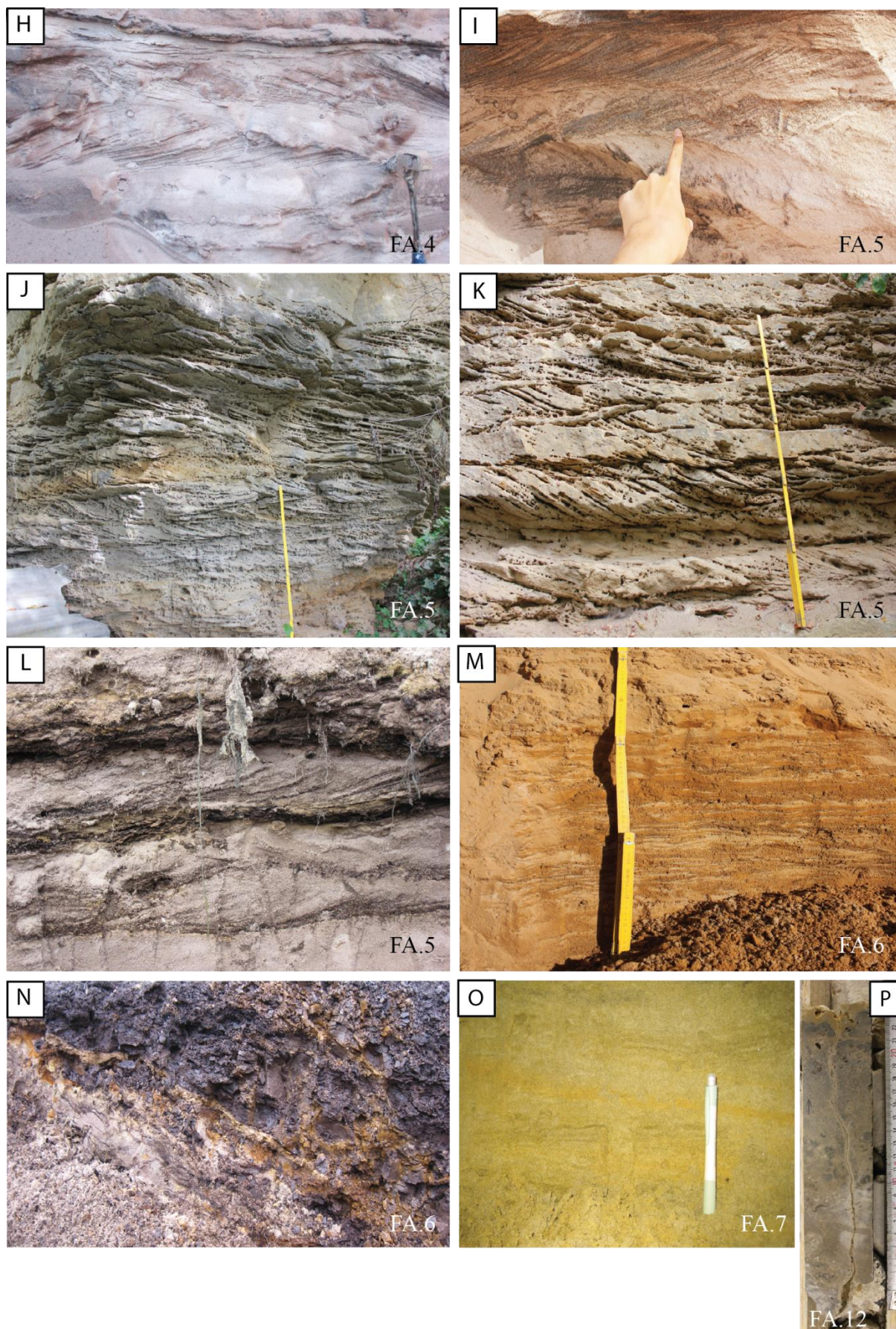
Results of the International Geological Correlation Programme, Project N°124. Geologisches Jahrbuch A. 100, 321-330.

- (5) Cavelier C. & Chateauneuf J.J., 1992- In Shuler M. et al.: *Paleogene of the Paris and Bergian basins, Standard-stages and regional stratotypes. Cahiers de micropaleontology, vol.7, n°1-2, 75-77, fig.27.*
- (6) Köthe A., 2003- *Dinozysten-Zonierung im Tertiär Norddeutschlands. Revue de Paléobiologie, Genève, 22(2), 895-923.*
- (7) Köthe A., 2012- *A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nannoplankton zonation for the German sector of the southeastern North Sea Basin. Newsletter on stratigraphy, vol.45 (3), 189-220.*
- (8) Köthe A. & Piesker B., 2007- *Stratigraphic distribution of Paleogene and Miocene dinocysts in Germany. Revue de Paléobiologie, Genève, 26(1), 1-39.*

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

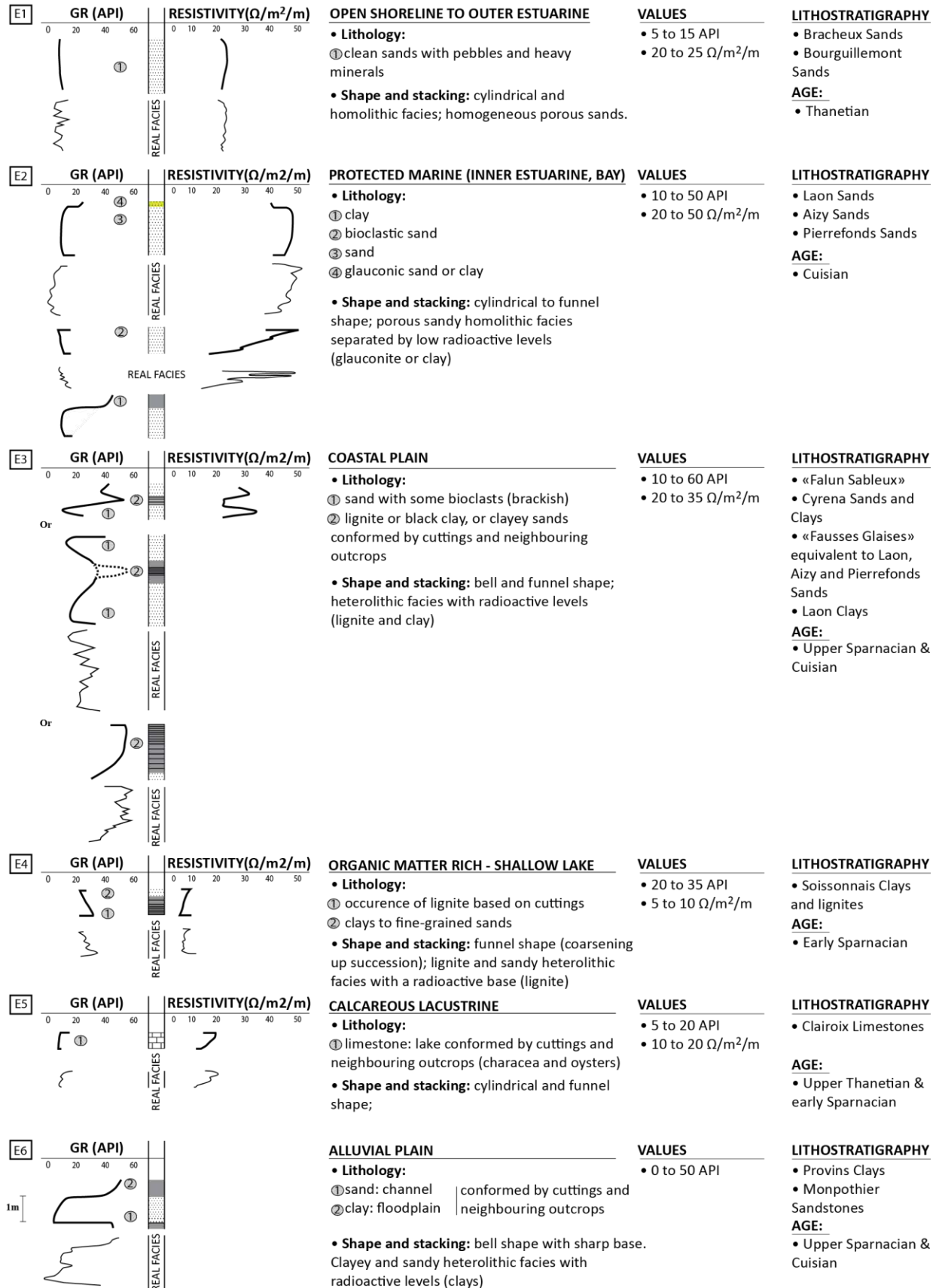


CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN



Appendix C

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN



Appendix D

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

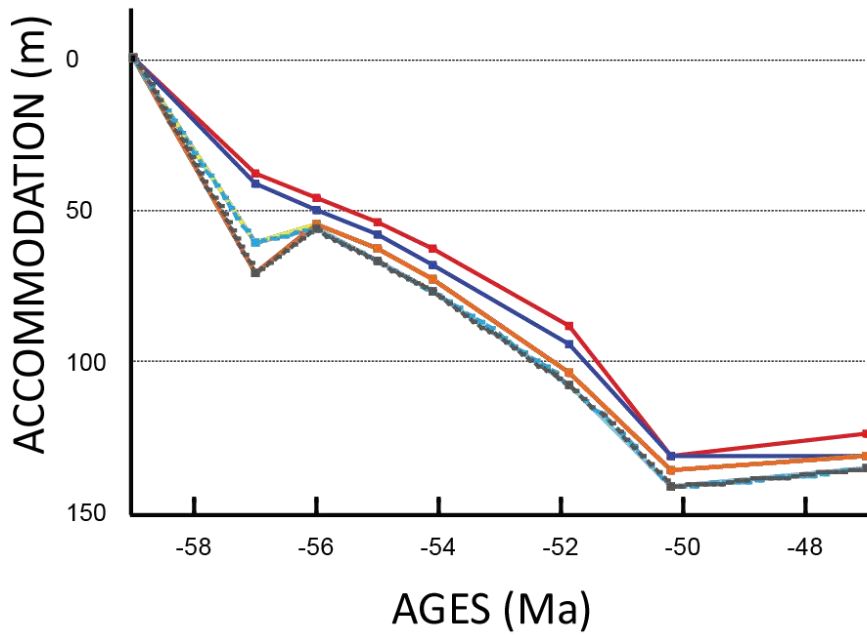
ACCOMMODATION DATA BASE																		
WELLS		14-4150	01058X9378BRQ002	01301X01068BRQ028	01298X00958BW0070	01297X00848Z0054	01553X10248Z0048	CR40	CR20	CR33	01557X00390URQ08	01557X00440URQ11	14-3778	14-3999	14-3684	14-4021	14-4002	14-4398
Name		SAILLY 1											Buis 1	Montlevée 101	Coulommes 50	Berthuis 1	Vauxpleurs 1	Montbardon 1
Altitude		142,0	64,0	94,0	74,0	66,0	59,0	153,0	144,0	149,0	199,0	159,0	166,0	156,0	167,0	115,0	128,0	124,0
T1 = 59 Ma	UN-FS	156,0	75,0	109,0	103,0	118,0	118,0	178,0	160,0	150,0	200,0	178,0	258,0	190,0	195,0	170,0	181,0	180,0
T3 = 56.9 Ma	MFS	118,0	42,0	82,0	78,0	95,0	104,0	167,0	154,0	142,0	200,0	178,0	257,0	185,0	193,0	169,0	180,0	176,0
T4 = 56.4 Ma	UN	110	30	75	70	90	98	160	143	135	200	178	255	180	186	165	175	171
Y1 = 55.075 Ma	MFS	102,0	25,0	65,0	59,0	78,0	85,0	136,0	119,0	110,0	182,0	168,0	216,0	172,0	177,0	172,0	170,0	168,0
Y2 = 54.3 Ma	FS-MRS	93,0	20,0	55,0	50,0	70,0	75,0	123,0	110,0	101,0	174,0	160,0	202,0	160,0	160,0	146,0	158,0	155,0
Y3 = 52 Ma	MFS	68,0	0,0	30,0	29,0	35,0	42,0	101,0	90,0	81,0	130,0	146,0	188,0	149,0	147,0	136,0	143,0	135,0
Y4 = 50.8 Ma no plotted	UN	56,0	0,0	23,0	22,0	31,0	36,0	92,0	73,0	73,0	135,0	134,0	178,0	139,0	142,0	124,0	134,0	135,0
L1 = 49.8 Ma	UN	32,0	0,0	0,0	0,0	10,0	11,0	73,0	60,0	59,0	116,0	110,0	145,0	124,0	124,0	116,0	130,0	135,0
EROSION (m)																		
Thickness between Y2 et Y3		0,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Thickness between Y3 et Y4		0,0	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0
Thickness between Y4 et L1		10,0	25,0	10,0	10,0	10,0	10,0	15,0	20,0	15,0	15,0	15,0	5,0	20,0	20,0	30,0	35,0	45,0
L1-PRESENT DAY		150,0	180,0	180,0	180,0	180,0	180,0	110,0	130,0	120,0	70,0	70,0	40,0	60,0	60,0	60,0	50,0	45,0
PALAEODEPTH (m)																		
T1		0,0	-5,3	-11,2	-16,0	-20,1	-23,1	-26,4	-28,1	-29,8	-32,4	-34,7	-40,7	-42,4	-44,5	-47,2	-50,4	-52,2
T3		20,0	16,9	13,2	10,3	7,7	5,8	3,7	2,7	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
T4		-10,0	-13,6	-17,6	-20,8	-23,6	-25,6	-27,9	-29,0	-30,1	-31,9	-33,4	-37,4	-38,6	-40,0	-41,8	-44,0	-45,2
Y1		5,0	4,3	3,6	3,0	2,5	2,2	1,7	1,5	1,3	1,0	0,7	0,0	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5
Y2		5,0	4,4	3,8	3,3	2,9	2,6	2,2	2,0	1,8	1,6	1,3	0,7	0,5	0,3	0,0	-0,7	-1,1
Y3		10,0	9,3	8,6	7,9	7,4	7,0	6,6	6,4	6,2	5,8	5,5	4,8	4,6	4,3	3,9	3,5	3,3
Y4 no plotted		5,0	5,0	4,6	4,1	3,7	3,4	3,1	2,9	2,7	2,6	2,4	2,2	1,7	1,6	1,4	1,2	1,0
L1		0,0	-1,8	-3,8	-5,4	-6,8	-7,8	-8,9	-9,5	-10,0	-10,9	-11,7	-13,7	-14,3	-15,0	-15,9	-17,0	-17,6
PRESENT-DAY	Zsol	-142,0	-64,0	-94,0	-74,0	-66,0	-59,0	-153,0	-144,0	-149,0	-199,0	-159,0	-166,0	-156,0	-167,0	-115,0	-128,0	-124,0
LITHOLOGY (%)																		
T1	SAND	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	25,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	50,0	75,0	50,0	50,0	50,0
	LIMESTONE																	
	CLAY																	
T3	SAND	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	75,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0
	LIMESTONE	25,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	25,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	75,0	100,0	75,0	100,0
	CLAY	50,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	50,0	75,0	50,0	50,0	50,0	25,0	50,0	25,0	25,0	25,0	25,0
T4	SAND	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	75,0	75,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	75,0	75,0	50,0
	LIMESTONE	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0
	CLAY																	
Y1	SAND	50,0	50,0	50,0	25,0	50,0	75,0	25,0	50,0	50,0	50,0	50,0	25,0	50,0	50,0	25,0	75,0	75,0
	LIMESTONE																	
	CLAY	50,0	50,0	50,0	75,0	50,0	25,0	75,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	75,0	25,0	50,0
Y2	SAND	75,0	75,0	75,0	75,0	50,0	75,0	75,0	50,0	25,0	50,0	50,0	25,0	75,0	50,0	25,0	25,0	50,0
	LIMESTONE																	
	CLAY	25,0	25,0	25,0	25,0	50,0	25,0	25,0	50,0	75,0	50,0	50,0	75,0	25,0	50,0	75,0	75,0	50,0
Y3	SAND	75,0	75,0	75,0	100,0	100,0	75,0	100,0	100,0	75,0	100,0	50,0	25,0	75,0	50,0	75,0	50,0	50,0
	LIMESTONE																	
	CLAY	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	0,0	50,0	75,0	25,0	50,0	25,0	50,0	50,0
Y4 no plotted	SAND	50,0	50,0	50,0	50,0	75,0	100,0	75,0	50,0	75,0	50,0	75,0	75,0	75,0	75,0	25,0		50,0
	LIMESTONE																	
	CLAY	50,0	50,0	50,0	50,0	25,0		25,0	50,0	25,0	50,0	25,0	25,0	25,0	25,0	75,0	100,0	100,0
L1	SAND	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0
	LIMESTONE	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
	CLAY	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0

CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN

ACCOMMODATION DATA BASE															
WELLS	14-4431	14-4063	14-4435	14-3810	14-4449	14-4459	14-3641	14-3668	14-3660	14-3833	14-3685	14-4267	14-3575	14-3863	
Name	Limosin 1d	Villarcieux 3	La Vignotte 2D	Villarcieux 1	Nesles 1	Grand Beau 1	La Sablière 1	Chaunoy 6	Chaunoy 5	Blandy 2D	Sivry 1	Brie 120	Chailly 1	Les Roches Moreau 1	
Altitude	140,0	112,0	112,0	109,0	107,0	118,0	103,0	97,0	100,0	91,0	91,0	84,0	80,0	79,0	
T1 = 59 Ma	UN-FS	200,0	190,0	187,0	174,0	181,0	158,0	168,0	153,0	145,0	132,0	149,0	155,0	154,0	
T3 = 56.9 Ma	MFS	198,0	187,0	185,0	170,0	180,0	157,0	166,0	152,0	145,0	132,0	149,0	155,0	154,0	
T4 = 56.4 Ma	UN	191	185	180	167	177	155	164	151	145	132	149	155	154	
Y1 = 55.075 Ma	MFS	187,0	182,0	173,0	166,0	173,0	151,0	161,0	149,0	142,0	130,0	127,0	140,0	149,0	
Y2 = 54.3 Ma	FS-MRS	170,0	165,0	160,0	154,0	149,0	136,0	149,0	122,0	115,0	110,0	105,0	105,0	107,0	
Y3 = 52 Ma	MFS	150,0	150,0	144,0	140,0	141,0	126,0	145,0	119,0	113,0	107,0	103,0	102,0	104,0	
Y4 = 50.8 Ma no plotted	UN	150,0	150,0	140,0	139,0	140,0	125,0	142,0	116,0	107,0	103,0	100,0	98,0	102,0	
L1 = 49.8 Ma	UN	150,0	150,0	140,0	136,0	134,0	120,0	136,0	110,0	100,0	100,0	96,0	95,0	91,0	
EROSION (m)															
Thickness between Y2 et Y3		3,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Thickness between Y3 et Y4		10,0	10,0	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Thickness between Y4 et L1		45,0	45,0	43,0	43,0	40,0	40,0	40,0	40,0	43,0	40,0	35,0	33,0	30,0	
L1-PRESENT DAY		30,0	30,0	40,0	40,0	50,0	70,0	45,0	70,0	80,0	80,0	80,0	100,0	90,0	
PALAEODEPTH (m)															
T1		-55,7	-59,0	-59,9	-61,4	-62,2	-65,8	-69,9	-72,9	-75,9	-77,9	-80,0	-70,0	-56,0	-50,0
T3		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-10,0	-9,1	-7,7	-5,8	-5,0
T4		-47,6	-49,8	-50,4	-51,4	-52,0	-54,4	-57,2	-59,2	-61,2	-62,6	-64,0	-66,0	-68,8	-70,0
Y1	alti:10 Dep: 5		alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5	alti:10 Dep: 5
Y2		-1,9	-2,6	-2,8	-3,1	-3,3	-4,1	-5,0	-5,0	-5,0	-5,0	-5,0	-5,0	-5,0	-5,0
Y3		2,8	2,4	2,3	2,1	2,0	1,6	1,0	0,6	0,3	0,0	-0,9	-2,3	-4,2	-5,0
Y4 no plotted		0,8	0,5	0,3	0,2	0,0	-1,4	-2,0	-2,6	-2,9	-3,3	-3,9	-4,7	-5,0	-5,0
L1		-18,8	-19,9	-20,2	-20,7	-21,0	-22,2	-23,6	-24,6	-25,6	-26,3	-27,0	-28,0	-29,4	-30,0
PRESENT-DAY	Zsol	-140,0	-112,0	-112,0	-109,0	-107,0	-118,0	-103,0	-97,0	-100,0	-91,0	-91,0	-84,0	-80,0	-79,0
LITHOLOGY (%)															
T1	SAND														
	LIMESTONE	75,0	75,0	50,0	50,0	100,0	75,0	75,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	CLAY	25,0	25,0	50,0	50,0		25,0	25,0							
T3	SAND														
	LIMESTONE	75,0	100,0	100,0	75,0	75,0	75,0	75,0	100,0	100,0	75,0	100,0	75,0	75,0	75,0
	CLAY	25,0			25,0	25,0	25,0	25,0			25,0		25,0	25,0	25,0
T4	SAND	50,0	50,0	50,0	50,0	75,0	75,0	75,0							
	LIMESTONE								100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	CLAY	50,0	50,0	50,0	50,0	25,0	25,0	25,0							
Y1	SAND								40,0	40,0	40,0	40,0	40,0	25,0	25,0
	LIMESTONE	50,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	40,0	40,0	40,0	40,0	40,0	25,0	25,0
	CLAY	50,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	50,0	50,0
Y2	SAND	50,0	50,0	75,0	50,0	50,0	50,0	50,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0
	LIMESTONE														
	CLAY	50,0	50,0	25,0	50,0	50,0	50,0	50,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0
Y3	SAND	25,0	25,0	50,0	50,0	50,0	50,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0	75,0
	LIMESTONE														
	CLAY	75,0	75,0	50,0	50,0	50,0	100,0	25,0	25,0	25,0	25,0	100,0	100,0	50,0	50,0
Y4 no plotted	SAND							25,0						50,0	50,0
	LIMESTONE														
	CLAY	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	75,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	50,0	50,0
L1	SAND	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0
	LIMESTONE	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
	CLAY	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0

Appendix E1

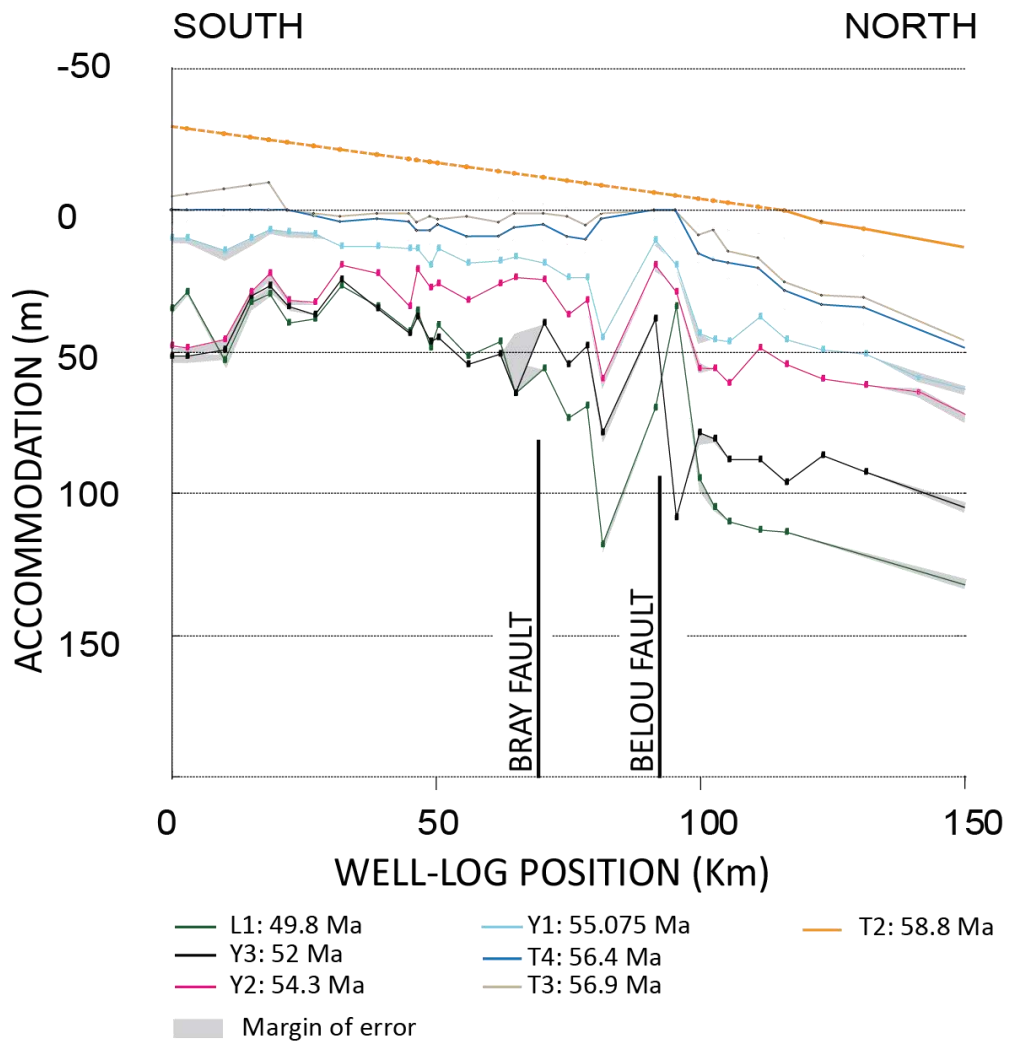
Cuisse-la-Motte Well



TESTS:

- Compacted thicknesses
- Decompacted thicknesses
- Eustasy, Van Sickel et al. 2004 - minimum compaction - minimum palaeodepth
- Eustasy, Van Sickel et al. 2004 - minimum compaction - maximum palaeodepth
- Eustasy, Van Sickel et al. 2004 - maximum compaction - minimum palaeodepth
- Eustasy, Van Sickel et al. 2004 - maximum compaction - maximum palaeodepth
- Eustasy, Haq et al. 1987 - minimum compaction - minimum palaeodepth
- Eustasy, Haq et al. 1987 - minimum compaction - maximum palaeodepth
- Eustasy, Haq et al. 1987 - maximum compaction - minimum palaeodepth
- Eustasy, Haq et al. 1987 - maximum compaction - maximum palaeodepth

Appendix E2



Appendix E3.

**CHAPITRE 4 : LE LUTÉTIEN ET LE
BARTONIEN INFÉRIEUR DU BASSIN DE
PARIS**

INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE DU LUTÉTIEN

Au Lutétien, la sédimentation est caractérisée par des dépôts marins carbonatés entre deux périodes purement détritiques terrigènes (Cuisien et Auversien). Le Lutétien a suscité un grand intérêt depuis le 17^e siècle, en raison de son contenu faunistique et de sa diversité faciologique. La liste exhaustive des travaux serait trop longue. Toutefois, nous pouvons citer les quelques auteurs illustres, de Lapparent (1883 et 1893), Abrard (1925), Blondeau (1965), et enfin les travaux de Gély (1991, 1992 et 1996).

Les affleurements historiques qui ont servi à la définition du Lutétien dans la région parisienne (A. de LAPPARENT, 1893) ont disparu. Deux néostratotypes du Lutétien ont été définis en 1980 dans la région de Creil (Blondeau, 1980 et Blondeau et Renard, 1980) à Saint-Leu d'Esserent (Lutétien inférieur) et à Saint Vaast-les-Mello (Lutétien supérieur) espacées de 5 km. Ces affleurements permettent à eux deux de recomposer l'ensemble de la série lutétienne et ont fait l'objet d'études biostratigraphiques détaillées (Abrard, 1925 ; Blondeau, 1965 ; Aubry, 1986, Chateauneuf et Gruas-Cavagnetto, 1978).

Plusieurs reconstitutions paléogéographiques ont été proposées : La première par Abrard (1925) était basée essentiellement sur la paléoécologie et sur des concepts lithostratigraphiques. Gély (1996) a également proposé des cartes paléogéographiques du Lutétien. Néanmoins, ses interprétations à l'échelle du bassin sont basées sur relativement peu d'affleurements, parcellaires et situées principalement sur les bordures du bassin, ce qui rend l'extrapolation à l'échelle du bassin assez peu fiable au vu de la variabilité des faciès lutétiens.

Lors de l'établissement de la première charte eustatique, Haq et *al.* (1988) ont effectué une première interprétation séquentielle du Lutétien sur ces deux néostratotypes, afin de caler stratigraphiquement les variations eustatiques au cours du Lutétien (cycle TA 3.1, TA 3.2 ; TA 3.3, et TA 3.4). D'autres découpages séquentiels ont été proposés par la suite par Gély (1996) et par Robin et *al.*, (1998).

Les affleurements actuels du Lutétien sont localisés essentiellement dans la partie Nord du bassin et les informations disponibles dans le centre du bassin sont très rares. En conséquence, on ne dispose couramment que d'une vision très parcellaire des faciès lutétiens.

Enfin, si des découpages séquentiels et des reconstitutions paléogéographiques ont été proposés il n'existe pas sur les dépôts lutétiens, d'étude de sédimentologie de faciès, des géométries sédimentaires ou d'études des données de sub-surface qui permettraient de caractériser les géométries à l'échelle du bassin. Il reste donc de nombreuses lacunes, sur la variabilité des environnements, les faciès sédimentaires, l'architecture même de cette plate-forme carbonatée et par conséquent sur les géométries et les paléogéographies qui se succèdent au cours du temps.

Trois grandes problématiques restent en suspens :

- (1) Définir un modèle de faciès et les profils de dépôt associés
- (2) Caractériser l'architecture sédimentaire, et donc une évolution stratigraphique de cette plate-forme carbonatée
- (3) Définir les facteurs de contrôle de cette plate-forme

Ce travail de thèse ne s'est pas focalisé sur l'analyse de détails de cette plate-forme carbonatée. La dynamique et le type de production carbonatée de cette plate-forme ne seront pas abordés dans ces travaux. L'architecture de détail du Lutétien n'a pas non plus été détaillée, ceci principalement du fait que (1) les affleurements sont trop peu nombreux et répartis de manière trop hétérogène, (2) et qu'il est difficile d'identifier les différents types d'électrofaciès carbonatés (très peu radioactifs pour la plupart) à partir des seules données de Gamma-Ray souvent disponibles en sub-surface.

Nous apporterons sur le Lutétien : (1) une synthèse des principales études effectuées, (2) les résultats du forage carotté d'Ussy-sur-Marne réalisé durant cette thèse, (3) un découpage séquentiel basé en particulier sur ce forage et sur la coupe de St Vaast-les-Mello, (4) une identification des principales MFS en forages, dont les corrélations permettent de définir (4) les géométries 2D et 3D des séries lutétiennes.

Du fait de la difficulté d'identifier précisément les différents électrofaciès à partir des seuls gamma-ray, aucune carte paléogéographique ne sera proposée ici.

1. ÉTAT DES CONNAISSANCES

1.1 STRATIGRAPHIE SIMPLIFIÉE DU LUTÉTIEN

L'étage "Lutétien" a été défini pour la première fois par de Lapparent en 1883. Deux ensembles définissent le Lutétien, (1) le Calcaire Grossier qui correspond aux environnements les plus ouverts de plate-forme et (2) les Marnes et Caillasses qui représentent les environnements plus internes de lagon. Dans ces deux ensembles, plusieurs niveaux repères ont été identifiés sur la base du contenu faunique. Abrard (1925) est le premier à proposer un découpage biostratigraphique des différents termes du Lutétien, essentiellement basé sur la distribution des foraminifères benthiques. En résumé, son découpage est le suivant :

- la **zone I** d'Abrard correspond aux Couches à *Nummulites laevigatus* et *Lamarcki* (Sables et calcaires glauconieux).
- la **zone II** correspond au Niveau à *Nummulites laevigatus* (Pierre à Liards).
- la **zone III**, regroupe la zone à *Echinolampas calvimontanum issyavensis* et le Calcaire à *Ditrupa strangulata*.
- et enfin, les **zones IVa** et **IVb** correspondent à la zone à *Orbitolites complanatus* et au Calcaire à Cérithes.

Les subdivisions d'Abrard ont été très longtemps utilisées dans la littérature avant l'apparition des nouveaux découpages biostratigraphiques basés sur les Nannofossiles calcaires (Aubry, 1983 ; 1986 ; Janin et Bignot, 1993). Les Nannofossiles calcaires lutétiens ont permis d'affiner l'âge des différents termes du Calcaire Grossier et des Marnes et Caillasses allant de la NP14b (base Lutétien) à la NP16 (Bartonien). Ces biozonations révèlent un âge Bartonien pour une grande partie des Marnes et Caillasses historiquement attribuées au Lutétien.

Du fait de la multiplicité des niveaux repères identifiés dans la littérature, dont la corrélation semble en fait assez équivoque au-delà de l'échelle locale, et de la connaissance parcellaire des variations latérales des faciès, nous proposons un schéma stratigraphique simplifié (Figure 4.1). Cette synthèse est proposée en partant du découpage d'Abrard (1925) car l'ensemble des auteurs fait référence à ses premières biozonations. Les différentes formations sont données par zones géographiques, celles de l'Ouest tirées de Mégnien et *al.* (1980) et celles de l'Est extraites des cartes géologiques de Meaux (Lorenz et Obert, 1978) et de Dammartin-en-Goële (Labourguigne, 1978). Ces données sont résumées dans le tableau suivant (Figure 4.1). Les différents découpages séquentiels proposés dans la littérature y sont reportés et seront commentés plus loin.

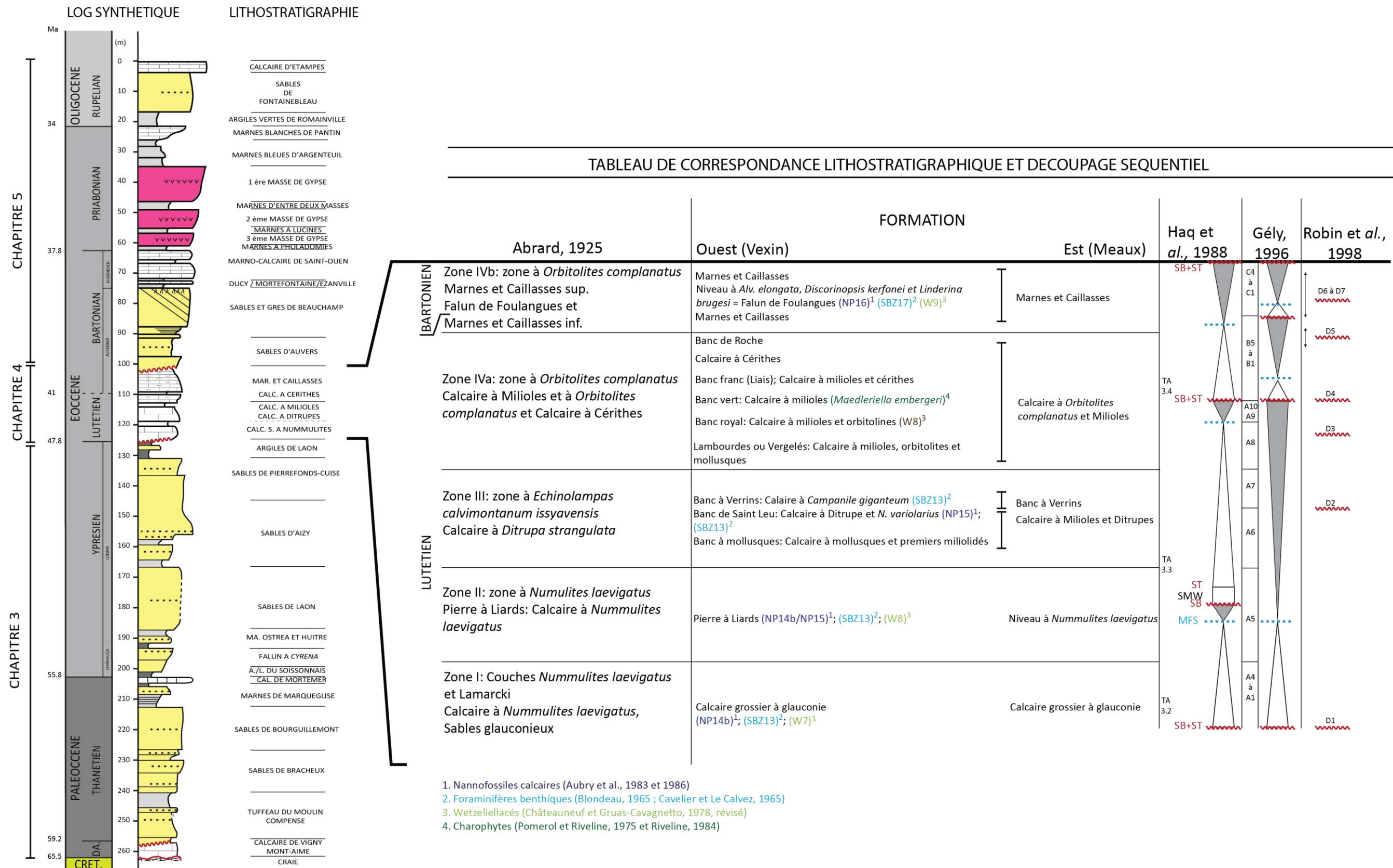


Figure 4.1 : Chronostratigraphie (Gradstein et al., 2012), biostratigraphie et lithostratigraphie du Paléocène à l'Oligocène. Tableau de correspondance lithostratigraphique et découpages séquentiels proposés pour le Lutétien et le Bartonien inférieur du bassin de Paris.

- **La zone I** d'Abrard est représentée dans l'Ouest et dans l'Est par le Calcaire Grossier à glauconie ou Glauconie Grossière qui a été daté de la NP14 et de la SBZ13 à Chaumont en Vexin, à Cuise et au Grand Alléré et de la W7 à Chaumont-en-Vexin. Cette zone est datée de la **partie inférieure du Lutétien**.
- **La zone II** d'Abrard correspond à la Pierre de Liards dans l'Ouest et aux niveaux à *Nummulites laevigatus* dans l'Est du bassin de Paris. Ces niveaux ont été datés de la NP14 et de la NP15 (sommet de la Pierre de Liards), à Saint-Leu-d'Esserent, de la SBZ13 et W8 à Chaumont-en-Vexin. Cette zone correspond à la **partie moyenne du Lutétien**.
- **La zone III** regroupe dans la partie Ouest, le Banc à mollusques (Calcaire à mollusques), et le Banc de Saint Leu (Calcaire à Ditrupes et à *N. variolarius*) daté de la NP15 à Saint-Leu d'Esserent et de la SBZ13 à Saint Vaast-les-Mello. Cette zone regroupe également le Banc à Verins (Calcaire à *Campanile giganteum*) daté de SBZ13 à Saint-Vaast-les-Mello. Dans la partie Est, les deux premiers bancs sont équivalents au Calcaire à Miliolidés et à Ditrupes et le dernier banc au Banc à Verrins. Cette zone d'Abrard appartient à la **partie moyenne du Lutétien**.
- **La zone IVa** regroupe dans la partie Ouest, le Banc Lambourdes ou Vergelés (Calcaire à Miliolites, Orbitolites et Mollusques), le Banc Royal (Calcaire à Miliolites et Orbitolines) daté de la W8 à Neuilly, le Banc Vert daté de la zone à *Maedleriella embergeri* à Passy, le Banc Francs, le Calcaire à Cérithes et enfin le Banc de Roche. Dans la partie Est, ces formations sont équivalentes des Calcaires à *Orbitolites complanatus* et à Miliolidés. Cette biozone se situe dans la **partie supérieure du Lutétien**.
- Dans la partie Ouest, **la zone IVb** correspond aux Marnes et Caillasses inférieures, au Falun de Foulangues daté de la NP16 et de la SBZ17 dans les sondages du Tillet et de Montjavoult et aux Marnes et Caillasses supérieures. Dans la partie Est, ces trois unités correspondent aux Marnes et Caillasses. Le début de la SBZ17 marque le début du Bartonien, c'est-à-dire qu'à partir du Falun de Foulangues, la série historiquement définie comme lutétienne est en réalité bartonienne. Cette dernière biozone d'Abrard s'étend sur le **Lutétien terminal et la partie basale du Bartonien**.

1.2 LES MILIEUX DE SEDIMENTATION

Il n'existe pas dans la littérature de travaux de sédimentologie de faciès permettant de définir avec précision les différents milieux de dépôts et leurs évolutions dans le temps et dans l'espace. Les études sur le Lutétien du bassin de Paris font essentiellement état du contenu fossile et de la lithologie. L'interprétation des environnements de dépôt est donc basée sur les zonations paléoécologiques. Les paragraphes suivants recensent les connaissances actuelles sur les environnements (écologiques) lutétiens.

Gély (1996) propose 5 grands domaines :

- (1) **Domaine infralittoral inférieur** : cet environnement de dépôt est représenté par des niveaux calcaires dépourvus d'éléments terrigènes et par la présence d'une faune abondante et diversifiée en particulier de foraminifères planctoniques dans la partie Ouest du bassin de Paris.

- (2) **Domaine infralittoral supérieur** : il comprend 4 faciès : (1) le faciès "transgressif" caractérisé par des sables calcaires et glauconieux (zone I, II et III base d'Abrard). Il est composé d'une faune sténohaline telle que des bryozoaires et des polypiers. Le développement des milioles d'après Gély (1996) aurait été limité par des eaux agitées, tandis que (2) le faciès de falun est riche en malacofaune avec une dominance en milioles. (3) Le faciès de calcaire zoogène est riche en algues calcaires, en bryozoaires et en foraminifères et surtout en milioles caractérisant un falun consolidé interprété comme d'avant plage par Gély (1996). (4) Le faciès calcaire riche en débris alguaires et en foraminifères et très pauvre en malacofaune. Ce calcaire présente des stratifications obliques et entrecroisées indiquant selon Gély (1996) une "dérive littorale entrecoupée de chenaux".
- (3) **Domaine infralittoral supérieur restreint** : il correspond à un environnement marin à salinité variable avec des faunes lagunaires et lacustres.
- (4) **Domaine médiolittoral** : ce domaine est caractérisé par de fortes dessalures ou par un confinement évaporitique. La faune est monospécifique avec essentiellement des gastéropodes. Les faciès gypseux sont souvent accompagnés par des figures d'émersion (fentes de dessiccation et des croûtes noduleuses). Ces faciès sont rapportés à un domaine de sebkha côtière.
- (5) **Domaine continental** : il correspond à des calcaires lacustres contenant des limnées et des characées, du lignite et des figures d'émersion.

1.3 LES DIFFERENTS SCENARIOS STRATIGRAPHIQUES (CYCLES, SEQUENCES)

Deux découpages séquentiels ont été proposés pour la partie Ouest du bassin de Paris, sur les stratotypes du Lutétien.

Haq et *al.* (1988) ont été les premiers à proposer un découpage sur les deux néostratotypes du Lutétien (Saint-Leu d'Esserent et Saint-Vaast-les-Mello) pour calibrer en temps la charte eustatique. Haq et *al.* (1988) définissent 3 séquences et 4 limites de séquences, cependant la description des séquences et surfaces définies est très parcellaire :

- **Séquence 1** : la limite basale de cette séquence est définie par la lacune séparant les derniers dépôts cuisien, des premiers dépôts transgressifs lutétiens. Cette limite de séquence est confondue avec la surface transgressive de la base du Lutétien. Ce cycle se termine par une limite de séquence dans les niveaux à *Nummulites laevigatus* (zone II) à la base d'un calcaire sableux et glauconieux. La surface d'inondation maximale (MFS) de ce cycle, aussi appelée la surface de *downlap* (DLS) dans l'étude de Haq et *al.* (1988), se situe dans la zone à *Nummulites laevigatus*. Cependant aucune description claire de cette MFS n'est présentée.
- **Séquence 2** : cette séquence de dépôts traverse les zones II, III et IVa, la base de séquence n'est pas décrite ; elle se termine au sommet du Banc Royal. La MFS de

ce cycle est placée dans le Banc Royal. Néanmoins, il n'existe aucune description de cette surface.

- **Séquence 3** : la base de cette séquence est située au-dessus du Banc Royal, tandis que la MFS de ce cycle est étonnamment positionnée à la base des Marnes et Caillasses (?). L'essentiel des Marnes et Caillasses est positionné dans une grande tendance régressive qui se termine à la fin des Marnes et Caillasses.

Gély (1996) a également proposé un découpage stratigraphique de l'ensemble du Lutétien. Un découpage à très haute résolution est proposé, puisqu'il identifie 19 paraséquences (*sensu* Van Wagoner et *al.*, 1988) basées sur une dizaine de coupes essentiellement issues de la bibliographie. Ces paraséquences sont corrélées à l'échelle du bassin. A un ordre inférieur, elles s'emboîtent au sein de 3 grandes séquences qui s'expriment toujours en un cortège transgressif, un cortège de haut niveau marin ou par une discontinuité (SB : limite de séquence).

- **Séquence 1** : elle regroupe la zone I à IVa d'Abrard ; elle repose sur la limite Yprésien-Lutétien correspondant à une chute majeure et à une lacune déjà identifiée par Pomerol et *al.*, (1989). La surface d'inondation maximale se situe dans la Pierre à Liards (Zone à *Nummulites laevigatus*) en accord avec Haq et *al.*, (1988). Cette séquence se termine par une discontinuité dans le Banc Vert. Elle correspond à 10 paraséquences.
- **Séquence 2** : elle est définie entre la discontinuité du Banc Vert et celle de la base des Marnes et Caillasses inférieures. La MFS se situe dans les Calcaires à Miliolites et à Cérithes, elle correspond à 5 paraséquences.
- **Séquence 3** : enfin la dernière séquence est enregistrée dans les Marnes et Caillasses ; la MFS correspond au Falun de Foulangues. Elle correspond à 4 paraséquences.

Ces découpages sont tous deux basés sur l'application sur le terrain des concepts de la stratigraphie sismique (Vail et *al.*, 1977). En effet, ils se basent très peu sur l'analyse de faciès sédimentaires pour définir des variations verticales mais essentiellement sur l'identification de surfaces clefs. Dans les deux cas, les séquences de dépôts sont limitées par des surfaces (SB) qui sont interprétées comme des discontinuités de chute avec émergence et érosion de la plate-forme (type I) ou sans émergence (type II). L'essentiel des limites de séquence identifiées par Haq et *al.*, (1988) et Gély (1996) sont censées correspondre à des chutes majeures avec émergence et érosion de la plate-forme (type I). La synthèse du découpage séquentiel de Haq et *al.* (1988) et de Gély (1996) montre de grandes différences sur le choix de leurs surfaces.

Les études de Robin et *al.* (1998) contredisent largement l'interprétation des surfaces des deux précédentes études. En effet, plusieurs discontinuités sont identifiées dans la carrière de Saint-Vaast-les-Mello, mais sans que des indices d'émergence soient identifiés à l'intérieur du Lutétien.

Robin et *al.* (1998) ne proposent pas de découpage séquentiel mais définissent 7 discontinuités dans la carrière de Saint-Vaast-les-Mello :

- La première se situe à la limite Yprésien-Lutétien et correspond effectivement à une chute majeure à l'échelle du bassin, identifiée également par Haq et *al.* (1988) et Gély (1996).
- Les deux discontinuités suivantes correspondent, pour la première, à une surface d'érosion marine et pour la seconde, à un niveau condensé (MFS ?)
- La quatrième discontinuité équivaut à un changement lithologique et faunistique indiquant un milieu plus confiné à la base des Marnes et Caillasses pouvant être interprété comme un "*downward shift*", mais sans indice d'émersion.
- Et enfin les trois dernières surfaces correspondent au sommet de trois séquences de comblement de lagon, sans indice d'émersion.

Cette synthèse sur les découpages séquentiels proposés montre d'une part des interprétations très différentes et d'autre part, pour les deux premiers (Haq et *al.*, 1988 et Gély, 1996), qu'ils ont été réalisés sur la base de concepts suggérant une émersion des domaines de plate-forme au cours de chaque cycle. Ces concepts sont largement remis en cause depuis, et ne sont pas appuyés dans le cas présent par les données de terrain. Cette synthèse remet en question la validité du calage stratigraphique à l'affleurement de la charte eustatique de Haq et *al.* (1988).

1.4 LES DIFFÉRENTES RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

Nous présenterons ici les deux principales reconstitutions paléogéographiques existant dans la littérature, celle d'Abrard (1925) et de Gély (1996).

- Scénario selon Abrard (1925)

Abrard (1925) a proposé des cartes d'extension des différentes zones qu'il a définies (Figure 4.2).

- (1) La première carte représente l'extension de la zone I. Cette zone est limitée dans la moitié Nord du bassin de Paris selon un axe globalement E-W (Soissons-Beauvais).
- (2) La zone II progresse nettement en direction du Sud, au-delà de la faille de Bray, de Banthelu, et de l'Ile-de-France. L'extension de cette zone semble être limitée par la faille de la Seine et suit un axe NE-SW (Paris-Reims).
- (3) La zone d'extension de la zone III est identique à celle de la zone II, cependant elle n'est plus limitée par la faille de la Seine et atteint une zone plus large à l'Est, toujours selon un axe NE-SW.
- (4) Enfin, la zone IV correspond à la plus large répartition géographique, elle avance en direction du Sud (Etampes) et de l'Ouest, toujours selon un axe NE-SW (Reims-Fontainebleau).

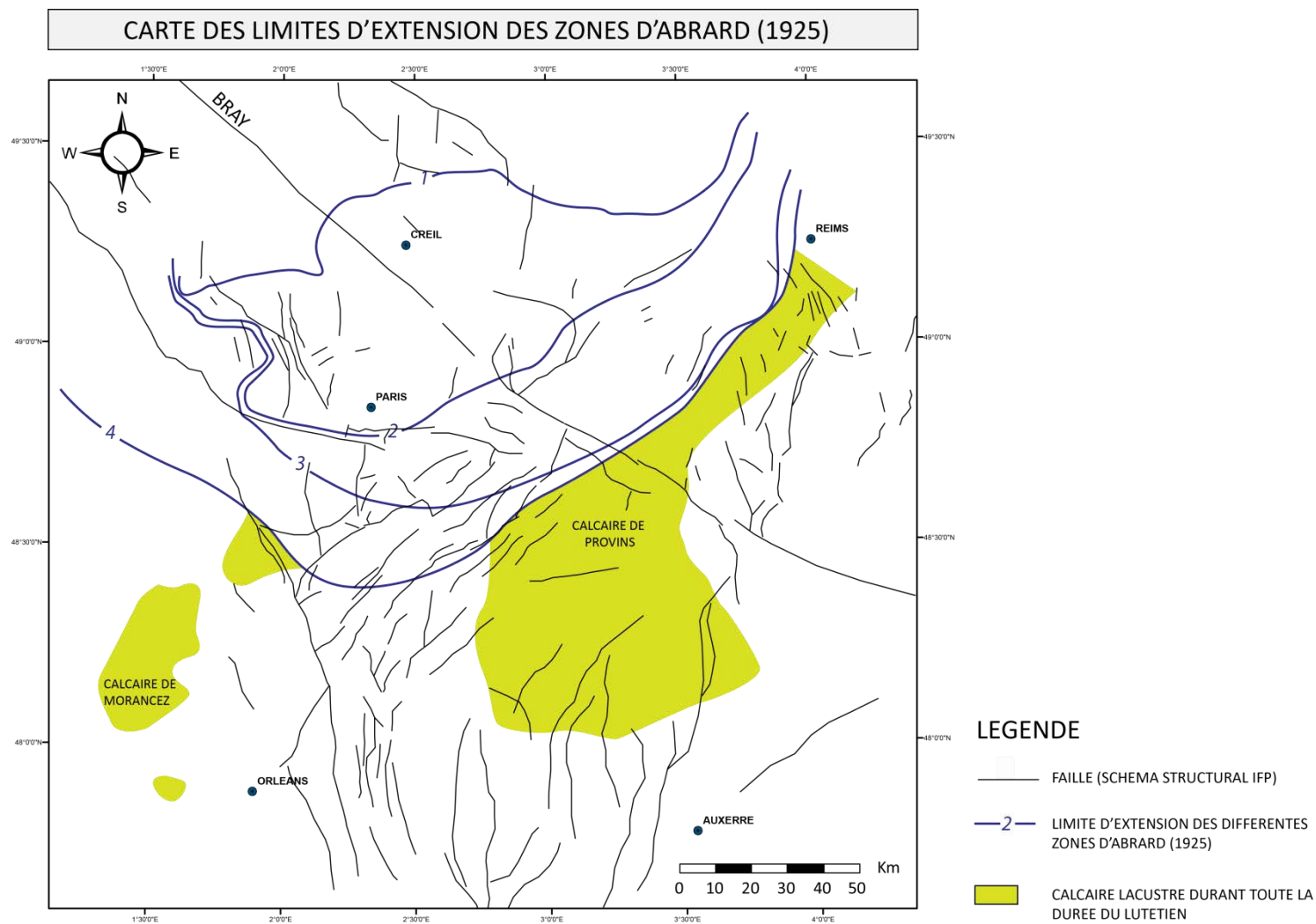


Figure 4.2 : Extension des différentes zones du Lutétien du bassin de Paris. (1) Couches à deux Nummulites (zone I), (2) Zone à Nummulites laevigatus (zone II), (3) Zone à Echinolampas calvimontanum et Echinanthus issyavensis (zone III), (4) Zone à Orbitolites complanatus (zone IV) (Abrard, 1925).

Ces cartes montrent d'une part une polarité "proximal-distal" qui se fait toujours du Sud vers le Nord. Les limites d'extensions successives, autrement dit, les séquences d'*onlap* successives montrent une inondation progressive du bassin de Paris au Lutétien. L'enneigement progressif identifié par Abrard (1925) a été par la suite confirmé par des âges radiométriques sur la glauconie donnant du Nord au Sud, des âges de 48 Ma (région de Soissons) à 45 Ma (région de Houdan) (Blondeau *in* Mégrien *et al.*, 1980).

- Scénario selon Gély (1996)

La majorité des données qui contraignent les contours des cartes de Gély (1996) ne sont pas clairement exposées. Les affleurements clairement énoncés dans cette publication sont notés d'un point vert sur ses cartes. Gély propose 7 cartes paléogéographiques qui correspondent chacune à une paraséquence. Une carte pour chacune des trois séquences est présentée et commentée ci-dessous. La première carte représente une paraséquence (A4) complète au sommet de la Glauconie Grossière, les deux dernières cartes représentent le maximum transgressif lors des séquences 1 (paraséquence B1) et 2 (paraséquence C1).

Il définit plusieurs domaines paléogéographiques essentiellement basés sur la paléoécologie et sur la lithologie. Ses cartes paléogéographiques sont le résultat de corrélations de milieux paléoécologiques et/ou du contenu fossile, excluant de ce fait les différents milieux de dépôts possibles le long d'un profil proximal-distal.

- **Séquence 1 (paraséquence A4= zone I d'Abrard, 1925)** : cette carte paléogéographique (Figure 4.3) correspond approximativement à la zone I d'Abrard, elle montre une ouverture du bassin dirigée vers le Nord et l'Ouest. Elle montre également l'extension des faciès transgressifs calcaires et celle des faciès transgressifs sableux entre les paraséquences A3 et A4. L'extension des dépôts lutétiens est limitée à la vallée de la Seine et de la Marne. Gély évoque une puissante dérive côtière orientée NE vers le SW sur le pourtour de l'anticlinal de Bray. L'hypothèse de cette dérive littorale n'est pas basée sur de véritables critères de faciès, mais sur (1) une épaisseur sédimentaire plus importante (de l'ordre de 5 m) qui peut s'expliquer par des variations locales de subsidence et/ou de production carbonatée et sur (2) la présence de quelques foraminifères planctoniques indiquant un milieu un peu plus ouvert. Il avance également l'hypothèse d'une influence des anticlinaux de Laonnois, de Margny-lès-Compiègne et de la Chapelle-en Vexin sur la paléogéographie. Cependant aucun argument sédimentologique n'appuie cette hypothèse car aucune coupe de terrain n'a été décrite justifiant cette interprétation.

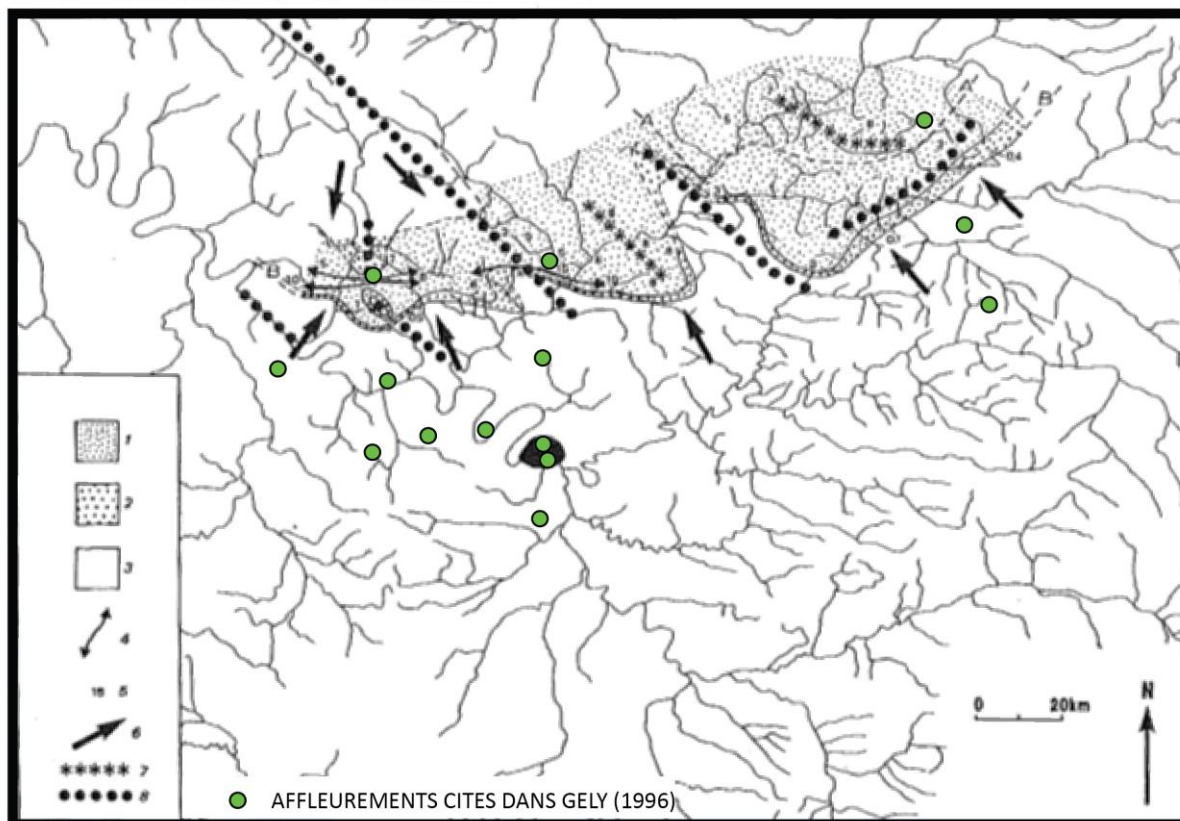


Figure 4.3 : Carte paléogéographique de la paraséquence A4, sommet de la "Glauconie Grossière". Les lignes en pointillés représentent (A) la limite de la paraséquence A3 et (B) la limite de la paraséquences A4. Légende : (1) faciès transgressif calcaire ; (2) faciès transgressif sableux ; (3) domaine émergé ; (4) chenaux majeurs ; (5) épaisseurs cumulées des paraséquences A1 à A4 ; (6) directions des apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; (8) région faiblement subsidente ou en surrection.

- **Séquence 2 (base de la paraséquence B1= zone IVa d'Abrard, 1925) :** Cette carte (Figure 4.3) représente le maximum de la transgression de la séquence 2. Elle montre une ouverture du bassin vers le Nord-Ouest entre la faille de la Seine et la faille du Bray. Gély (1996) qualifie cette zone de domaine infralittoral supérieur ouvert "entouré" d'un domaine lagunaire. Les bordures Nord, Est et Sud sont qualifiées de domaine médiolittoral à lacustre. Ce domaine continental est limité au Nord par l'anticlinal de Margny-lès-Compiègne. Selon Gély, la communication septentrionale n'existe plus lors de la séquence 2 contrairement à la séquence 1 et la zone du Bray correspond à une zone émergée. Gély postule également l'existence d'un "fleuve Champagne" sur la bordure Est du bassin de Paris. Cette interprétation est basée sur la présence dans les dépôts lutétiens "sables quartzeux érosifs" contenant des espèces marines supportant des dessalures indiquant selon lui l'embouchure d'un fleuve. Cet argument semble assez peu convaincant, la remobilisation de matériel terrigène et de dépôts relativement proximaux au cours de la transgression (ravinement transgressif) pouvant être à l'origine de ce type de dépôt.

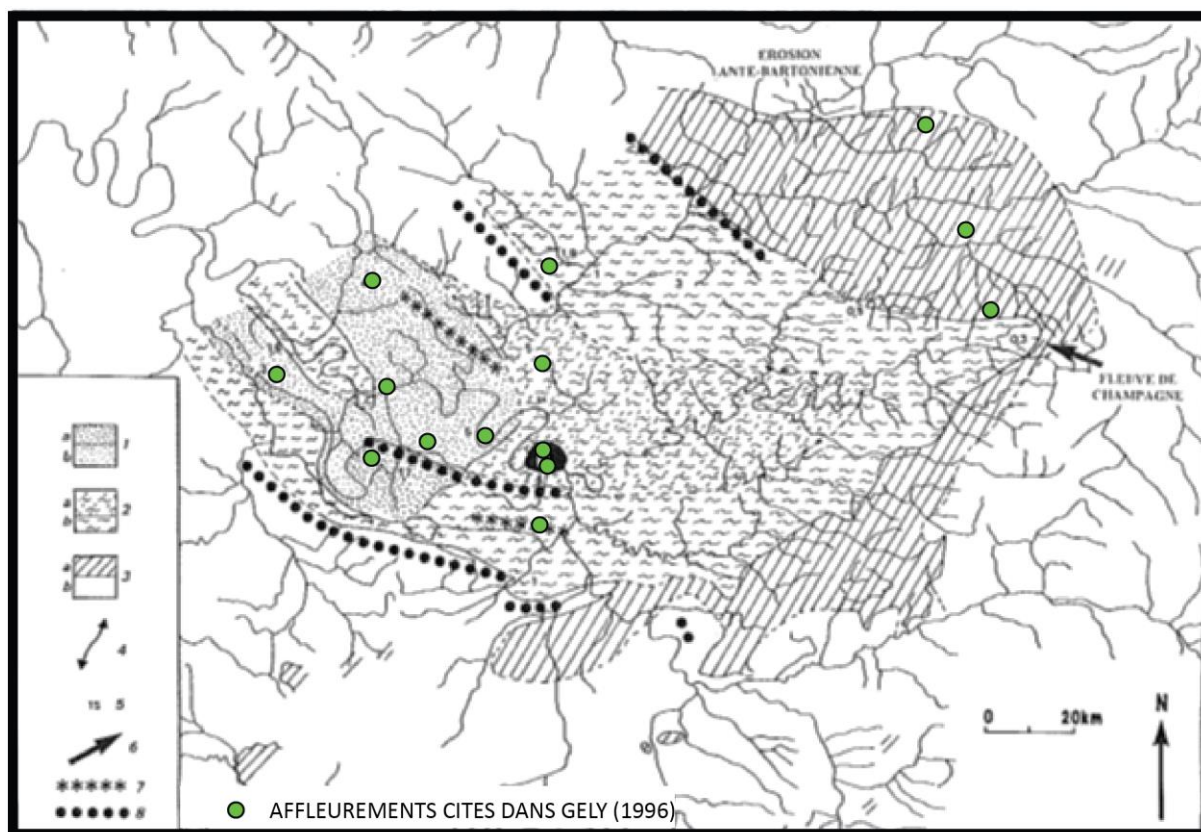


Figure 4.4 : carte paléogéographique du maximum de transgression de la deuxième séquence de dépôts du Lutétien (base de la paraséquence B1). 1a :domaine infralittoral supérieur ouvert (1a) à faciès falun, (1b) à faciès calcaire ; (2a) domaine infralittoral supérieur restreint à faciès calcaire-laguno-marin ; (2b) domaine médiolittoral à faciès calcaire lagunaire ; (3a) domaine médiolittoral et domaine continental à faciès lacustre ; (3b) domaine émergé ; (4) dérive littorale ; (5) épaisseurs des faciès marins à laguno-marins ; (6) apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; 8 : région faiblement subsidente ou en surrection.

- **Séquence 3 (paraséquence C1 = zone IVb d'Abrard, 1925) :** cette carte (Figure 4.5) correspond au maximum transgressif de la séquence 3. Gély (1996) propose une paléogéographie ouverte vers le Nord-Ouest. Le domaine du Bray est toujours émergé. Deux zones ennoyées apparaissent au Nord de la faille de Bray et le long de la faille de Banthelu. Les bordures Sud et Est correspondraient à des domaines lagunaires.

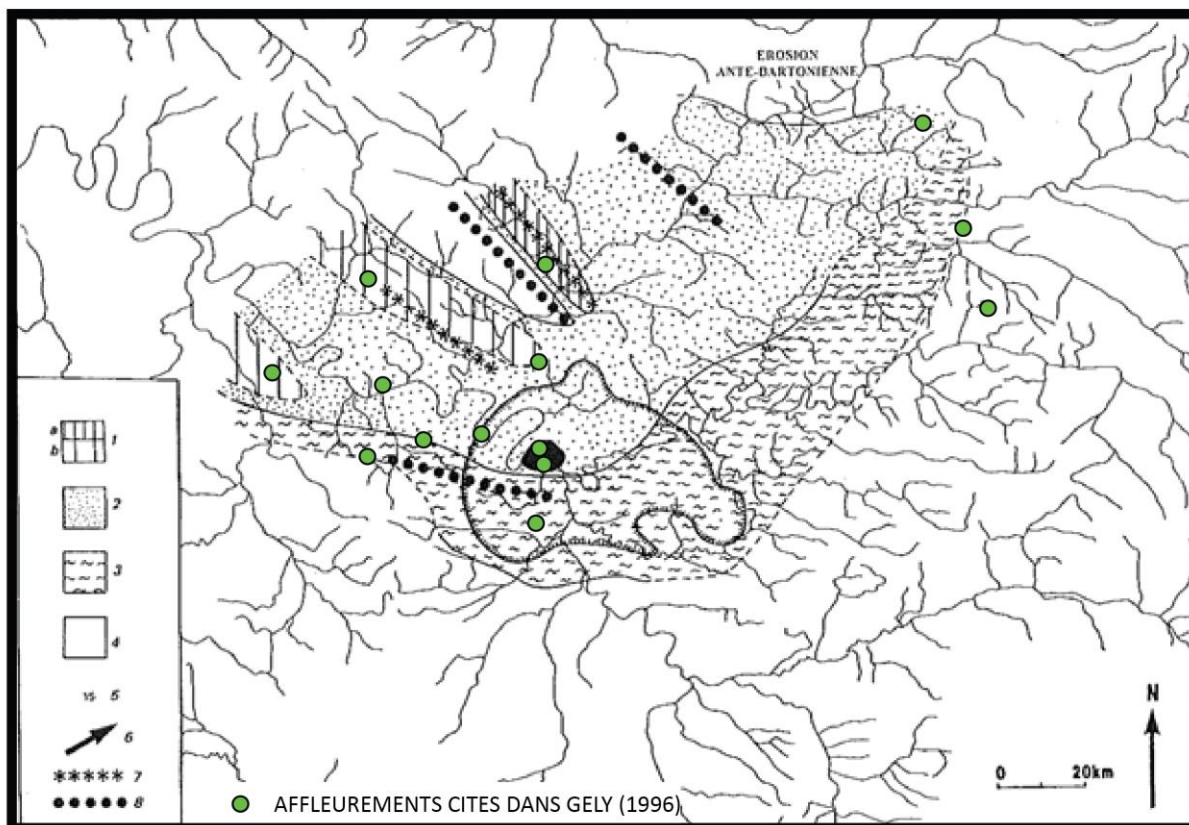


Figure 4.5 : carte paléogéographique du maximum de transgression de la troisième séquence de dépôts du Lutétien (équivalent de la paraséquence C1). Domaine infralittoral supérieur ouvert (1a) présent pendant les quatre paraséquences, (1b) présent pendant les deux premières paraséquences, (2) présent pendant la première paraséquence ; (3) domaine médiolittoral ; (4) domaine émergé ; (5) épaisseur cumulée des faciès infralittoraux ; (6) apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; (8) région faiblement subsidente ou en surrection ; la limite actuelle de préservation du gypse dans les Marnes et Caillasses est représentée par le trait à barbules (d'après Mégnien, 1979 et Toulemon, 1980).

De manière générale, on pourra reprocher à ces cartes paléogéographiques d'être basées sur des affleurements du Lutétien rares et répartis de manière très hétérogène. Les corrélations sont fréquemment basées sur une logique lithostratigraphique (lithologie, contenu paléocologique) si bien que la contemporanéité des ensembles lithologiques lorsqu'elle n'est pas appuyée par des données biostratigraphiques peut être inexacte au vu de la variabilité latérale des faciès lutétiens. Il est donc également difficile d'envisager une extrapolation à l'échelle du bassin sans définir les faciès sédimentaires et sans utiliser les données de subsurface (corrélations diagraphiques).

Enfin, les travaux de Gély (1996) évoquent le rôle majeur de la tectonique syn-sédimentaire notamment le long de l'anticlinal de Bray et de Margny-lès-Compiègne interprétés comme émergés. Cependant, ces interprétations reposent sur la mise en évidence de matériel plus grossier ou d'évidence d'hydrodynamisme légèrement plus élevé à proximité de ces accidents. Si cet hydrodynamisme plus important pourrait

montrer des faciès relativement moins profonds, ils sont insuffisants pour démontrer une émergence.

2. SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS

2.1 LES DONNEES DISPONIBLES : COUPES SEDIMENTOLOGIQUES ET UN NOUVEAU FORAGE

L'essentiel des affleurements se situent au Nord du bassin de Paris, dans la région de Creil (Oise) où sont localisées les coupes de référence. Le Lutétien n'affleure pas au-delà de la Marne, dans la partie Sud du bassin de Paris. Nous avons cependant réalisé un sondage carotté à Ussy-sur-Marne (région de Meaux) qui nous a permis d'identifier les faciès sur la majeure partie du Lutétien. L'analyse des faciès est basée sur la description macrofaciès des différents affleurements étudiés (Figure 4.6), et des carottes d'Ussy-sur-Marne et sur l'analyse des lames minces.

La légende de toutes les coupes sédimentologiques est en annexe du manuscrit.

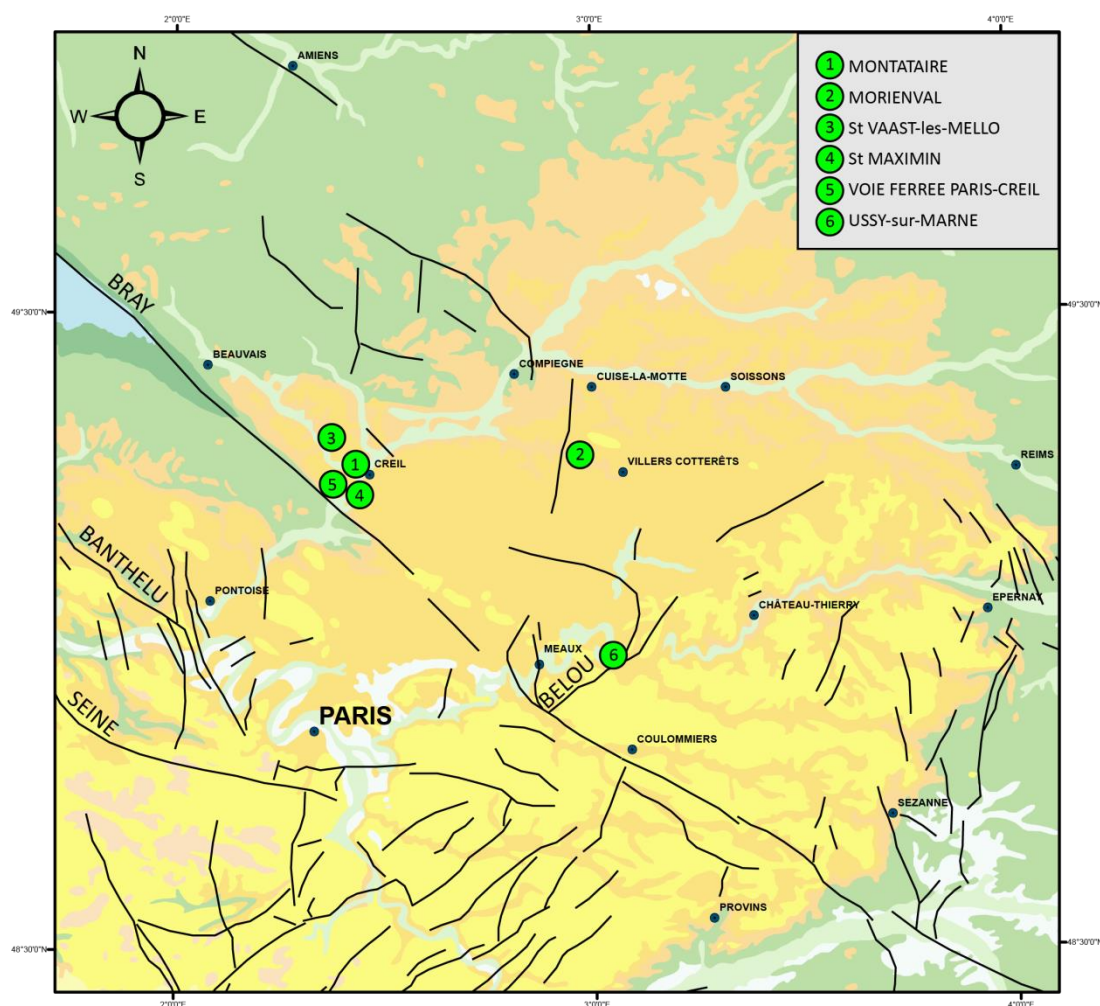


Figure 4.6 : carte des affleurements étudiés

2.2 COUPE SEDIMENTOLOGIQUE DE MONTATAIRE (LUTETIEN INFÉRIEUR : GLAUCONIE GROSSIÈRE (NP14-NP15))

L'affleurement étudié se situe sur la D92 entre Saint-Vaast-les-Mello et Creil (Figure 4.6). Cet affleurement est de trop mauvaise qualité pour lire une vraie évolution de l'ensemble du Lutétien inférieur, néanmoins, le faciès de base est bien identifiable (Figure 4.7).

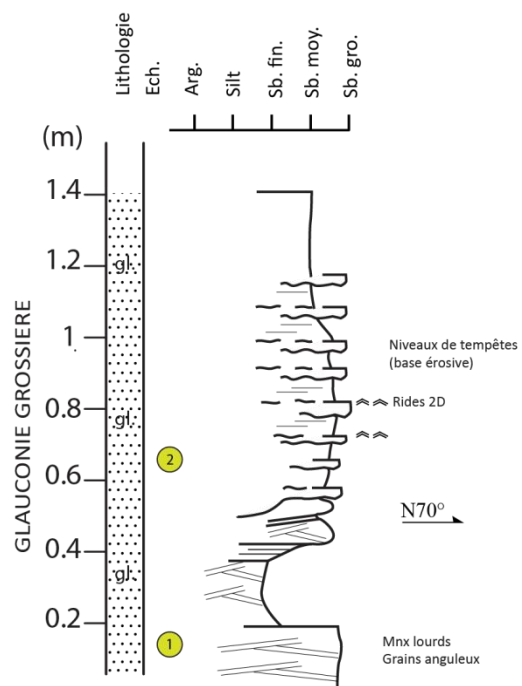
Ce sont des sables silicoclastiques moyens à grossiers à grains anguleux, extrêmement glauconieux et riches en minéraux lourds. Les bancs sont pluri-centimétriques, discontinus et parfois indurés. La base de ces bancs est érosive et des gouttières d'érosion sont également identifiées. Le sommet de ces bancs peut présenter des rides 2D symétriques.

L'observation des microfaciès (SL1 et SL2) révèle, outre de la glauconie, la présence de matière organique, d'algues, de coquilles brisées, telles que des bivalves, des gastéropodes et des foraminifères benthiques.

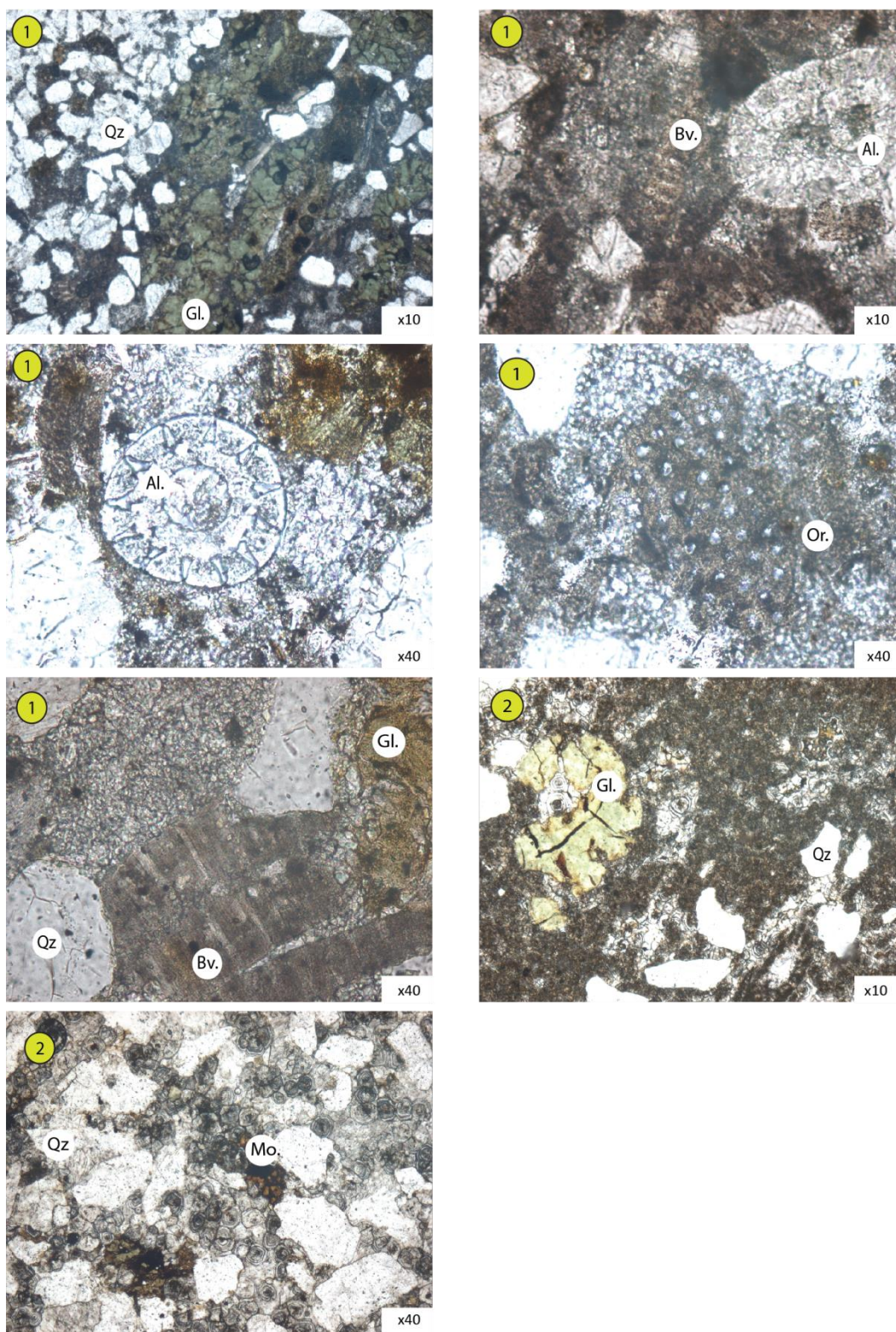
Ces premiers dépôts lutétiens qui sont transgressifs sur les sables cuisiens correspondent à un environnement littoral dominé par la houle, attestée par la présence de figures de tempêtes et de houle dont les critères sont (1) les bases érosives, (2) les gouttières d'érosion et (3) la présence de rides symétriques au sommet des bancs.

MONTATAIRE

N 49°14'30.7"
E 2°26'22.8"



MONTATAIRE



Bv.: Bivalve; Or.: Orbitoline; Al.: Algue calcaire Dasycladacées; Qz: Quartz; Gl.: Glaucanie; Mo.: Matière organique

Figure 4.7 : Coupe sédimentologique et photos des microfaciès de Montataire (Région de Creil). Les numéros des lames minces observées sont indiqués sur la coupe sédimentologique.

2.3 COUPE SEDIMENTOLOGIQUE DE MORIENVAL LUTETIEN INFÉRIEUR : GLAUCONIE GROSSIÈRE (NP14-NP15)

L'affleurement se situe au Nord-Ouest de Montataire, à une trentaine de kilomètres. Cette coupe atteint seulement 5 m d'épaisseur (Figure 4.8). Ni Abrard (1925), ni Blondeau (1965) ne font référence à cet affleurement, mais selon la carte géologique de Villers-Cotterêts (Guérin et *al.*, 1978.), les dépôts observés correspondent à l'équivalent de la Glauconie Grossière et du Calcaire à Nummulites (Pierre de Liards) et aux zones I et II d'Abrard.

- (1) La base de cette coupe est caractérisée par un sable glauconieux à lamines planes perturbées par des Thalassinoïdes. Les sables sus-jacents restent très glauconieux et bioturbés (terriers verticaux), mais il est difficile de déterminer ici le type de bioturbation, car ces sables sont en partie dolomitisés.
- (2) A la suite, les bancs à lamines planes présentent des bases érosives associées à des gouttières d'érosion (largeur et hauteur pluri-centimétriques). Les premières Nummulites apparaissent dans la partie supérieure et sont toutes orientées indiquant un milieu agité et ouvert. Cette partie de la coupe correspond à l'enregistrement d'évènements de tempêtes.
- (3) Entre ces épisodes de tempêtes, essentiellement dans la partie supérieure, les sables glauconieux sont plus fins, bien triés avec la présence de terriers horizontaux indiquant probablement un milieu un peu plus ouvert, contemporain de l'apparition des nummulites.
- (4) Enfin le dernier mètre correspond à un niveau à accumulation de Nummulites dans lequel s'interstratifie un banc discontinu à Turritelles et à Lamellibranches. La majorité de ces fossiles sont entiers indiquant de ce fait un milieu plus calme. Ce niveau condensé est suivi par un sable à lamines planes, bioturbé, à nummulites.

La coupe de Morienvall est caractérisée par des sables glauconieux dans lesquels des niveaux de tempêtes sont fréquents (base érosive des bancs, gouttières d'érosion, litage plan et nummulites orientées). Les figures de tempêtes, ainsi que les terriers de Thalassinoïdes à la base de la coupe sont associés à des environnements marins de type *shoreface* à *offshore* supérieur ou équivalents (Pemberton et *al.*, 1992).

Ces environnements correspondent à un littoral dominé par une dynamique de houle dans la partie inférieure de la coupe. Dans la partie supérieure de la coupe, les accumulations de coquilles non brisées indiquent probablement un épisode plus calme ou un milieu plus protégé.

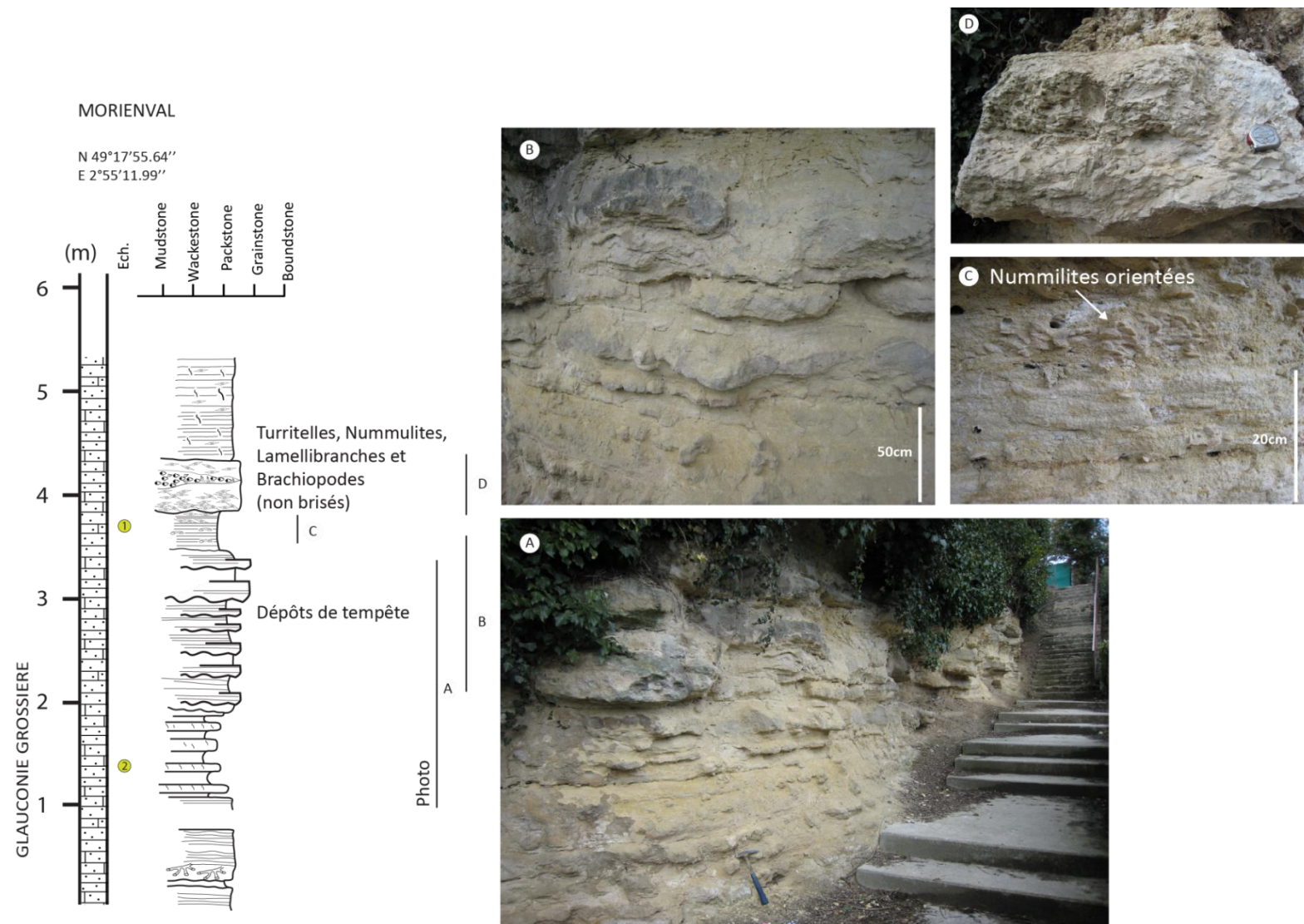


Figure 4.8 : Coupe sédimentologique de Morienville (Région de Compiègne)

2.4 COUPE SEDIMENTOLOGIQUE DE SAINT-VAAST-LES-MELLO : LUTETIEN SUPERIEUR - CALCAIRE GROSSIER (BANC DE SAINT-LEU, VERGELE ET BANC ROYAL) ET MARNES ET CAILLASSES (NP15)

La carrière de Saint-Vaast-les-Mello correspond à l'affleurement le plus complet de cette étude sur le Lutétien (Figure 4.6). Néanmoins, il manque une quinzaine de mètres (Pierre de Liards et Banc à Mollusques, formation calcaro-dolomitique et Glauconie Grossière) dans la série lutétienne entre la Glauconie Grossière décrite précédemment et la base de la coupe de Saint-Vaast-les-Mello. L'ensemble du Calcaire grossier atteint 20 m et les Marnes et Caillasses, environ 10 m.

- (1) Les quatre premiers mètres (Banc de Saint-Leu) correspondent à un calcaire *grainstone* puis *packstone*, riche en foraminifères benthiques (milioles, orbitolines et alvéolines), échinodermes et bivalves, sans figure sédimentaire apparente. Au sommet du Banc de Saint-Leu, il existe un niveau à serpules (*Ditrupa strongulata*), représentant probablement un arrêt de sédimentation. Ce niveau condensé (D1) est suivi par un calcaire *grainstone* très riche et diversifié en foraminifères benthiques (Vergelés).
- (2) Les quinze derniers mètres du calcaire grossier (Banc de Vergelés et Banc Royal) correspondent à des alternances de calcaires *packstone* à *grainstone*. L'ensemble présente des mégarides, dont le sens du courant dominant se fait du SE vers le NW. Les mégarides de la partie inférieure sont bien développées (métriques) ; (type II de Allen, 1980) contrairement à celles de la partie supérieure (décimétriques), où les surfaces de réactivation sont plus fréquentes et l'érosion interne plus importante (type II à IV de Allen, 1980). Les critères tidaux supplémentaires observables sur cet affleurement sont la bidirectionnalité, la cyclicité enregistrée dans les litages obliques (*bundle*) et les surfaces de réactivation. L'évolution de l'architecture des mégarides indiquent probablement (1) une diminution de l'espace disponible, mais aussi (2) une augmentation de l'énergie. La transition entre ces deux types de mégarides est marquée par un niveau très bioturbé et à nodules ferrugineux (D2).
- (3) Au-dessus de ces mégarides tidales sont observées des lamines planes parallèles (50 cm) suivies par de nouvelles mégarides tidales (type IV de Allen, 1980) (Figure 4.10). La signification du litage plan au sein des faciès subtidaux indique une augmentation de l'énergie. Le litage plan est observé dans les milieux de platiers tidaux (*sand flat*), où l'énergie est plus importante (*upper flow regime*) ; (Dalrymple et al., 1990). Il n'existe pas dans ces faciès sableux uniformes de critère tidal absolu, cependant, dans la suite logique des faciès, il est cohérent de les interpréter comme des lamines planes de platier tidal (*sand flat*).

- (4) Au-dessus de ces faciès tidaux (*sand flat*) s'installe à nouveau un litage plan correspondant probablement à un nouvel environnement de platier tidal (*sand flat*) (Figure 4.10).
- (5) Au-dessus de ces faciès se déposent les Marnes et Caillasses. La transition est nette. Les Marnes et Caillasses s'organisent en une succession de bancs calcaires principalement de type *mudstone*, plus ou moins indurés, parfois séparés par des joints argileux. Quelques cérithes et bivalves entiers sont visibles à la base et au sommet de cette formation. Ces niveaux suggèrent un milieu calme de type lagon. Deux niveaux de gypse de quelques centimètres sont également identifiés, indiquant des milieux plus internes de sebkha. Cependant, certains bancs sont discontinus et présentent à leur base des gouttières d'érosion dans lesquelles le matériel est plus grossier (*packstone*) avec quelques bioclastes. Ces érosions correspondent à des épisodes de tempêtes (*storm washover*) au sein du lagon. Robin et al. (1998) ont également identifié des apports détritiques et des rides symétriques au sein des Marnes et Caillasses mais aussi des stromatolithes. Ces observations confirment l'hypothèse d'un milieu de type lagon externe affecté sporadiquement par la houle et par des événements de tempêtes. Robin et al., 1998 ont montré que les dépôts des Marnes et Caillasses de Saint Vaast-les-Mello s'organisent en plusieurs séquences de comblement de lagon.

L'analyse des microfaciès de Saint Vaast-les-Mello (Figure 4.11) révèle la présence de quartz seulement à la base de la série (Banc de Saint Leu) et à la base des Marnes et Caillasses. L'ensemble des échantillons prélevés dans le Calcaire Grossier (éch. 1, 2 et 3) est riche en foraminifères benthiques (milioles, alvéolines) en gastéropodes, bivalves, bryozoaires, et échinodermes. Le microfaciès du premier niveau condensé (éch. 3) est aussi riche en faune, mais présente une intense micritisation biogène (fantômes de bioclastes) correspondant bien à l'encroûtement par les serpules observées.

La diversité décroît nettement à partir des premiers niveaux des Marnes et Caillasses avec une faune monospécifique de milioles et quelques fantômes de gastéropodes (cérithes) (éch. 5,6 et 7) montrant bien le caractère restreint de ces faciès de lagon. L'ensemble des lames minces des Marnes et Caillasses montre une intense activité de bio-corrosion typique des environnements de lagon.

Pour résumer, le Lutétien de Saint-Vaast-les-Mello présente des faciès très condensés à la base (niveau à serpules : D1) suivis par des faciès subtidaux (mégarides tidales) et intertidaux (lames planes). Enfin, les faciès des Marnes et Caillasses témoignent d'un environnement calme de lagon externe, affecté par des épisodes de tempêtes. La mise en place de ces derniers faciès internes indique une grande tendance progradante et une avancée du profil de dépôt vers le pôle marin. L'inondation maximale à la base de cette tendance progradante est enregistrée :

- (1) soit dans le niveau condensé (D1 ; niveau à Serpules), ce qui implique d'attribuer une tendance régressive à l'ensemble des faciès tidaux.
- (2) soit dans les dunes subtidales les mieux exprimées (type II, Allen, 1980).

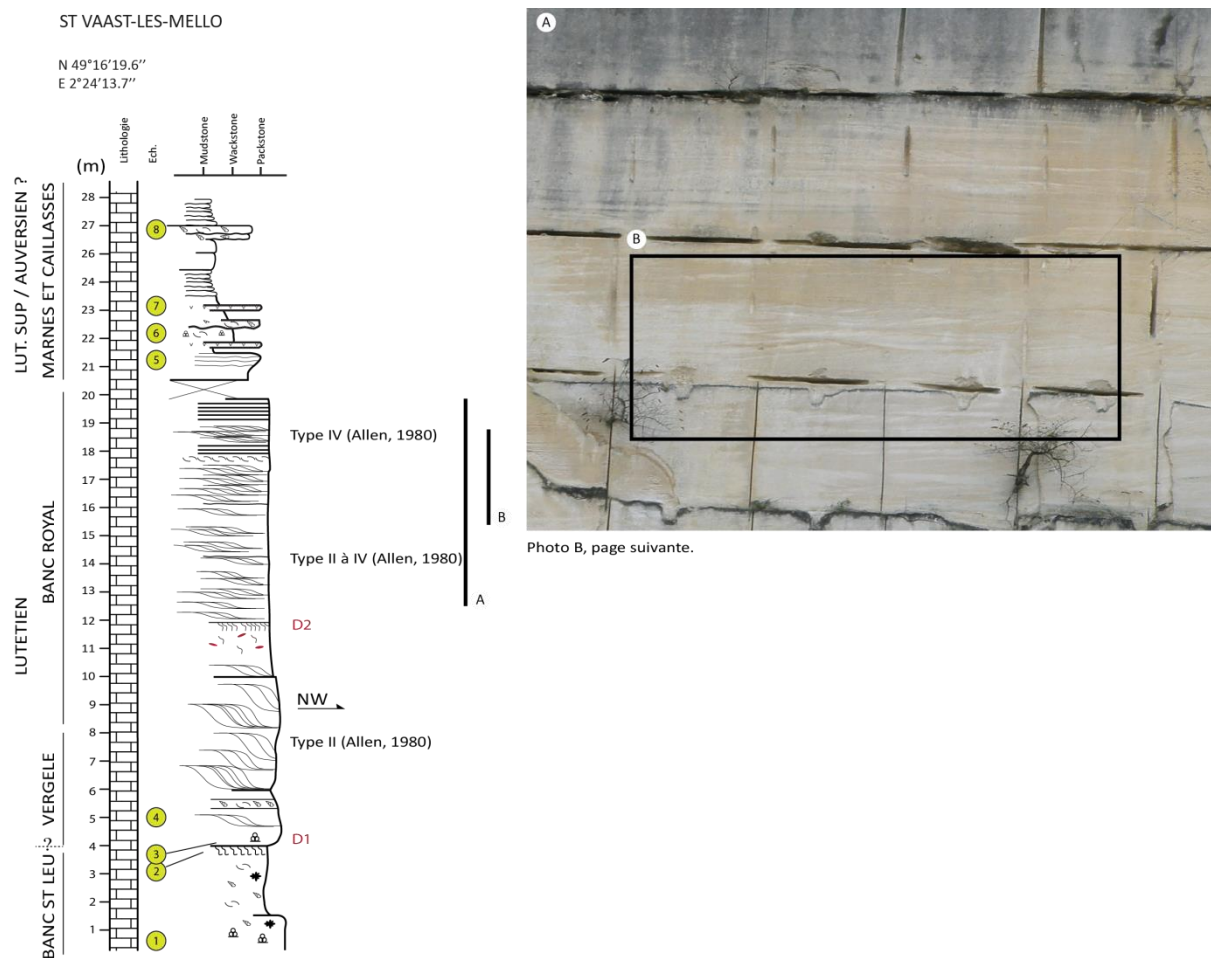


Figure 4.9 : Coupe sédimentologique de Saint-Vaast-les-Mello (région de Creil)

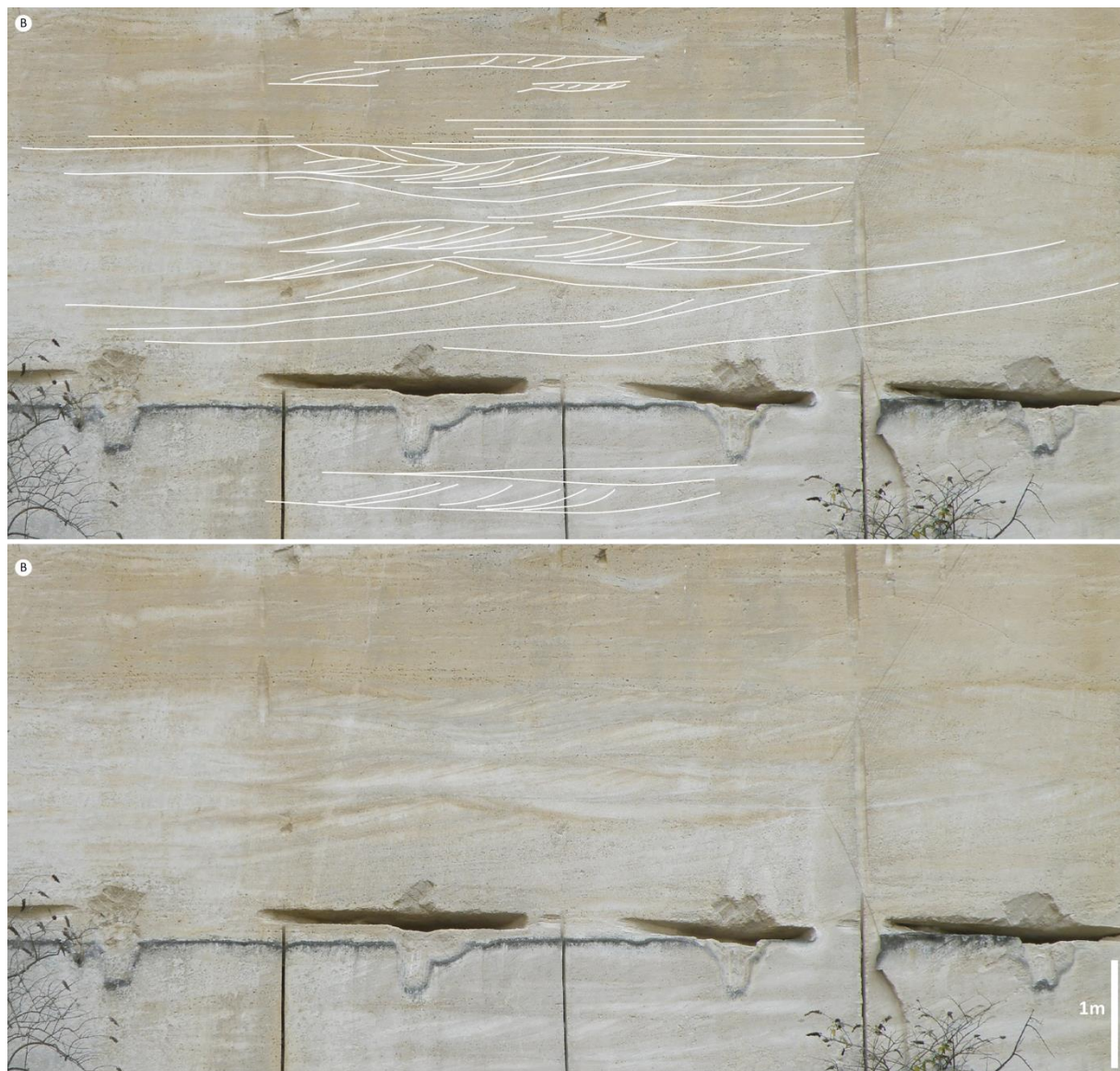
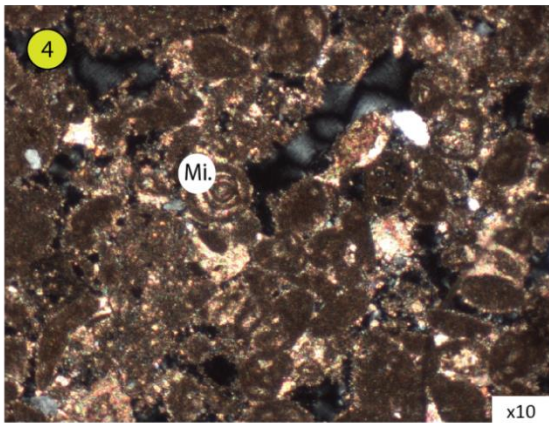
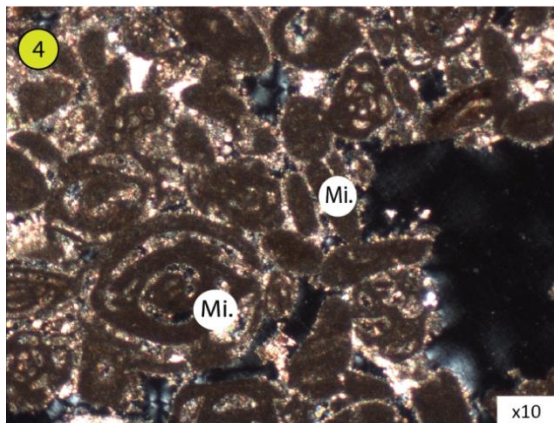
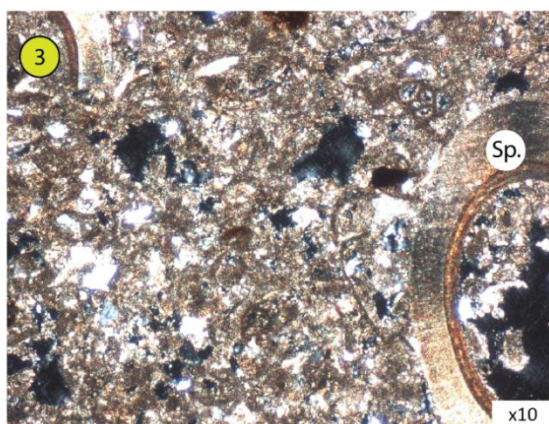
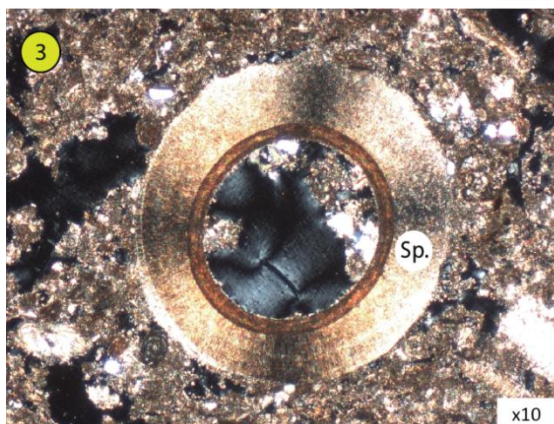
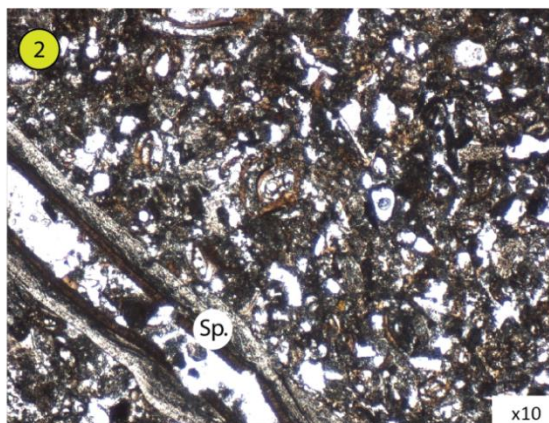
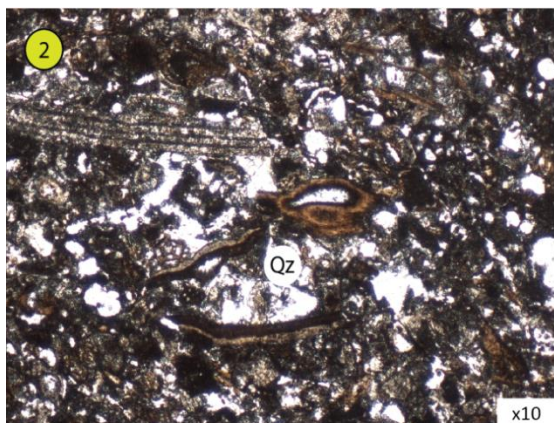
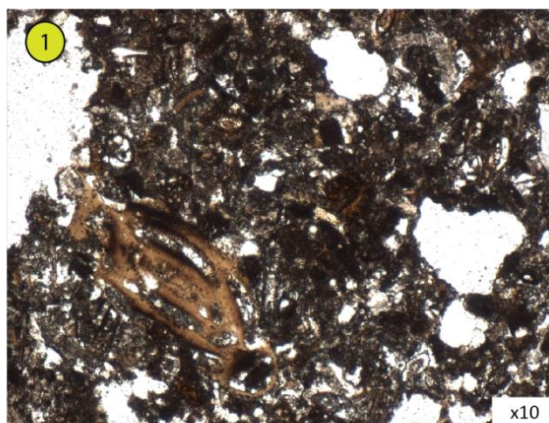
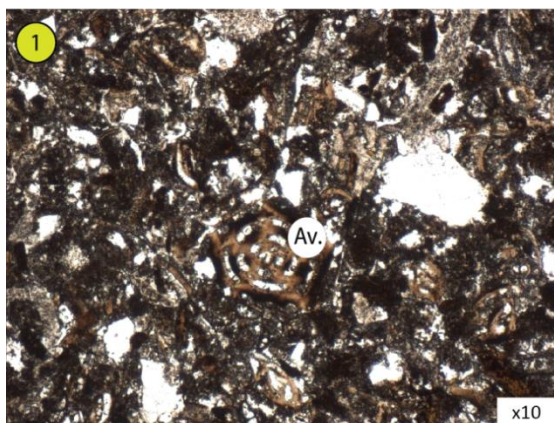


Figure 4.10 : Photo des mégarides tidales et des dépôts de sand flat de Saint-Vaast-les-Mello

ST VAAST-LES-MELLO



Mi.: Miliolle; Av.: Alvéoline; Mb.: Micritisation biogène; Qz: Quartz; Sp.: Serpule

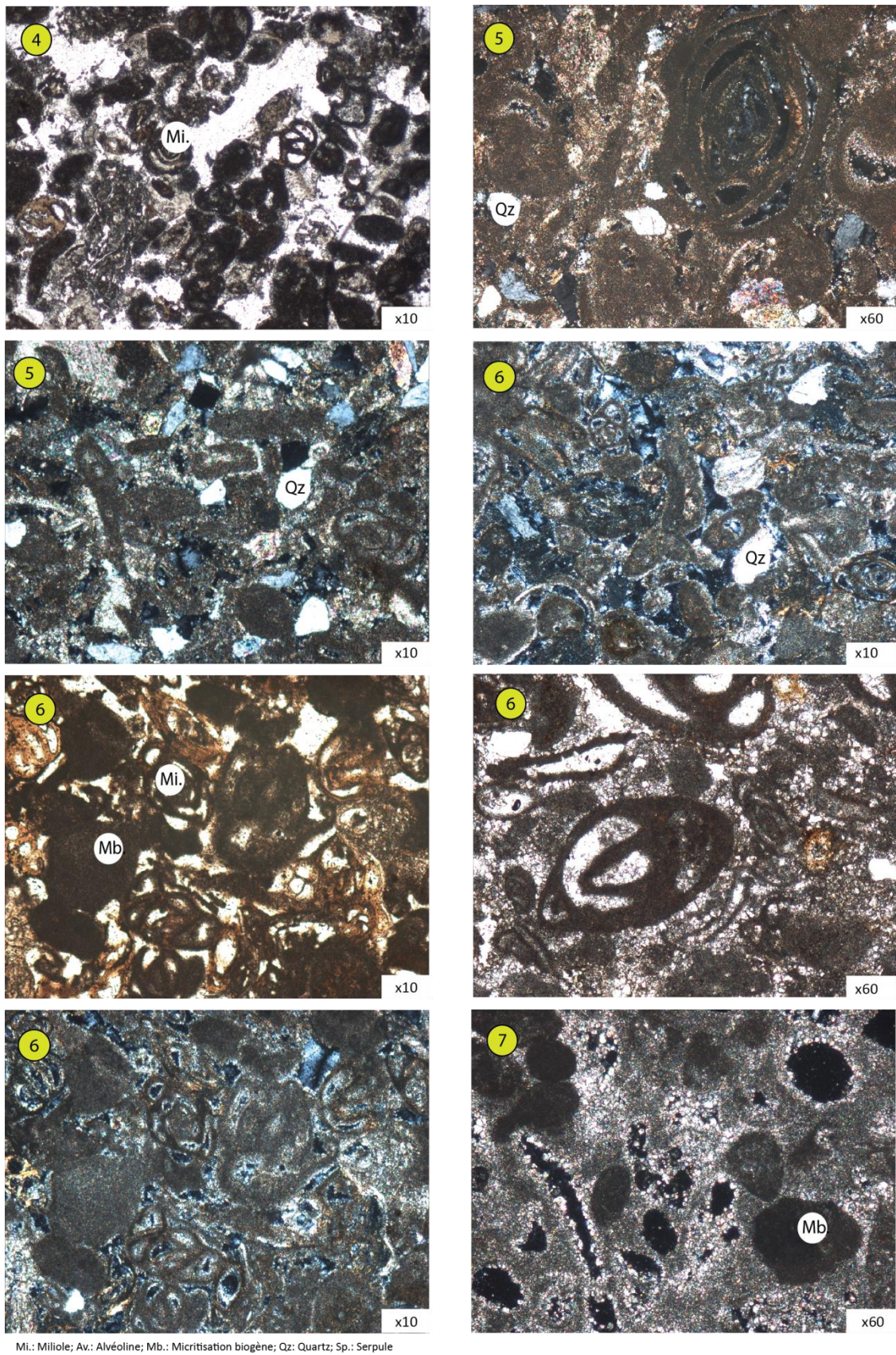


Figure 4.11 : Photos des microfaciès de la coupe de Saint-Vaast-les-Mello. Les numéros des lames minces observées sont positionnés sur la coupe de Saint-Vaast-les-Mello (Figure 4.9).

2.5 COUPE SEDIMENTOLOGIQUE DE SAINT-MAXIMIN : LUTETIEN SUPERIEUR - CALCAIRE GROSSIER (BANC ROYAL)

L'ensemble de la coupe levée à Saint Maximin mesure 12 m et correspond au Banc Royal (Figure 4.6). Elle se situe à 6 km de Saint-Vaast-les-Mello et présente quasiment la même succession de faciès (Figure 4.12).

C'est essentiellement un calcaire *packstone* à *grainstone* qui présente le même contenu faunique que la coupe de Saint-Vaast-les-Mello.

- (1) La partie basale (7 m) est difficile d'accès et l'altération actuelle n'a pas permis d'apporter une description précise. Néanmoins, il est possible d'observer de grandes mégarides et des géométries chenalisées sans pouvoir les qualifier plus précisément.
- (2) La partie supérieure (entre 7 et 10 m) est marquée par une surface d'érosion basale (D1) suivie par deux niveaux pluri-décimétriques à accumulations de bivalves et de gastéropodes entiers indiquant un milieu calme et une condensation probablement élevée.
- (3) Enfin, les faciès sommitaux (entre 10 et 11 m), plus fins (*wacktone*) présentent des lamines planes à ondulées. Ces lamines sont rythmées par des lits plus sombres, plus argileux affectés par une bioturbation verticale. Ces critères indiquent un environnement probablement tidal assez interne (*mixed flat*).
- (4) Les Marnes et Caillasses, inaccessibles dans cette carrière (non levées) reposent directement sur ces faciès. Elles présentent le même faciès de lagon qu'à Saint-Vaast-les-Mello.

Les observations des microfaciès montrent une diversité en faune importante sous la surface d'érosion D1 (éch.1) et au sommet de la coupe (éch. 4 et 5). Parmi la faune de foraminifères benthiques, nous pouvons citer des alvéolines et des miliolles. Néanmoins, on peut noter le caractère monospécifique des faciès tidaux supposés de *mixed flat* avec essentiellement des miliolles et des lamellibranches indiquant un milieu beaucoup plus proximal, où s'effectue une intense bio-corrosion. Juste sous la surface d'érosion D1 (éch.2), la présence d'une intense bio-corrosion et la présence de voiles algaires suggèrent un environnement significativement moins profond. La forte abondance de quartz indique une reprise de l'érosion.

La surface d'érosion correspond à un petit ravinement transgressif situé entre des faciès à la limite de l'émergence (voiles algaires) et des faciès de domaine plus ouvert. Les deux niveaux condensés identifiés au-dessus de la surface d'érosion correspondent probablement à deux petites inondations. Dans ces deux niveaux, la faune est relativement diversifiée et les coquilles ne sont pas brisées excluant de ce fait des

évènements de tempêtes et ceci, en domaine marin restreint étant données les faunes rencontrées (gastéropodes et lamellibranches).

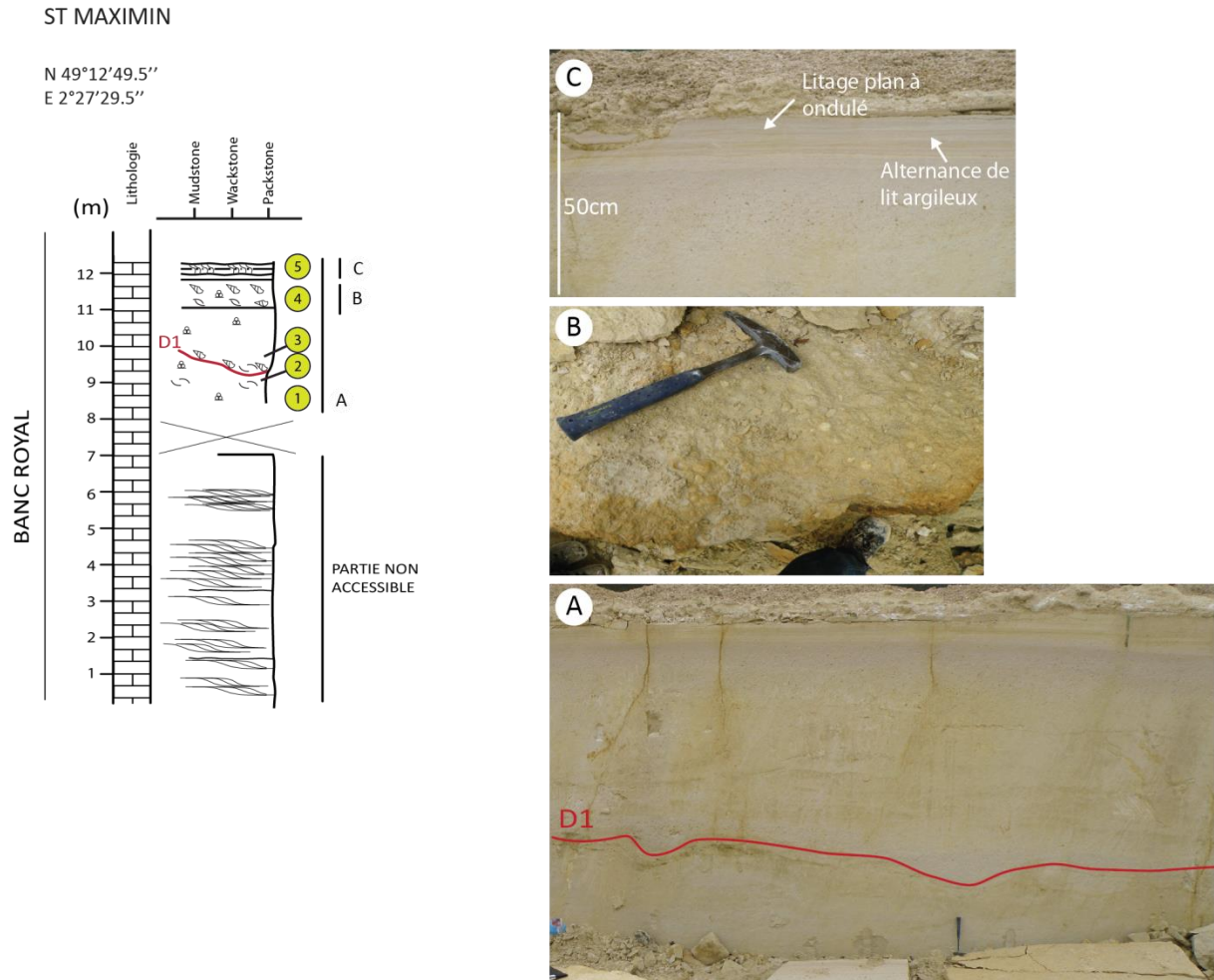
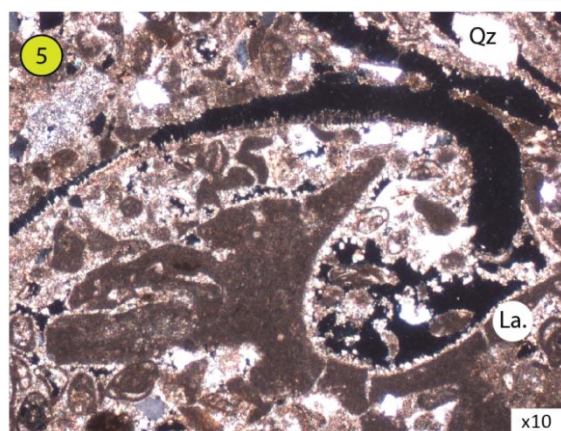
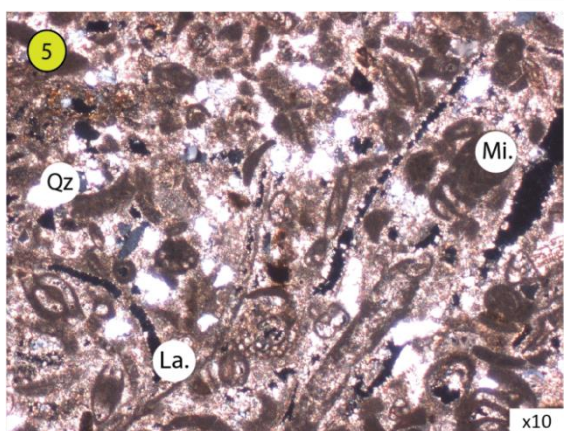
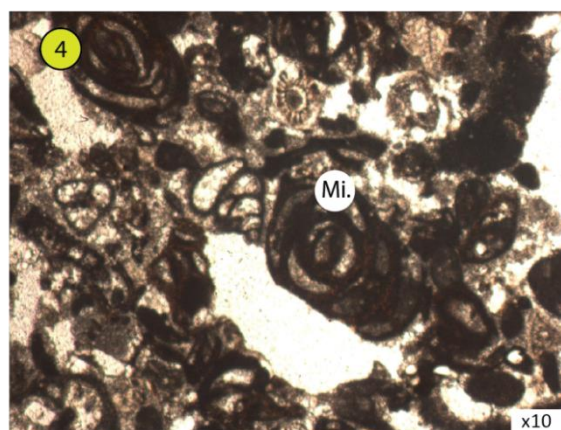
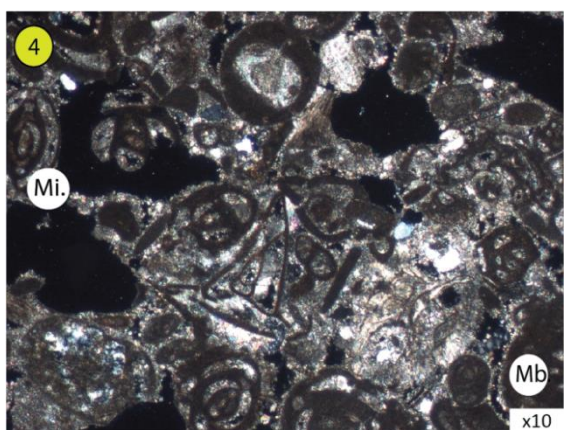
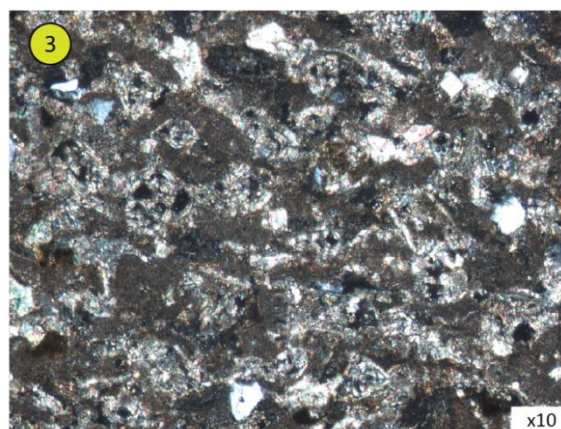
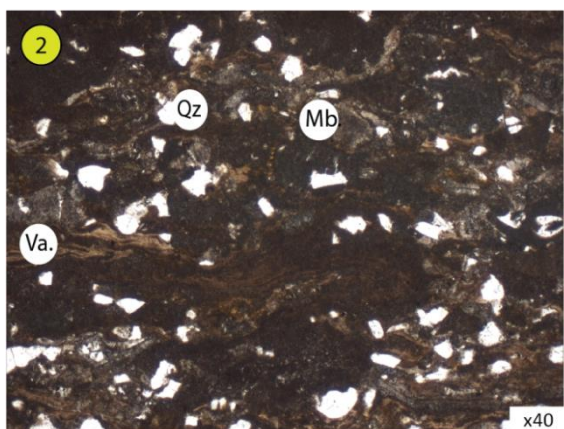
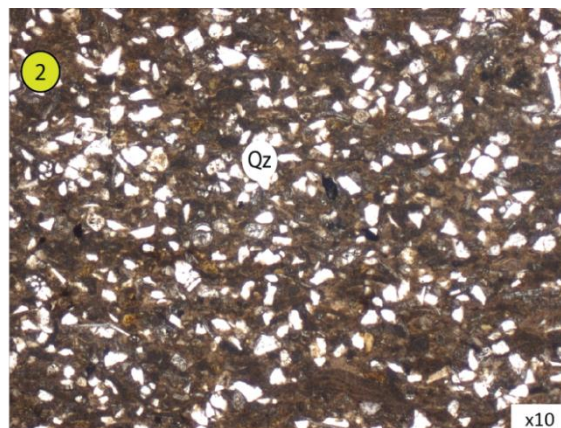
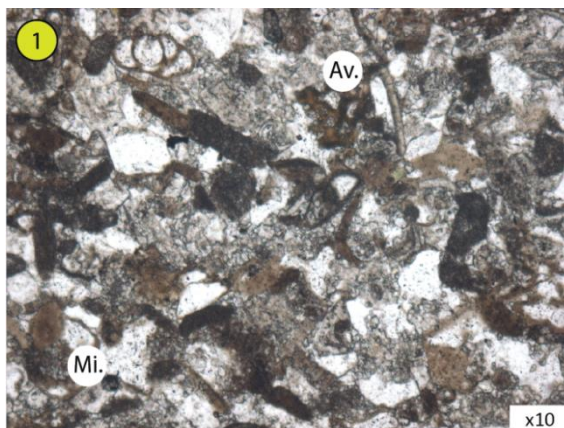


Figure 4.12 : Coupe sédimentologique de Saint-Maximin et photos des microfaciès (ci-dessous). Les lames minces (ci-dessous) observées sont positionnées sur la coupe sédimentologique.



Mi.: Miliolite; Av.: Alvéoline; Mb.: Micritisation biogène; Qz: Quartz; La.: Lamellibranche; Va.: Voile algaire

Les faciès de "*mixed flat*" puis les faciès de lagon (Marnes et Caillasses) au sommet de la coupe indiquent une tendance régressive. L'installation de faciès de lagon, aussi bien à Saint Maximin qu'à Saint-Vaast-les-Mello suggère une avancée du profil de dépôt vers le pôle marin.

A noter que cette même succession de faciès suggère que les mégarides à la base de la coupe de Saint Maximin se soient formées dans la même dynamique tidale que celles de Saint-Vaast.

2.6 VOIE FERREE PARIS-CREIL

La voie ferrée Paris-Creil se situe entre Saint-Maximin et Saint-Vaast-les-Mello (Figure 4.6) : elle est orientée NW-SE. Cette coupe présente un intérêt du fait de la largeur des fronts observables, permettant d'identifier des géométries déca- à pluri-décamétriques. En revanche, l'intense dolomitisation qui l'affecte empêche toute observation de figures sédimentaires. Cette voie ferrée recoupe le Banc Royal et les Marnes et Caillasses. La coupe atteint environ 7 mètres (Figure 4.13).

Nous avons pu observer :

- (1) malgré la dolomitisation, la présence de milioles, d'échinodermes, de bivalves et de gastéropodes dans l'ensemble du Banc Royal.
- (2) des géométries progradantes en direction du NW, à la base de l'affleurement.
- (3) des grandes géométries chenalisées et des grandes mégarides (direction dominante du SE vers le NW) au-dessus des géométries progradantes.
- (4) 3 mètres de Marnes et Caillasses, non accessibles.

Aucun critère tidal n'a pu être identifié sur cette coupe, néanmoins, ces grandes mégarides pourraient correspondre à des dépôts de *sand waves* de par leur taille. En outre, la proximité de la coupe de Saint-Vaast-les-Mello présentant des mégarides tidales suggère l'influence d'une même dynamique tidale pour ces mégarides. La direction de ces grandes mégarides est de plus, identique à celle de Saint-Vaast-les-Mello.



Figure 4.13 : Photos des géométries observées sur la voie ferrée Paris-Creil.

En résumé, l'ensemble de ces coupes de terrain nous a permis d'identifier (1) un environnement toujours dominé houle au cours du Lutétien inférieur ; (2) qui évolue vers un milieu dominé tidal (3) puis vers un environnement de lagon pendant le Lutétien supérieur.

Cependant, ces affleurements se situent tous au NW du bassin de Paris, dans une zone très restreinte. De ce fait, la dynamique tidale identifiée au NW du bassin de Paris peut être finalement très locale (passe tidale). Une dynamique mixte tidal/houle pour le Lutétien supérieur n'est pas à exclure.

2.7 SONDAGE CAROTTE D'USSY-SUR-MARNE

Ce sondage a été réalisé dans le cadre de cette thèse par le BRGM (juin/juillet 2013). Initialement, les objectifs de ce sondage étaient de traverser l'ensemble de la série sédimentaire tertiaire (120 m) pour (1) dater les premiers sédiments tertiaires qui reposent sur la Craie et pour (2) identifier les faciès des séries yprésienne et lutétienne. L'emplacement de ce sondage a été défini au Nord de la Marne et à l'Est de Meaux pour trois raisons (Figure 4.6) :

- (1) cette zone correspond à un changement de faciès yprésien bien caractérisé en diagraphie, mais inconnu à l'affleurement ;
- (2) les faciès lutétiens sont également inconnus dans cette zone puisqu'ils affleurent essentiellement dans la partie septentrionale du bassin ;
- (3) enfin, la localisation du sondage a été défini au Nord de la Marne pour éviter de traverser l'épaisse série priabonienne et rupélienne qui est bien développée au Sud de la Marne (plateau de Brie).

Pour des raisons techniques, ces travaux se sont interrompus à 49 m, dans les faciès lutétiens. Le sondage d'Ussy-sur-Marne traverse donc une partie du Bartonien et la quasi-totalité du Lutétien. Les sables du Bartonien ont été traversés de 0 à 24 m, les Marnes et Caillasses de 24.50 m à 39.50 m et enfin le Calcaire Grossier de 39.50 m à 49 m. Seule la partie basale (environ 5 m) du Calcaire Grossier n'a pas été traversée. Un relevé de Gamma-Ray spectral (K : potassium, U : uranium et Th : thorium) a été effectué (SEMM Logging, rapport de sondage en annexe) sur la totalité du sondage. Néanmoins, la présence d'un double tubage a grandement atténué le signal. La mesure doit être considérée pour sa valeur qualitative et non quantitative. A noter également que la présence de deux tubages (PVC et acier) n'a pas permis l'enregistrement d'une résistivité.

Les formations rencontrées correspondent au Calcaire à *Ditrupa strongulata* (zone III, Abrard, 1925), au Calcaire à milioles et orbitolines (zone IVa, Abrard, 1925), et aux Marnes et Caillasses inférieures et supérieures (zone IVb, Abrard, 1925).

Ce sondage nous a permis (1) de réaliser une description continue des carbonates du Lutétien (carottes et lames minces), (2) de proposer une évolution des environnements de dépôt et un découpage séquentiel, (3) d'apporter de nouvelles datations (ERADATA), et enfin (4) d'obtenir un excellent calage faciès-électrofaciès (Gamma-Ray).

2.7.1 Les faciès lutétiens d'Ussy-sur-Marne

La coupe sédimentologique issue du sondage carotté d'Ussy-sur-Marne est en Figure 4.14. Les descriptions des faciès et des microfaciès sont regroupées dans un tableau synthétique (Figure 4.15) : 8 faciès sont identifiés.

- **Les trois premiers se rencontrent dans le Calcaire à *Ditrupa Strongulata* et le Calcaire à Miliolites et Orbitolines (Figure 4.16 et Figure 4.17).**

Faciès L1 – *description* : il correspond à un calcaire *packstone* à foraminifères benthiques et à serpules. La faune est relativement diversifiée en foraminifères benthiques (orbitoïdes, nummulites, miliolidés). La présence abondante de serpules, de quartz détritiques, de glauconie, et de débris végétaux est également à souligner. Enfin, quelques mégarides sont identifiées. L'analyse des lames minces indique une bio-corrosion intense et des perforations. *Interprétation* : les structures sédimentaires (mégarides) et l'absence de micrite suggèrent un certain hydrodynamisme au moment du dépôt. La présence de quartz indique également la proximité de la côte. La bio-corrosion intense et le contenu faunique relativement diversifié témoignent d'une zone interne, mais non isolée du domaine ouvert. Nous attribuons ce faciès à un domaine de **rampe interne** (Pomar, 2001 ; Burchette et Wright, 1992). Ce faciès de rampe interne à **éléments terrigènes** (remaniés) est fréquemment associé à une dynamique transgressive.

Faciès L2– *description* : ce faciès est similaire au premier ; il correspond à un calcaire à foraminifères benthiques. Il est bien trié et présente une texture *packstone*. Il diffère du premier (F1) par une faible diversité en foraminifères benthiques (miliolidés) et par l'absence de mégarides. Il peut contenir des bivalves et des brachiopodes rarement entiers. Ce calcaire est généralement bioturbé et les observations en lames minces montrent l'existence d'une bio-corrosion. *Interprétation* : ce calcaire relativement bien trié et l'absence de micrite indique un certain hydrodynamisme au moment du dépôt. L'environnement de dépôt se situe donc au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (FWWB : *fair-weather wave base*) (Walker et Plint, 1992 ; Reading et Collinson, 1996). Néanmoins, le contenu faunique peu diversifié et la bio-corrosion témoignent d'un milieu interne et peu profond. Ces caractéristiques indiquent un milieu protégé, mais non isolé de la mer ouverte. Nous plaçons également ce faciès dans un environnement de type **rampe interne** (Pomar, 2001 ; Burchette et Wright, 1992).

Faciès L3 – *description* : Il s'agit d'un calcaire *packstone* à cérithes entières, contenant également quelques bivalves entiers, des foraminifères (peu) et des serpules. Ce sédiment est moins trié que les précédents (L1 et L2). *Interprétation* : ce calcaire moins trié que les précédents témoigne d'un hydrodynamisme plus faible. Le contenu faunique quasiment monospécifique indique également un milieu plus interne. Ce faciès se situe probablement sur une **rampe interne** (Pomar, 2001 ; Burchette et Wright, 1992), mais en domaine plus **proximal** que les précédents faciès.

- **Les cinq faciès suivants sont rencontrés dans les Marnes et caillasses (Figure 4.16 et Figure 4.17) :**

Faciès L4 – *description* : ce faciès est quasiment similaire au faciès L3, à la différence que la granulométrie est beaucoup plus fine (*wackstone* à *mudstone*) et moins bien triée

(absence d'hydrodynamisme). La faune est également plus monospécifique avec essentiellement des gastéropodes et des foraminifères identifiés en lames minces. Ces carbonates sont bioturbés et la bio-corrosion observée en lames minces est intense. *Interprétation* : la texture fine, la faune monospécifique, ainsi que la bio-corrosion suggèrent un environnement calme et protégé sans hydrodynamisme, typique d'un milieu de **lagon** (Tucker et Wright, 1990 ; Burchette et Wright, 1992).

Faciès L5 - *description* : il s'agit d'un calcaire à texture mudstone contenant essentiellement des gastéropodes et des bivalves. Enfin, ce calcaire est affecté par une intense bioturbation et bio-corrosion. *Interprétation* : ce faciès est également caractéristique d'un environnement de **lagon** (Tucker et Wright, 1990).

Faciès L6 - *description* : ce faciès correspond à un calcaire à texture mudstone contenant des débris végétaux et quelques quartz. *Interprétation* : ce faciès représente soit un environnement de **lagon**, soit un environnement **lacustre**.

Faciès L7 - *description* : il s'agit d'un calcaire à texture mudstone qui présente des voiles algaires et des fentes de dessiccation. *Interprétation* : ce faciès représente un environnement de **lagon proche du littoral et fréquemment émergé** (Tucker et Wright, 1990).

Faciès L8 - *description* : ce faciès est caractérisé par des dépôts de gypse. *Interprétation* : ce faciès est interprété comme un environnement de **sebkha côtière** (Butler et al., 1982 et Kinsman et Park, 1976).

Deux grands types d'environnement de dépôts ont été identifiés dans le sondage d'Ussy-sur-Marne. La succession latérale de ces faciès n'est pas caractérisée à l'affleurement, ni à partir des corrélations diagraphiques. L'organisation de ces faciès le long d'un profil proximal-distal est donc proposée à partir de la succession verticale des faciès.

(1) Le premier environnement de dépôt correspond à une rampe interne. Nous avons identifié 3 faciès dans cet environnement (L1, L2 et L3).

Le faciès L1 et L2 sont similaires, cependant le premier est transgressif et reflète un domaine plus ouvert par une diversité en faune plus importante.

En revanche, le faciès L3 est nettement plus proximal car la faune est plus monospécifique et les grains sont moins triés indiquant une baisse de l'hydrodynamisme (Burchette et Wright, 1992).

(2) Le second environnement dépôt correspond à un lagon au sens large. Nous avons identifié 5 faciès dans cet environnement (L4 à L8).

Le faciès L4 est le plus ouvert, car il contient la faune la plus diversifiée de ces cinq faciès, notamment des foraminifères. Le faciès L5 est plus interne que le faciès L4 car d'une part la faune est monospécifique, et d'autre part il est dépourvu de foraminifères.

Les faciès L7 et L8 présentent des indices clairs d'émergence (voiles algaires, fentes de dessiccation et cristaux de gypse). Ils se succèdent dans le temps et représentent les faciès les plus internes.

Enfin, le faciès L6 correspondant à un calcaire mudstone à débris de végétaux peut représenter soit un environnement de lagon, soit un environnement lacustre. La succession verticale des faciès dans le sondage d'Ussy-sur-Marne montre que ce faciès L6 se situe entre les faciès L4/L5 les plus ouverts et les faciès L7/L8 les plus internes. Dans la succession logique des faciès, il est plus cohérent d'attribuer un environnement de type lagon à ce faciès intermédiaire (L6).

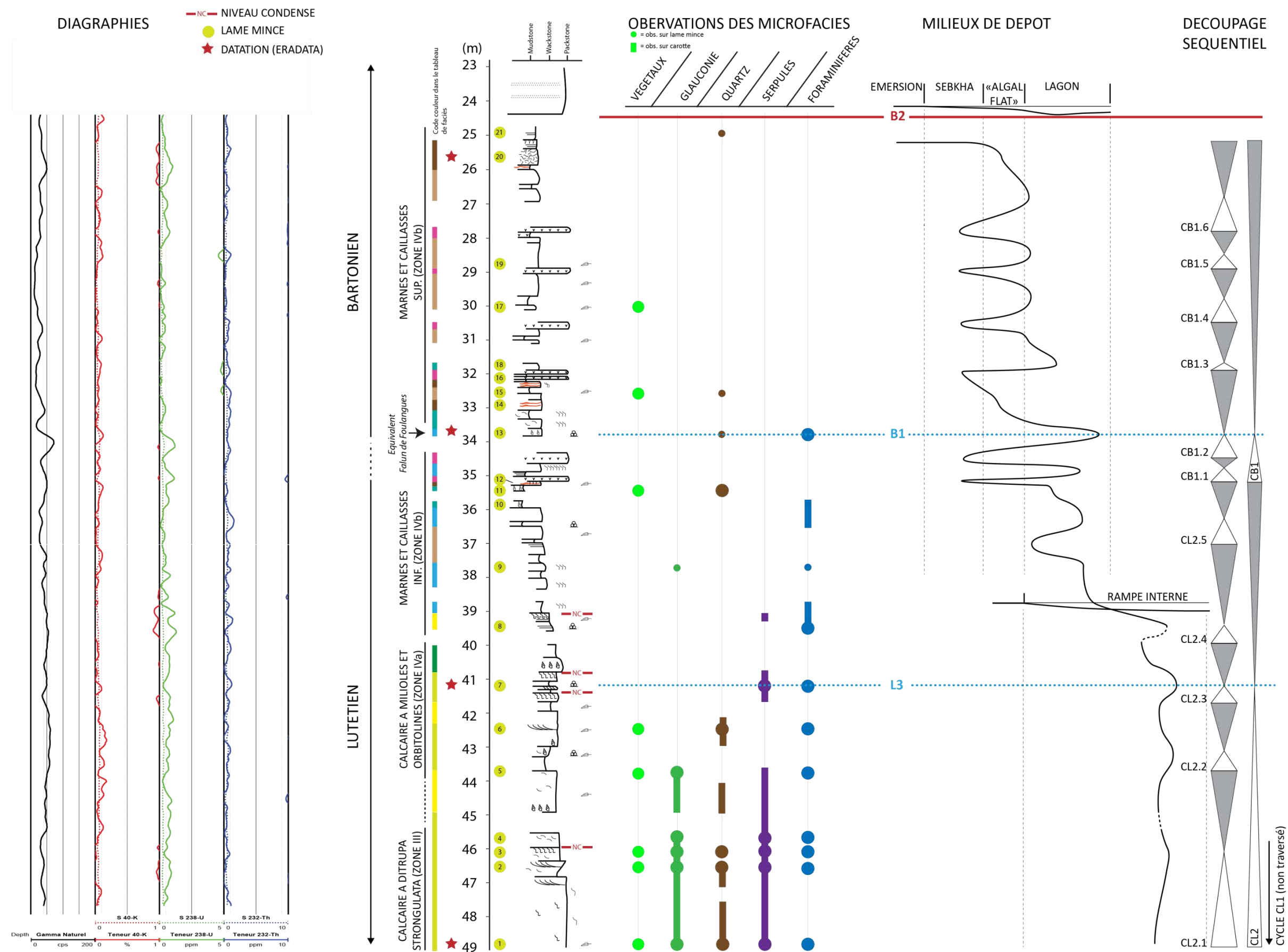
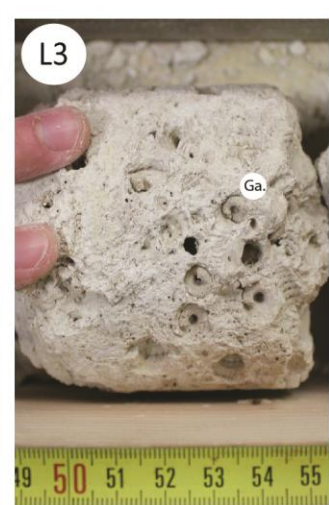
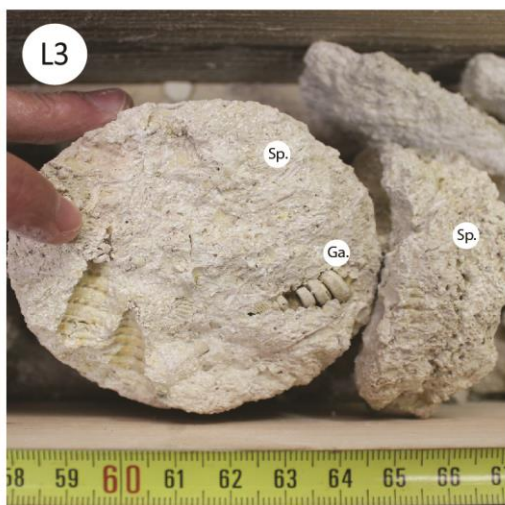
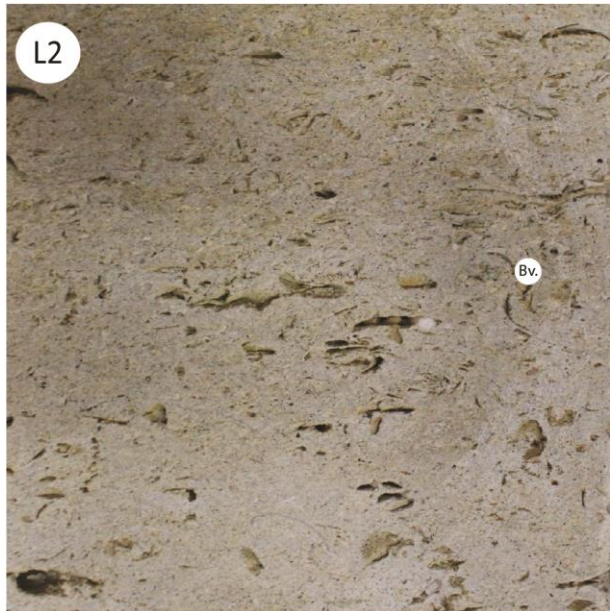
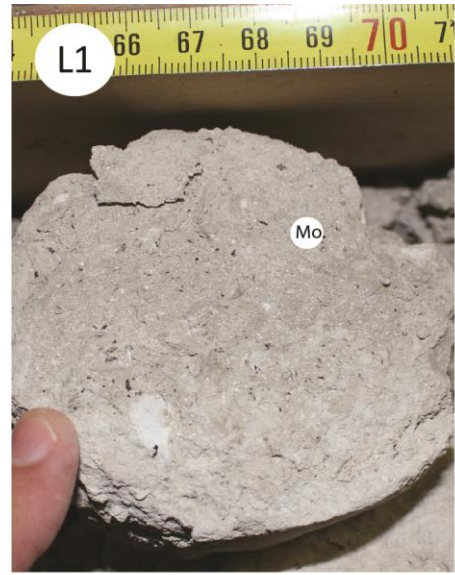


Figure 4.14 : Coupe sédimentologique du forage carotté d'Ussy-sur-Marne et diagrapies associées. Une interprétation des environnements de dépôts, ainsi qu'un découpage séquentiel sont proposés.

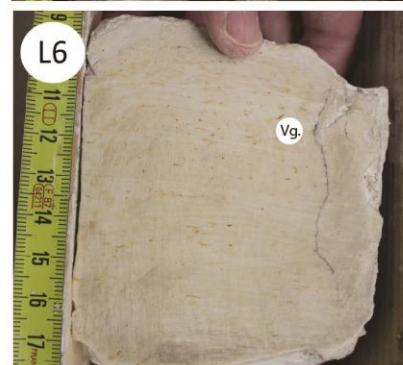
CHAPITRE 4 : LE LUTÉTIEN ET LE BARTONIEN INFÉRIEUR DU BASSIN DE PARIS

MACROFACIES - CAROTTE				MICROFACIES - LAMES MINCES			
Faciès	Lithologie/Texture/Structure	Contenu	Bioturbation	Texture et matrice	Contenu	Biocorrosion	Milieu de dépôt
L1	-Calcaire packstone, glauconieux, riche en quartz -Quelques stratifications obliques	-Riche en serpules (<i>Ditrupe stongulata</i>) -Foraminifères (diversifiés) -Bioclastes ou bivalves (cardium) et Turitelles (entiers) -Débris végétaux abondants -Quartz abondant	-Faible	-Grainstone à packstone -Microsparite et micrite	-Serpules -Foraminifères -Bioclastes (bivalves) et serpules -Matière organique -Quartz abondants -Pelleteïdes	-Intense -Perforation (bivalves, et serpules)	-Rampe interne (à éléments terrigènes)
L2	-Calcaire packstone à foraminifères ou à serpules	-Riche en foraminifères (peu diversifiés: miliolidés) -Niveaux condensés à serpules -Bioclastes (bivalves et brachiopodes)	-Moyenne	-Grainstone à packstone -Microsparite	-Foraminifères -Serpules -Pelleteïdes -Algues rouges	-Moyenne	-Rampe interne
L3	-Calcaire packstone à cérithes	-Cérithes (entiers) -Bivalves (entiers) -Quelques serpules -Foraminifères	-Moyenne	PAS DE LAME MINCE			-Rampe interne
L4	-Calcaire wackstone à mudstone	-Gatéropodes -Rares bivalves -Foraminifères	-Moyenne à intense	-Wackstone à mudstone -Microsparite -Micrite	-Foraminifères -Rares bivalves -Pelleteïdes	-Intense	-Lagon
L5	-Calcaire mudstone	-Gatéropodes et bivalves	-Intense	-Mudstone -Micrite	-Pelleteïdes -Miliolites (rares)	-Très intense	-Lagon
L6	-Calcaire mudstone	-Débris végétaux		-Mudstone -Micrite	-Débris végétaux -Quartz (rares)		-Lagon
L7	-Calcaire mudstone	-Voiles algaires -Présence de cracks (rare)		-Mudstone -Micrite	-Algues -Réticules (cracks)		-Lagon (indice d'émersion)
L8	-Gypse			-Gypse -Fleur de silice (Epigénie)			-Sebkha

Figure 4.15 : Tableau de faciès du sondage carotté d'Ussy-sur-Marne



Mo: Matière organique
 Fb: Foraminifère benthique
 Sp.: Serpule
 Bv.: Bivalve
 Ga: Gastéropode



Vg: Débris végétaux
 Fb: Foraminifère benthique
 Sp: Serpule
 Bv: Bivalve
 Ga: Gastéropode

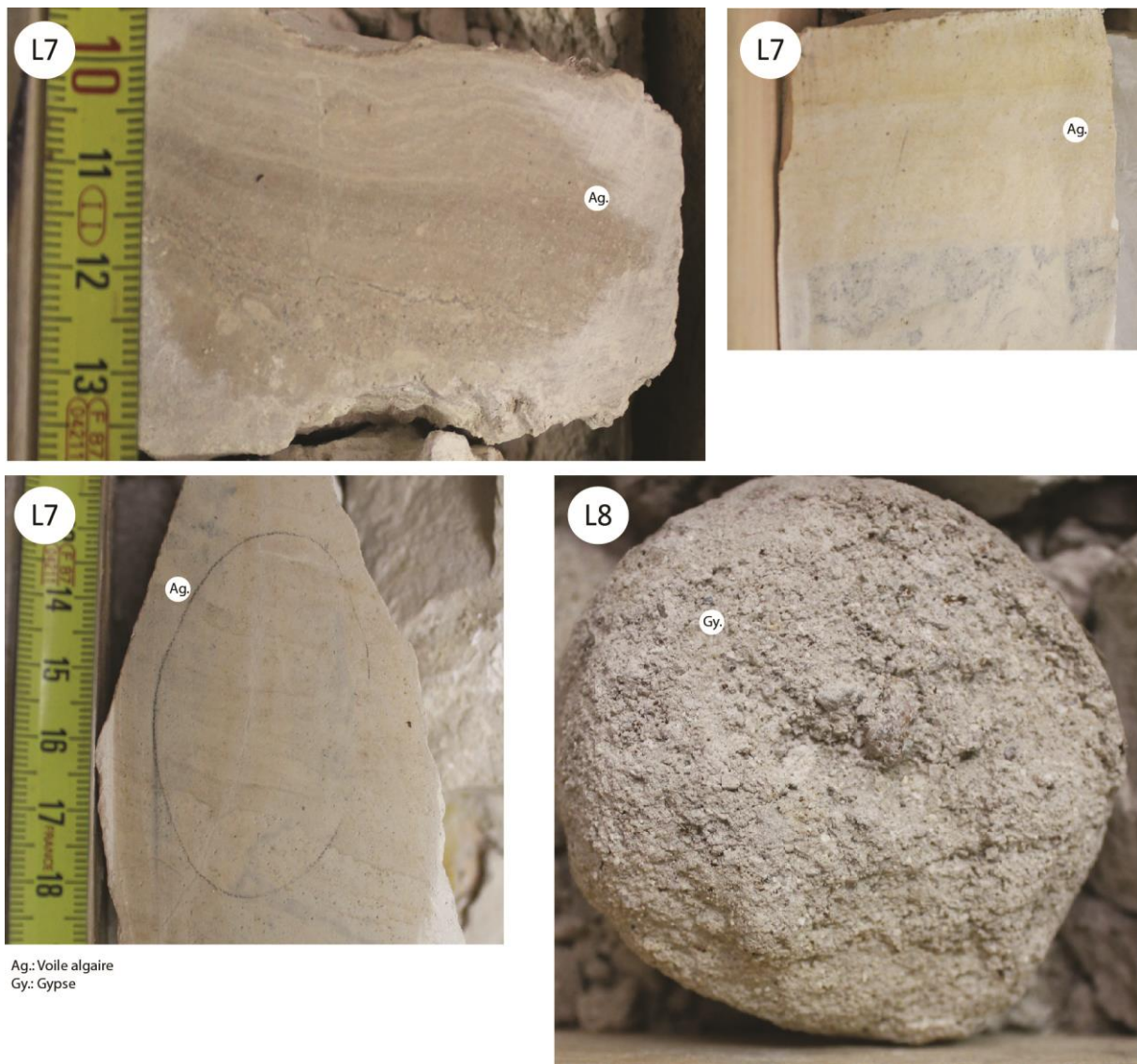
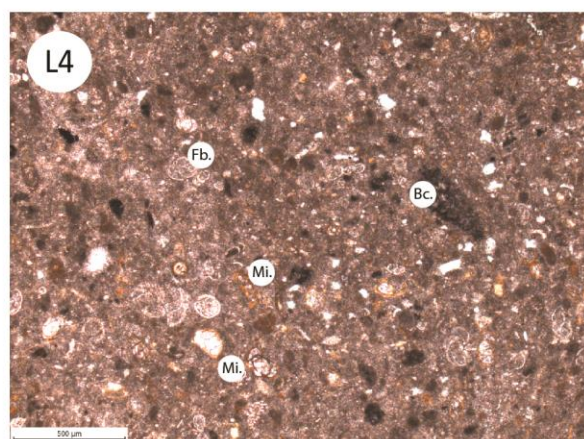
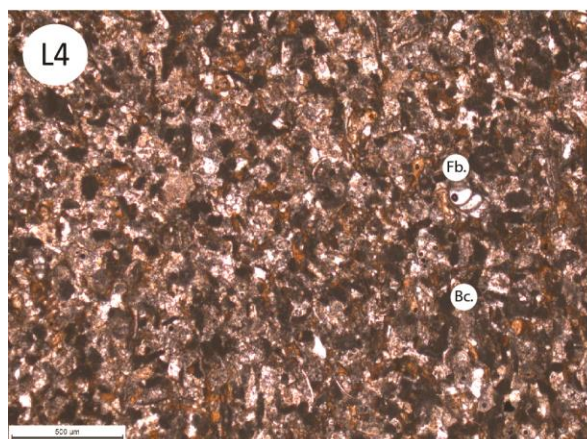
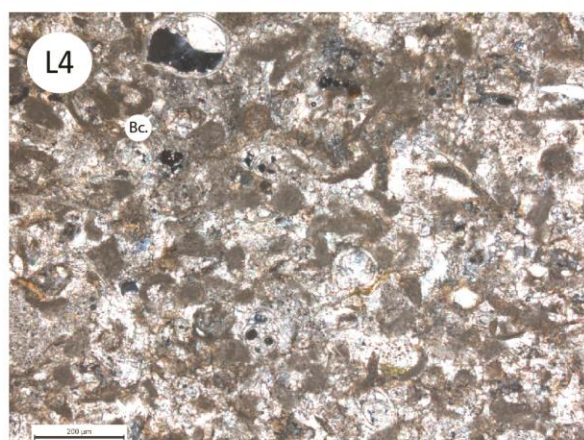
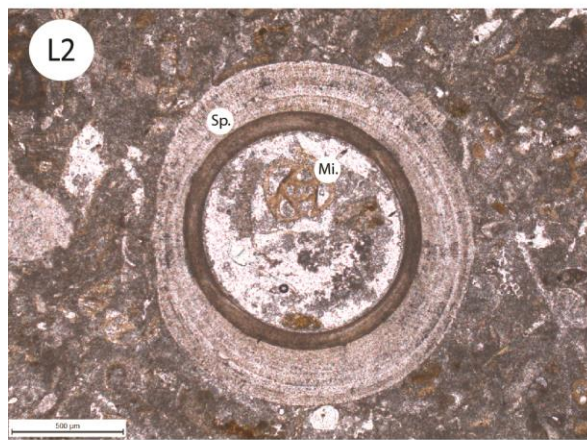
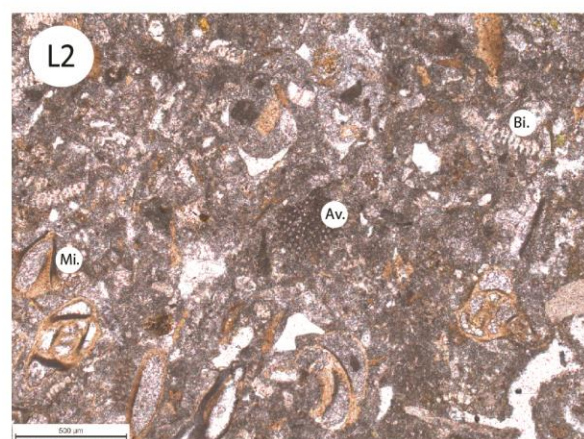
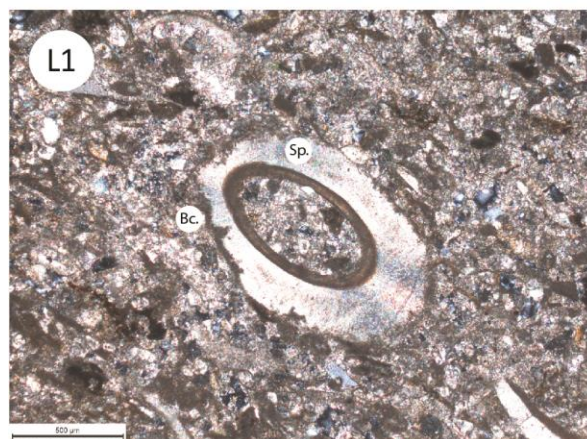
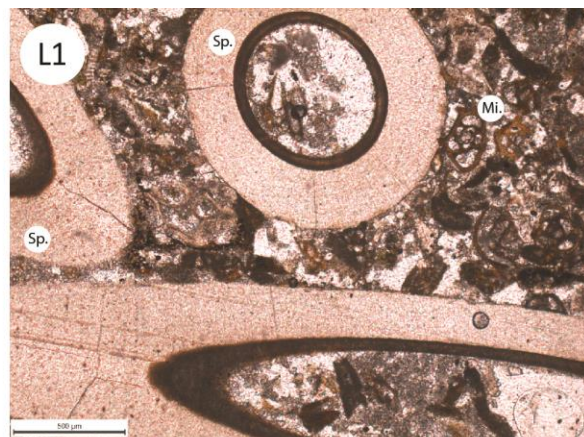
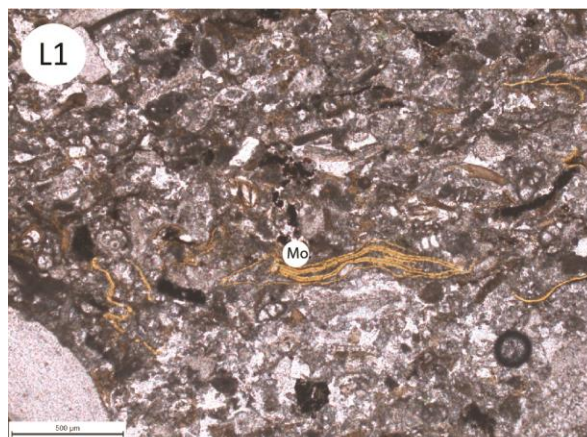
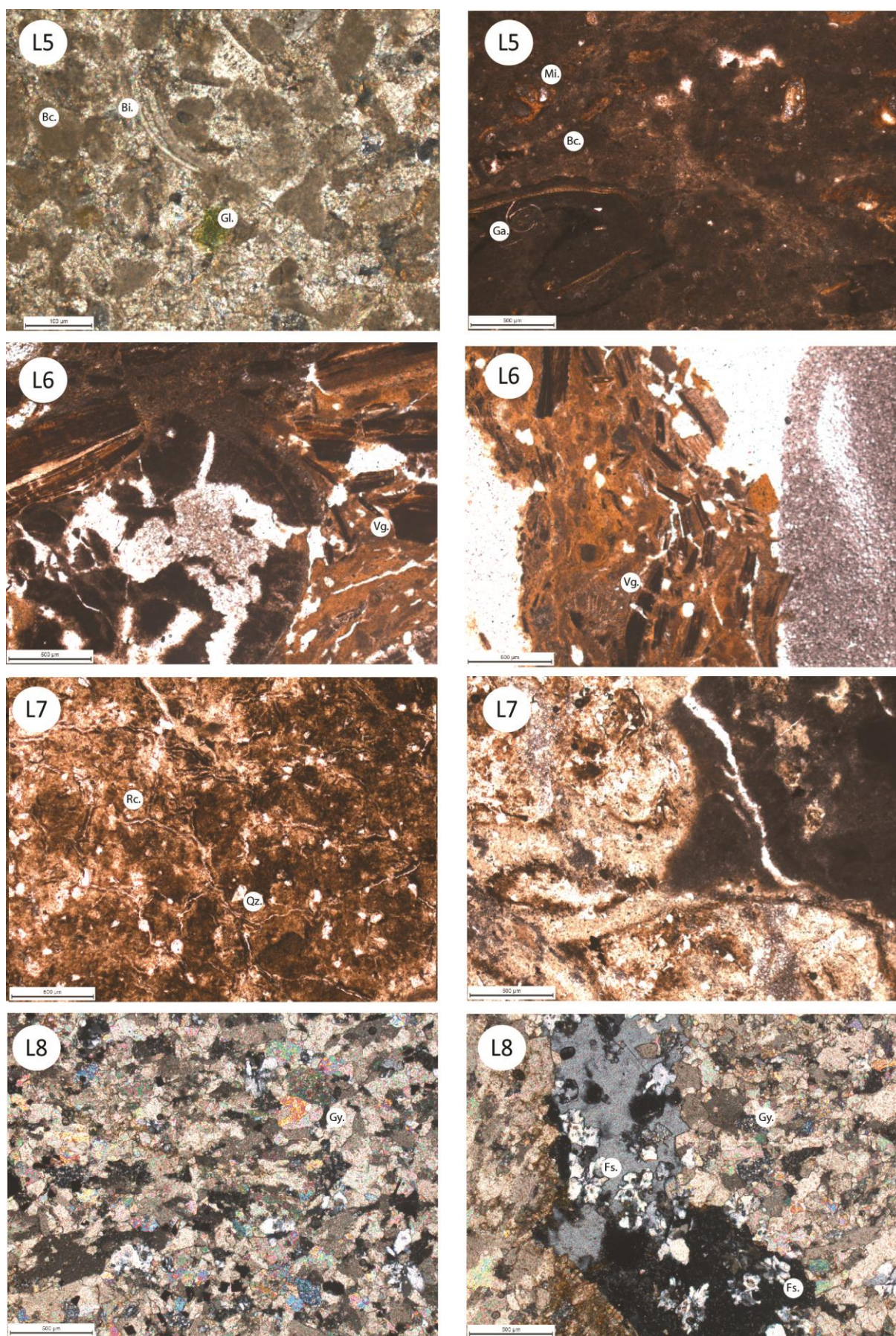


Figure 4.16 : Faciès d'Ussy-sur-Marne



Mo.: Matière organique; Sp.: Serpule; Bv.: Bivalve; Ga: Gastéropode; Fb.: Foraminifère benthique; Mi.: Miliolles; Bc.: Bio-corrosion



Bv.: Bivalve; Ga: Gastéropode; Mi.: Miliolles; Bc.: Bio-corrosion; Gl.: Glauconie; Vg.: Débris végétaux; Qz.: Quartz; Rc.: Réticule de craks; Gy.: Cristaux de gypse; Fs.: Fleur de silice
Figure 4.17 : Microfaciès d'Ussy-sur-Marne

2.7.2 Evolution des milieux de dépôts au cours du temps et interprétation séquentielle

Le Lutétien-Bartonien basal s'organise en trois grands cycles transgressif-régressif (**CL1, CL2 et CB1**) (Figure 4.14). Ces cycles d'ordre inférieur dépassent la durée du Lutétien (8Ma) et correspondent à des cycles de 3^{ème} ordre. Les cycles sont ici décrits entre deux MRS (*Maximum Regressive Surface*).

Cycle CL1 : ce cycle est identifié par les géométries, (discuté plus bas) n'étant pas traversé par le sondage d'Ussy-sur-Marne, nous commençons par décrire le **cycle CL2**.

Cycle CL2 : l'inondation maximale de ce cycle se situe dans les faciès L1, c'est-à-dire les faciès de rampe interne à éléments terrigènes. La MFS (*Maximum Flooding Surface*) est positionnée dans le niveau le plus riche en foraminifères indiquant le milieu le plus ouvert (Calcaire à Miliolites et Orbitolines : faciès L1). Nous appelons cette **MFS, L3**. Ce cycle est compris entre deux MRS. La MRS basale n'est pas identifiée dans le sondage d'Ussy-sur-Marne. La MRS sommitale représente une chute majeure caractérisée par l'apparition brusque du premier faciès évaporitique (Marnes et Caillasses inférieures : faciès L8), la surface de non-conformité (UN) enregistrée par la mise en place de ces faciès internes semble confondue avec la MRS.

Cycle CB1 : l'inondation maximale de ce cycle est placée dans le niveau le plus riche en foraminifères de la série sus-jacente, *i.e* dans le faciès de lagon les plus ouverts (L4) (équivalent du Falun de Foulanges). Nous appelons cette **MFS, B1**. La MRS (et probablement l'UN) de ce cycle est placée dans un niveau microkarstifié au sommet de la série. L'enregistrement préservé de ce demi-cycle régressif est constitué de dépôts de lagon formant une grande séquence de comblement.

Dans le détail, le cycle CL2 peut se décomposer en 5 cycles d'ordre supérieur correspondant à des cycles de 4^{ème} ordre (Figure 4.14) :

CL 2.1 - Le premier demi-cycle transgressif est enregistré dans les premiers faciès de rampe interne à éléments terrigènes (L1). Nous plaçons l'inondation maximale dans le premier niveau condensé à serpules. Ces faciès sont suivis par des faciès de rampe interne (L2) plus proximaux représentant le demi-cycle régressif qui se termine immédiatement sous la base des faciès de milieux plus ouverts (L1).

CL 2.2 - L'installation de faciès (L1) marque le demi-cycle transgressif. La MFS est située dans un niveau abondant en foraminifères. Le demi-cycle régressif suivant s'exprime également dans les faciès L1 et se termine dans les faciès plus proximaux de rampe interne (L2) sous la base des faciès de milieux plus ouverts (L1).

CL 2.3 - Le demi-cycle transgressif est enregistré par un retour à des faciès de rampe interne (L1). La MFS de ce cycle correspond à la MFS majeure **L3** (cycle CL2 d'ordre inférieur). Le demi-cycle régressif suivant s'exprime dans des faciès de type rampe interne proximale (L3).

CL 2.4 - Le demi-cycle transgressif et la MFS de ce cycle sont enregistrés dans les faciès de rampe interne (L2). Ces faciès évoluent progressivement vers les premiers faciès de lagon qui enregistrent le demi-cycle régressif et la mise en place des premières conditions protégées (absence de tri). La tendance régressive s'exprime par le passage aux faciès de lagon relativement profond (L4) comportant des faunes de gastéropodes et bivalves vers des faciès plus internes et proches de l'émersion contenant d'abondants débris végétaux (L6). La MRS sommitale de ce cycle se situe au sommet de ces derniers faciès.

CL 2.5 - Enfin, le dernier cycle d'ordre supérieur correspond à des faciès de lagon les plus distaux (L4) pour le demi-cycle transgressif et aux premiers faciès évaporitiques (L8) pour le demi-cycle régressif. Ces faciès évaporitiques marquent une chute majeure qui représente la MRS du cycle CL2, d'ordre inférieur.

Le cycle CB1 comporte 6 cycles d'ordre supérieur correspondant à des cycles de 4^{ème} ordre (Figure 4.14) :

CB 1.1 - Le demi-cycle transgressif de ce cycle débute au sommet des faciès évaporitiques et s'exprime dans les faciès de lagon distal (L4) dans lesquels se situe la MFS. Le demi-cycle régressif est enregistré à nouveau dans des faciès évaporitiques de sebkha (L8).

CB 1.2 - Le demi-cycle transgressif débute au sommet des faciès évaporitiques et s'exprime dans les faciès les plus ouverts de lagon (L4). La MFS de ce cycle est située dans ces faciès précisément dans un niveau riche à foraminifères (équivalent du Falun de Foulanges bartonien). Cette inondation maximale correspond à la MFS majeure **B1** du cycle CB1. Le demi-cycle progradant suivant est enregistré, dans l'ordre, par un retour à des faciès de lagon (L5), puis à des faciès de lagon à débris végétaux (L6), et enfin par des faciès à voiles algaires et à fentes de dessiccation (L7). Les faciès de sebkha (L8) terminent cette phase progradante (MRS).

CB 1.3, 1.4, 1.5 et 1.6 - Ces quatre derniers cycles correspondent essentiellement à quatre séquences de comblement de lagon identiques à celle décrite ci-dessus. Les faciès de lagon les plus internes (L6 et L7) correspondent à l'expression la plus distale et les faciès de sebkha (L8) à la plus proximale. A noter que l'évolution de ces séquences se traduit par une épaisseur décroissante et une disparition des termes les plus distaux, marquant ainsi une grande séquence progradante d'ordre inférieur (demi-cycle régressif du cycle CB1).

Nous avons caractérisé dans la partie inférieure, un environnement de rampe interne plus ou moins proximale, marqué par un tri présent, une faune globalement peu diversifiée mais pouvant présenter un caractère relativement ouvert (nummulites). Cet environnement de rampe interne est recouvert par des dépôts de lagon et de sebkha côtière. Aucun indice d'hydrodynamisme n'est identifié dans ces derniers faciès. Ils présentent des caractéristiques internes et protégées avec des faunes peu diversifiées à absentes. Ces faciès de lagon et de sebkha s'organisent en plusieurs séquences de comblement.

On enregistre dans le forage d'Ussy-sur-Marne une transition entre un domaine interne mais non abrité (hydrodynamisme et faunes plus ou moins ouvertes) et un domaine franchement protégé (sans hydrodynamisme et présentant une faune peu diversifiée à absente).

La transition de la rampe interne au lagon indique un changement du profil de dépôt et non une évolution latérale de faciès. Ce changement est appuyé par (1) l'absence de faciès lagon interstratifié dans les faciès de rampe interne et inversement, et par (2) les corrélations diagraphiques montrant des géométries en *onlap* (discuté plus bas).

Une courbe d'environnement de dépôt est proposée sur la Figure 4.14. Elle illustre l'évolution selon les deux profils différents, de rampe interne ouverte et de lagon/sebkha (profil barré "classique" ou *flat topped platform*, discuté plus loin). Pour la mise en équivalence de ces profils sur cette courbe, nous avons positionné la limite du domaine marin-continentale du profil de type rampe en équivalence des faciès émergifs de lagon (*Algal mat*).

3. ÉVOLUTION DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE

L'absence d'affleurements, entre le Nord-Ouest du bassin de Paris et le sondage d'Ussy-sur-Marne ne permettent pas de réaliser des corrélations à haute résolution de proche en proche pour définir la géométrie fine de la plate-forme. Néanmoins, nous pouvons proposer des corrélations à grande échelle entre la région de Saint-Vaast-les-Mello et la région d'Ussy-sur-Marne. Deux coupes composites de ces deux régions sont reportées sur la Figure 4.18. La coupe du forage d'Ussy-sur-Marne a été complétée avec les descriptions de la notice de la carte géologique de Meaux (Lorenz et Obert, 1978) et la coupe de Saint-Vaast-les-Mello avec la coupe sédimentologique de Laversine (Robin et al., 1998). Nous proposons de corréler les 5 surfaces suivantes :

- (1) La première surface correspond à une MFS que nous pouvons placer dans les faciès de la Glauconie Grossière. Nous appelons cette MFS, **L2** (cycle CL1). Dans la région de Creil, ces faciès sont en effet les plus ouverts au vu des descriptions des

coupes de Montataire, Laversine (3 km au SE de Montataire), et de Morienvall avec une dynamique de houle bien exprimée. A Ussy-sur-Marne, ces faciès de la Glauconie Grossière n'ont pas été traversés, cependant ils sont bien décrits dans la région (Lorenz et Obert, 1978) comme étant les faciès les plus ouverts. Faute d'une coupe continue, le positionnement exact de cette MFS est par contre incertain.

- (2) Les faciès les plus ouverts d'Ussy-sur-Marne dans lesquels nous plaçons la MFS majeure **L3** du cycle CL2 sont corrélés aux faciès les plus ouverts de Saint-Vaast-les-Mello. Nous avons deux possibilités pour la MFS majeure de Saint-Vaast-les-Mello, soit (i) à la base des faciès subtidaux dans le premier niveau condensé (D1), soit (ii) au sein des faciès subtidaux.

La corrélation de cette MFS est également appuyée par les données biostratigraphiques (NP15) et les corrélations diagraphiques (discutées plus bas).

Basés sur la corrélation des surfaces **L2** et **L3**, les faciès de rampe interne d'Ussy-sur-Marne seraient contemporains de faciès les plus ouverts et pour partie équivalents aux faciès dominés houle identifiés au Nord du bassin (Robin et *al.*, 1998).

- (3) La troisième surface correspond à la première MFS des Marnes et Caillasses inférieures du cycle CL2.4 à Ussy-sur-Marne qui peut être corrélée au deuxième niveau condensé (D2) à l'intérieur des faciès subtidaux de Saint-Vaast-les-Mello.

- (4) La chute majeure identifiée par la mise en place brutale des faciès de lagon (Marnes et Caillasses inférieures) à Saint-Vaast-les-Mello correspond vraisemblablement à l'UN marquée par l'installation des premiers faciès de sebkha (Marnes et Caillasses inférieures) dans le sondage. Cette chute majeure représente un *seaward stepping* de faciès identifié aussi bien à Ussy-sur-Marne qu'au Nord-Ouest du bassin. Cette surface marque l'installation d'un lagon dans toute la zone de dépôt.

- (5) Enfin, la dernière surface corrélée correspond à la MFS majeure **B1** des Marnes et Caillasses (Falun de Foulangués d'âge Bartonien), bien caractérisée dans le sondage d'Ussy-sur-Marne. Cette surface est corrélée aux premiers faciès de *storm washover* de Saint-Vaast-les-Mello correspondant aux faciès les plus ouverts de cet ensemble.

En dessous de la MFS L3 du cycle CL2, les dépôts de la région de Creil sont essentiellement dominés par une dynamique de houle, tandis que dans la zone plus interne d'Ussy-sur-Marne s'observent essentiellement des dépôts de type rampe interne dont les textures relativement bien triées et la présence de mégarides démontrent un caractère relativement ouvert.

Le *seaward stepping*, identifié par la mise en place des faciès de lagon à Saint-Vaast-les-Mello et des faciès de sebkha à Ussy-sur-Marne, marque l'installation de dépôts de lagon très protégés sur l'ensemble du profil étudié, bien que plus ouverts au Nord (*storm*

washover). Les faibles variations latérales de faciès à l'intérieur de ce lagon suggèrent un profil très plat de type *flat topped platform*.

La phase progradante située sous la surface de non-conformité (UN du cycle CL2) marque la transition entre le profil de rampe et le profil de lagon typique des Marnes et Caillasses.

- Cette tendance progradante s'exprime à Ussy-sur-Marne par la transition entre des faciès de rampe vers des faciès montrant des environnements de plus en plus protégés de lagon.
- D'après les corrélations réalisées, cette phase est enregistrée à Saint-Vaast-les-Mello par le passage progressif des mégarides subtidales montrant des dépôts de plus en plus haute énergie, puis des dépôts de type *sand flat*. Ces faciès tidaux de Saint-Vaast-les-Mello, suggèrent l'évolution verticale en comblement de grandes barres tidales (Dalrymple et al., 1990), marquée par des dépôts de plus en plus énergétiques vers le sommet. L'évolution en comblement de ces barres est contemporaine de l'installation de faciès de type lagon dans la zone interne.

La faible quantité et la nature des données de sub-surface ne permettent pas de réaliser une stratigraphie à haute résolution de ces corps sédimentaires et de différencier clairement le caractère allo- ou autocyclique dans l'évolution de ces barres. Néanmoins, la dynamique de comblement de ces barres s'inscrit dans une tendance régressive à grande échelle (sur l'ensemble des affleurements observés). Cette évolution participe au comblement de l'espace disponible et à l'aplanissement du profil avant la mise en place d'un profil de type *flat topped platform*.

Dans cet intervalle, la dynamique tidale bien exprimée à Saint-Vaast-les-Mello et l'absence de critère de houle aussi bien à Saint-Vaast-les-Mello qu'à Ussy-sur-Marne montrent une morphologie de rampe très plate. La dynamique de houle a probablement été atténuée par ce profil. De plus, la bio-corrosion qui est observée sur l'ensemble du profil, aussi bien en domaine proximal qu'en domaine distal appuie également l'hypothèse d'un profil assez plat.

Nous mettons donc en évidence au cours du Lutétien et du Bartonien inférieur :

- un profil dominé houle au cours du **Lutétien inférieur** avec une expression de la dynamique de tempête en domaine distal (Morierval et Montataire), et des dépôts de type rampe en domaine proximal.

- au-dessus de ces dépôts, au cours du **Lutétien supérieur** se met en place un profil de dépôt plus plat dans lequel la dynamique tidale domine et où les dépôts proximaux montrent un caractère de plus en plus restreint. Cette évolution semble correspondre à une période de transition entre le profil de rampe et le profil de *flat topped platform*.

- enfin au-dessus d'une UN corrélable sur l'ensemble de la zone, se met en place au cours du **Lutétien terminal et du Bartonien basal** un profil de type *flat topped platform*.

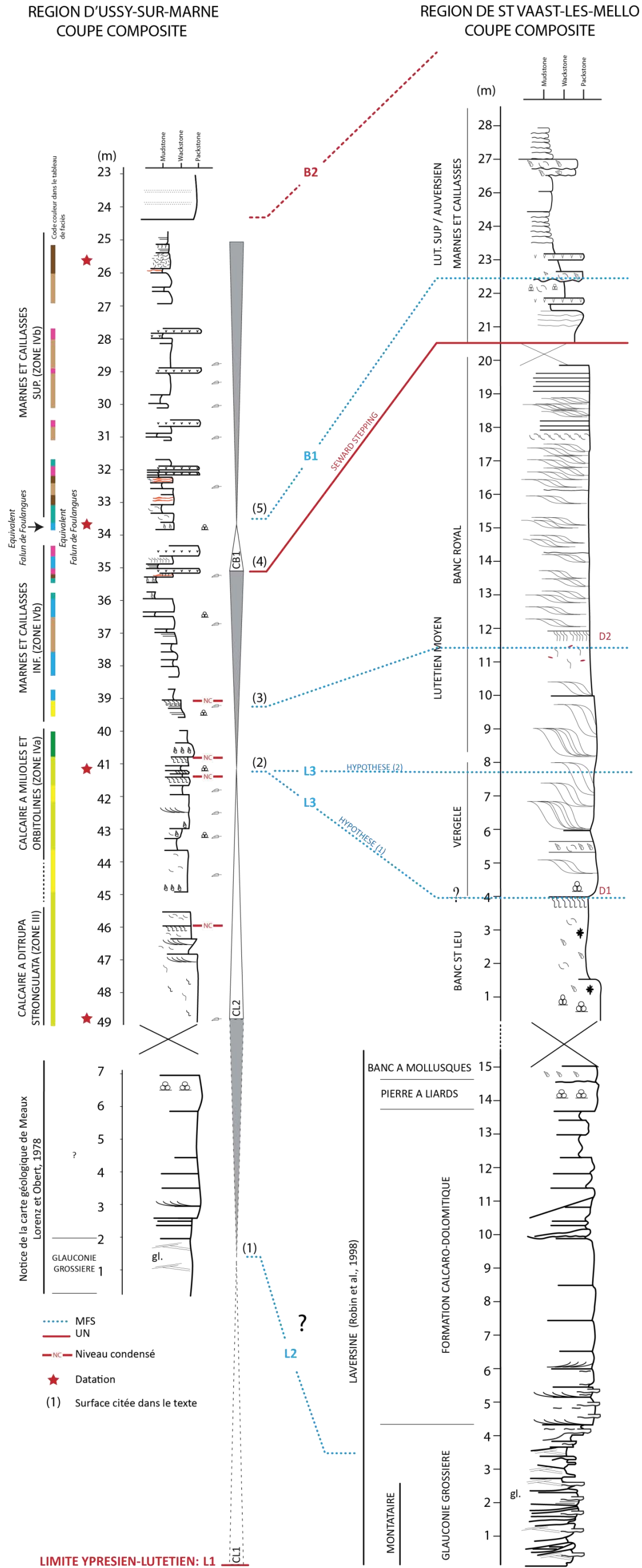


Figure 4.18 : Corrélation entre Ussy-sur-Marne et Saint-Vaast-les-Mello

4. CALAGE FACIÈS - ÉLECTROFACIÈS

Une mesure de Gamma-Ray spectral a été réalisée dans le sondage d'Ussy-sur-Marne permettant de préciser les électrofaciès du Lutétien dans cette zone (Figure 4.14). Cependant la présence d'un double tubage dans le forage a grandement atténué le signal. La mesure doit donc être considérée pour sa valeur qualitative et non quantitative.

En général, le Calcaire Grossier montre des valeurs en radioactivité régulières contrairement aux Marnes et Caillasses, dont le signal est beaucoup plus irrégulier, en relation avec les intercalations de niveaux plus marneux.

- **Les faciès les moins radioactifs** sont les faciès de sebkha, car le gypse ne fixe aucun élément radioactif. Les calcaires dépourvus d'éléments terrigènes et de matière organique, autrement dit, les faciès de rampe interne et de lagon sans matière organique sont également très faiblement radioactifs.
- **Les faciès les plus radioactifs** correspondent aux niveaux les plus riches en matière organique. Parmi ces faciès, nous pouvons citer les faciès de lagon à débris végétaux et à voiles algaires. Ces faciès présentent en général une forte réponse en uranium, élément fixé par la matière organique. Les carbonates, assez riches en éléments terrigènes, présentent des valeurs assez fortes en potassium. On peut retrouver ces signaux dans les faciès transgressifs à la base du sondage.

Cette mesure de Gamma-Ray spectral permet de caractériser la réponse diagraphique de chaque faciès, à la verticale d'Ussy-sur-Marne. Cependant la forte variabilité verticale des faciès (rampe interne à sebkha) n'est pas aisément identifiable à partir de seules mesures de radioactivité naturelle, et n'est donc pas une observation reproductible généralisable à différents forages. L'identification précise de différents électrofaciès à partir de leur seule signature de radioactivité naturelle n'a donc pas pu être effectuée.

Néanmoins, le forage d'Ussy-sur-Marne a permis de valider les corrélations de la **MFS du cycle CL2 (L3)** et la **MFS du cycle CB1 (B1)**. Elles correspondent à deux niveaux plus radioactifs dans l'enregistrement du Gamma-Ray.

Nous présenterons dans la partie suivante les géométries, les cartes d'*onlap* et les cartes d'isopaques du Lutétien. En revanche, aucune carte paléogéographique ne sera présentée pour les raisons évoquées plus haut.

5. CORRÉLATIONS ET GÉOMETRIES SÉDIMENTAIRES

5.1 CALAGE DES SURFACES CORRELEES A L'ECHELLE DU BASSIN

Cinq surfaces sont corrélées dans l'intervalle Lutétien-Bartonien inférieur dont trois MFS et deux UN :

L1 (UN/MRS basale de CL1) : cette surface correspond à la limite Yprésien-Lutétien. Elle représente à la fois une surface d'émersion généralisée (voir Chap.3) et à la fois une surface transgressive du Lutétien. Ces deux surfaces confondues (UN+ST) sont discutées dans le chapitre 3. Sur l'ensemble des diagraphies, cette surface est facilement identifiable. Elle marque en effet un changement brutal d'éléctrofaciès lié à la lithologie (carbonates sur argiles ou sables radioactifs). De plus, les sondages stratigraphiques de Cires-les-Mello (Nord-Ouest), de Chaignes (Sud-Ouest), de Montjavoult (Ouest) et du Ludes (Est) sur lesquels des relevés diagraphiques (Gamma-Ray et Résistivité) ont été effectués permettent un excellent calage de cette surface. Pour d'autres sondages sans diagraphie, mais avec une étude litho-biostratigraphique, comme celui de Cuise la Motte, la surface L1 a pu être recalée sur la diagraphie la plus proche (Sailly1).

3 MFS ont pu être calées à l'intérieur des dépôts Lutétien-Bartonien inférieur. Elles correspondent à la surface **L2 du cycle CL1** (non traversée dans le forage d'Ussy-sur-Marne), à la surface **L3 du cycle CL2** et à la surface **B1 du cycle CB1** identifiées dans le sondage. Les MRS et UN identifiées dans l'étude des affleurements et des carottes sont beaucoup plus difficiles à mettre en évidence.

L2 (MFS de CL1) : elle représente la première MFS du Lutétien (Calcaire à *Nummulites laevigatus*). Elle est identifiée dans le sondage du Tillet, dans le premier niveau le plus riche et diversifié en faune. Cette surface L2 corrélable de puits à puits dans toute la moitié Nord du bassin a été essentiellement définie par les géométries *via* les corrélations diagraphiques. Sa signature diagraphique est légèrement radioactive.

L3 (MFS de CL2) : la deuxième MFS du Lutétien (Calcaire à Miliolites et à Orbitolines) est très bien caractérisée dans le sondage carotté d'Ussy-sur-Marne, du Tillet, de Montjavoult, et de Ludes. Elle représente un niveau riche et diversifié en faune qui est corrélable à l'échelle du bassin. Sa signature diagraphique est également légèrement radioactive.

B1 (MFS de CB1) : cette première surface du Bartonien correspond à la MFS des Marnes et Caillasses représentée par le Falun de Foulanges. Il est décrit dans le sondage du Tillet et de Montjavoult (Falun de Foulanges à *Discorinopsis kerfonei* et *Alveolina elongata* ; Cavelier et Le Calvez, 1965) et correspond à un dépôt franchement marin au sein des Marnes et Caillasses. Cette MFS est également décrite dans le sondage d'Ussy-

sur-Marne, correspondant au niveau le plus riche en faune au sein des Marnes et Caillasses.

B2 (UN/MRS sommitale de CB1) : la deuxième surface du Bartonien représente une émergence du bassin, une surface d'érosion majeure marquant la fin de la sédimentation carbonatée, à la transition Marnes et Caillasses-Sables d'Auvers. Cette surface représente donc une limite de séquence (UN) confondue avec la surface transgressive (ST) auversienne (Bartonienne). Elle n'a pas de signature diagraphique univoque. Néanmoins, le contraste lithologique des calcaires aux sables est bien souligné dans les descriptions de forage ce qui permet de caler cette surface d'érosion et de la corrélérer à l'échelle du bassin.

5.2 GEOMETRIES 2D LE LONG D'UN TRANSECT N-S (T7)

Un transect orienté N-S (Crouy-sur-Ourcq - Melun) est présenté ici (Figure 4.19). Il représente les géométries comprises entre les deux discontinuités majeures que sont L1 et B2. Il est horizontalisé sur la surface B2 (UN bartonienne).

Les dépôts du Lutétien-Bartonien inférieur présentent des géométries en *onlap* sur la surface L1, en direction du Sud. Trois *onlap* successifs sont identifiés montrant bien une tendance globale transgressive.

- (1) La première séquence d'*onlap* correspond à la première séquence transgressive du Lutétien (Glauconie Grossière et Calcaire à *Nummulites laevigatus*). Cet *onlap* (L2) est limité au Nord du bassin par la faille de Bray.
- (2) Le calcaire à Miliolites et à Orbitolines s'inscrivent dans une deuxième tendance transgressive. L'*onlap* associé (L3) dépasse largement Paris, jusqu'à Créteil (Val de Marne).
- (3) Enfin, le troisième *onlap* (B1) correspond aux Marnes et Caillasses inférieures. Cet *onlap* dépasse la vallée de la Seine et est limité au Nord d'Etampes. La MFS du Falun de Foulanges représente donc le maximum de transgression de l'ensemble Lutétien-Bartonien inférieur. De façon contradictoire, nous avons vu aussi bien à Ussy-sur-Marne qu'à Saint-Vaast-les-Mello que ces faciès ne correspondent pas aux environnements les plus distaux du Lutétien-Bartonien basal. Ce sont les faciès de rampe dominée houle (ouverts et plus profonds) du Lutétien inférieur (limités au Nord) qui sont les plus distaux.

Les premiers dépôts bartoniens (Marnes et Caillasses supérieures) compris entre la MFS du Falun de Foulanges (B1) et la discontinuité sommitale des Marnes et Caillasses supérieures (B2) enregistrent une grande tendance progradante, bien identifiée dans le forage d'Ussy-sur-Marne.

Les Marnes et Caillasses supérieures présentent de fortes variations d'épaisseur. Ces variations sont liées à l'érosion bartonienne (B2), puisque des géométries en *toplap* (troncature sommitale) et des érosions sont observées au Nord. Les plus fortes épaisseurs de dépôt préservées se situent au Sud de la faille de Bray. En revanche, la partie Nord du bassin est une zone d'érosion majeure (environ 40 m).

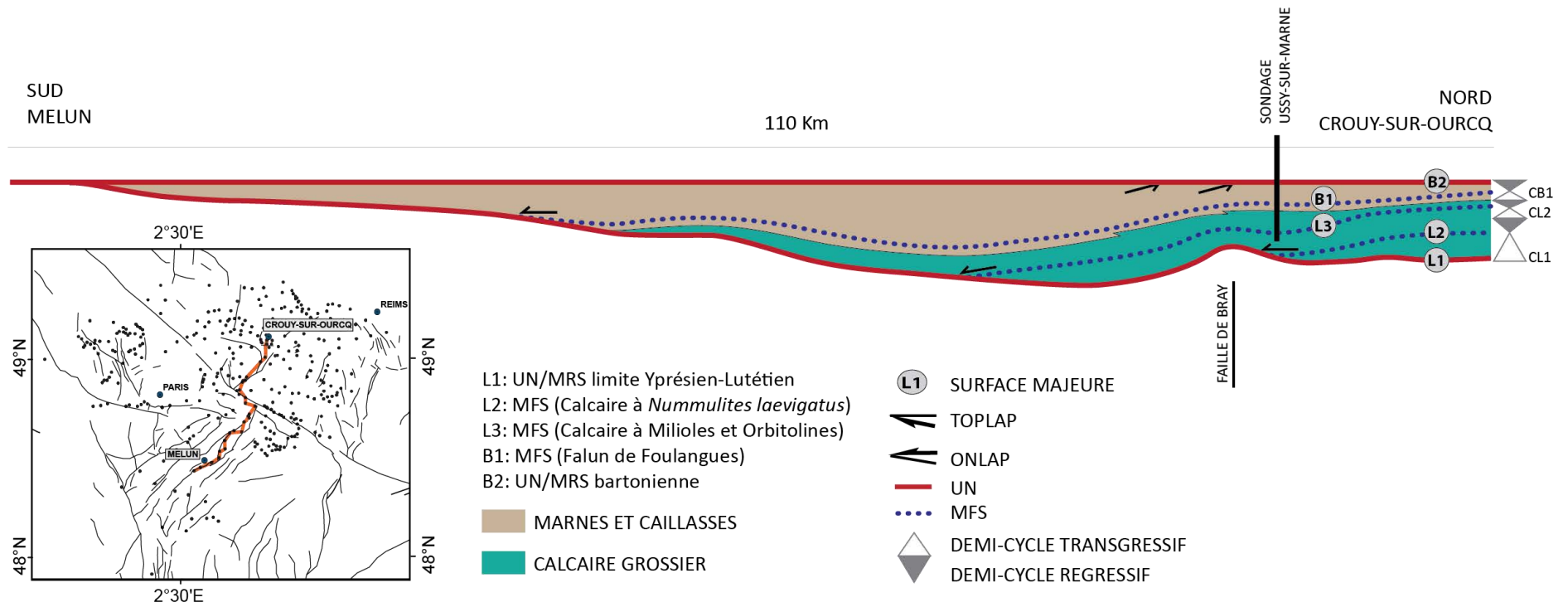


Figure 4.19 : Schéma des géométries Nord-Sud (entre Crouy-sur-Ourcq et Melun) du Lutétien et du Bartonien inférieur.

6. CARTES D'ONLAPS ET D'ISOPAQUES

6.1 LES ONLAPS SUCCESSIFS LUTETIENS

L'ensemble des transects de corrélation diagraphique a permis de réaliser une carte des trois limites d'*onlaps* côtiers (Figure 4.20) discutées précédemment. Les limites d'extension des différentes zones d'Abrard sont également reportées sur cette carte.

(1) Le premier *onlap* (Glauconie grossière et Calcaire à *Nummulites laevigatus*) est limité selon deux axes, NW-SE (Beauvais-Meaux) par la faille de Bray et NE-SW (Meaux-Reims). Cet *onlap* est contraint par la faille de Bray dans la partie Ouest du bassin. Cette première limite d'*onlap* est proche de la limite d'extension de la zone II d'Abrard (1925) qui présente le même axe NE-SW (Meaux-Reims) dans la partie Est. En revanche, elle diffère dans la partie Ouest, où la limite d'extension d'Abrard n'est pas contrainte par la faille de Bray mais s'étend jusqu'au Sud de Paris et au Sud de Pontoise.

La limite d'extension d'Abrard (zone II) est basée sur le contenu faunistique. Le fait que sa zone d'extension soit plus large dans la partie Ouest peut s'expliquer par (1) un remaniement de la faune lors de la transgression suivante ou par (2) un passage latéral entre sa zone II et III, cette dernière montrant une extension plus large.

(2) Le tracé du deuxième *onlap* (Calcaire à Miliolites et à Orbitolites) épouse les mêmes axes NE-SW et NW-SE, mais son extension est beaucoup plus large dépassant Paris, Coulommiers et Château-Thierry. Dans la partie Ouest, cet *onlap* n'est plus contraint par la faille de Bray dont le relief préexistant semble comblé. En revanche, cet *onlap* est désormais limité par la faille de Banthelu, plus au Sud. Cette limite d'extension est semblable à celle de la zone III d'Abrard (1925).

(3) Enfin le troisième *onlap* (B1 : Marnes et Caillasses inférieures et Falun de Foulangués) correspond au maximum de transgression. Son extension est limitée selon deux axes NE-SW (Epernay-Fontainebleau) et NW-SE. Il est important de préciser que cette dernière limite d'*onlap* n'est pas couverte par les corrélations diagraphiques à l'extrémité Sud-Ouest du bassin. Les Marnes et Caillasses inférieures et le falun de Foulangués peuvent donc s'étendre beaucoup plus au Sud. Néanmoins, ces dépôts montrent un pincement progressif dans cette zone. La paléogéographie de cet *onlap* est plus sinueuse et contourne l'anticlinal de la Remarde qui reste émergé, comme suggéré par Labourguigne et *al.* (1980). L'extension paléogéographique de la zone IV d'Abrard (1925) présente les mêmes axes, cependant, sa limite d'extension s'étend plus au Sud et au Sud-Ouest. Cela s'explique par le fait qu'Abrard a carté l'ensemble de la zone IV qui regroupe les faciès de lagon et des faciès saumâtres à lacustres qui s'étendent au Sud et au Sud-Ouest. Ces dépôts sont mal contraints en âge, mais sont vraisemblablement contemporains des Marnes et Caillasses supérieures (plus jeunes que ce dernier *onlap*). Cette équivalence proposée sera discutée plus bas.

Les trois *onlaps* successifs identifiés sur le transect précédent sont présents à l'échelle du bassin et constituent une inondation progressive du bassin émergé et déformé à l'Yprésien supérieur (Chap.3). L'enneigement scelle progressivement la paléotopographie résultant cette phase de déformation qui consistait en une flexure et une réactivation de failles crustales (Bray, Banthelu) (voir Chap. 3).

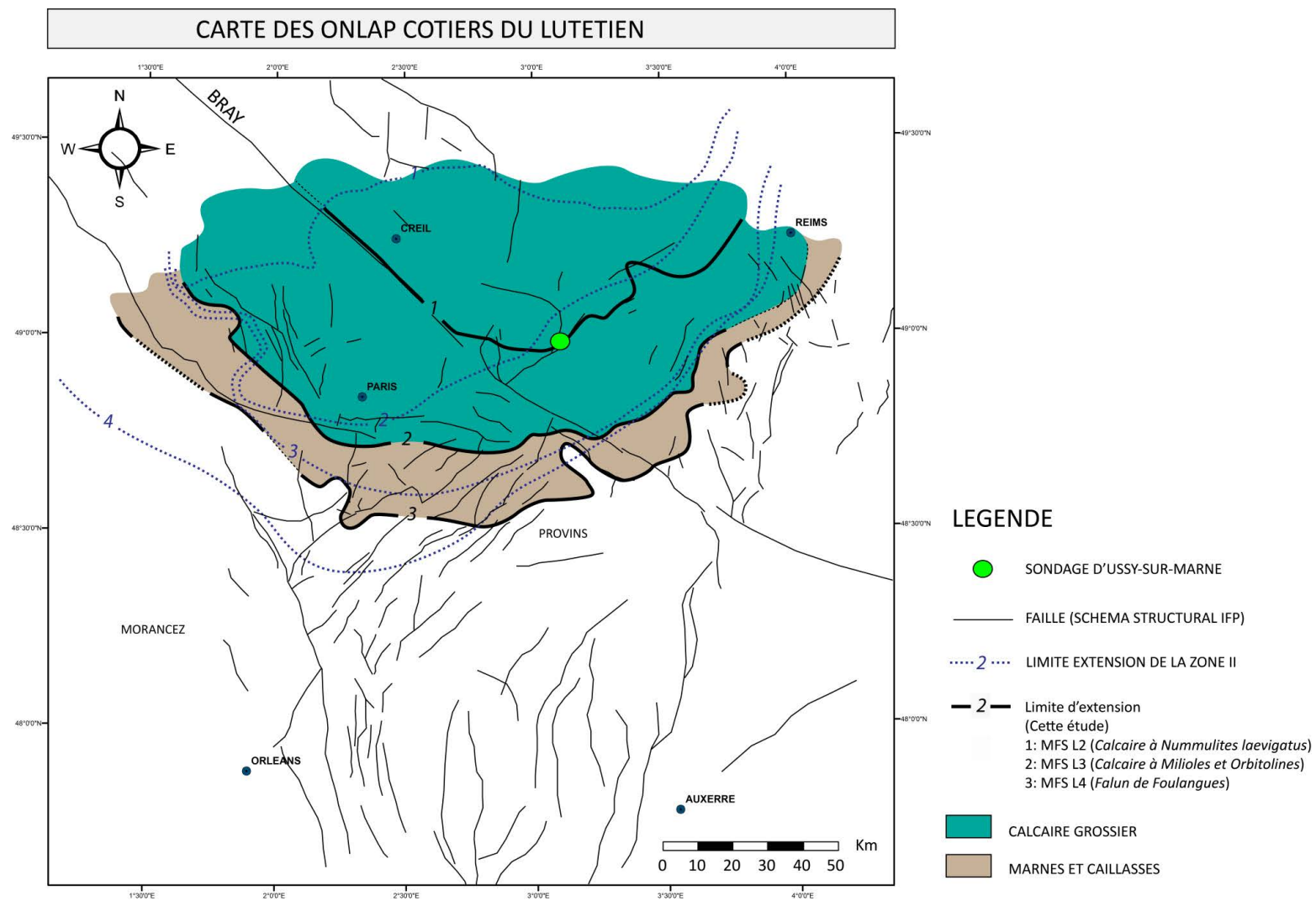


Figure 4.20 : carte des onlaps du Lutétien-Bartonien inférieur

6.2 CARTES D'ISOPAQUES

Comme cela a été déjà évoqué, la réponse diagraphique des MRS n'est pas aisément identifiable sans rupture lithologique (*e.g.* sondage d'Ussy-sur-Marne). De ce fait, à l'intérieur du Lutétien et du Bartonien inférieur, les cartes n'ont pu être réalisées qu'entre MFS.

Quatre cartes d'isopaques correspondant aux intervalles entre les quatre surfaces principales sont présentées :

- (1) **L'intervalle L1-L2** correspond à l'intervalle entre la première surface d'inondation du Lutétien correspondant également à une surface d'érosion (UN-L1) et la première inondation maximale (Glauconie grossière et Calcaire à *Nummulites laevigatus*) du Lutétien (MFS-L2).
- (2) **L'intervalle L2-L3** représente l'épaisseur entre la première (MFS-L2) et la deuxième inondation maximale (MFS-L3) du Lutétien (Calcaire à Miliolites et à Orbitolines)
- (3) **Intervalle L3-B1** correspond à l'épaisseur entre la deuxième inondation maximale du Lutétien (MFS-L3) du Lutétien et la première inondation maximale (MFS-B1) du Bartonien (Falun de Foulanges).
- (4) **Intervalle B1-B2** représente la première MFS B1 du Bartonien et la surface d'érosion en sommet des Marnes et Caillasses (UN-B2). Cette carte d'isopaques représente donc une carte des épaisseurs préservées sous cette surface d'érosion.

6.2.1 Carte d'isopaques de l'intervalle L1-L2

(Figure 4.21)

Cette carte montre des épaisseurs relativement homogènes et montre une structuration du bassin selon un axe NW-SE, le long de la faille du Bray et selon un axe NE-SW (Reims-Meaux). La faille de Bray semble contrôler en partie la distribution des épaisseurs au cours de cet intervalle.

- La partie Sud et la bordure Est du bassin de Paris correspondent à des zones de non-dépôt.
- La partie Nord du bassin de Paris au-delà de la faille du Bray est une zone en dépôt et présente deux maxima d'épaisseur : (1) au Nord de la faille de Belou et (2) au Nord de la faille de Bray.
- La répartition de ces épaisseurs suggère une flexure globalement orientée E-W au Nord de la faille de Bray.

Suite à la phase de déformation de la limite Yprésien-Lutétien, la subsidence reprend donc selon un axe E-W dans la partie Nord du bassin au Lutétien inférieur.

La ressemblance de ces deux cartes suggère que les premiers dépôts lutétiens sont contraints par la paléotopographie héritée et/ou un contrôle par le même régime de contraintes (Figure 4.22).

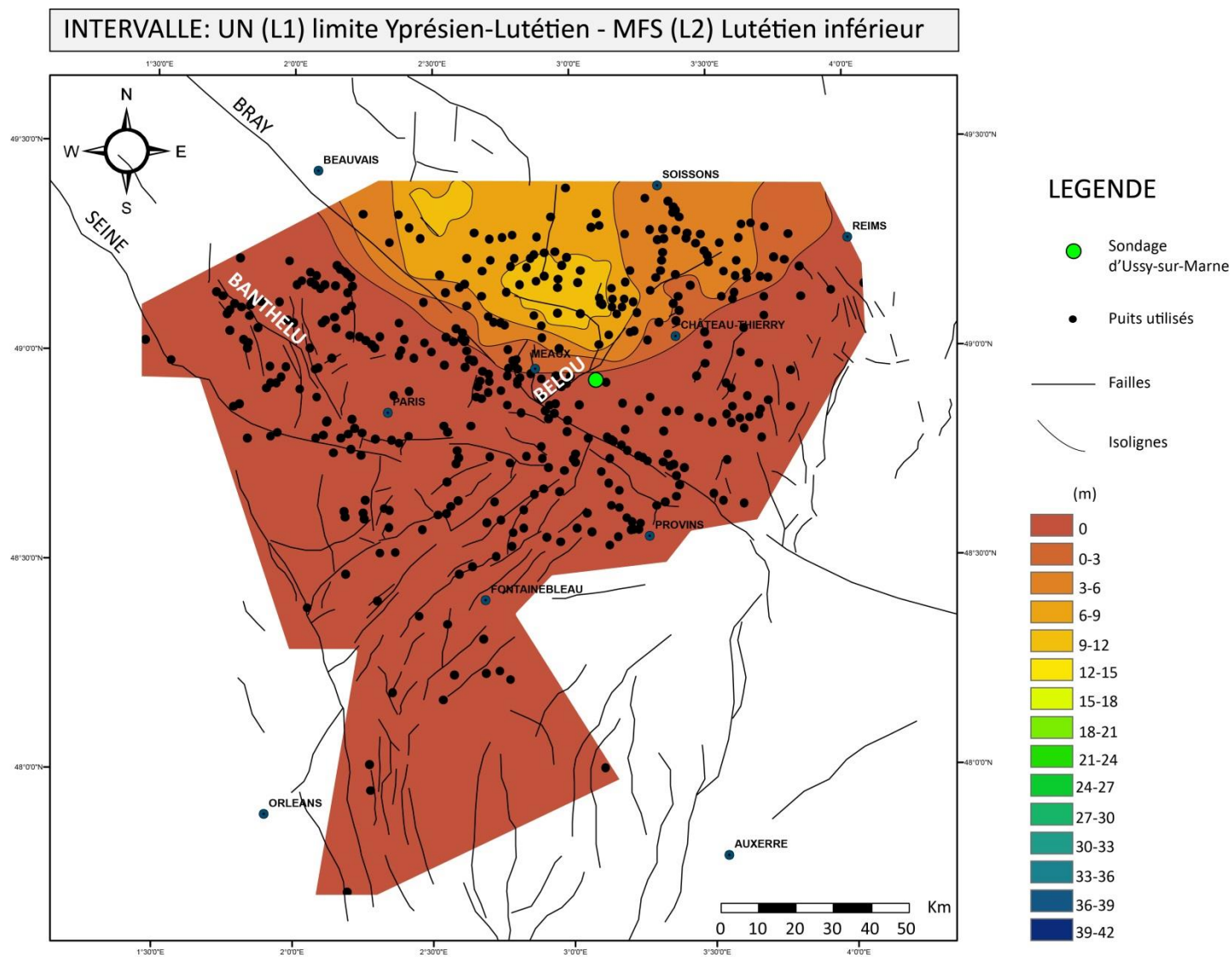


Figure 4.21 : Carte des isopaches de l'intervalle du Lutétien inférieur (L1-L2 : *Glauconie Grossière* et *Calcaire à Nummulites*)

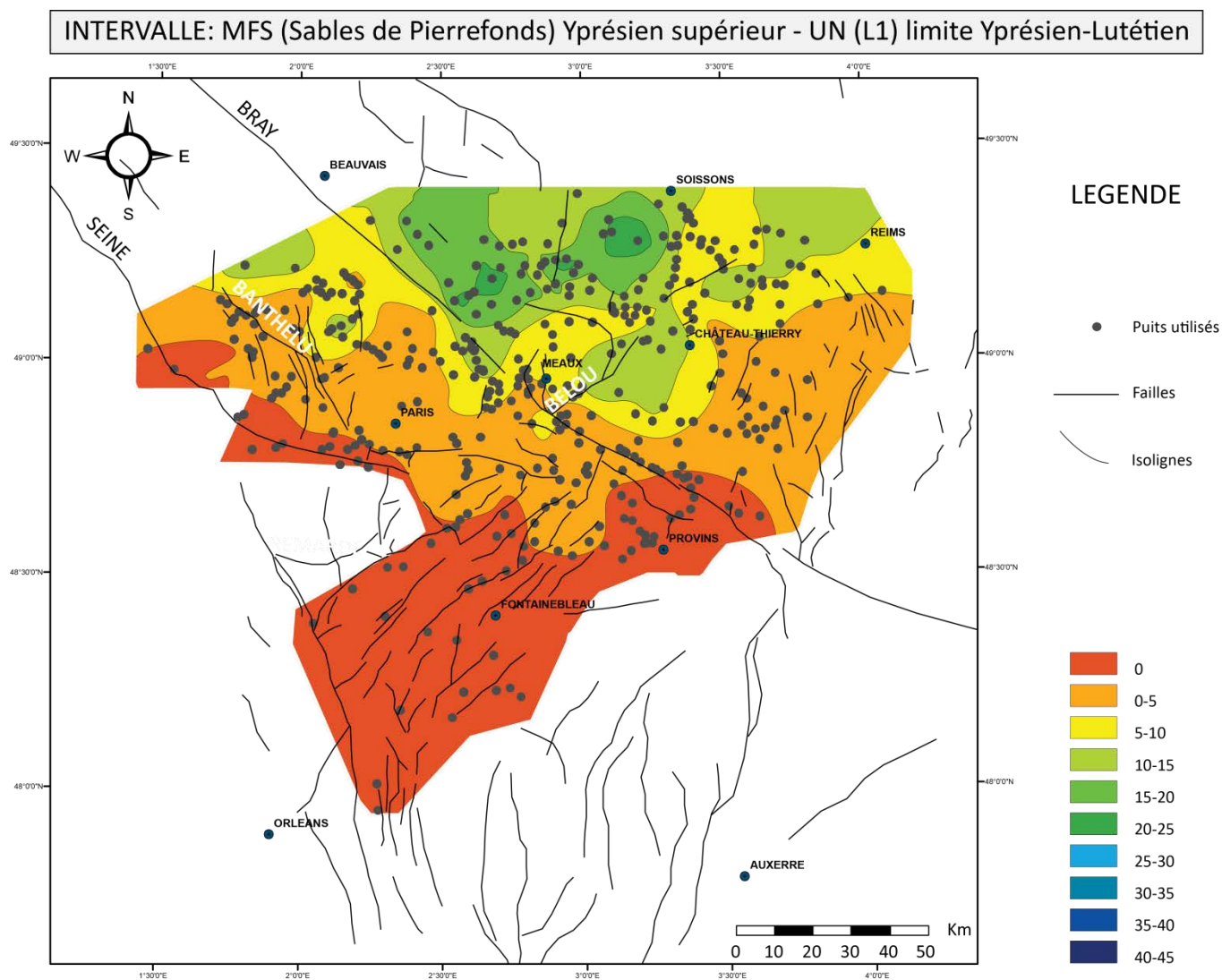


Figure 4.22 Carte des isopaques de l'intervalle Yprésien supérieur-Lutétien inférieur (MFS Sables de Pierrefonds-L1 : limite Argile de Laon-Glaucونية Grossière et Calcaire à Nummulites)

6.2.2 Carte d'isopaques de l'intervalle L2-L3

(Figure 4.23)

Cet intervalle est compris entre la MFS-L2 (Glauconie grossière et Calcaire à *Nummulites laevigatus*) et la MFS-L3 (Calcaire à Miliolites et à Orbitolines). Cette carte représente donc un cycle complet.

Cette carte montre une zone de sédimentation beaucoup plus large que la précédente et une répartition des épaisseurs relativement homogène du Nord au Sud. Elle montre également (1) une transgression progressive au-delà de la faille de Bray et (2) la continuité d'une structuration du bassin selon deux axes NW-SE et NE-SW, identiques à ceux de l'intervalle précédent.

- La partie Nord correspond toujours à une zone de subsidence.
- La partie Sud reste émergée, mais elle est beaucoup plus limitée dans la zone méridionale de la carte.
- Ici, la limite entre la zone de subsidence au Nord et la zone émergée au Sud est nettement plus progressive que pour l'intervalle précédent et n'est plus contrainte par la faille de Bray.
- Dans la partie Est du bassin, la variation des épaisseurs est plus forte que la partie Ouest.

Nous pouvons lire sur cette carte l'effet de la transgression lutétienne et/ou d'une reprise de la subsidence de la partie Sud du bassin de Paris. Au cours de cet intervalle, la faille de Bray n'a plus d'influence sur la répartition des épaisseurs.

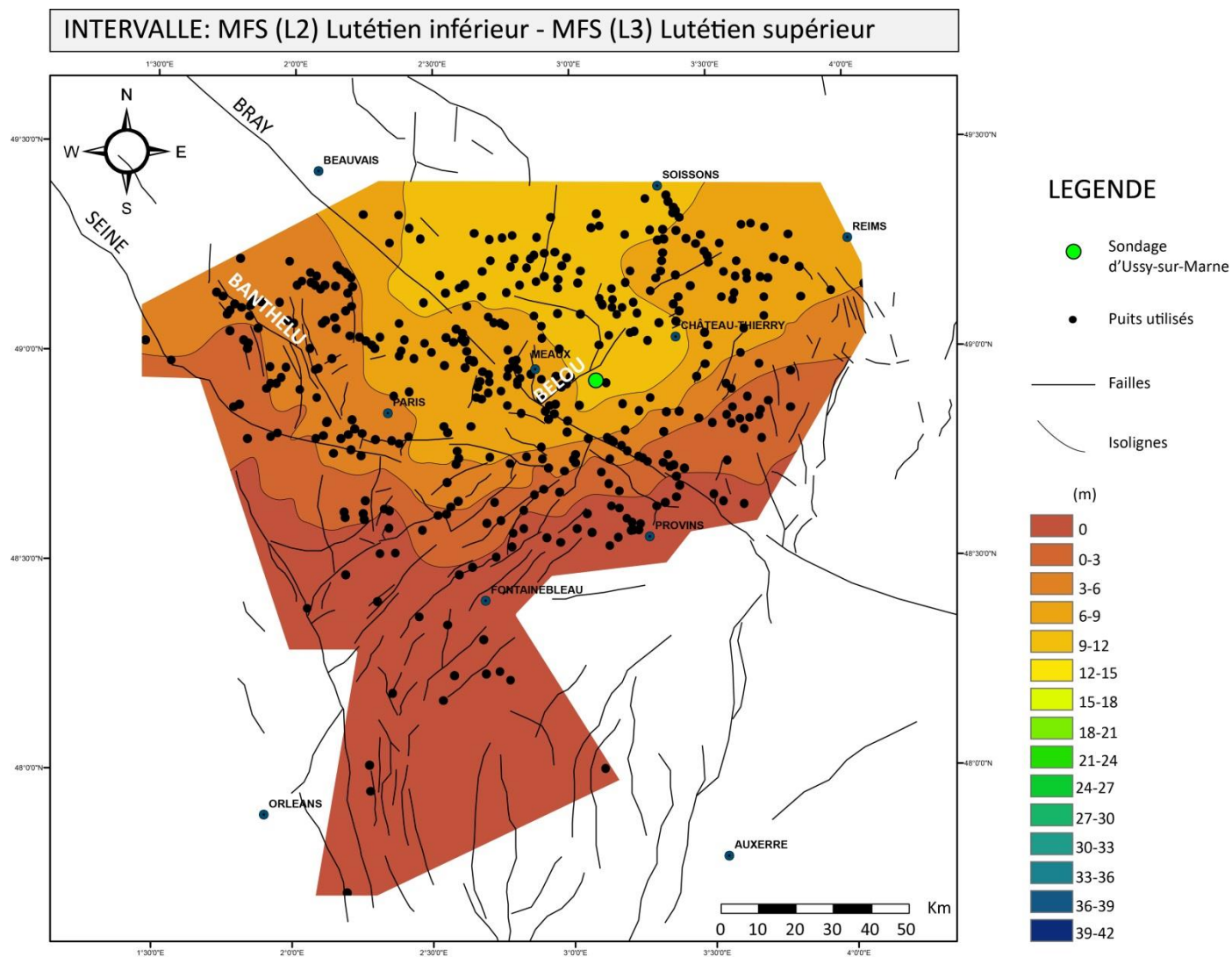


Figure 4.23 : Carte des isopaques de l'intervalle Lutétien inférieur- Lutétien supérieur (L2 : *Glauconie Grossière* et *Calcaire à Nummulites* - L3 : *Calcaire à Miliolites* et *Orbitolines*)

6.2.3 Carte d'isopaques de l'intervalle L3-B1

(Figure 4.24)

Cette carte représente l'épaisseur comprise entre la MFS-L3 (calcaire à Milioles et à Orbitolines) et la MFS-B1 (Marnes et Caillasses et falun de Foulanges). Comme la carte précédente, elle illustre un cycle complet. Cette carte montre une aire de sédimentation beaucoup plus large mais une distribution des épaisseurs plus hétérogène avec plusieurs maxima d'épaisseurs.

- Les zones de plus fortes épaisseurs sont situées à l'Est de la faille de Belou et au Nord-Ouest du bassin entre la faille de Bray et la faille de Banthelu.
- Au Nord de la faille de Belou, qui était auparavant la zone de forte épaisseur, correspond désormais à une zone de faible sédimentation.

Sur cette carte d'isopaques, nous pouvons identifier un élargissement de la zone de sédimentation en direction du Sud. Néanmoins, dans la partie Nord qui est depuis le Lutétien inférieur, la zone de plus forte épaisseur s'inverse légèrement au Nord de la faille de Belou. L'hétérogénéité de la répartition des épaisseurs semble annoncer une phase de déformation avec l'apparition d'une légère flexure E-W qui sera confirmée sur la carte suivante. Un pincement des épaisseurs de part et d'autre de la faille du Bray est observé sur un transect (T25 en annexe) et pourrait suggérer un jeu synsédimentaire local de l'axe du Bray.

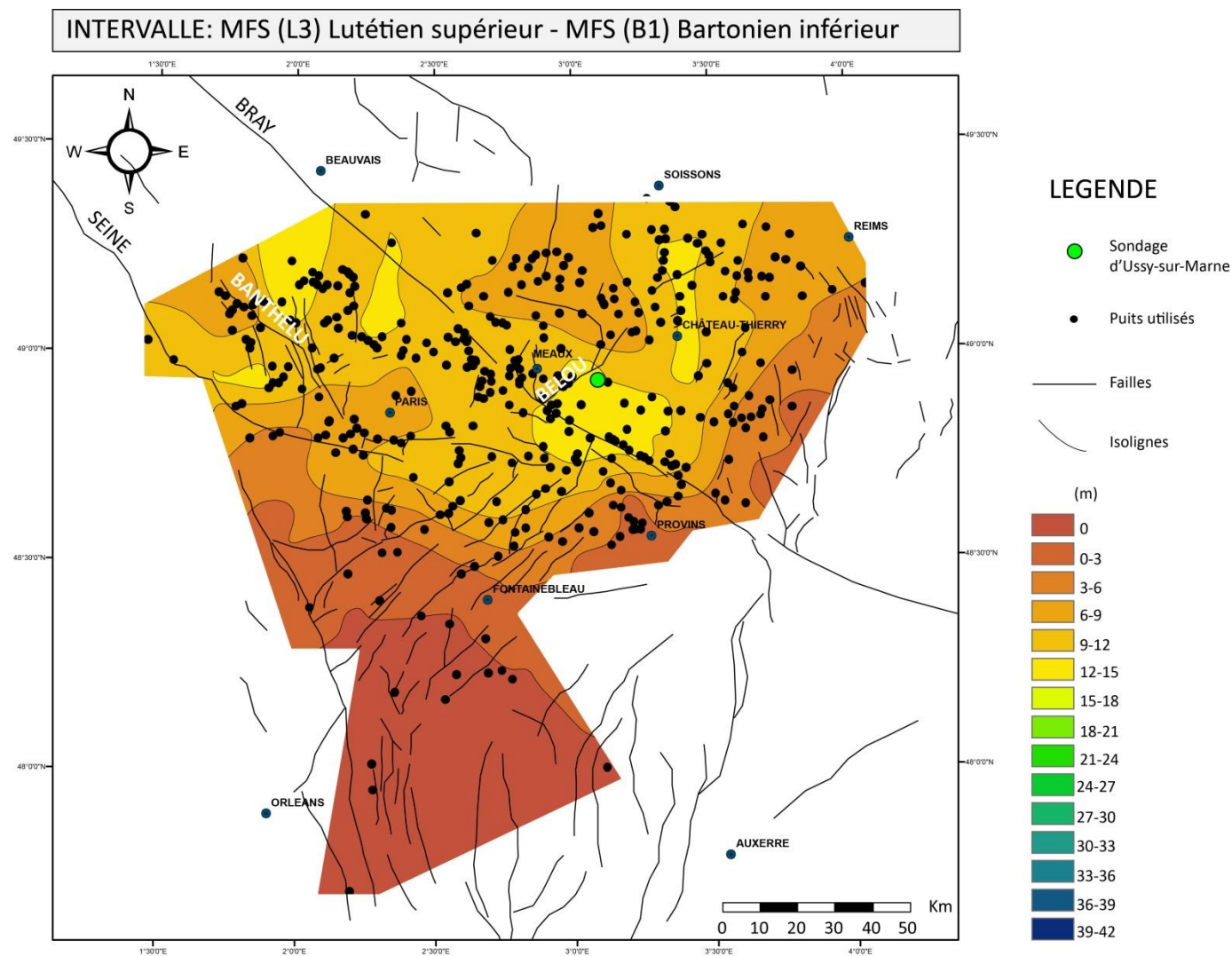


Figure 4.24: Carte d'isopaques de l'intervalle L3 (MFS-Calcaire à Miliolites et Orbitolines- B1 MFS Falun de Foulanges)

6.2.4 Carte d'isopaques de l'intervalle B1-B2

(Figure 4.25)

Cette carte d'isopaques représente les épaisseurs comprises entre la MFS B1 (calcaire à Miliolites et à Orbitolines) et la surface B2 qui correspond à une surface d'érosion et d'émersion marquant la fin de la sédimentation carbonatée. Cette carte d'isopaques correspond donc aux épaisseurs résiduelles préservées sous cette surface d'érosion.

- Les épaisseurs maximales sont préservées selon un axe E-W dessinant une flexure à la hauteur de Paris.
- La partie Sud du bassin de Paris correspond à une zone de non dépôt voir à une zone en surrection.
- La carte précédente annonçait l'apparition d'une zone de faible épaisseur au Nord du bassin, qui correspond sur cette carte à une zone de forte érosion située sur l'actuel anticlinal de Margny-lès-Compiègne.
- Cette carte montre également une première structuration de l'anticlinal de Margny-lès-Compiègne au Nord-Ouest du bassin.

Un changement majeur dans la distribution des épaisseurs est mis en évidence sur cette carte. La zone de plus forte épaisseur préservée dessine une large flexure orientée E-W. Cette large flexure est comprise entre deux zones de faible préservation et d'érosion au Nord et au Sud. La longueur d'onde de cette flexure atteint 150 km en prenant en compte les deux points hauts (faible préservation) au Nord et au Sud.

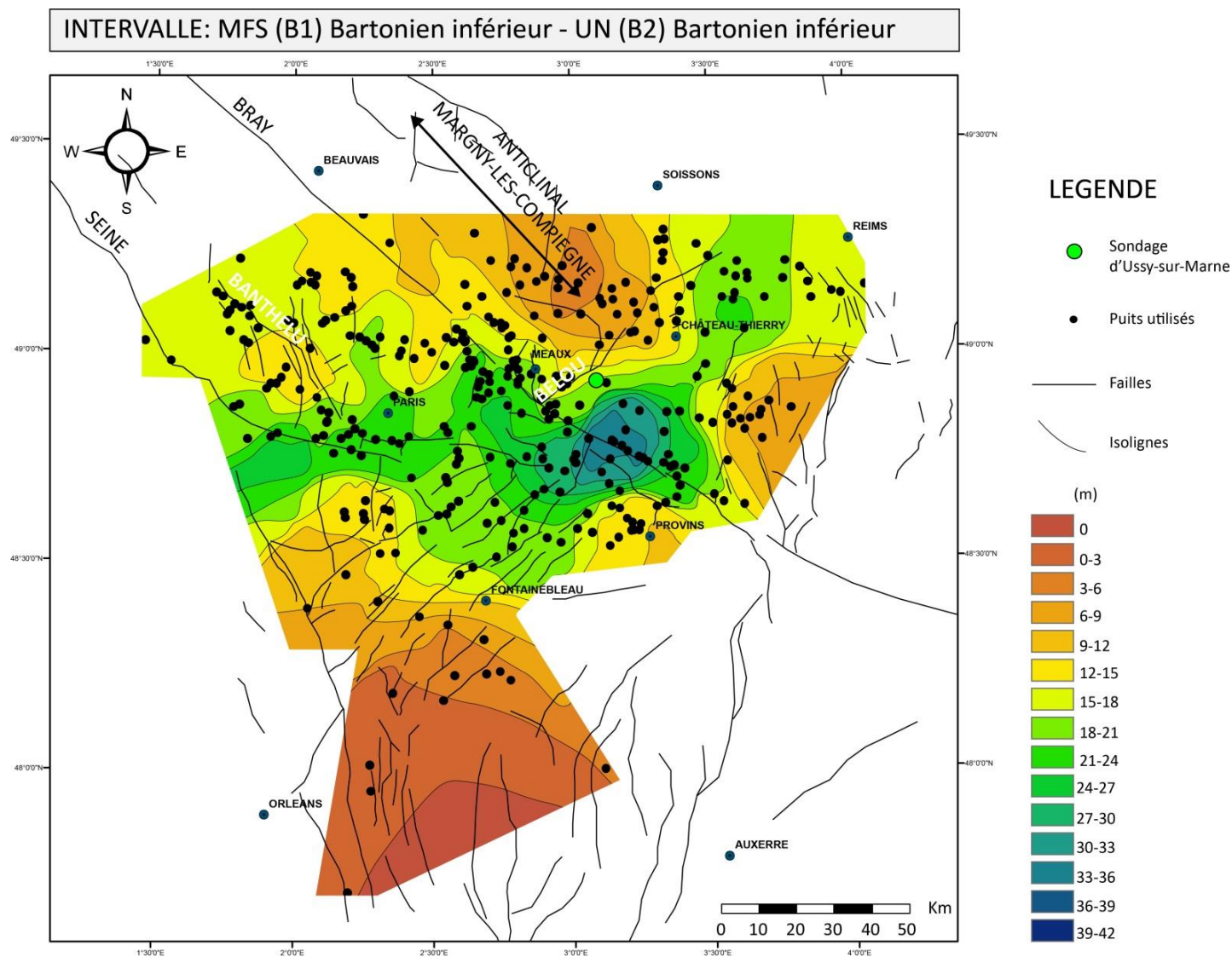


Figure 4.25 : carte des isopaques de l'intervalle Bartonien inférieur (B1 : Falun de Foulanges- B2 : base des Sables d'Auvers)

7. DISCUSSION ET CONCLUSION

7.1 EVOLUTION DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE LUTÉTIEN-BARTONIEN INFÉRIEUR

L'étude des coupes sédimentologiques, du forage carotté d'Ussy-sur-Marne et des géométries a permis de préciser les faciès sédimentaires et l'évolution de cette plate-forme.

Sur l'ensemble des coupes sédimentologiques, l'évolution de la plate-forme carbonatée présente la même évolution. Ces coupes montrent systématiquement les milieux les plus ouverts, de rampe dominée par la houle au Lutétien inférieur et les milieux les plus protégés, de lagon au Lutétien supérieur–Bartonien inférieur.

- **Au cours du Lutétien inférieur** (Glauconie Grossière et Calcaire à *Nummulites laevigatus*), la plate-forme carbonatée limitée à la partie Nord du bassin est essentiellement dominée par une dynamique de houle bien visible en domaine distal. Les dépôts proximaux (observés dans le forage d'Ussy-sur-Marne) sont constitués de faciès qui restent relativement ouverts. La partie Sud du bassin est quant à elle émergée (Figure 4.20). Ce profil correspond à une morphologie de rampe ouverte, non à faiblement protégée.
- A l'inverse, au cours du **Lutétien supérieur** (Calcaire à Miliolites et à Orbitolines), la dynamique de houle s'atténue et les processus tidaux sont dominants (faciès subtidaux, de *sand flat* et de *mixed flat*). Ces faciès tidaux s'inscrivent dans une tendance progradante et sont en grande partie (partie supérieure) contemporains des premiers faciès de lagon montrant un caractère franchement abrité en domaine proximal. Cette succession horizontale des faciès suggère un profil de rampe de plus en plus protégé, s'aplanissant au cours du temps. Cet aplanissement en outre bien visible dans les cartes d'isopaques de cet intervalle s'accompagne d'une transgression vers le sud. Cette période marque une transition progressive entre une morphologie de type rampe dominée houle et une morphologie de type "*flat topped platform*".
- **A la fin du Lutétien et au Bartonien inférieur** (Marnes et Caillasses inférieures, Falun de Foulanges et Marnes et Caillasses supérieures), la mise en place des faciès de lagon sur l'ensemble du bassin confirme l'aplanissement du profil. D'après les corrélations effectuées, ces dépôts sont de plus relativement isopaques. Ces caractéristiques mettent en évidence une morphologie de type "*flat topped platform*".

Cette évolution montre une transgression au Lutétien inférieur suivie par une grande tendance régressive jusqu'au Bartonien basal. Cependant, géométriquement (2D) les *onlaps* successifs montrent une inondation de plus en plus étendue du Lutétien inférieur au Bartonien basal. Cette inondation progressive, de plus en plus large semble être contrôlée par la subsidence du bassin.

7.2 PALEOGEOGRAPHIE DU LUTETIEN ET DU BARTONIEN INFÉRIEUR

La première séquence d'*onlap* (Glaucanie grossière et Calcaire à *Nummulites laevigatus*) est clairement limitée par la zone du Bray, marquant ainsi une limite paléogéographique nette. Ce n'est plus le cas pour le reste du Lutétien et du Bartonien inférieur. En effet, la deuxième et la troisième séquence d'*onlap* recouvrent largement la zone du Bray en accord avec les cartes paléogéographiques d'Abrard (1925). Ce n'est pas l'opinion de Gély (1996 et 2005) qui place la zone du Bray comme étant un domaine émergé de façon pérenne au cours du Lutétien. Pourtant, nos corrélations diagraphiques montrent que les épaisseurs et les électrofaciès de part et d'autre de la zone du Bray sont dans la plupart des cas identiques. En outre, la présence de foraminifères planctoniques (*Discorinopsis kerfonei*) dans le Falun de Foulanges proche (MFS-B1) de cette zone (bordure Nord du Bray : sondage du Tillet) suggère un domaine largement immergé. Un léger jeu syn-sédimentaire (sans émergence) de la faille du Bray est néanmoins supposé localement au nord-ouest de Paris. Une structuration de l'anticlinal de Margny-lès-Compiègne (nord-ouest du bassin de Paris) est néanmoins observée, mais uniquement au Bartonien inférieur et non au Lutétien comme l'a suggéré Gély (1996).

La carte des *onlaps* et les cartes des isopaques montrent clairement que la paléogéographie lutétienne est ouverte en direction du Nord. Cette hypothèse est également confirmée par la présence de grès marins lutétiens remaniés ou résiduels dans la zone de l'Artois et dans l'Avesnois (Labourguigne et *al.*, 1980). Ces dépôts seraient plutôt d'âge Lutétien inférieur selon Labourguigne et *al.*, 1980 (Figure 4.26)

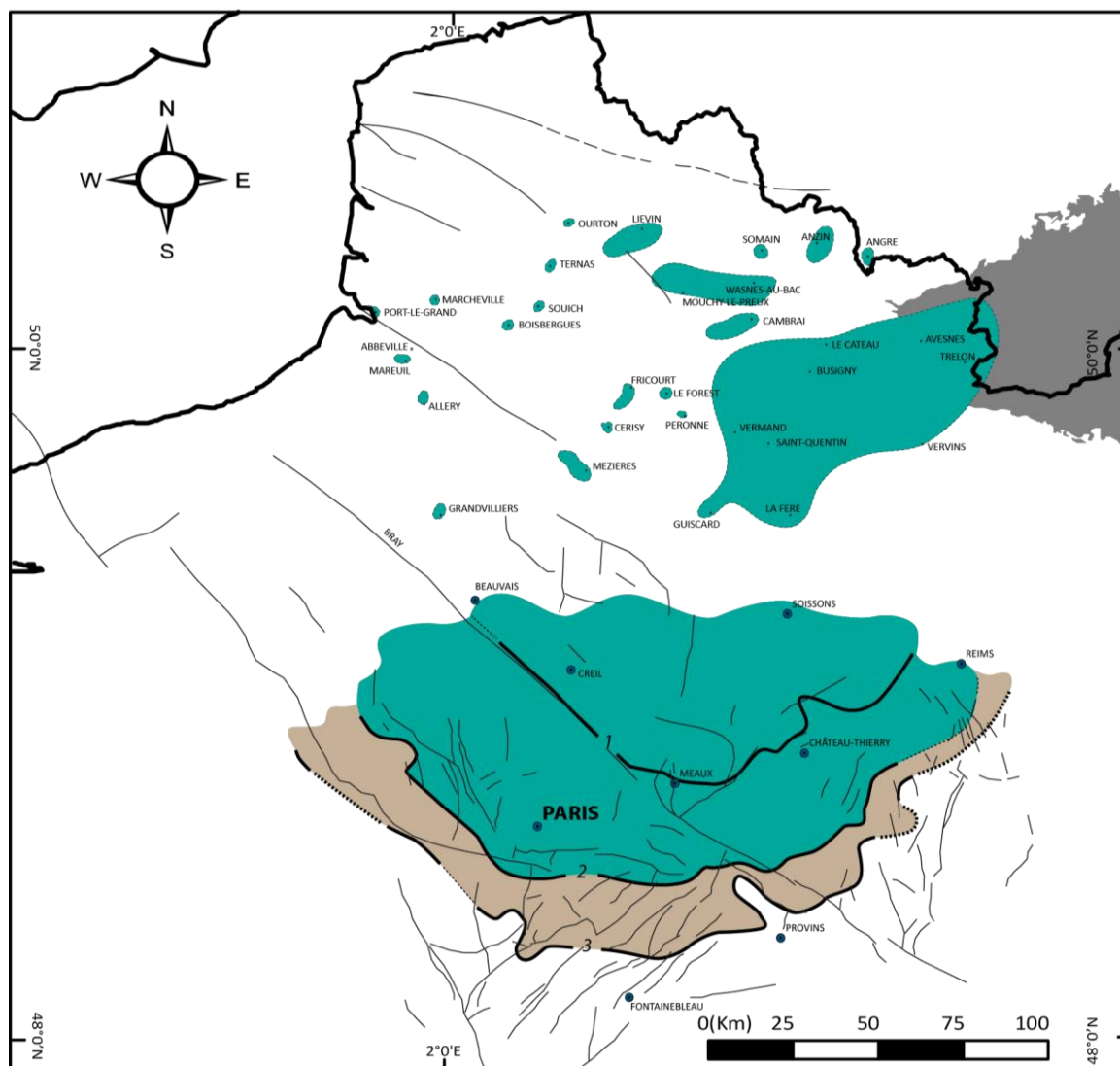


Figure 4.26 : Carte des grès marins remaniés ou résiduels dans l'Avesnois et sur la zone de l'Artois

Le dôme de l'Artois ne représente aucune limite paléogéographique au cours du Lutétien, contrairement à ce qu'avait soutenu Vandenberghe et *al.* (2004) et Labourguigne et *al.* (1980) pour la partie supérieure du Lutétien.

7.3 CADRE SEQUENTIEL

L'étude de coupes de terrain, du forage carotté d'Ussy-Marne, ainsi que l'analyse des géométries à l'échelle du bassin a permis de proposer un découpage hiérarchisé de cycles.

L'intervalle considéré (Lutétien inférieur à Bartonien inférieur) est compris entre deux discontinuités majeures (UN : L1 et B2) qui correspondent à (1) une surface d'émersion, (2) une surface d'érosion et (3) une surface de première inondation. Ce sont donc deux

limites de séquence majeures confondues avec une surface de première inondation (UN+MRS). Cet intervalle constitue donc un cycle majeur d'une durée d'environ 7 Ma, correspondant donc à un cycle de 2^{ème} ordre.

Dans cet intervalle, nous avons défini 3 cycles (CL1, CL2 et CB1) d'une durée de l'ordre de 2 Ma correspondant à des cycles de 3^{ème} ordre dont les surfaces majeures sont :

- MFS-L2 : Calcaire à *Nummulites laevigatus* (NP14b/NP15)
- MFS-L3 : Calcaire à Miliolites et à Orbitolines, (NP15)
- UN : A la base des Marnes et Caillasses (NP15)
- MFS-B1 : Falun de Foulanges (NP16)

Parmi les trois MFS, la MFS majeure au sens "bathymétrique" du terme (et non le maximum d'*onlap*) *i.e.* correspondant aux dépôts les plus ouverts et distaux se situe dans le Lutétien inférieur (MFS-L2).

Haq et *al.* (1988) et Gély (1996) ont également défini 3 MFS majeures, cependant le positionnement de ces surfaces diffère (Figure 4.27). Mais surtout à l'inverse de ces auteurs, aucune évidence d'émersion généralisée de la plate-forme n'est montrée dans cette étude (excepté pour les UN-L1 et UN-B1 qui encadrent cet intervalle). L'analyse séquentielle de Haq et *al.*, (1998) et surtout de Gély (1996) se basait sur l'application directe des concepts de limites de séquences marquées par une émersion de la plate-forme.

Ces concepts sont largement remis en cause depuis, et ne sont pas appuyés dans le cas présent par nos données de terrain.

7.4 FACTEUR DE CONTROLE : EUSTATISME VS. DEFORMATION

Sur l'ensemble des coupes sédimentologiques, la première MFS-L2 représente les environnements les plus ouverts, dominés par une dynamique de houle. La seconde MFS-L2 correspond à des environnements dominés par les processus tidaux et enfin la dernière MFS-B1 est enregistrée dans les faciès les plus internes, dans les environnements de lagon.

Au premier ordre, l'analyse de ces coupes sédimentologiques montre ainsi une tendance transgressive au Lutétien inférieur qui est maximale au cours de la MFS-L2, puis une grande tendance régressive interrompue par les deux dernières MFS-L3 et B1 au Lutétien supérieur-Bartonien inférieur.

La charte eustatique de Haq et *al.* (1987) montre la même tendance avec une transgression majeure au Lutétien inférieur suivie d'une grande tendance régressive. Les chartes de Van Sickel et *al.* (2004) et de Cramer et *al.* (2011) montrent également une tendance transgressive, mais qu'à partir du Lutétien moyen suivie d'une tendance régressive. Ces chartes diffèrent largement sur l'âge des événements (Figure 4.27). L'âge

des variations de la charte de Haq et al. (1987) étant calibré sur les affleurements du Lutétien du bassin de Paris, il semble normal que les tendances soient retrouvées.

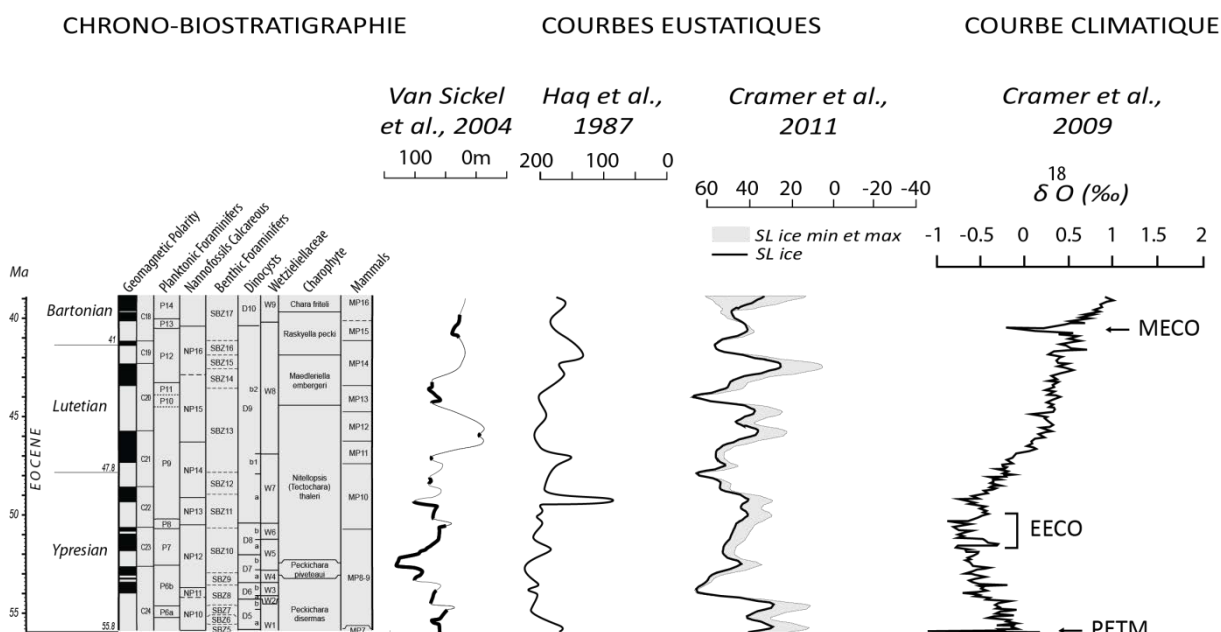


Figure 4.27 : Courbe climatique (Cramer et al., 2009) et chartes eustatiques (Van Sickle et al., 2004, Haq et al., 1987 et Cramer et al., 2011) recalées sur la charte biostratigraphique actuelle de Gradstein et al., (2012).

Si les chartes existantes montrent une tendance générale qui pourrait être comparée à celle que nous observons dans le Lutétien-Bartonien inférieur, l'expression de cette tendance enregistrée sur des coupes 1D ne correspond pas aux géométries observées.

En effet, à l'échelle de la séquence lutétienne-bartonien inférieur, la tendance générale lisible sur une verticale est contradictoire avec la géométrie d'ensemble. Les environnements les plus ouverts et distaux qui constituent la MFS majeure (MFS-L2) montrent l'extension géographique la plus faible, tandis qu'au-dessus de cette surface, dans une tendance à la diminution de profondeur s'observent les dépôts de plus en plus étendus

Il en résulte une incohérence entre les échelles eustatiques et l'évolution des bathymétries et des paléogéographies du bassin. La carte des *onlaps* côtiers successifs (Figure 4.20) montre (1) une inondation progressive du Sud vers le Nord au cours du temps et (2) une inondation maximale lors de la dernière MFS (B1 : Falun de Foulanges) d'âge Bartonien. Cette transgression majeure s'enregistre paradoxalement lors de la grande séquence régressive des Marnes et Caillasses.

La non-concordance entre l'évolution de la bathymétrie et l'extension de la zone de sédimentation montre une variation latérale du rapport A/S (Accommodation/Flux sédimentaire).

A l'intérieur du Lutétien, le premier *onlap* (L2) est contraint par une paléo-topographie héritée de la déformation de l'Yprésien supérieur liée à une première phase compressive pyrénéenne (Chap. 3). De ce fait, ce premier *onlap* est limité au Nord de la faille de Bray, où les faciès les plus distaux sont observés lors du cycle CL1. L'extension géographique de cet *onlap* est très restreinte liée à une pente élevée du profil (paléo-topographie héritée).

Les *onlaps* successifs (L3 et B1) montrent une transgression sur des zones qui étaient précédemment émergées témoignant d'une augmentation locale du rapport A/S dans un contexte où d'après l'enregistrement sur une verticale, ce rapport diminue à l'échelle du bassin (tendance à la diminution de profondeur). Ces *onlaps* côtiers successifs (L3 et B1) s'effectuent sans que des dépôts continentaux fluviaux ou lacustres soient préservés (*onlap*). Cette transgression ne peut donc être attribuée à une variation de flux sédimentaire, puisqu'en domaine émergé, le flux n'existait pas. Ceci suggère qu'en domaine continental (non encore ennoyé) l'espace d'accommodation était nul et qu'il est uniquement créé au cours de la transgression. Ces *onlaps* sont donc créés par une augmentation relative de la subsidence en domaine proximal.

Ces *onlaps* prennent place en même temps que les profils de dépôt successifs montrent un aplanissement de plus en plus marqué. L'installation de la *flat topped platform* isopaque en est le meilleur témoin. Cette transgression progressive en direction du Sud au cours du temps est donc liée à une augmentation de l'espace d'accommodation dans la partie proximale qui ne peut être liée qu'à une **subsidence progressive du bassin**. La flexure précédemment initiée à la limite Yprésien-Lutétien semble se relaxer permettant une plus large extension des inondations (L3 et B1) et le dépôt de faciès lacustres (Calcaires de Provins et de Morancez) sur la bordure Sud et Sud-Est du bassin (Abrard, 1925). Cette évolution sera rediscutée dans le chapitre 6.

Suite à cette transgression, la distribution des aires de subsidence change drastiquement avec une érosion majeure et une nouvelle déformation du bassin. Ce changement est mis en évidence sur la dernière carte (intervalle B1-B2) représentant les épaisseurs préservées de l'érosion bartonienne. Cette dernière carte d'isopaques, ainsi que le transect des géométries N-S montrent une inversion de la partie Nord du bassin de Paris. Cette inversion s'accompagne de l'apparition d'une flexure E-W (dépôt-centre orienté E-W), dont la longueur d'onde mesurée (entre les deux zones de plus faible préservation perpendiculairement à l'axe de la flexure) est égale à 150 km. Elle témoigne d'une phase de déformation majeure au Bartonien inférieur (NP16). La géométrie de cette flexure suggère clairement un axe E-W compatible à des contraintes N-S, comme nous l'avons montré pour la flexure de l'Yprésien supérieur (Chap. 3). En outre, cette phase de déformation enregistrée dans le bassin de Paris est contemporaine

de la phase orogénique majeure au front des Pyrénées (Vergés and Burbank, 1996 ; Mattauer et Henry, 1974).

Une déformation liée aux contraintes en bordures de plaque est évoquée ici, cependant les différents mécanismes possibles des déformations lithosphériques telles que la topographie dynamique (panache et convection mantellique) seront discutées dans le chapitre 6.

CHAPITRE 5 : LE BARTONIEN-PRIABONIEN- RUPÉLIEN DU BASSIN DE PARIS

Certaines figures de ce chapitre sont en anglais, car cette partie sera prochainement soumise à publication.

INTRODUCTION

Les dépôts du Bartonien, Priabonien et Rupélien sont compris entre la phase de déformation du Bartonien inférieur que l'on a attribuée précédemment au paroxysme de déformation pyrénéen et la lacune du Chattien. Cette dernière marque la transition entre une aire de sédimentation au Nord du bassin de Paris (Danien à Rupélien) et une aire de sédimentation au Sud (Miocène). Cette réorganisation complète du bassin, qu'elle soit due à une surrection de la partie Nord ou à une subsidence plus importante dans la partie Sud, reste énigmatique.

Cet intervalle de temps est aussi marqué par un refroidissement significatif, qui s'accélère nettement à la limite Priabonien-Rupélien (Zachos *et al.*, 2008 et Cramer *et al.*, 2009) correspondant à la première glaciation du Tertiaire. Ce refroidissement s'accompagne d'une baisse du niveau marin eustatique à long terme du Bartonien au Rupélien (Van Sickel *et al.*, 2004; Haq *et al.*, 1987; Cramer *et al.*, 2011).

Nous présenterons dans cette partie (1) les travaux des auteurs cités ci-dessus, (2) une analyse des faciès/électrofaciès, (3) un découpage séquentiel, (4) les géométries sédimentaires, et enfin (5) les cartes paléogéographiques et (6) d'isopaques.

1. ÉTATS DES CONNAISSANCES

La sédimentation de cet intervalle est silicoclastique au cours du Bartonien inférieur (Auversien) et du Rupélien (Sables de Fontainebleau) et carbonatée ou évaporitique du Bartonien supérieur (Marinésien) au début du Rupélien. Gély et Lorenz (1991) ont proposé un découpage séquentiel de cet intervalle. Delhaye-Prat *et al.* (2005) ont également défini un découpage séquentiel pour le Rupélien (formation des Sables de Fontainebleau). La chrono-bio-lithostratigraphie, ainsi que les découpages séquentiels proposés pour cet intervalle sont résumés dans la Figure 5.1.

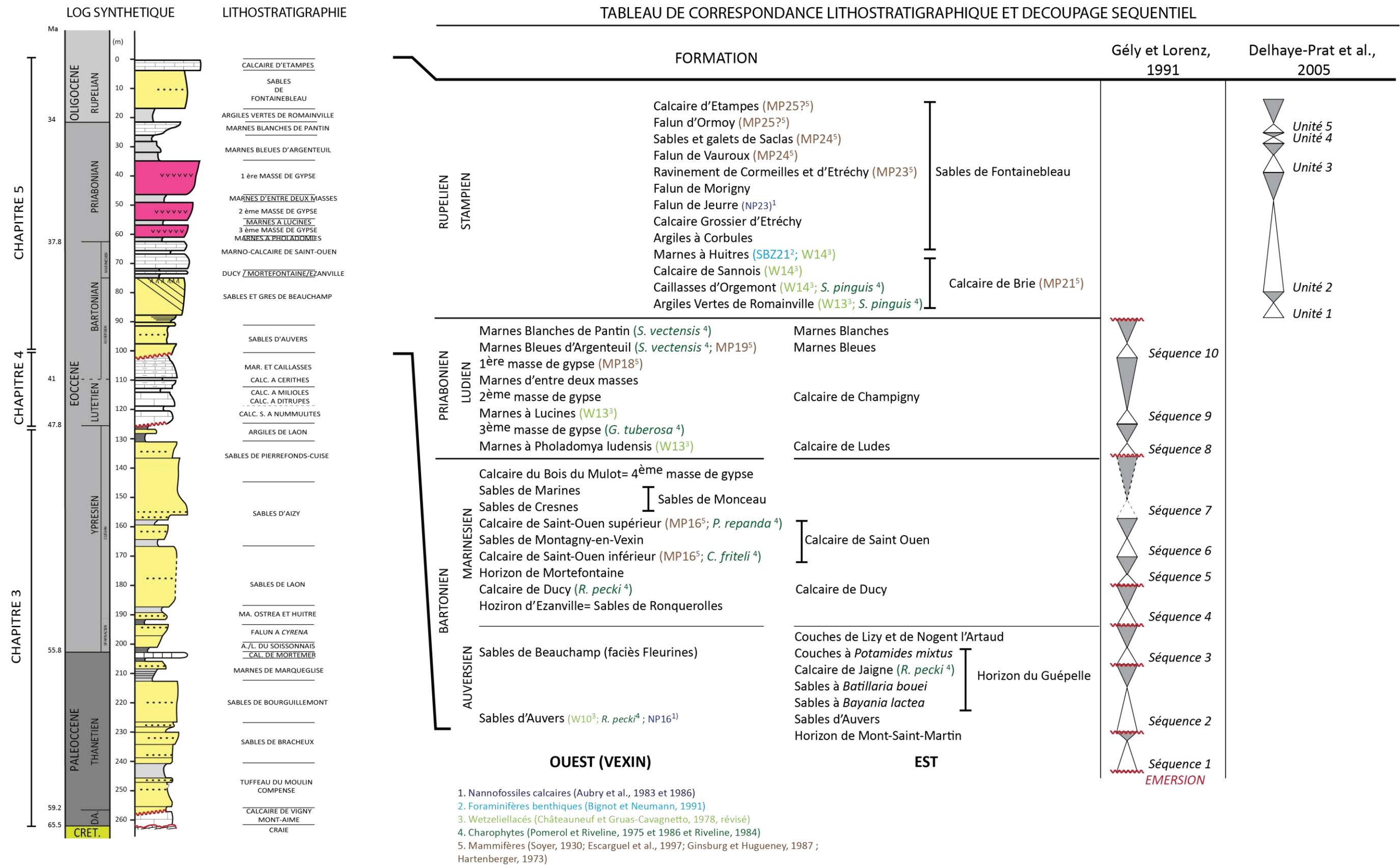


Figure 5.1 Coupe schématique et charte stratigraphique de l'intervalle Bartonien-Rupélien.

1.1 COUPE SYNTHETIQUE DE L'INTERVALLE ETUDIE

Nous proposons un log synthétique de la série barto-priabo-rupélienne dessiné à partir d'une diagraphie représentative de la partie Nord du bassin (Crouy-sur-Ourcq, au Nord de Meaux) (Figure 5.2). Les informations géologiques sont extraites des notices de carte géologique de cette zone (Meaux et Villers-Cotterêts au 1 : 50 000). Nous avons replacé chacune des formations citées et l'environnement de dépôt associé lorsque ce dernier était précisé (Figure 5.2).

Le Bartonien se compose de deux sous-étages locaux, l'Auversien silicoclastique et le Marinésien carbonaté. L'Auversien est caractérisé par des dépôts marins, éoliens, laguno-lacustres et par plusieurs paléosols. Le Marinésien est quant à lui essentiellement lacustre (Calcaires de Saint-Ouen). Le Priabonien (Ludien) est représenté par des marnes laguno-lacustres et des carbonates lacustres, mais qui peuvent se substituer à des dépôts évaporitiques (Masses de Gypse) en région parisienne. Enfin le Rupélien est caractérisé par des dépôts lagunaires à marins.

Contrairement à la série marinésienne, priabonienne et rupélienne, la série auversienne présente des géométries complexes et mal contraintes. En outre, elle regroupe plusieurs environnements de dépôts très différents (éoliens, marins, lacustres) et comporte une multitude de noms de formations et d'horizons (de souvent moins d'un mètre), souvent mal ou non datés. Nous avons repositionné sur la Figure 5.1 et sur la Figure 5.2 l'ensemble des unités lithostratigraphiques définies. Sur la Figure 5.2, nous avons regroupé les différents horizons définis sous deux ensembles principaux, les sables d'Auvers correspondant principalement à des dépôts marins, et les sables de Beauchamp correspondant à un ensemble relativement hétérogène constitués de dépôts marins, lacustres (carbonaté) et éoliens, à l'intérieur desquels de nombreux horizons à valeurs locales ont été définis.

Les différentes unités ont rarement fait l'objet de corrélations. Un schéma des géométries sur une distance de 20 km a été proposé par Labourguigne (1978) basé sur quatre affleurements (Figure 5.3). Les corrélations de ces formations reposent sur le contenu fossile et sur la lithologie. Ce schéma montre (1) des géométries complexes avec plusieurs passages latéraux de faciès et (2) la contemporanéité de certaines formations citées sur le log synthétique (*e.g.* Calcaire de Jaignes, Horizon du Guépelle, Sables d'Ermenonville).

Nous proposerons plus loin, dans ce chapitre un schéma de ces architectures sédimentaires et une harmonisation des différentes unités stratigraphiques sur la base de la reconstitution des géométries sédimentaires.

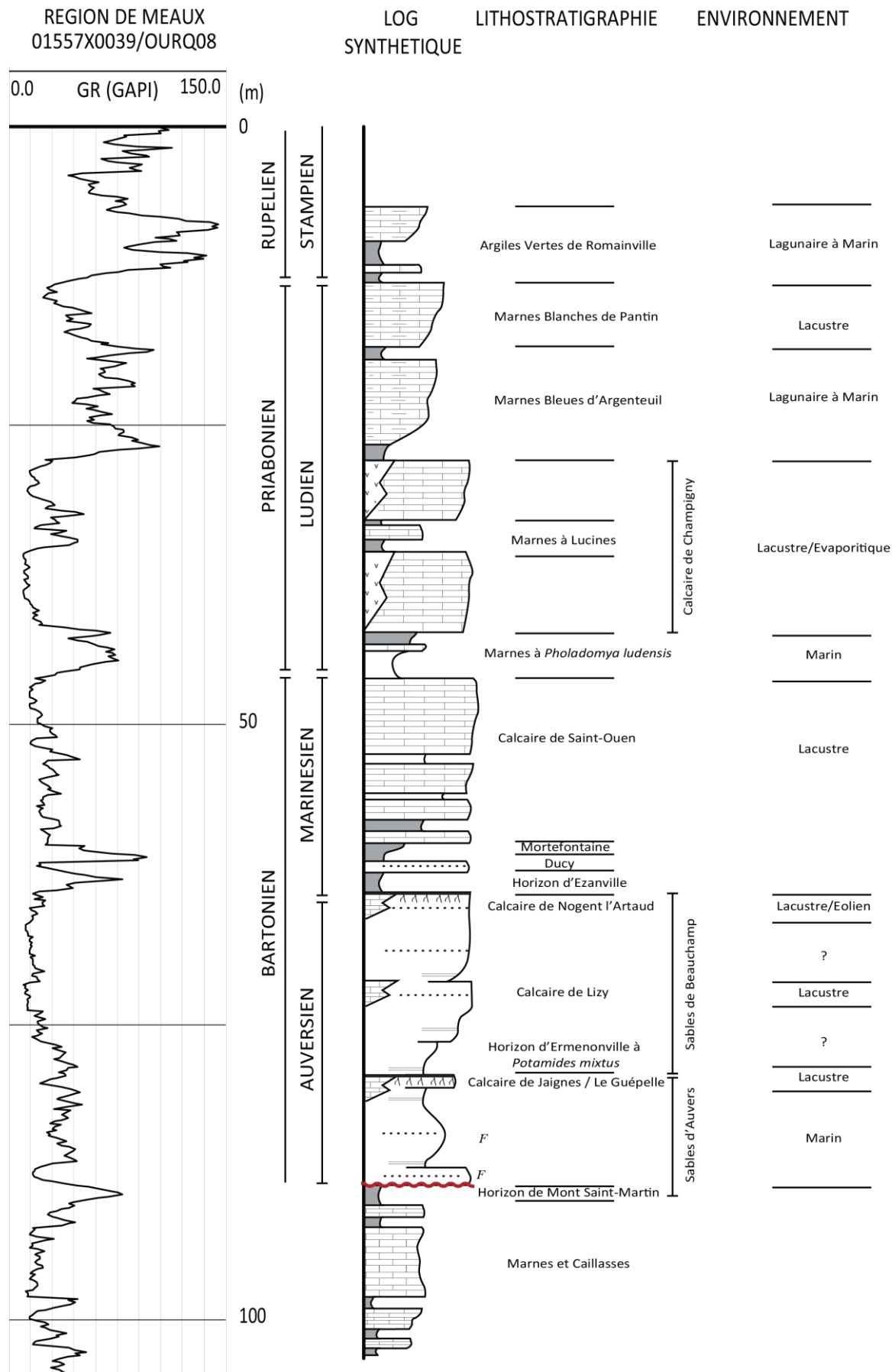


Figure 5.2: Coupe synthétique de l'intervalle Bartonien-Rupélien.

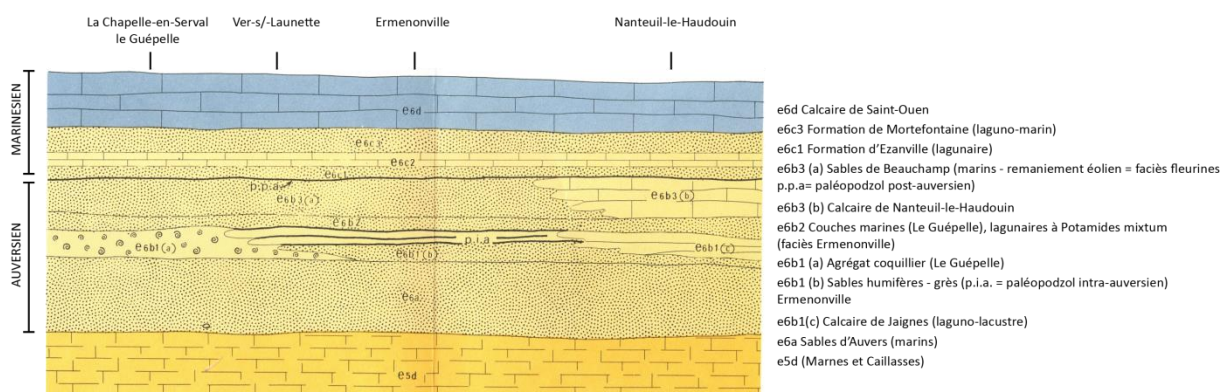


Figure 5.3 : Géométries des ensembles lithologiques des dépôts bartoniens de la région de Dammartin-en-Goële.

1.2 LES DIFFERENTS SCENARIOS STRATIGRAPHIQUES (CYCLES, SEQUENCES) ET PALEOGEOGRAPHIES ASSOCIEES

1.2.1 Scénario selon Gély et Lorenz (1991)

Gély et Lorenz (1991) proposent **10 séquences** de dépôts du Bartonien inférieur (sommet des Marnes et Caillasses) au sommet du Priabonien (Marnes Blanches de Pantin). 7 séquences appartiennent au Bartonien (3 dans l'Auversien, 4 dans le Marinésien) et 3 séquences au Priabonien.

Gély et Lorenz (1991) ont identifié de nombreuses discontinuités entre chaque séquence et ont postulé pour chacune de ces lacunes une émergence du bassin de Paris. Leurs travaux sont basés sur la littérature et sur les données de terrain, autrement dit sur des affleurements en bordures du bassin non représentatifs de l'ensemble du bassin et dont le positionnement est rarement précisé.

Séquence 1 - Bartonien (Auversien) - Elle s'exprime par la mise en place de marnes sableuses à faune euryhaline qui reposent sur les Marnes et Caillasses à faciès de lagon. Ces marnes sableuses représentent la MFS de ce cycle. Elles sont cependant intercalées dans des niveaux lacustres à lagunaires (L. et J. Morellet, 1948 ; Pomerol, 1965). Cette MFS ne semble pas être majeure. Ce cycle se termine par des marnes ligniteuses à faune laguno-lacustre marquant le début d'une régression. Ce cycle souvent érodé est préservé que localement.

Séquence 2 - Bartonien (Auversien) - Elle est enregistrée dans les Sables d'Auvers et du Guépelle, transgressifs à chenaux de marées (L et J. Morellet, 1948). La MFS de ce cycle est (de façon surprenante) placée dans un niveau calcaire marin (présence de *Nummulites variolarius*) au sein de calcaires lacustres. Cette séquence se termine par des dépôts laguno-lacustres (Calcaire de Jaignes) et par un paléosol (Pomerol, 1965).

Séquence 3 - Bartonien (Auversien) - Elle débute par les Sables de Beauchamp correspondant à des grès de plage. La MFS est attribuée à la partie inférieure des Sables

de Beauchamp. Le cortège progradant s'exprime par un paléosol et des reprises éoliennes correspondant aux Sables de Fleurines (Pomerol, 1965) et au sommet de cette séquence.

Séquence 4 - Bartonien (Marinésien) Cette séquence n'est pas clairement définie : elle débiterait par des sables à faune marine (Sables d'Ezanville ?). "Ces sables présenteraient une évolution lithologique et faunistique qui souligne la présence d'un cortège transgressif" (Gély et Lorenz, 1991). Cette séquence se continue par des carbonates lacustres (Calcaire de Ducy) et semble s'achever par une émergence.

Séquence 5 - Bartonien (Marinésien) - Le cortège rétrogradant repose sur une surface d'érosion et s'exprime dans l'horizon de Mortefontaine à faune marine, dans lequel se situe la MFS. Le cortège progradant est caractérisé par des calcaires lacustres et des pseudomorphoses de gypse correspondant au Calcaire de Saint-Ouen inférieur.

Séquence 6 - Bartonien (Marinésien) - Cette séquence débute par une surface d'érosion et par le dépôt de sables marins (*Nummulites variolarius*) grossiers (Sables de Cresnes/Sables de Monceau) contenant des éléments du Sénonien et des minéraux lourds du Wealdien provenant du pays de Bray apparemment émergé et érodé (Blondeau et al., 1964). Le cortège progradant est représenté par des carbonates lacustres (Calcaire de Saint-Ouen supérieur).

Séquence 7 - Bartonien - (Marinésien) - Cette séquence semble être caractérisée par des sables marins (Sables de Marines) qui deviennent progressivement azoïques. Cette séquence se terminerait par une émergence généralisée du bassin de Paris selon Gély et Lorenz (1991).

Séquence 8 - Priabonien - Les faciès transgressifs correspondent aux Marnes à *Pholadomya ludensis* contenant une faune marine, néanmoins adaptée aux dessalures. La phase progradante serait enregistrée par la 3^e masse de gypse mis en équivalence avec les Calcaires de Champigny de la région parisienne.

Séquence 9 - Priabonien - Des marnes à « faune euryhaline appauvrie » (Marnes à Lucines) enregistrent la phase transgressive. Cette séquence se termine par la 1^{re} masse de gypse.

Séquence 10 - Priabonien - Les Marnes Bleues d'Argenteuil laguno-marines (Châteauneuf et Trauth, 1970) qui reposent sur la 1^{re} masse de gypse caractérisent la phase transgressive de cette séquence. La présence de sables dans ces marnes indiquerait selon Gély et Lorenz (1991) que le Bray serait émergé au moment de leur dépôt. Cette séquence se termine par des marnes lacustres (Marnes de Pantin) et par la présence d'un paléosol sommital (Cavelier et Pomerol, 1979).

Paléogéographie

Huit cartes paléogéographiques à chaque maximum transgressif sont proposées pour cet intervalle de temps (Bartonien-Priabonien) excepté pour les séquences 1 et 10 (Figure 5.4).

La paléogéographie proposée par Gély et Lorenz (1991) montre pour la **séquence 2** une ouverture du bassin vers le Nord-Ouest de part et d'autre du Bray émergé. Les dépôts marins (Sables d'Auvers et du Guépelle) contourneraient la structure du Bray entourée de faciès lagunaires. Cet environnement marin est entouré par un domaine saumâtre à lacustre (Calcaire de Jaignes) dont la contemporanéité n'est pas démontrée. Ces dépôts saumâtres à lacustres sont limités au Sud par l'anticlinal de la Remarde. La carte de la **séquence 3** est semblable à la première, néanmoins la transgression (Sables de Beauchamp) est nettement moins importante. Les quatre cartes suivantes, correspondant aux MFS des **séquences 4, 5, 6 et 7**, montrent un bassin beaucoup plus étroit, toujours ouvert vers le Nord-Ouest via le compartiment Sud de l'axe du Pays de Bray. Le compartiment Nord serait quant à lui à l'émersion à partir du Marinésien (Bartonien supérieur) sur la base des minéraux lourds wealdiens attribués au Pays de Bray (Blondeau et *al.*, 1964). Parmi ces quatre MFS, la majeure est enregistrée par l'horizon de Mortefontaine (séquence 4). La carte paléogéographique de la **séquence 8** montre un bassin très étroit orienté E-W au nord de Paris. Cet environnement marin (Marnes à *Pholadomya ludensis*) attribué à un littoral est entouré de part et d'autre, au Nord et au Sud par des faciès lacustres. Enfin, un net changement paléogéographique s'effectue lors de la **séquence 9** avec une ouverture du bassin vers le Nord. Les dépôts sont essentiellement saumâtres (Marnes à Lucines) et lacustres (Calcaire de Champigny).

Gély et Lorenz (1991) montrent que l'extension maximale des dépôts marins se produit au Bartonien (Sables d'Auvers). L'orientation du bassin quasiment toujours dirigée vers le Nord-Ouest suggère que le domaine de l'Artois ait pu former une barrière paléogéographique. Ils suggèrent également que le pays de Bray, ainsi que l'anticlinal de la Remarde sont des structures actives presque tout au long du Bartonien et du Priabonien. Cependant ces interprétations ne sont pas toujours étayées d'observations décrites.

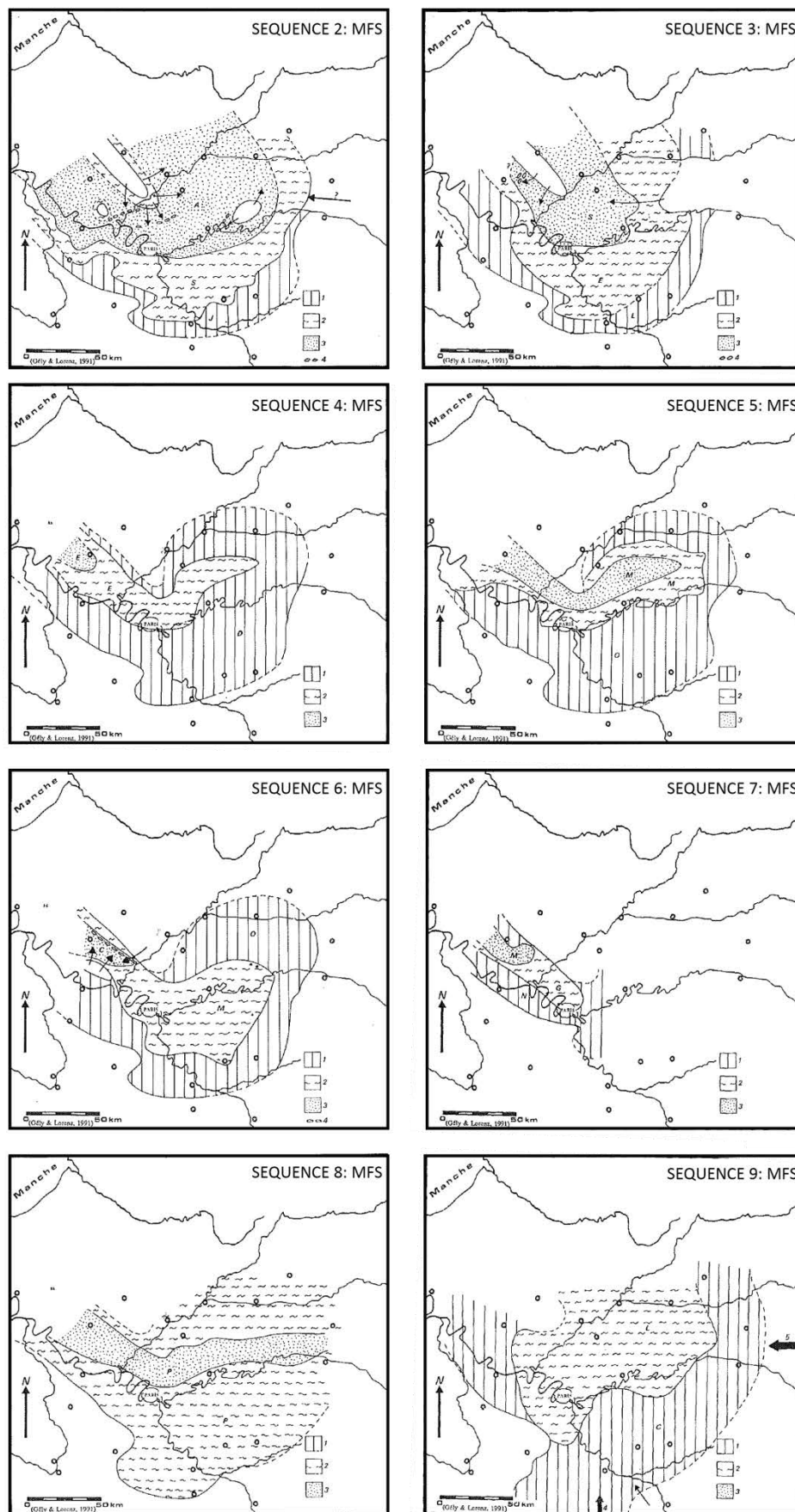


Figure 5.4 : Paléogéographie des séquences successives du Bartonien au Priabonien selon Gély et Lorenz 1991.

1.2.2 Scénario selon Delhay-Prat et al. (2005)

Pour le Rupélien, les dernières séquences décrites sont extraites des travaux de Delhay-Prat et al. (2005). Son découpage séquentiel est basé sur une analyse de faciès sur affleurements (1D) validé par des géométries (2D) intégrant une corrélation des données de sub-surface (Figure 5.5). Sa zone d'étude est par contre très locale : elle s'étend du nord-ouest de Paris à Etampes.

Les unités séquentielles

Unité 1 – Rupélien - Cette unité se situe entièrement à l'intérieur des Argiles Vertes de Romainville. Le cortège rétrogradant de cette unité est exprimé dans les Glaises à Cyrènes (partie inférieure des Argiles Vertes de Romainville) qui reposent sur les Marnes de Pantin lacustres (séquence 10 de Gély et Lorenz, 1991). Le sommet des Glaises à Cyrènes correspond à un environnement de lagune externe, où la faune marine est plus diversifiée (mollusques et foraminifères). La MFS se situe dans ces derniers niveaux. Le cortège progradant est enregistré par un niveau lacustre (Calcaire de Brie) situé dans la partie supérieure des Argiles Vertes de Romainville.

La formation des Sables de Fontainebleau :

Unité 2 – Rupélien - Cette unité contient deux séquences. Le cortège transgressif de la première unité s'exprime dans les caillasses d'Orgemont (lagune interne) et les Calcaires de Sannois. La MFS se situe dans les Calcaires de Sannois (lagune externe protégée). Le cortège régressif s'exprime dans les Marnes à Huîtres inférieures (la MRS est située dans un niveau à Hydrobies lacustre). Le cortège rétrogradant de la seconde unité s'exprime dans des faciès de lagune externe des Marnes à Huîtres et par le passage aux Argiles à Corbules et au Calcaire grossier d'Etrechy. La MFS est située dans la Lumachelle à Glyciméris à la base de la formation des Sables de Fontainebleau. Le cortège progradant est mal préservé, car en partie érodé sous le ravinement transgressif (SB+FS) de Cormeilles ou d'Etrechy. Les unités suivantes se développent à l'intérieur des Sables de Fontainebleau.

Unité 3 – Rupélien - Le cortège rétrogradant est défini entre le ravinement transgressif et des sables à rides et à mamelons de houle (avant plage médiane à inférieure) qui constituent la MFS. Le cortège progradant se termine par le ravinement de Saclas correspondant à une plage à galets. Ce ravinement marque la fin de la progradation.

Unité 4 – Rupélien - Au-dessus du ravinement de Saclas, les faciès sont purement tidaux, avec la mise en place d'une zone intertidale. Ces faciès intertidaux évoluent vers des faciès de plage dominés par la houle, représentant la fin du cortège rétrogradant, dont la MFS se situe dans des dépôts de tempêtes. L'installation de faciès de plage puis d'arrière-plage constitue le cortège progradant de cette unité.

Unité 5 – Rupélien - Au toit des faciès de plage et d'arrière-plage, un système de dunes éoliennes (Sables de Fontainebleau au s.s.) se met en place. Ces dunes sont scellées par le Falun d'Ormo y à faciès marin restreint. Le cortège rétrogradant s'achève par ce dépôt marin qui permet de préserver les dunes. Le cortège progradant est enregistré par un retour à l'installation de dunes éoliennes scellées par le Calcaire d'Etampes, lacustre représentant la MRS de cette unité.

Paléogéographie: (Figure 5.6)

Unité 1 – Rupélien - Cette carte regroupe l'unité complète (TST+HST). Elle montre un domaine marin ouvert vers le Nord. La structure du Bray ne semble pas jouer un rôle dans la paléogéographie lors de l'unité 1. Ce n'est pas le cas pour l'anticlinal de la Remarde et son prolongement qui forme une limite paléogéographique entre un domaine de lagune externe au Nord et un domaine lacustre au Sud.

Unité 2 – Rupélien - L'ennoiement est très étendu et dépasse largement l'anticlinal de la Remarde, qui représente cependant une limite paléogéographique entre un domaine ouvert (Sables de Fontainebleau) et un domaine littoral de plage et d'arrière-plage. La transgression de la base des Sables de Fontainebleau s'étend au Sud jusqu'à Etampes. Au cours du cortège progradant, la paléogéographie est très fermée, des sables d'avant-plage progradent depuis le Sud en direction du Nord et de l'Est, individualisant la ride de Menne cy et depuis l'anticlinal du Bray du nord vers le sud. La progradation des faciès d'avant-plage a pour effet de créer une passe (passe de Marcoussis) entre l'anticlinal de la Remarde et la ride de Menne cy. La paléogéographie est désormais ouverte en direction du Nord-Ouest.

La fin de l'unité 2 marque une structuration du bassin de Paris avec l'apparition des structures du Bray et de la Remarde.

Unité 3 – Rupélien - La transgression suivante a pour effet d'éroder une partie des dépôts sur l'anticlinal de la Remarde (ravinement d'Etrechy). L'ennoiement recouvre l'anticlinal de la Remarde et correspond à la seconde transgression sur cette zone. Cette transgression occupe en revanche une aire nettement moins importante que celle de l'unité 2. La partie Sud-Est du bassin de Paris est un domaine de replat de marée, tandis que le Nord est un domaine d'avant-plage.

Unité 4 – Rupélien - Le cortège transgressif de cette unité est représenté en carte ; elle montre un domaine plus homogène que l'intervalle précédent. L'anticlinal de la Remarde est scellé par des dépôts de replats de marée qui envahissent l'ensemble du bassin, tandis que la partie Sud du bassin voit une sédimentation éolienne et lacustre.

Unité 5 – Rupélien - Cette carte montre l'avancée en direction du Nord, du système éolien précédemment initié, et qui s'étend sur l'ensemble du bassin, et un domaine lacustre qui persiste au Sud et prograde également en direction du Nord.

Delhaye-Prat et al. (2005) ont montré que la MFS majeure du Rupélien est enregistrée au cours de l'unité 2 (base des Sables de Fontainebleau). Ils ont également montré une déformation de courte longueur d'onde avec la réactivation des différents anticlinaux à la fin de l'unité 2 qui sont scellés par les dépôts de l'unité 3. Cette phase de déformation de courte longueur d'onde se produit aux alentours de 31 Ma (Rupélien moyen).

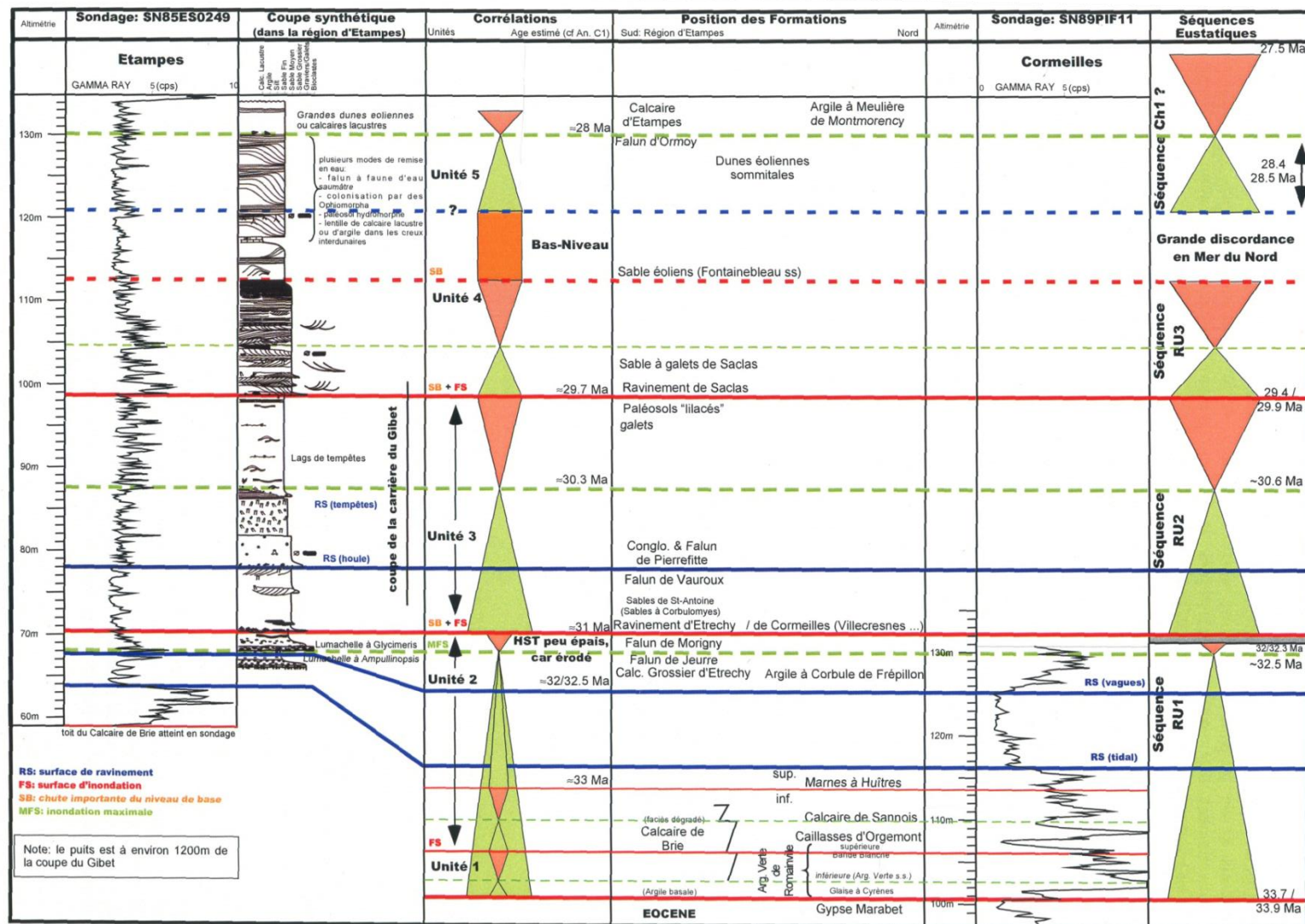


Figure 5.5 : Coupe synthétique et découpage séquentiel du Rupélien (Delhaye-Prat et al., 2005)

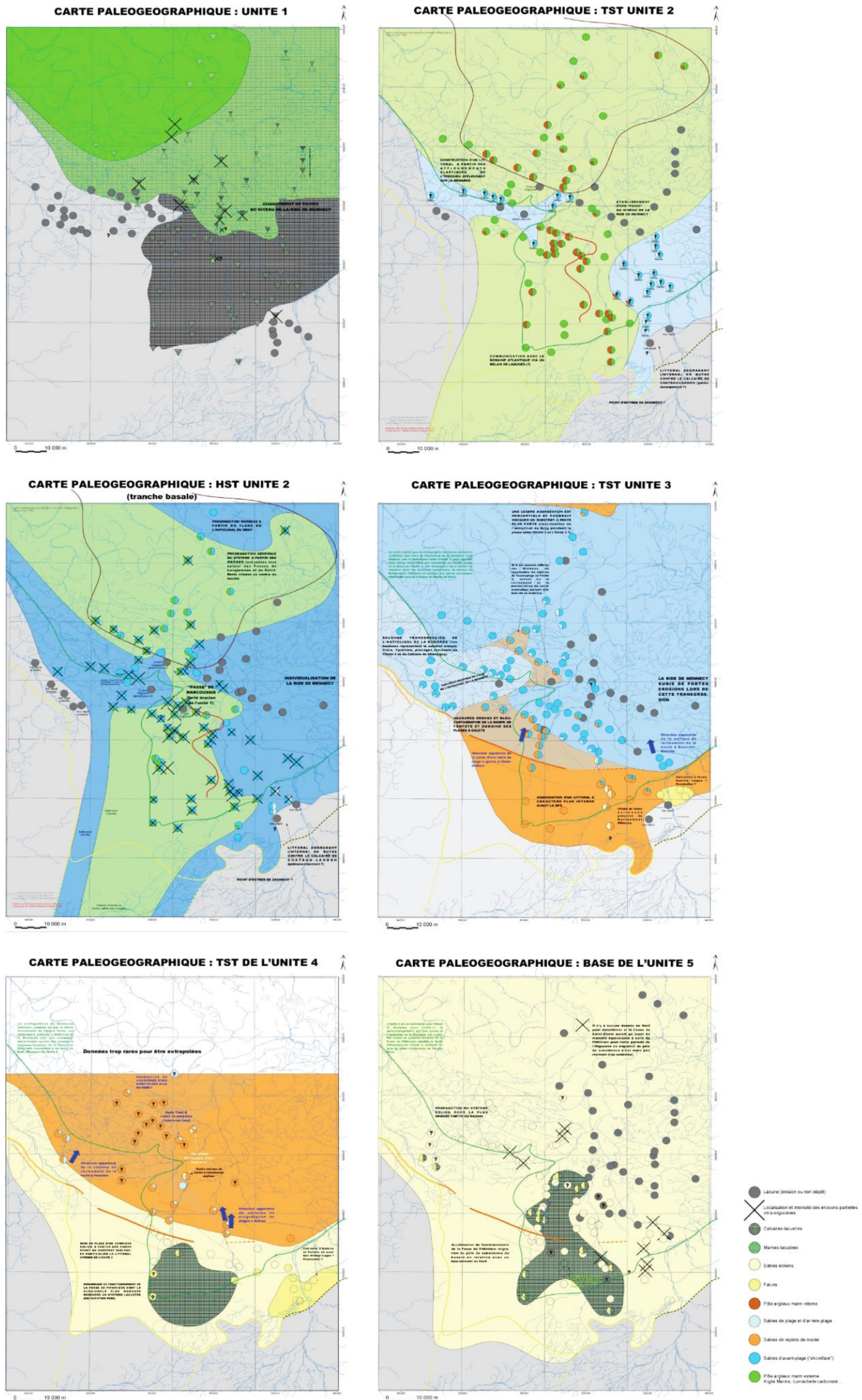


Figure 5.6 : Cartes paléogéographiques successives du Rupélien (Delhaye-Prat et al., 2005).

2. ANALYSE DE FACIÈS ET ÉLECTROFACIÈS ASSOCIÉS

2.1 FACIES : DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION

Nous avons défini plusieurs faciès répartis selon 5 environnements de dépôt. Les caractéristiques de chaque faciès sont résumées dans le tableau (Figure 5.7) ci-après et illustrées sur les planches de photos (Figure 5.8 à Figure 5.18)

Les faciès marins ouverts sont rencontrés dans les sables bartoniens.

2.1.1 Environnement marin ouvert à littoral dominé "vague"

(Figure 5.8, Figure 5.9 et Figure 5.10)

F1 – Shoreface moyen à inférieur : ce faciès est caractérisé par un sable moyen, très bien trié, légèrement bioturbé à Ophiomorpha. Les structures sédimentaires telles que des HCS (Harms et al., 1975) et SCS (Leckie et Walker, 1982) avec de nombreuses bases érosives à accumulation bioclastique sont caractéristiques d'un environnement côtier dominé "vague". Ce faciès se situe entre la côte et la limite d'action des vagues de beau temps (Walker et Plint, 1992; Reading et Collinson, 1996) les HCS et les SCS (photo 2 et 3), ainsi que les bases érosives (photo 4) résultent des évènements de tempête.

F2 – Faciès de barrière : ce faciès est caractérisé par des clinofformes pluri-métriques, entre des faciès de type *shoreface* inférieur (sableux très bioturbés à rides de houle) vers des faciès sableux plus propres (plage ? non observable). Ces faciès mis en place sous une dynamique de houle, et associés à des dépôts lagunaires, sont interprétés comme des faciès de barrière haute énergie (photo 6 et 7). Cette association avec les faciès lagunaires suggère un profil de type "lagon-barrière ou estuaire dominé houle (estuaire barré)".

F3 – Plage et zone de déferlement : il s'agit d'un sable moyen également bien trié faiblement bioclastique pouvant contenir quelques galets de silex. Ces sables sont laminés à faible angle (photo 8, 9, 10 et 11), parfois déstructurés par des traces de racine ; ce faciès correspond à un faciès de plage (Harms et al., 1975). En dessous de ces lamines, des rides asymétriques d'angle variable contenant des lentilles de galets et de bioclastes sont présentes marquant la base de surfaces érosives. Ces structures sédimentaires correspondent à des *ridges and runnels* (Hunter et al., 1979 et Dabrio, 1982) enregistrant le déferlement des vagues, à la transition entre la plage et le *shoreface* (Harms et al., 1975).

2.1.2 Environnement marin ouvert dominé "tidal"

(Figure 5.10 et Figure 5.11)

Les faciès montrant une dynamique tidale sont caractéristiques de faciès estuarien. Ils sont classifiés suivant leur position à l'intérieur de l'estuaire en suivant les classifications de Dalrymple et Choi (2007). Nous avons identifié des faciès situés dans la

zone axiale du chenal (F4 à F8 ; subtidaux de F4 à F6) et des faciès situés sur la zone de *flat* (F9) (replat de marée).

F4 à F7 – Estuaire externe à médian : ils correspondent à une partie externe de l'estuaire. Les faciès grossiers **F4** associés à une dynamique de houle sont interprétés comme la partie la plus externe de l'estuaire (photo 12 et 13). Les faciès F5 à F7 correspondent à des barres tidales, dont les dynamiques traduisent des positions différentes à l'intérieur de l'estuaire. Les faciès **F5** qui correspondent à des empilements pluri-métriques de mégarides unidirectionnelles (photo 14), avec peu de réactivations internes correspondent à des grandes barres tidales (*Elongate tidal bars* ; Dalrymple et Choi., 2007 ; Dalrymple et Rhodes., 1995) situées dans une position relativement externe de l'estuaire. Les faciès **F7** montrent au contraire une forte bidirectionnalité (avec de possibles *herringbones*) donc sans individualisation de chenaux de marées (photo 17) ; les courants tidaux y sont plus forts comme en témoignent les nombreuses figures de réactivations observables (traduisant la *tidal maximum zone* de Dalrymple et Choi., 2007) (photo 18, 19). La bioturbation (Ophiomorpha) montre des conditions marines. Les drapages argileux sont fréquents. Ces faciès sont interprétés comme d'estuaire médian. Les **faciès F6** composés de grandes dunes métriques (photo 15 et 16) (Type II de Allen, 1980) avec quelques surfaces de réactivation (*compound dunes*) correspondent vraisemblablement à des dépôts intermédiaires entre F5 et F7.

2.1.3 Environnement d'estuaire médian à interne

(Figure 5.12 et Figure 5.13 et Figure 5.14)

F8– Estuaire médian :

Les faciès F8 sont composés essentiellement de mégarides individuelles de taille décimétrique traduisant des hauteurs d'eau relativement faibles et une absence de chenalisation. Le flot est préférentiellement enregistré. Les rides de houle (photo 32) sont fréquentes. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts relativement internes de l'estuaire médian. Trois sous-faciès sont différenciés, un faciès **F8a** présentant en plus des caractéristiques précédentes une évidence d'activité de tempête (bases érosives, et petites HCS) est le plus ouvert (photo 22 et 23) ; un faciès **F8b** ne présentant que les caractéristiques générales (photo 24, 25) et un faciès **F8c** souvent associé à F8b présentant des chenalisations, des accrétions latérales importantes (*point bar*) et des dépôts de crue (Allen et Duffy, 1998), caractérisés par des sables argileux moins bien triés à rides chevauchantes (photo 31) (Braudrick et al., 2009). La dynamique de crue enregistrée, ainsi que la faible taille et le caractère méandrique de ces chenaux (photo 27 et 29) suggère une position relativement interne, proche de l'estuaire interne et à proximité de la zone de transition fluvial-tidal de Dalrymple et Choi (2007). La limite externe est positionnée à la fin de l'influence fluviale dans une zone où les chenaux passent progressivement de méandrés à droits.

F9- Estuaire médian à interne :

Les faciès F9 ne sont pas des faciès qui peuvent être uniquement rencontrés dans la zone axiale de l'estuaire. Les faciès **F9a** présentent des caractéristiques de *sand flat*, à lamines planes dominantes et à très faible bioturbation (photo 33 et 34). Tandis que les faciès **F9b** très bioturbés (photo 35), dans lesquels s'enregistrent et se préservent des rides de courant drapées (photo 36) montrent une énergie plus faible suggérant une partie plus haute (intertidale) qui pourrait marquer une transition avec un *mud flat*. On notera l'absence de ces derniers faciès qui s'associent avec le caractère relativement peu argileux de l'ensemble du système.

F10- Estuaire interne : ce faciès est très grossiers méandriformes, contenant des bioclastes dans leur partie supérieure sont interprétés comme des dépôts d'estuaire interne fortement marqués par la dynamique fluviale.

2.1.4 Environnement marin restreint

(Figure 5.15 et Figure 5.16)

F11 - Baie : ce sont des alternances d'argiles et de silts, bioturbées (terriers horizontaux) contenant essentiellement des huîtres et des gastéropodes d'eau saumâtre (photo 40, 42). Ces derniers peuvent être en position de vie (*e.g.* bio-construction à huîtres) ou brisés et remaniés à la base de surfaces d'érosion, de type *scours*. Ces observations indiquent un environnement calme de baie occasionnellement affectée par des épisodes de tempêtes (photo 38 et 41). Ces faciès sont rencontrés dans les Marnes à Huîtres, les Marnes Bleues d'Argenteuil, possiblement dans les Marnes à *Pholadomya ludensis* non observées sur le terrain.

F12 - Sebka, lac évaporitique et rampe interne (Figure 5.15): ce faciès représente des alternances de gypses (F12a) (photo 43, 44) et de marnes azoïques (F12b), plus ou moins dominantes, avec quelques niveaux de silts. Ces faciès représentent des environnements de sebka (gypse) et de rampe interne ou de lagon (marne). De rares rides symétriques et polygonales d'interférence (photo, 45, 46) sont observées dans les niveaux de silts témoignant d'une influence de la houle en domaine peu profond.

2.1.5 Environnement continental

(Figure 5.13, Figure 5.14 et Figure 5.15)

F13 - Lacustre : ce faciès est caractérisé par un calcaire à texture *mudstone* ou par des marnes. Ils contiennent des huîtres d'eau douce, des gastéropodes et des charophytes de milieu lacustre (photo 47, 48, 49).

F14 - Paléosol : il s'agit de grès silicifiés ou de sables fins à moyens à traces de racine (photo 50, 51, 52 et 53).

F15a et b - Dune éolienne et lac d'inter-dune : ce faciès correspond à un sable très fin. Il présente de grandes stratifications obliques arquées (3D) ou planes (2D) (h: pluri-

métriques; λ : pluri-centimétriques), dont l'angle des stratifications est élevé (photo 54). La structure interne s'organise en alternance de lamines (structure d'avalanche) *grainfall* et (structure d'écoulement) *grainflow* (Hunter, 1977 ; Kocurek et Dott, 1981) incluant des surfaces de réactivation générées par le dépôt de *grainflow* (photo 57). Ces critères sont typiques des dunes éoliennes. Des lamines planes ou à angle faible sont observées et fréquemment associées aux dunes éoliennes (photo 55). Nous attribuons ce faciès à des *sand sheet*. Ces dunes éoliennes sont séparées par un faciès de sable fin bioturbé sans structure apparente, que l'on attribue à des faciès de lac d'inter-dune : F15a.

CHAPITRE 5 : LE BARTONIEN-PRIABONIEN-RUPÉLIEN DU BASSIN DE PARIS

Facies	Lithology and content	Structures	Bioturbation	Fossils	Process of formation Interpretation	
OPEN MARINE WAVE-DOMINATED	F1	-Medium-grained well-sorted sands. -Some bioclastic layers mainly composed of gastropods and bivalves.	-Sharp-based with bioclasts accumulations -Compound sets of curving laminations with both convex-up and concave-up sectors (undulatory laminae). Sets intersect one another at low angles (internal truncations and draping laminae). Pluri-metric order wavelength. These structures correspond to HCS (Hummocks Cross Stratification) and SCS (Swaley Cross Stratification) with erosive swales	Slightly (Ophiomorpha)	Gastropods and bivalves	-Storm waves and fair-weather waves -Open shoreline: lower to middle shoreface
	F2	-Fine to medium-grained poorly-sorted sands (base) and well-sorted (top)	-Some symmetrical ripples (pluri-centimetric order wavelength) on top of SCS and HCS. -Prograding cliniform (plurimeter scale) -Symmetric ripples -Better sorting upward	Highly bioturbated at the base		-Wave -Open shoreline: breaker (associated to lagoon deposits)
	F3	-Medium-grained well-sorted sands. -Bioclastic layers mainly composed of gastropods and bivalves -Heavy minerals -Rare rounded pebbles (flint)	-Erosion surface (furrow) with bioclasts accumulations -Asymmetric ripples of varying angle (with pebbles lenses and bioclasts at the base) = Ridges and runnels -Symmetric ripples bedding -Planar laminae or low angle crossbedding often with root traces towards the top -Large (meter thick) prograding sandbodies (cliniforms) with symmetric ripples	Root traces	Gastropods and bivalves	-Breaking and surfing waves -Open shoreline: breaker zone and beach
OPEN MARINE TIDE-DOMINATED	F4	-Gravels and coarse-grained poorly-sorted sands. -Some mud clasts	-Erosion surface with gravels accumulations (above bioturbated level) -Planar laminae or medium-scale cross-bedding. -Possible hummock cross stratification			-Lag on the tidal transgressive ravinement surface -Shelf
	F5	-Medium-grained sands	-Planar-tabular cross-bedding or trough cross stratification (meter scale) -Rare reactivation surfaces unidirectional (flood) -Absence of mud drapes -Absence of sigmoidal bedding			-Tide -Outer estuarine: Elongated tidal bars
	F6	-Fine to medium-grained sands. -Poorly sorted sands -Bioclastic	-Large sigmoidal bedforms (pluri-meter scale) Type I to III tidal bars of (Allen, 1980) -Trough cross stratification unidirectional (flood?) -Some reactivation surfaces separating bedsets -Tidal bundles bounded by bioclastic layers -Asymmetric ripples cross-lamination in reverse direction recorded at the top of large sigmoidal bedforms	Slightly bioturbated		-Tide -Outer to middle estuarine Large tidal dune
INNER TO MIDDLE ESTUARINE	F7	-Fine to medium-grained sands. -Poorly sorted sands -Recurrent mud drapes -Bioclastic	-Sigmoidal bedforms (pluri-decimetric scale) -Trough cross stratification bidirectional -Many reactivation surfaces separating bedsets -Tidal bundles bounded by mud couplets drapes -Herringbones cross-stratification	Intensive bioturbation in the trough cross stratification Mainly vertical burrows: Ophiomorpha		-Tide -Middle estuarine High energy tidal bar
	F8 a	-Fine to medium-grained sands. -Poorly sorted sands	-Small scale cross bedding (pluri-centimetric scale) -Symmetric ripples -Scours -Small hummocks cross stratification	Intensive bioturbation		-Tide -Wave / Storm -Middle estuarine
	b	-Fine to medium-grained sands. -Poorly sorted sands -Some mud drapes -Slightly bioclastic	-Small scale cross bedding (pluri-centimetric scale) -Compound cross bedding stratification (bedsets: pluri-centimetric scale) -Sigmoidal bedforms (pluri-centimetric scale) -Some mud drapes -Symmetric ripples	Intensive bioturbation		-Tide -Wave -Middle estuarine (shallow)
	c	-Alternance of fine to medium-grained sands -Poorly-sorted sands -Few rounded pebbles (mud clast)	-Some large bedforms (meter scale) in lateral accretion with erosion surface (channel shape) - some climbing ripples between bedsets -Small size channel meter scale			-Tide -Flood -Middle estuarine: Channel and point bar
	F9 a	-Fine-grained sands. -Well sorted sands	-Planar laminae -Rare cross bedding (poorly preserved)	Slightly bioturbated		-Tide -Sand flat
b	-Fine-grained sands. -Well sorted sands	-Asymmetric ripples -Planar laminae	Intensive bioturbation		-Tide -Rippled sandy tidal flat (higher part of sand flat)	
F10	-Alternance coarse-grained sands and rounded pebbles layers (flint, chalk, quartz and mud) -Poorly-sorted sands -Some clay layers -Slightly bioclastic	-Large bedsets (pluri-meter scale) in lateral accretion with basal erosion surface (pebbles) on the emersion surface	Not observed		-Flood -inner estuarine (locally preserved) channel	

CHAPITRE 5 : LE BARTONIEN-PRIABONIEN-RUPÉLIEN DU BASSIN DE PARIS

Facies	Lithology and content	Structures	Bioturbation	Fossils	Process of formation Interpretation	
RESTRICTED MARINE	F11	-Alternating clays (or marls) and silts levels -Oysters and gastropods -Some bioclastic accumulations (decimetric) -Pyrite	-Oysters rich beds (thanato- (broken and removed shells) and bio-cenose (entire shells, bioconstructions) -Symmetric ripples in the silt layers -Scours with broken shells at the base	Slightly bioturbated (horizontal)	Oysters and gastropods (Brackish water)	-Decantation and occasional storms -Embayment
	F12	a -Alternating (centimetric) gypsum (dominated) and marl levels b -Alternating (centimetric) marl (dominated) and gypsum levels -Some silt layers	-Alternation of laminated and crystalline structures with gypsum layers -Some symmetric and ladder ripples in the silt layers	Absent		-Evaporation / precipitation and decantation (marl) -Rare wave dynamic -Sebkha (gypsum) and inner ramp to lagoonal deposits (marls)
CONTINENTAL DOMAIN	F13	-Fine-grained limestone (mudstone) or marls -Oysters and gastropods	-Structureless		Oysters, gastropods (fresh water) and Charophytes	-Carbonate precipitation -Calcareous or marl lacustrine
	F14	-Fine-grained silicified sandstone or fine to medium-grained sand with root traces	-Structureless	Root traces		-Paleosoil
	F15	a -Fine-grained sands b -Fine-grained sands	-Structureless -Bioturbated level sealing eolian dune -Trough cross stratification (3D) or 2D cross stratification (pluri-metric) -Some highly oblique foresets -Reactivation surfaces -Internal structures compound grainfall strata alternating with grainflow cross-strata -Low angle to parallel lamination (usually associated with facies eolian dune) -Deformation in set (centimetric faults: destabilization)	Moderate (horizontal)		-Ephemeral lakes ? -Wind -Sand sheet -Eolian dune preserved by paleosoil

Figure 5.7 : Tableau des principaux faciès du Bartonien, Priabonien et Rupélien inférieur.

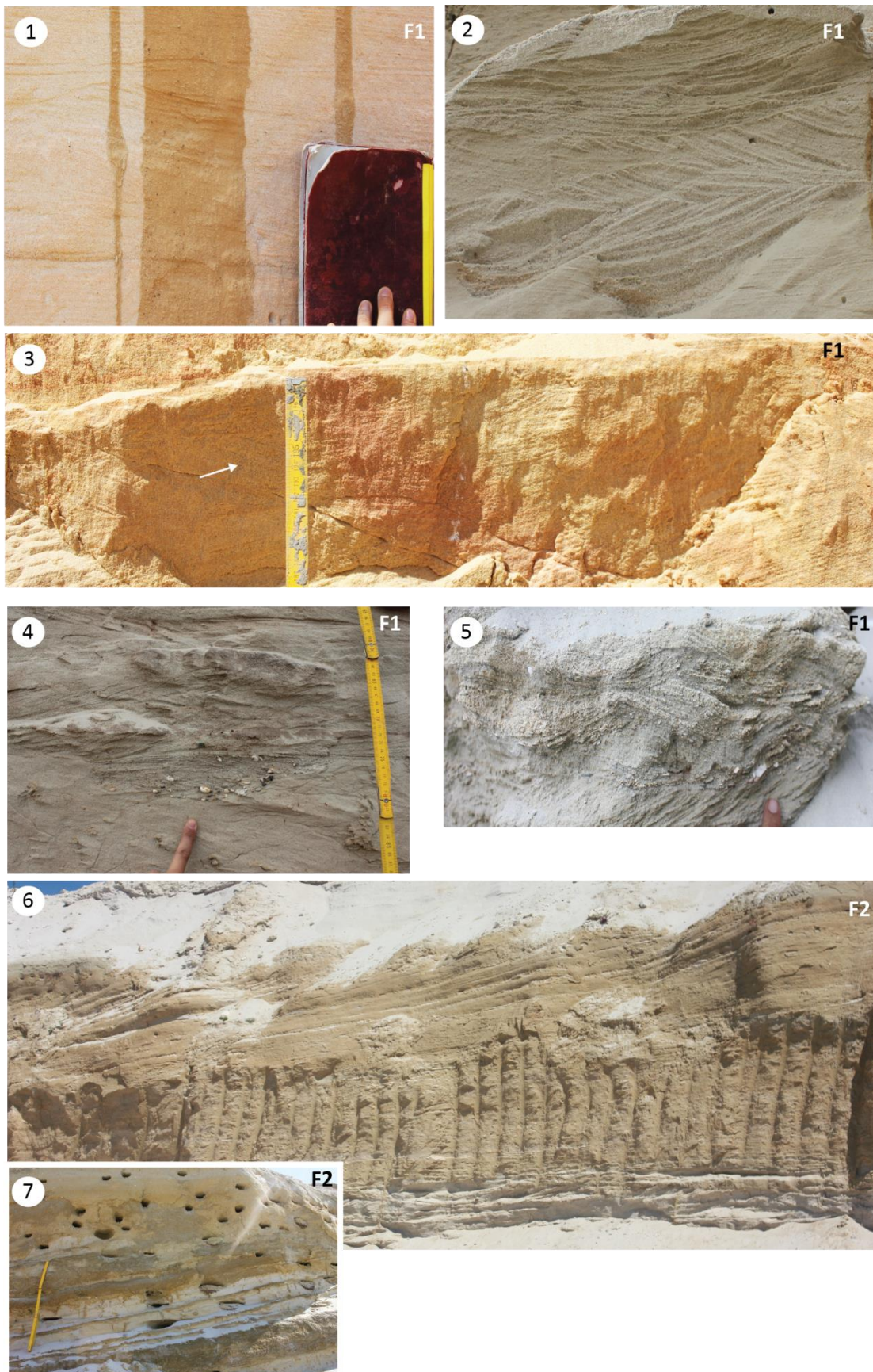


Figure 5.8 : Faciès F1 et F2 – 1 et 2: Ridge and runnels ; 3 : Swaley cross stratification (SCS) ; 4 : Mégarides et furrows associés à des érosions sous dynamique de houle ; 5 : rides de houle; 6 : faciès de barrière (clinoforme) ; 7 : base des clinoformes très bioturbée.

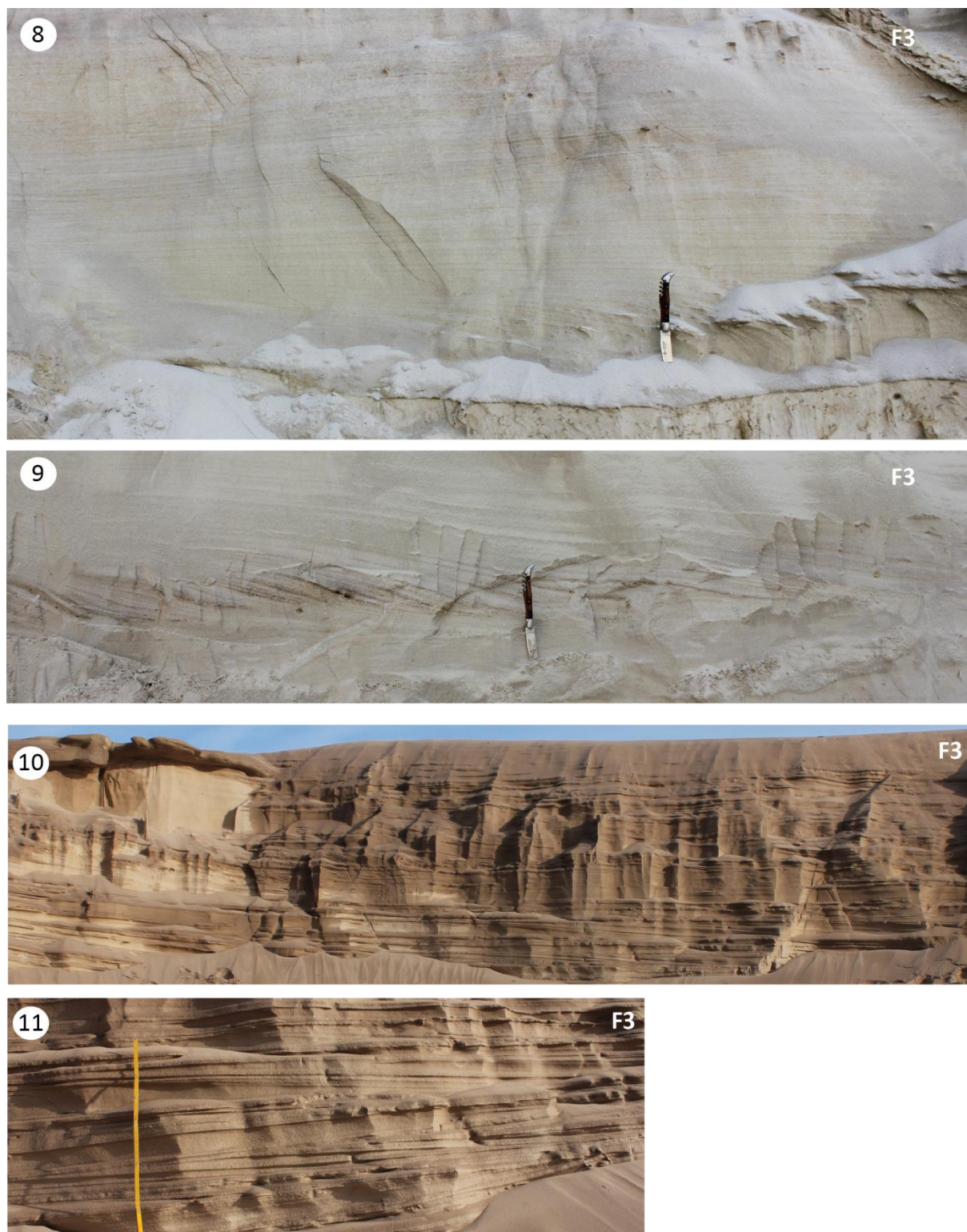


Figure 5.9 : Faciès F3 – Plage et faciès associés : lamine plane (8) et à faible angle (10 et 11)

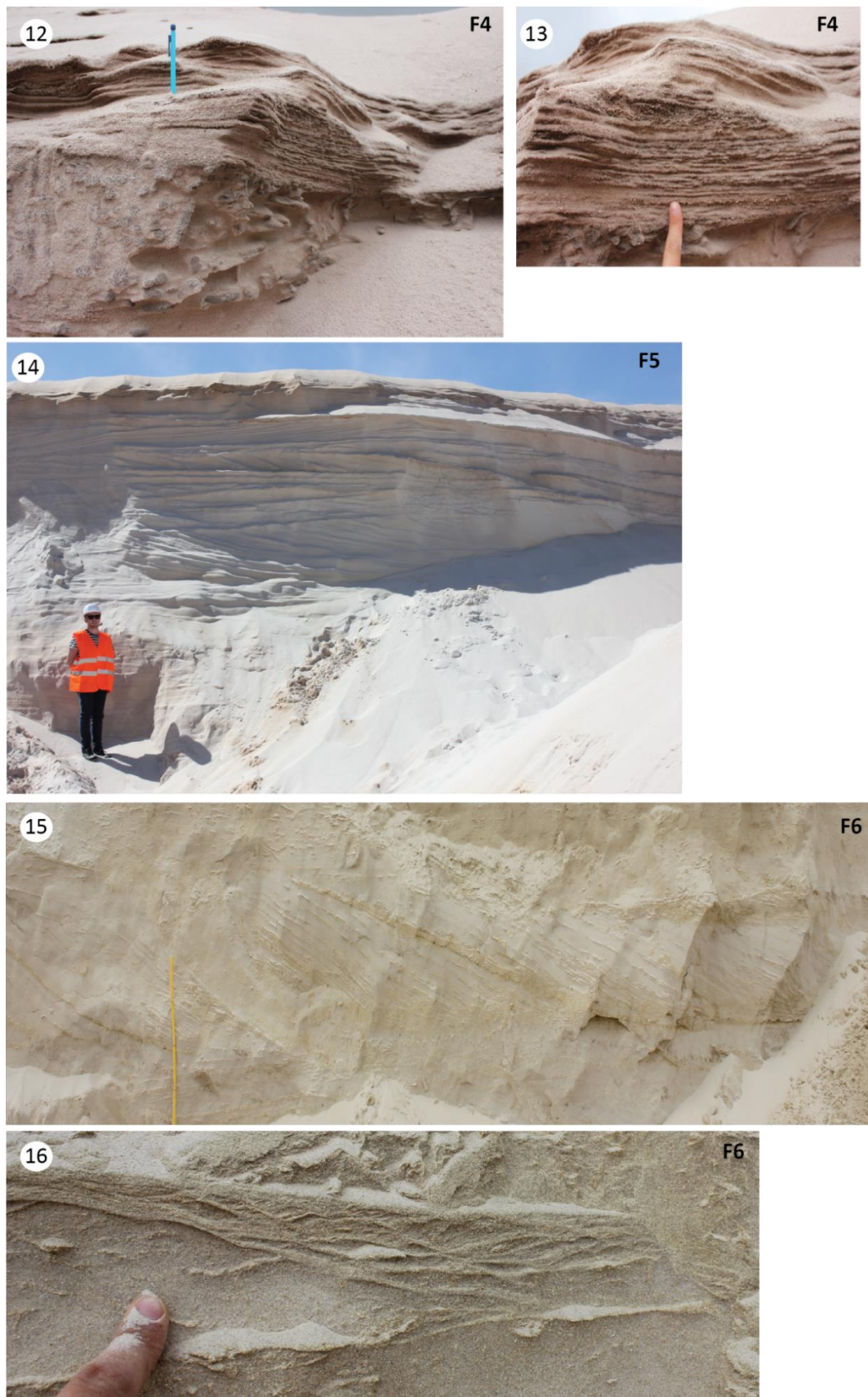


Figure 5.10 : Faciès F4, F5, F6 - 12 et 13 : F4 : lag transgressif sur un niveau bioturbé ; 14 : F5 grandes barres tidales (elongated tidal bars) unidirectionnelles ; F6 : 15 : Grande dune subtidale avec quelques réactivations (compound) ; 16 : rides subordonnées en sommet de la dune tidale de la photo 15.

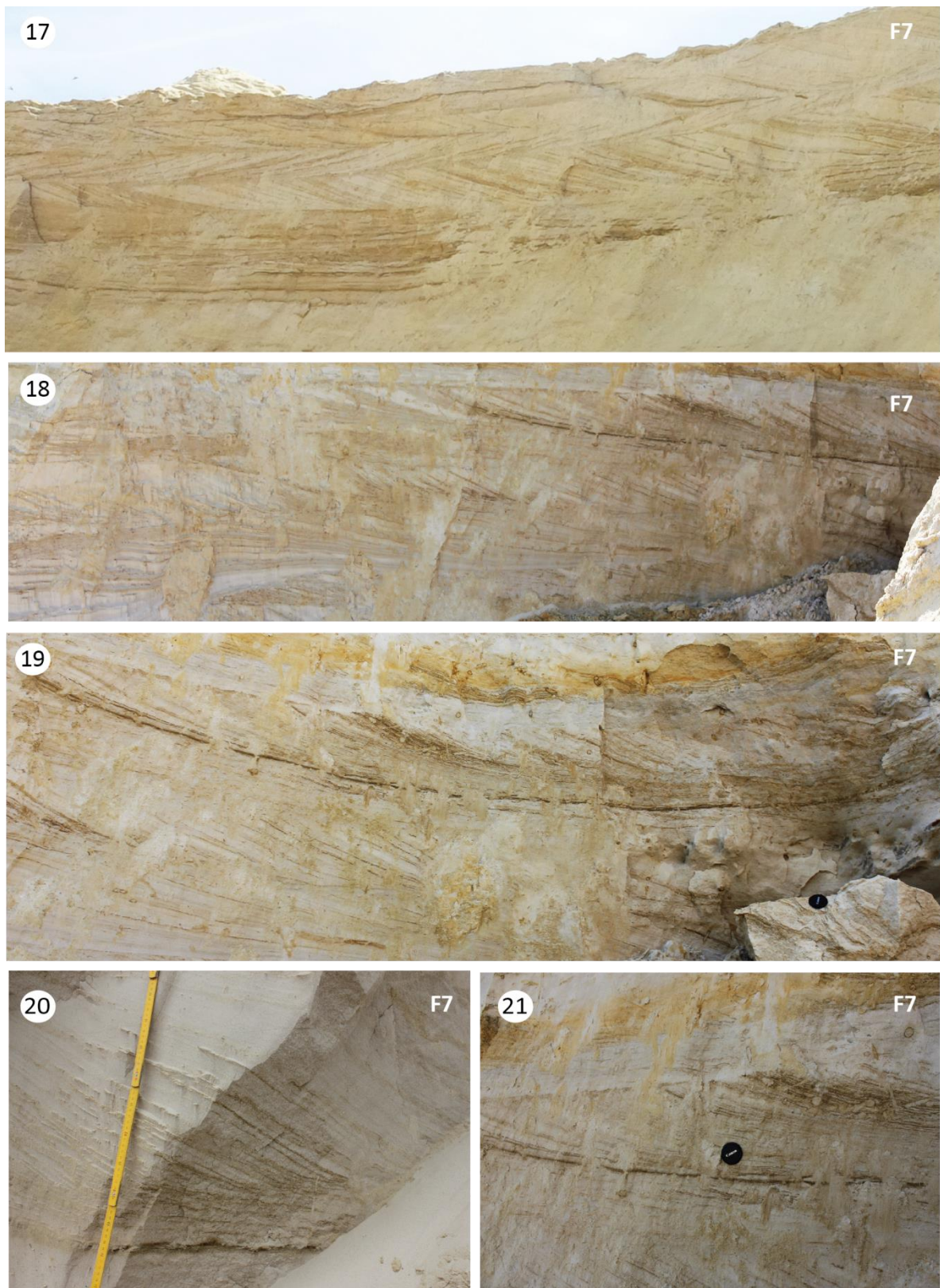


Figure 5.11 : Faciès F7 - 17 : photo montrant la bidirectionnalité (Herringbones) ; 18, 19, 20 et 21 : mégarides tidales 3D, drapages argileux soulignant la cyclicité (tidal bundles) et surfaces de réactivations.

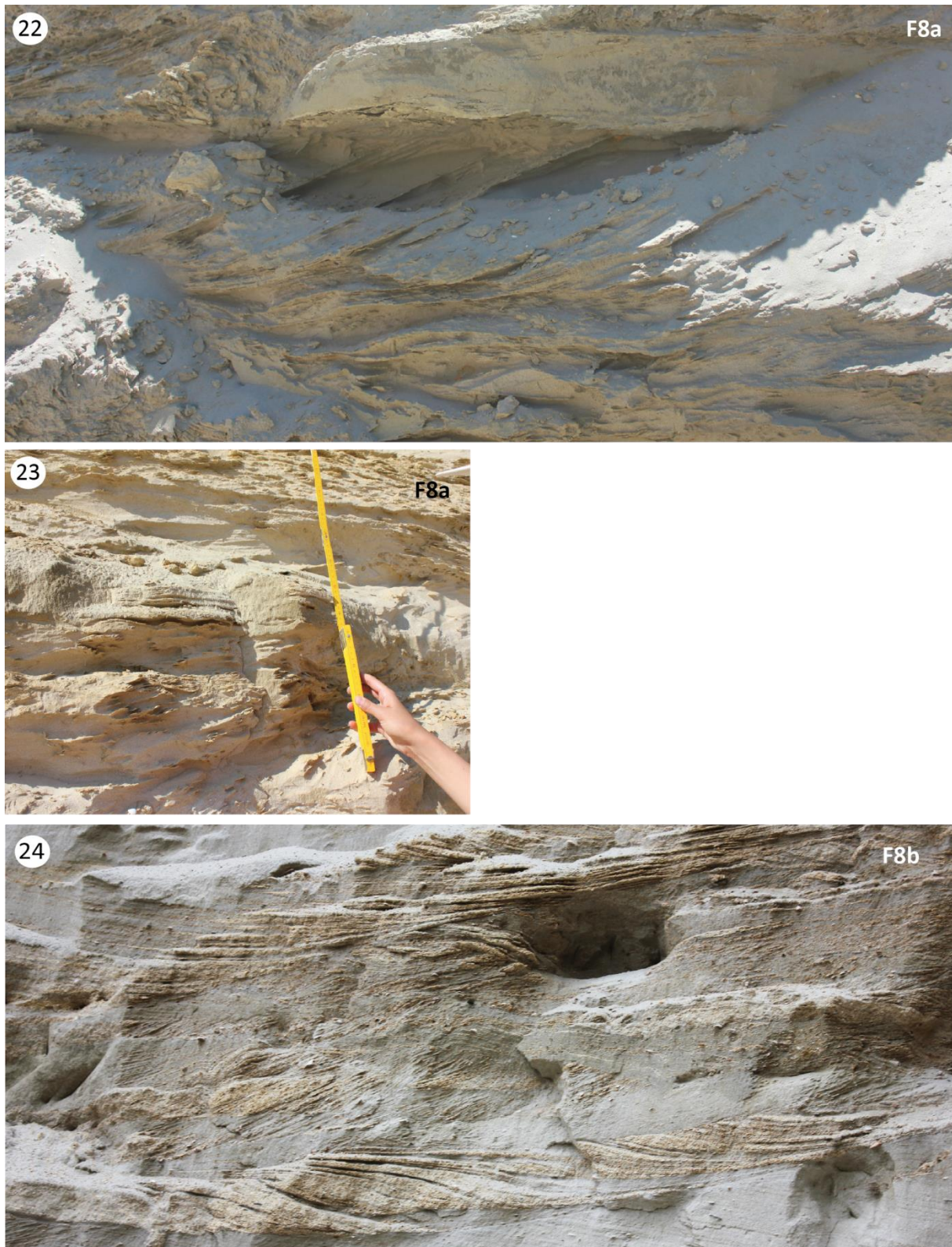


Figure 5.12 : Faciès F8a – 22 : Faciès de tempête (petite HCS), base érosive ; 23 : rides de houle et lamines planes ; F8b : 24 : différents sets de mégarides sigmoïdales décimétriques dans des sens différents et remaniements internes.

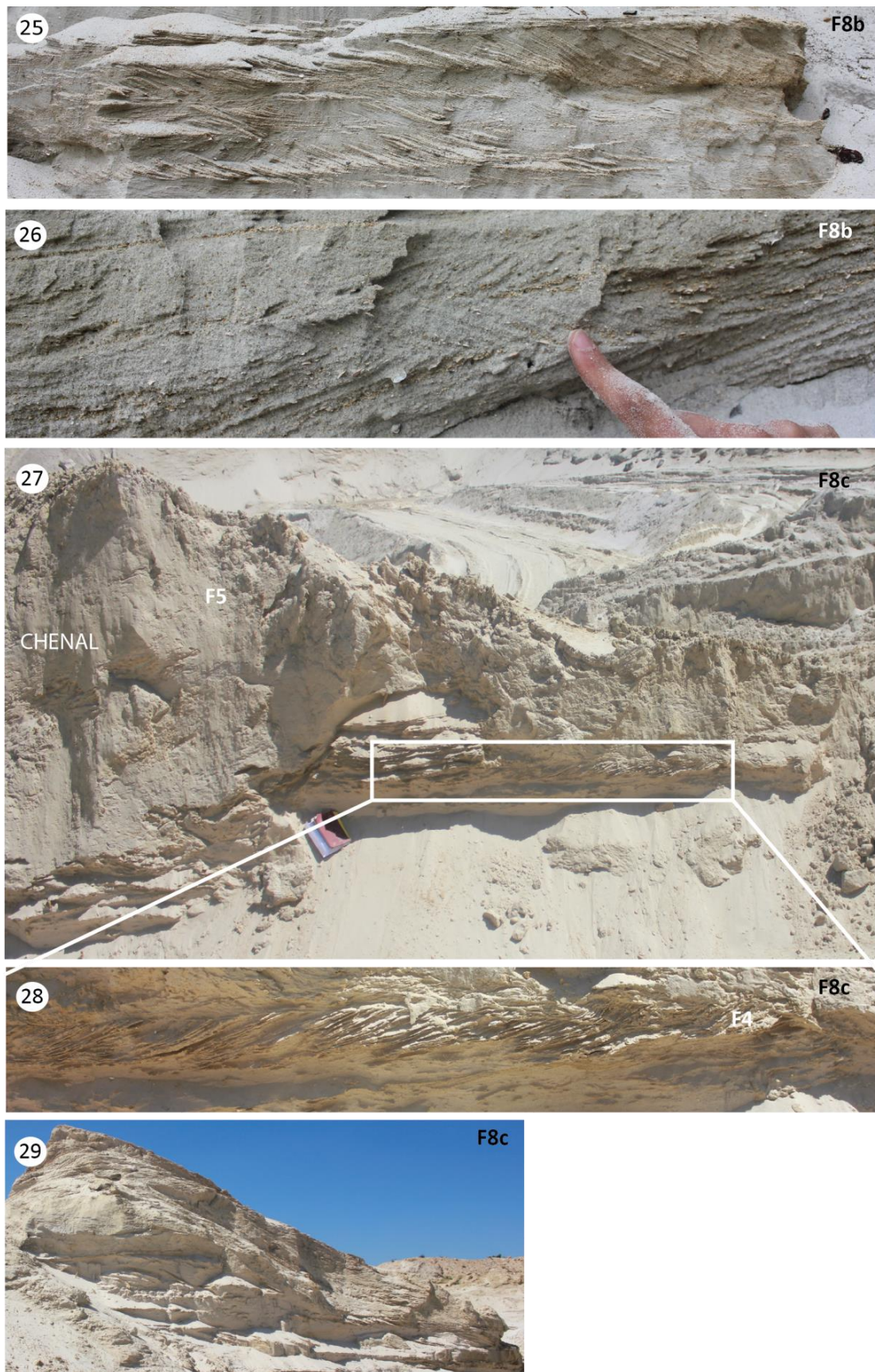


Figure 5.13 : Faciès F8b et F8c : 25 : différents sets de mégarides sigmoïdales et remaniement internes ; 26 : rides de sens opposées ; 27 : chenal érosif sur des mégarides sigmoïdales ; 29 : barre d'accrétion latérale du chenal.

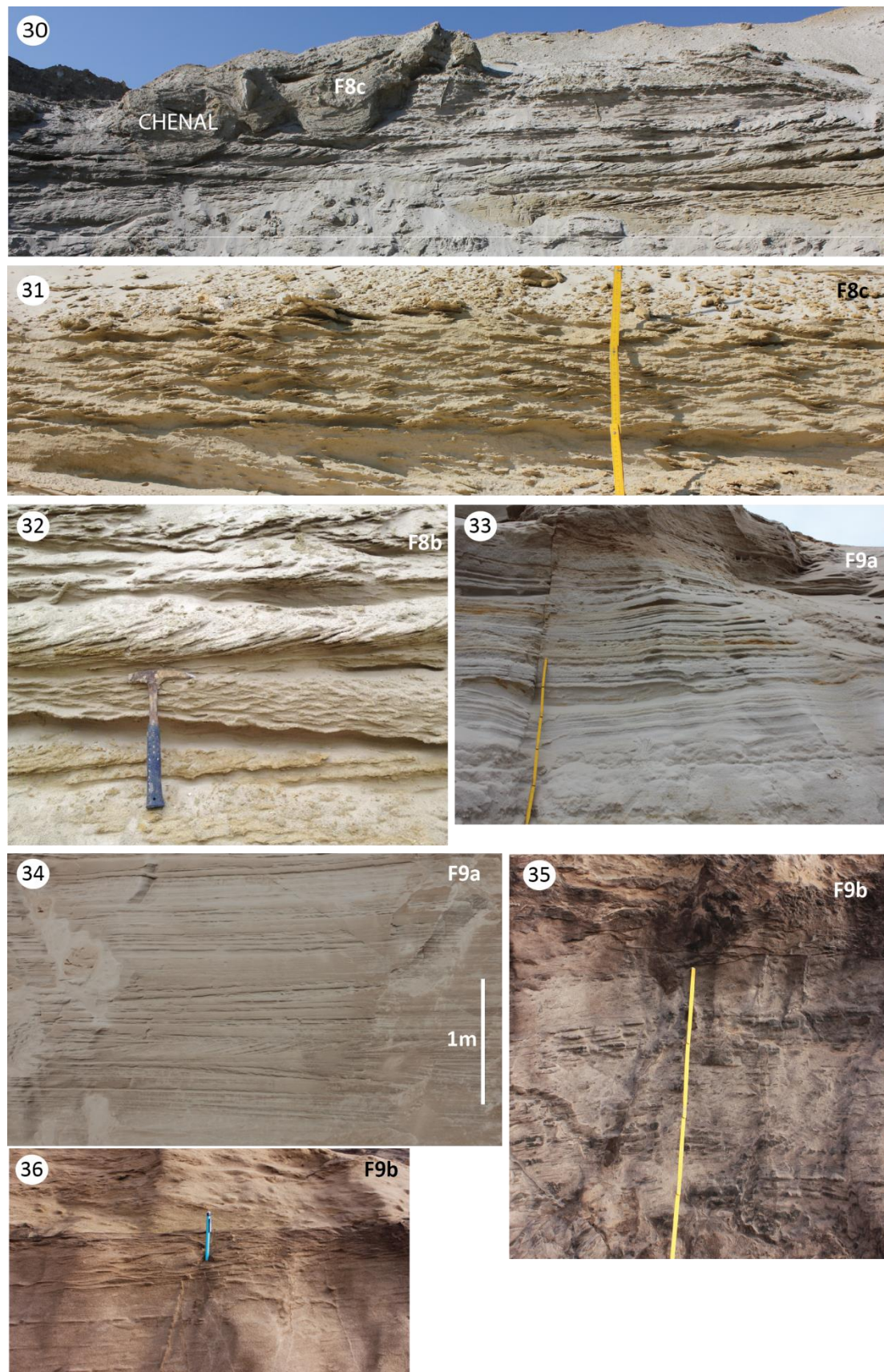


Figure 5.14 : faciès F8c : photo montrant la migration d'un chenal tidal ; 31: rides chevauchantes en latéral du chenal ; F8b : 32 : rides de houle et mégarides arquées ; F9a : 33 et 34 : lamines planes et rare mégarides arquées, faciès de sand flat ; F9b : 35 et 36 : sables bioturbés à lamines planes et rides de courant, faciès de transition entre le sand flat et le mud flat.

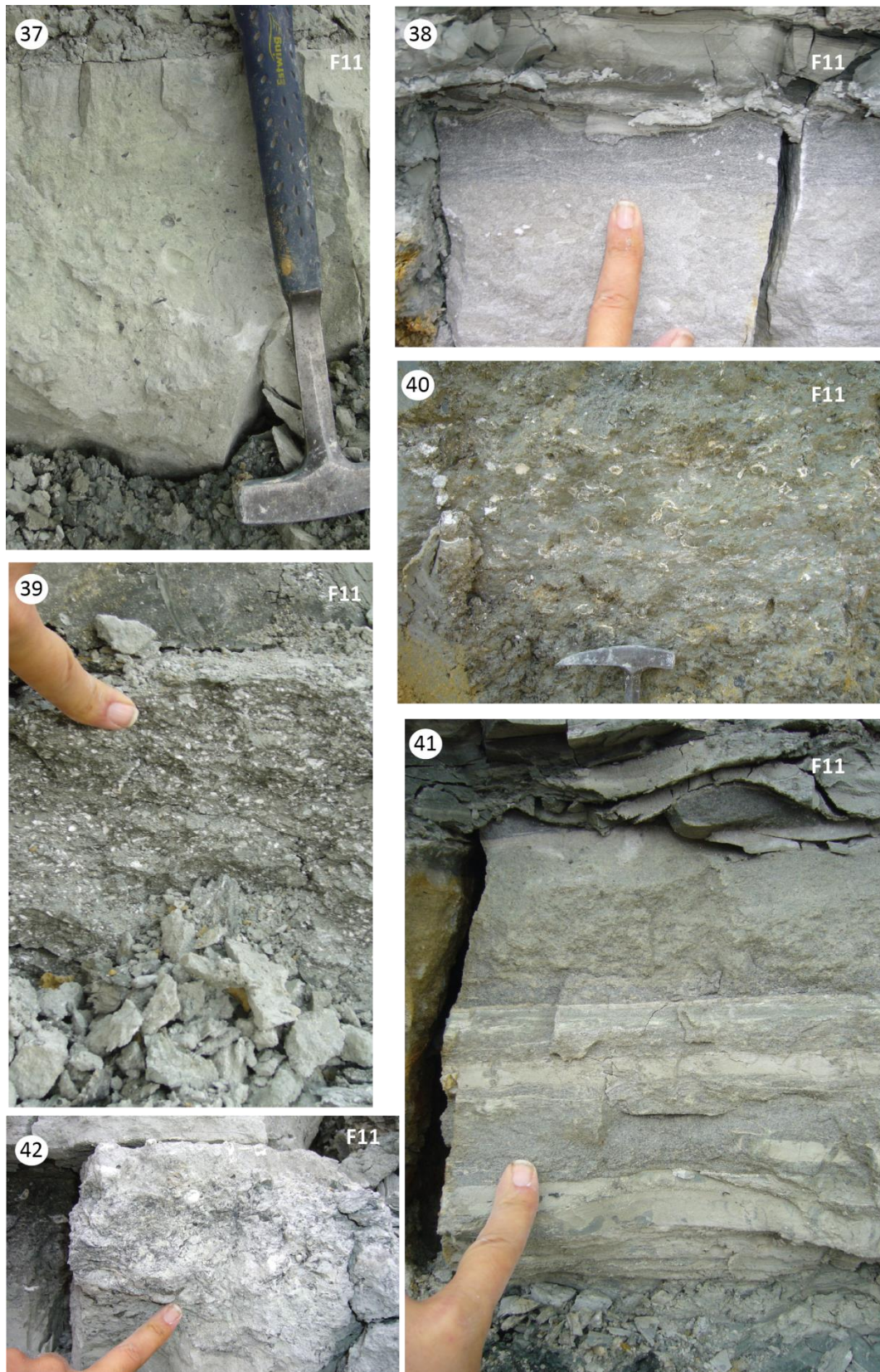


Figure 5.15 : faciès F11 - 37 : Faciès bioclastique carbonatés intercalés à l'intérieur des marnes (Marnes à Huitres) ; 38 : rides de houle en sommet de banc carbonaté ; 39 : marnes bioclastiques constituées de fragment d'huitres pulvérisés ; 40 et 42 : marnes à huitres entières ou en position de vie ; 41 : faciès de tempête granulaire (érosif).



Figure 5.16 : faciès F12a et F13 - carrière de Cormeilles-en-Parisis – 43 et 44 : évaporites ; 45: Rides symétriques ; 46 : rides polygonales d'interférence ; 47 et 49 : faciès lacustre à gastéropodes ; 48 : faciès carbonaté à oogones de characées.

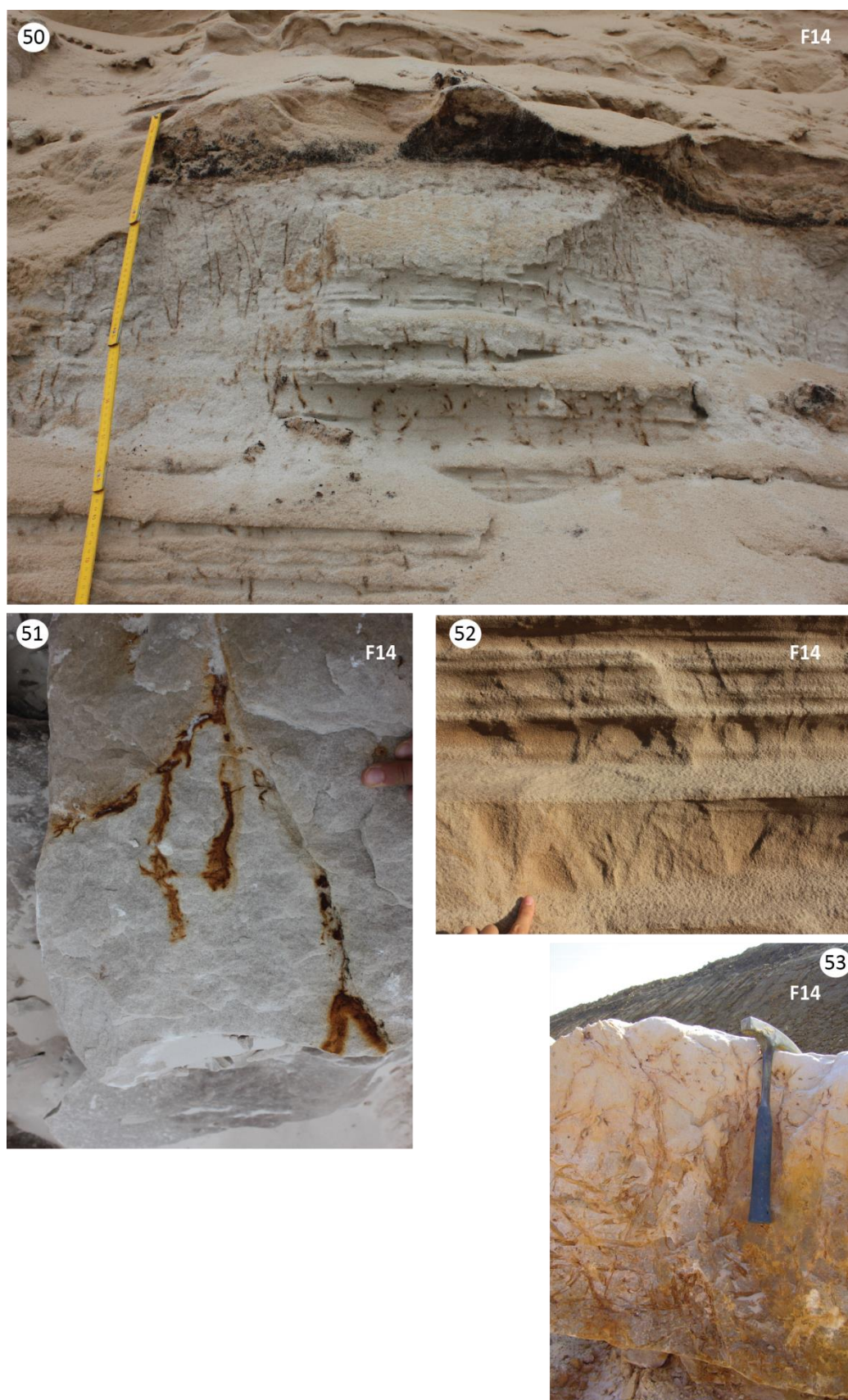


Figure 5.17 : faciès F14: 50 et 52 : paléosol et indices d'émergence au-dessus d'un sand flat ; 51 et 53 : grès silicifiés à empreintes racinaires.

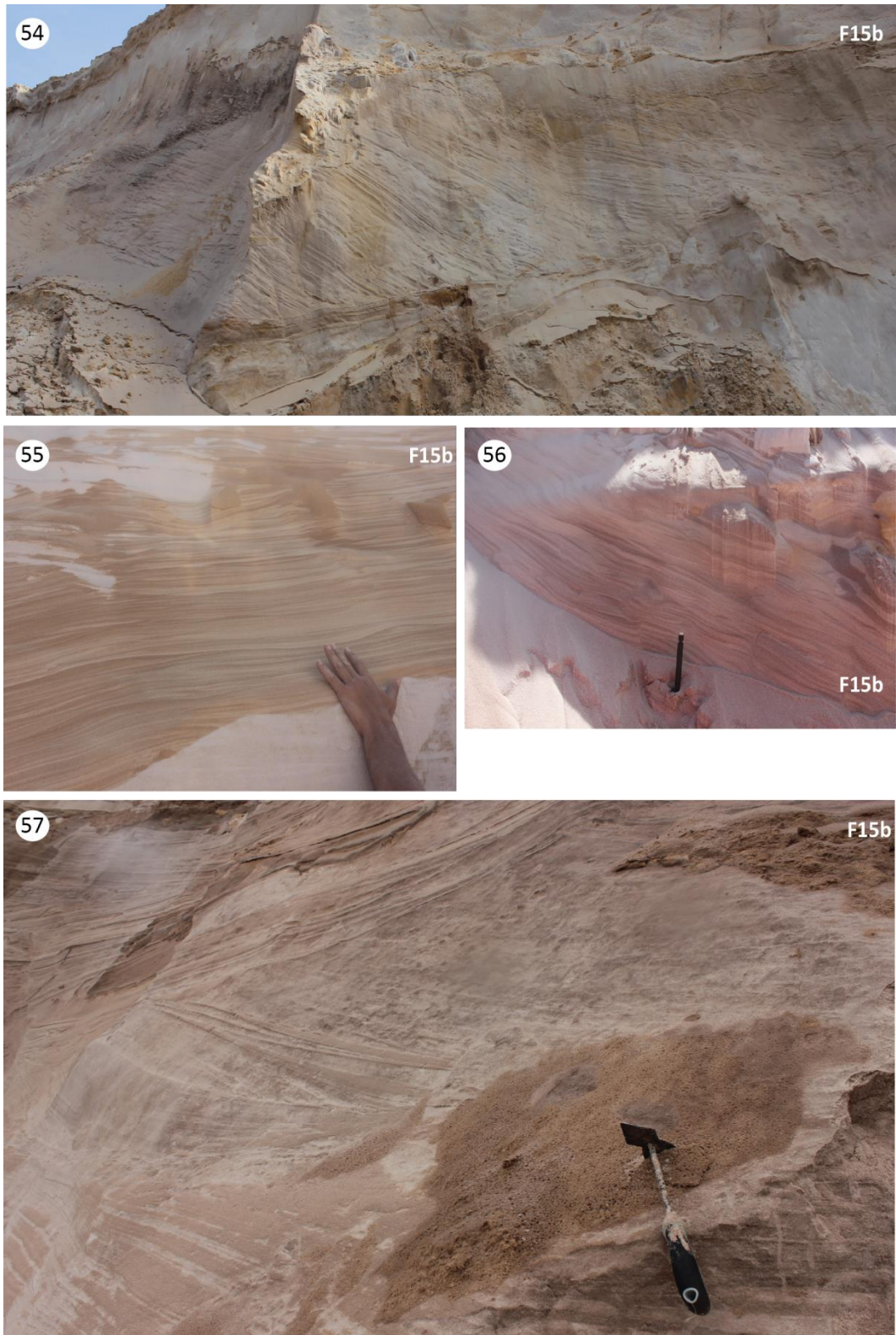


Figure 5.18 : Faciès F15b – 54 : grande stratification plane (2D), à fort angle ; 55 : lamines plus planes, faciès de sand sheet; 56 : petites failles dans les faciès de sand sheet; 57 : alternance de lamines grainfall et grainflow, et surfaces de réactivations.

2.2 ELECTROFACIES : DESCRIPTION ET INTERPRETATION

Les signatures diagraphiques des principaux faciès sont identifiées à partir des relevés de Gamma-Ray spectral sur les affleurements, des sondages stratigraphiques (description précise des *cuttings* et diagraphies) et localement sur la base de descriptions de puits (*cuttings*).

Chaque électrofaciès est défini par (1) sa gamme de valeur absolue de Gamma-Ray (API), (2) sa forme et (3) par l'évolution des valeurs de Gamma-Ray (API).

Nous proposons un modèle d'électrofaciès (Figure 5.19) qui est résumé ci-dessous :

E1 - environnement marin ouvert à littoral dominé vague - shoreface : Il est caractérisé par des valeurs de Gamma-Ray faibles indiquant des sables propres. La forme est cylindrique. Cet électrofaciès correspond au faciès **F1**.

E2 - environnement marin ouvert à littoral dominé vague - plage : cet électrofaciès est caractérisé par des valeurs de Gamma-Ray très variables et relativement élevées par rapport à la lithologie de sables homogènes décrite en forage, indiquant, de ce fait des sables radioactifs. La forme est en "entonnoir" et le signal est hétérogène. Cet électrofaciès qui se situe régulièrement au-dessus du précédent (E1) est interprété comme étant un faciès de plage **F3**.

E3 - environnement marin dominé tidal - estuaire externe à médian : il est déterminé par des valeurs de Gamma-Ray faibles, néanmoins plus élevées que le premier électrofaciès E1. Caractérisé par des alternances d'argiles et de sables dans les descriptions de forage, sa forme est irrégulière et hétérogène. En accord avec les affleurements à proximité, cet électrofaciès correspond aux faciès **F4 à F7**, d'estuaire externe à médian sans pouvoir les différencier.

E4 - environnement marin restreint dominé tidal - estuaire médian à interne : cet électrofaciès est semblable au précédent E3, à la différence près qu'il présente des valeurs en Gamma-Ray, bien plus élevées correspondant à la présence d'argile (description de forage). Cet électrofaciès est souvent associé au précédent E3 d'estuaire externe. Nous attribuons cet électrofaciès à un domaine d'estuaire médian à interne regroupant les faciès **F8 et F10** ainsi que de possibles *mud-flat* non identifiés sur le terrain sans pouvoir les individualiser.

E5 - environnement marin restreint de baie : il est déterminé par des valeurs de Gamma-Ray moyennes à élevées augmentant vers le sommet. Sa forme est soit alternante, soit en forme de "cloche". Le faciès est hétérolithique constitué de marnes, de silt et de petits niveaux de gypses (rares, GR=0 API) selon les descriptions de forage. Cet électrofaciès est interprété comme un environnement de baie **F11** qui est confirmé à l'affleurement.

E6 – environnement marin restreint – sebkha : Il est caractérisé par des valeurs nulles en Gamma-Ray correspondant à du gypse, décrit dans les forages; la forme est cylindrique et homogène (similaire à E1). Cet électrofaciès est facilement identifiable et caractérise le faciès **F12a** de sebkha. Cet électrofaciès peut être également alternant avec des valeurs de Gamma-Ray moyennes, lui donnant une forme irrégulière, correspondant à une alternance de marnes (F12b) et de gypse (F12a).

E7 – domaine continental - lac carbonaté : cet électrofaciès présente des valeurs faibles et constantes de Gamma-Ray. La forme de cet électrofaciès peut être cylindrique ou légèrement en forme de "cloche" (radioactivité croissante) ou "d'entonnoir" (radioactivité décroissante) et peut être légèrement alternant (hétérolithique). Les lithologies décrites sont essentiellement des carbonates. Cet électrofaciès répond au faciès **F13** correspondant à des carbonates lacustres, ce qui est confirmé par les affleurements à proximité des forages.

E8 – domaine continental – paléosol : il est caractérisé par des valeurs de Gamma-Ray très élevées et brutales correspondant à l'expression d'un paléosol **F14**.

E9 – domaine continental – éolien : cet électrofaciès présente des valeurs de Gamma-Ray extrêmement faibles. La forme de cet électrofaciès est cylindrique et homogène, indiquant un faciès homolithique. Cet électrofaciès pourrait être confondu avec électrofaciès E1 (*shoreface*) et E6 (sebkha) par sa forme. Cependant selon les descriptions de forage, ce sont des sables (écartant l'électrofaciès E6) déposés sans variation sur de fortes épaisseurs et d'extension latérale limitée peu probable pour le faciès de *shoreface* E1. Cet électrofaciès répond au faciès **F15b** de dunes éolienne et a une répartition géographique relativement limitée bien contrainte par les affleurements existants.

<p>E1</p>	<p>OPEN MARINE WAVE-DOMINATED: SHOREFACE</p> <ul style="list-style-type: none"> Lithology: <ul style="list-style-type: none"> ① clean sands Shape and stacking: cylindrical and broadly homolithic facies; homogeneous sands. 	<p>VALUES</p> <ul style="list-style-type: none"> • 0 to 5 API 	<p>LITHOSTRATIGRAPHY</p> <ul style="list-style-type: none"> • Beauchamp Sands <p>AGE:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Bartonian
<p>E2</p>	<p>OPEN MARINE WAVE-DOMINATED: BEACH</p> <ul style="list-style-type: none"> Lithology: <ul style="list-style-type: none"> ① clean sands ② heavy minerals levels Shape and stacking: funnel shape; Highly radioactive sands with levels presenting higher radioactive levels (heavy minerals) 	<p>VALUES</p> <ul style="list-style-type: none"> • 15 to 45 API 	<p>LITHOSTRATIGRAPHY</p> <ul style="list-style-type: none"> • Beauchamp Sands <p>AGE:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Bartonian
<p>E3</p>	<p>OPEN MARINE TIDE-DOMINATED: OUTER TO MIDDLE ESTUARINE</p> <ul style="list-style-type: none"> Lithology: <ul style="list-style-type: none"> ① clean sands ② clayey sands Shape and stacking: heterolithic alternating shape ; clayey sands levels with intercalation of more clean sands 	<p>VALUES</p> <ul style="list-style-type: none"> • 0 to 15 API 	<p>LITHOSTRATIGRAPHY</p> <ul style="list-style-type: none"> • Auvers Sands <p>AGE:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Bartonian
<p>E4</p>	<p>RESTRICTED MARINE TIDE-DOMINATED: MIDDLE TO INNER ESTUARINE</p> <ul style="list-style-type: none"> Lithology: <ul style="list-style-type: none"> ① clayey sands Shape and stacking: irregular shape; heterolithic facies 	<p>VALUES</p> <ul style="list-style-type: none"> • 30 to 45 API 	<p>LITHOSTRATIGRAPHY</p> <ul style="list-style-type: none"> • Auvers Sands <p>AGE:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Bartonian
<p>E5</p>	<p>RESTRICTED MARINE: BAY</p> <ul style="list-style-type: none"> Lithology: <ul style="list-style-type: none"> ① marls ② some gypsum levels Shape and stacking: Slightly alternating continuously rising values. 	<p>VALUES</p> <ul style="list-style-type: none"> • 10 to 35 API 	<p>LITHOSTRATIGRAPHY</p> <ul style="list-style-type: none"> • Argenteuil Bleue Marls • Romainville Green Clays <p>AGE:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Upper Priabonian
<p>Or</p>	<ul style="list-style-type: none"> Lithology: <ul style="list-style-type: none"> ① clays ② some silt levels Shape and stacking: bell shape; heterolithic facies (continuously increasing radioactivity) 	<p>VALUES</p> <ul style="list-style-type: none"> • 20 to 65 API 	<ul style="list-style-type: none"> • Romainville Green Clays <p>AGE:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Rupelian
<p>E6</p>	<p>RESTRICTED MARINE: SEBKHA</p> <ul style="list-style-type: none"> Lithology: <ul style="list-style-type: none"> ① gypsum Shape and stacking: regular cylindrical shape; homolithic faciès 	<p>VALUES</p> <ul style="list-style-type: none"> • 0 API 	<p>LITHOSTRATIGRAPHY</p> <ul style="list-style-type: none"> • 3, 2, 1 masses de gypse <p>AGE:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Priabonian
<p>Or</p>	<ul style="list-style-type: none"> Lithology: <ul style="list-style-type: none"> ① gypsum ② marl Shape and stacking: irregular shape; heterolithic facies (alternation of not radioactive(gypsum /radioactive levels marls) 	<p>VALUES</p> <ul style="list-style-type: none"> • 0 to 25 API 	<ul style="list-style-type: none"> • 3, 2, 1 masses de gypse <p>AGE:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Priabonian

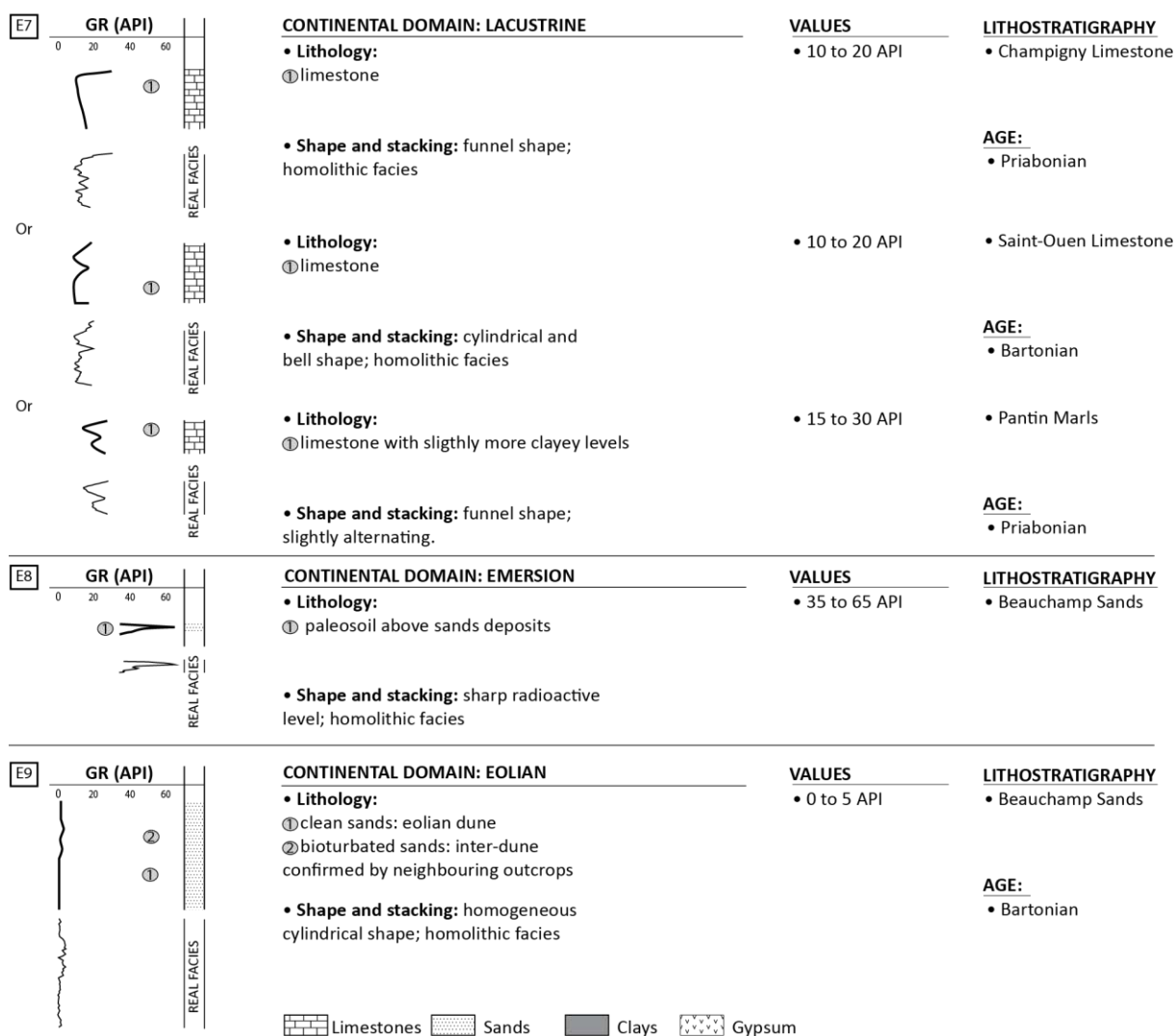


Figure 5.19 : Electrofaciès identifiés dans l'intervalle Bartonien-Rupélien inférieur.

3. CYCLES STRATIGRAPHIQUES ET DISCONTINUITÉS MAJEURES

Les cycles stratigraphiques et les discontinuités sont identifiés sur la base des affleurements, des données de la littérature et des sondages stratigraphiques. Ces cycles seront par la suite validés et hiérarchisés par l'analyse des géométries.

Les séquences sont détaillées ci-dessous avec pour résultats les architectures et les géométries sédimentaires, ainsi que les paléogéographies par demi-cycle lorsque les corrélations le permettent. Les cycles sont toujours décrits entre deux MRS par leur cortège rétrogradant puis progradant. Les données diagraphiques, particulièrement à l'intérieur des sables bartoniens, ne permettent souvent pas de détailler l'ensemble des variations de faciès existantes, et donc de corrélérer l'ensemble des surfaces et cycles reconnues sur le terrain. Seules les surfaces s'exprimant par un contraste lithologique ou un signal caractéristique ont pu être identifiées. En conséquence, seules les surfaces qui ont pu être cartées à l'échelle du bassin pour réaliser des cartes d'isopaques sont numérotées ci-dessous.

Dans la continuité du Lutétien, nous décrivons donc les cycles du Bartonien (depuis les Sables d'Auvers) jusqu'au Rupélien basal (Argiles Vertes de Romainville). L'ensemble du Rupélien (Formation des Sables de Fontainebleau) étudié par Delhaye-Prat *et al.* (2005) ne nécessite pas d'études complémentaires en termes d'analyse de faciès et d'architecture sédimentaire.

Le premier cycle bartonien (CB1) a été décrit dans le chapitre précédent. La surface sommitale de ce cycle correspondait à une surface d'érosion majeure (UN-B2). Les cycles suivants du Bartonien sont définis sur la coupe d'Isles-les-Meldeuses (Figure 5.20) et en partie sur la coupe d'Etrépilly.

La légende de toutes les coupes sédimentologiques est en annexe du manuscrit.

Ces deux coupes se situent au centre du bassin, proche de Meaux. La coupe d'Isles-les-Meldeuses traverse la majorité de la série des sables bartoniens, du sommet des Marnes et Caillasses jusqu'à la base du Calcaire de Saint-Ouen.

Cependant, un cycle basal a été défini par Gély et Lorrenz (1991) qui n'est préservé que très localement (région d'Auvers-sur-Oise, Chavençon, Mont-Saint-Martin, Chéry-Chartreuve et vallée de la Marne), car en partie érodé. Les marnes sableuses à faune euryhaline, représentant la MFS de ce cycle, sont intercalées dans des faciès lacustres et lagunaires et ne semblent pas représenter une inondation majeure du bassin. En outre, cette MFS ne présente pas de continuité latérale en subsurface et semble appartenir à un cycle d'ordre supérieur aux cycles décrits ci-dessous.

3.1 CYCLE CB2 - SABLES D'AUVERS

Phase rétrogradante - les premiers sables reposent sur une surface d'émergence-érosion (surface B2). Elle est caractérisée par une altération (sous-tirage karstique) intense des Marnes et Caillasses et par la présence de poches de dissolution dans les gypses des Marnes et Caillasses, dont les premiers dépôts auversiens assurent le remplissage. Le remplissage s'effectue par un conglomérat, dont le grano-classement est normal qui n'est préservé que localement au droit des zones de dissolution du Lutétien. Ce remplissage se poursuit par des chenaux (N240°) d'estuaire interne (F8c) à forte influence fluviale qui évoluent vers des dunes tidales d'estuaire externe (F6) (direction dominante N310°). Cette succession enregistre une tendance rétrogradante, dont l'inondation maximale est atteinte dans ces dunes tidales (F6) (surface B3). **Phase progradante** - La tendance progradante est exprimée par une évolution des faciès d'estuaire externe vers des faciès d'estuaire médian (courant dominant N300°). La MRS de ce cycle est localisée dans ces faciès (F8b). Les données diagraphiques ne permettent pas de positionner cette MRS à l'échelle du bassin.

3.2 CYCLE CB3 - SABLES D'AUVERS, DE BEAUCHAMP ET CALCAIRE DE JAIGNES

Phase rétrogradante - cette tendance rétrogradante est très discrète à Isles-les-Meldeuses. Elle s'exprime de manière plus évidente à Etrépilly, un peu plus à l'Est. Ce cortège rétrogradant est défini par l'enregistrement d'événements de tempête dans des faciès d'estuaire médian (F8a) indiquant un milieu plus ouvert. L'inondation est maximale dans ces dépôts soumis le plus fréquemment aux épisodes de tempêtes. **Phase progradante** - au toit des faciès intertidaux, se développent des faciès d'avant plage, puis des faciès de plage (F3) qui à mon sens représenteraient les premiers faciès des Sables de Beauchamp. Au-dessus de ces faciès de plage, l'installation de faciès saumâtres (F11) (couches à *Bayania lactea*) puis lacustres (F13) (Calcaire de Jaignes) contenant des Limnées (L. et J. Morellet, 1948) marque la fin de cette séquence progradante. Cette phase progradante s'achève dans les dépôts lacustres à Isles-les-Meldeuses et à Etrépilly (surface B4).

3.3 CYCLE CB4 - PIERRE DE LIZY/EZANVILLE, CALCAIRE DE DUCY ET DE SAINT-OUEN INFÉRIEUR

Phase rétrogradante - à nouveau, des faciès saumâtres à *Potamides mixtus* (F11) (L. et J. Morellet, 1948 et de Pomerol 1965) sont observés au-dessus des faciès lacustres. Ces faciès représentent la Pierre de Lizy. L'inondation maximale est atteinte dans ces faciès lagunaires. **Phase Progradante** - le retour à des faciès lacustres marque la tendance

régressive de ce cycle avec le Calcaire de Ducy et le Calcaire de Saint-Ouen lacustres (F13) (L. et J. Morellet, 1948).

- Ces deux dernières formations peuvent être séparées par des sables transgressifs (Horizon de Mortefontaine : 2,50 m ; Cavelier et Pomerol, 1962), dont l'extension est limitée au Nord du bassin. Ces dépôts transgressifs sont préservés très localement, appartenant à une séquence vraisemblablement d'ordre supérieur, non identifiable sur les diagraphies.

Le positionnement exact de la MRS de ce cycle n'est pas vraiment déterminé. Des indices d'émersion non localisés exactement à l'intérieur de la formation sont documentés par la présence de traces de racines et de fentes de dessiccation (Lorenz et Obert, 1978). Cependant, selon L. et J. Morellet (1948) le Calcaire de Saint-Ouen n'est pas entièrement lacustre. Ils soulignent l'existence d'intercalations de bancs de gypse, mais aussi la présence d'une faune saumâtre, ou encore de sables marins dans la partie supérieure (Ouest du bassin). Nous plaçons donc la MRS (surface B5) de préférence dans la partie inférieure du Calcaire de Saint-Ouen qui présente plus de critères de milieu continental.

Le demi-cycle régressif du cycle CP1, ainsi que les cycles CP2, CP3, CP4 et CP5 sont basés sur la coupe de Cormeilles-en-Parisis, au Nord-Ouest de Paris (Figure 5.21).

3.4 CYCLE CP1 - CALCAIRE DE SAINT-OUEN SUPERIEUR, MARNES A *PHOLADOMYA LUDENSIS* ET 3^E MASSE DE GYPSE

Phase rétrogradante – la tendance transgressive est enregistrée par la mise en place des Marnes à *Pholadomya ludensis* qui sont marines (Cavelier et *al.*, 1980) reposant directement sur les faciès laguno-lacustres du Calcaire de Saint-Ouen. La MFS de ce cycle se situe dans ces faciès marins (Surface P1). **Phase progradante** – la mise en place des premiers faciès gypseux (F2a) (3^e masse de gypse) au-dessus des faciès marins marque un confinement du bassin. La base de ces faciès de sebkha présente des rides d'oscillations et d'interférences indiquant une influence de la houle. Cette dynamique bien caractérisée à la base, est totalement absente dans la partie supérieure de cette masse de gypse. La MRS de ce cycle est donc placée au sommet de la masse de gypse.

3.5 CYCLE CP2 - MARNES A LUCINES ET 2^E MASSE DE GYPSE

Phase rétrogradante – une dernière incursion marine est représentée par les Marnes à Lucines, contenant des miliolidés (Cavelier et *al.*, 1980) et séparant la 3^e masse, de la 2^e masse de gypse. Cette MFS correspond à la surface P2. **Phase progradante**- comme pour le quatrième cycle, la phase progradante est enregistrée dans les dépôts gypseux, la MRS est positionné en sommet des gypses.

3.6 CYCLE CP3 - MARNES D'ENTRE-DEUX-MASSES ET 1^{ERE} MASSE DE GYPSE

Phase rétrogradante – Les Marnes d'entre-deux-masses à faciès lagunaire (F11) représentent l'inondation maximale de ce cycle. Le contenu fossile (exclusivement lagunaire) de ces marnes et la présence de niveaux de gypse indiquent cependant une inondation nettement moins importante que celles des cycles 4 et 5, montrant ainsi une grande progradation à l'ordre inférieur. **Phase progradante** - elle est caractérisée par la 1^{re} masse de gypse (F12a), la MRS de ce cycle est placée au sommet de cette dernière (Surface P3). Cette dernière masse de gypse, contrairement aux précédentes présente des faunes de type lacustre (Cavelier et *al.*, 1980), indiquant un confinement de plus en plus important.

3.7 CYCLE CP4 - MARNES BLEUES D'ARGENTEUIL ET MARNES BLANCHES DE PANTIN

Phase rétrogradante – au-dessus du toit des masses de gypse, le dépôt des Marnes Bleues d'Argenteuil représentent une inondation, cependant de faible amplitude, car elles contiennent encore des niveaux évaporitiques. Châteauneuf et Trauth (1972) y ont montré la présence d'intercalations à phytoplancton correspondant à des incursions marines. Cette MFS correspond à la surface P4. **Phase progradante** – elle est enregistrée par le dépôt lacustre des Marnes Blanches de Pantin (Characées, Riveline, 1984). La MRS est placée au sommet de ces dépôts.

3.8 CYCLE CR1 - MARNES DE PATIN, ARGILES VERTES DE ROMAINVILLE ET CALCAIRE DE BRIE

Ce cycle correspond à l'unité 1 de Delhay-Prat et *al.* (2005).

Phase rétrogradante - l'apparition d'un niveau de gypse (Gypse Marabet) au sommet des Marnes de Pantin montre une ouverture du milieu : cet approfondissement est confirmé par le dépôt des Argiles Vertes de Romainville. Ces argiles contiennent à la base des Glaises à Cyrènes à faciès de lagune externe soumise à l'action des tempêtes (F11), où la faune marine est plus diversifiée (mollusques et foraminifères). L'inondation maximale est atteinte dans ces niveaux de tempêtes (Surface R1). **Phase progradante** – elle est enregistrée par un niveau lacustre correspondant au Calcaire de Brie, qui se situe dans la partie supérieure des Argiles Vertes de Romainville.

Les cycles suivants CR2, CR3, CR4 correspondent respectivement aux unités 2, 3, 4 de Delhay-Prat et *al.* (2005) qui ont été détaillés dans la première partie de ce chapitre (§ 1.2.2).

ISLES-LES-MELDEUSES
 N 48°59'47,38"
 E 3°01'04,18"

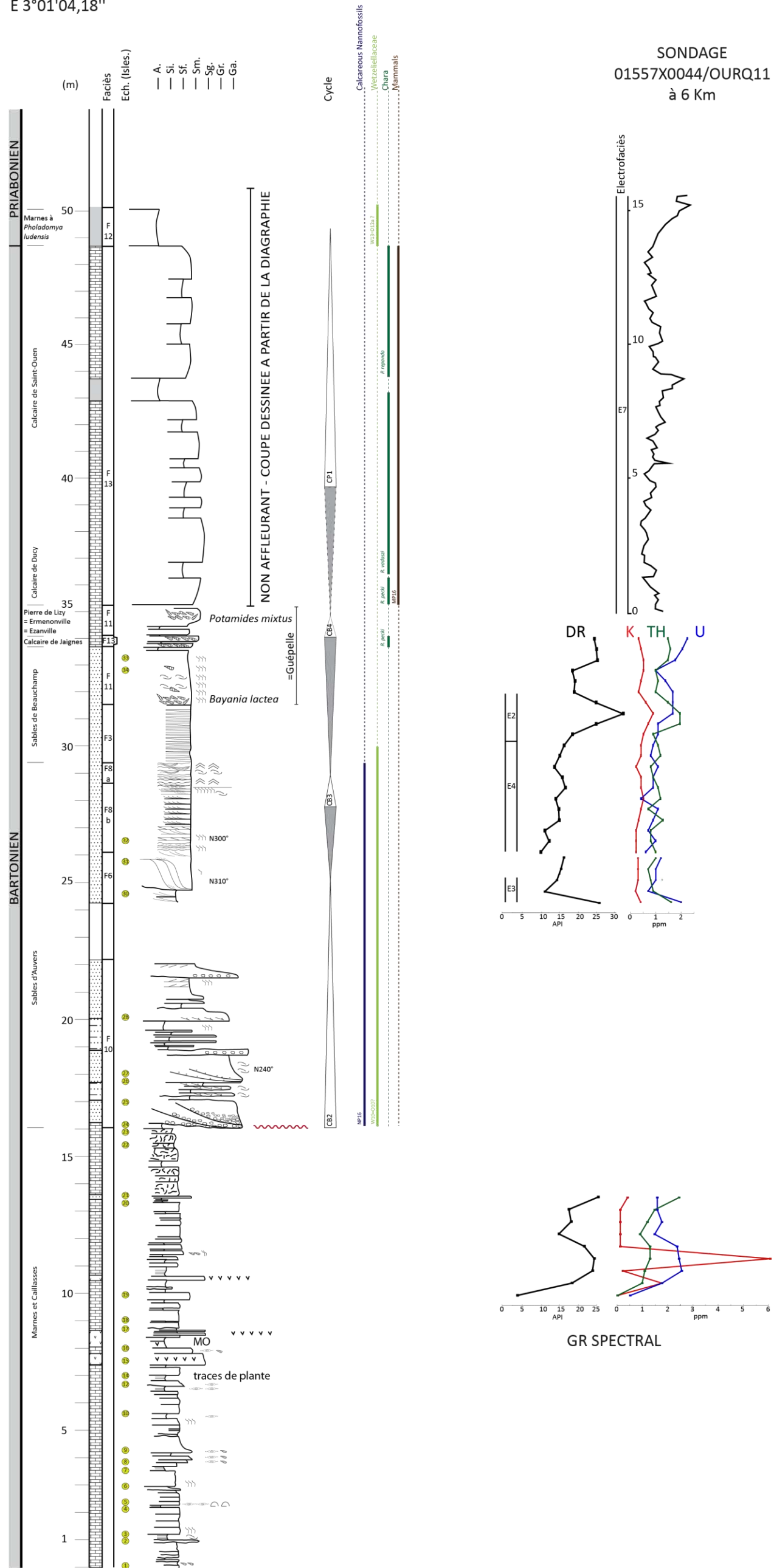


Figure 5.20 : Coupe sédimentologique du Bartonien d'Isles-lès-Meldeuses (région de Meaux). La partie supérieure de la coupe est dessinée à partir d'une diagraphie située à 6 kms. Des mesures de Gamma-Ray spectral ont été effectuées pour obtenir certains électrofaciès, notamment ceux des sables tidaux et des sables de plage.

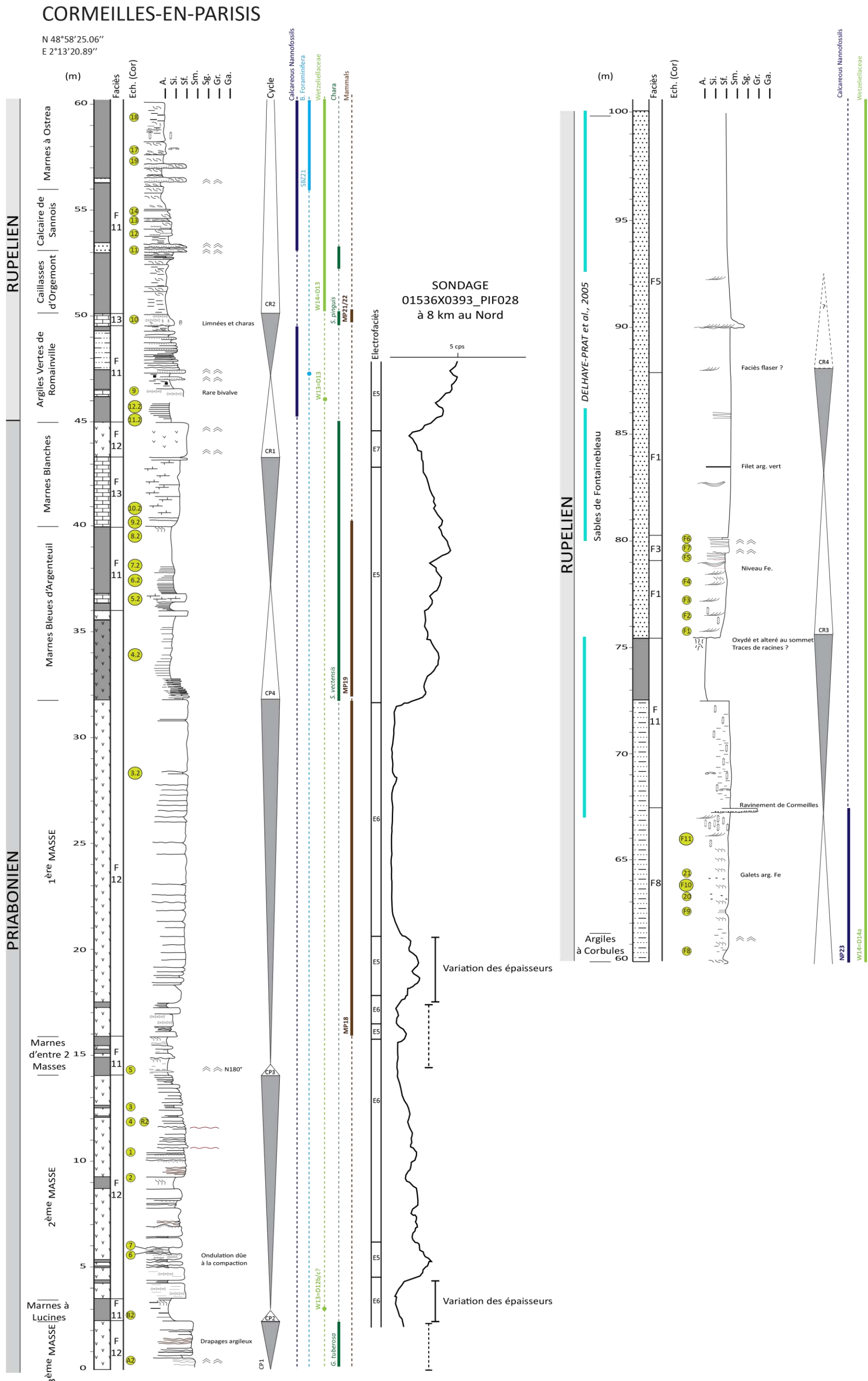


Figure 5.21 : Coupe sédimentologique du Priabonien et du Rupélien de la carrière de Cormelles-en-Parisis.

4. GÉOMETRIES SÉDIMENTAIRES

4.1 FACIES ET GEOMETRIES DES SABLES BARTONIENS

Les affleurements de l'Auversien dans le Nord du bassin de Paris sont exclusivement accessibles dans les sablières en exploitation. Une dizaine d'affleurements ont pu être visités. La qualité et le nombre d'affleurements des sables bartoniens nous permettent de définir les géométries sédimentaires en corrélant les différentes coupes sédimentologiques en plus des corrélations diagraphiques. Nous apportons donc une attention particulière à cet intervalle en proposant des corrélations entre les affleurements et des architectures sédimentaires (Figure 5.22).

Six coupes sédimentologiques sont corrélées selon une direction Sud-Nord (Isles-les-Meldeuses à Saint-Rémy-Blanzy). Seule la coupe d'Isles-les-Meldeuses est complète et permet de proposer un découpage séquentiel du sommet des Marnes et Caillasses à la base du Calcaire de Saint-Ouen.

Nous corrélons dans un premier temps les coupes d'Isles-les-Meldeuses et d'Etrépilly, de la région de Meaux (Sud) et dans un second temps, les coupes de Jouvence et d'Houssoy dans la région de Château-Thierry (Nord). Nous proposerons tout d'abord un découpage dans chacune des zones avant de proposer une corrélation à l'échelle de l'ensemble des coupes. Des coupes de faible épaisseur (Vendrest et Saint-Rémy-Blanzy) seront utilisées comme jalon pour mieux contraindre l'architecture sédimentaire du Bartonien sableux.

4.1.1 Description et corrélation des coupes de la région de Meaux

Isles-les-Meldeuses – Nous rappellerons ici les principales évolutions de cette coupe qui présente l'ensemble de la série des Sables d'Auvers et de Beauchamp, le Calcaire de Jaignes et la Pierre de Lizy (= Ermenonville et Ezanville).

Trois cycles sont définis dans les sables bartoniens à partir de cette coupe:

- Les Sables d'Auvers d'Isles-les-Meldeuses reposent sur une discontinuité majeure correspondant à une émergence et à une érosion déjà discutée précédemment (**B2**). La phase transgressive s'exprime par (1) des chenaux d'estuaire interne (F10), (2) suivis par de grandes dunes tidales d'estuaire externe (F6) qui marquent la MFS (**B3**) du cycle CB2. La phase progradante de ce cycle est enregistrée par des faciès d'estuaire médian peu profond (intertidal) (F8b).
- La tendance transgressive suivante est caractérisée par des faciès d'estuaire médian à tempêtes (F8a). La MFS de ce cycle CB3 se situe dans ces faciès, où la dynamique de tempête est la plus marquée. La mise en place de faciès de déferlement (avant-plage), de plage (F3), puis de faciès lagunaires (F11) et enfin lacustre (F13) (Calcaire de Jaignes) montre une tendance régressive. La transition entre les faciès d'estuaire médian à tempêtes et les faciès de plage montre un changement de profil de dépôt.

- Un retour à des conditions lagunaires (Pierre de Lizy) (F11) se manifeste au sommet de la coupe correspondant à la troisième inondation (MFS du cycle CB4) qui sera la dernière inondation marine puisque les dépôts sus-jacents sont exclusivement lacustres (Calcaires de Ducy et de Saint-Ouen) (F13).

Etrépilly – cette coupe se situe à 6 km au nord-ouest d'Isles-les-Meldeuses et présente les mêmes formations et les mêmes tendances. Nous avons complété la partie inférieure de cette coupe par les électrofaciès de la diagraphie la plus proche de l'affleurement interprétée en environnements de dépôt. La MRS basale (B2) correspondant à la limite Marnes et Caillasses-Sables d'Auvers, ainsi que la première MFS des Sables bartoniens (B3) se situeraient respectivement à 3 m et à 1,5 m en dessous des premiers faciès visibles à Etrépilly. Cette MFS est située au sein d'un électrofaciès non-radioactif interprété en estuaire externe (E3).

- Les premiers faciès visibles montrent une tendance régressive exprimée par des barres tidales d'estuaire médian (F7) suivies par des faciès d'estuaire médian peu profond (F8b) et enfin par des faciès de chenaux de marée dans lesquels des épisodes de crue sont identifiés (F8c).
- La tendance transgressive suivante s'exprime à nouveau dans des faciès d'estuaire médian peu profond (F8b) puis à travers l'apparition de niveaux de tempêtes (F8a). La MFS est située dans des faciès de barres tidales d'estuaire médian (F7). La tendance régressive est enregistrée dans des faciès de barrière (*shoreface* à plage) caractérisés par des clinofformes progradants (F2). Latéralement, des faciès lagunaires sont présents. Cette tendance régressive se poursuit avec des faciès lagunaires (F11) et enfin lacustres (F13) (Calcaire de Jaignes). Comme à Isles-les-Meldeuses, la transition entre les faciès d'estuaire médian et de barrière marque un changement dans le profil de dépôt.
- Les dépôts lagunaires (Pierre de Lizy) sus-jacents témoignent d'une tendance transgressive qui sera la dernière du Bartonien. Des marnes lacustres (Calcaire de Ducy et de Saint-Ouen) reposent directement sur ces dépôts lagunaires, la MRS de ce cycle se situe dans la partie inférieure des faciès lacustres.

Trois cycles ont été clairement identifiés à Isles-les-Meldeuses montrant l'intégralité de la série. En complétant la coupe d'Etrépilly à la base avec la diagraphie la plus proche, il est possible d'identifier également 3 cycles. Une des surfaces facilement corrélables correspond à la MRS sommitale du Calcaire de Ducy-Saint-Ouen et la MFS de la Pierre de Lizy sous-jacente, communes aux deux coupes qui constitue le niveau repère sommital.

Seule la tendance progradante du cycle CB2 est visible à Etrépilly. La MRS sommitale de ce cycle est enregistrée dans les faciès d'estuaire peu profond (F8b) à Isles-les-Meldeuses que nous corrélons à la MRS située à la base des chenaux d'estuaire médian (F8c) sur la coupe d'Etrépilly. Nous corrélons également la MFS du cycle CB3 définie dans les faciès d'estuaire médian à tempête (F8a) à Isles-les-Meldeuses à la MFS des barres tidales d'estuaire médian (F7) à Etrépilly correspondant au milieu le plus ouvert.

Enfin, deux niveaux lacustres (Calcaire de Jaignes) sont observés sur les deux coupes correspondant à la MRS du cycle CB3 (surface B4).

Au sein de la phase progradante du cycle CB3, nous avons identifié à Isles-les-Meldeuses la transition entre des faciès d'estuaire médian à tempêtes et des faciès de déferlement et de plage. Ne représentant pas une variation bathymétrique majeure, cette transition marque néanmoins, un changement de profil de dépôt. Ce dernier qui était dominé par une dynamique tidale est par la suite dominé par une dynamique de houle. La transition entre ces deux profils de dépôt est interprétée comme une surface de non-conformité (UN). Cette transition est également observée à Etrépilly par le passage des faciès de barres tidales d'estuaire médian à un faciès de barrière.

4.1.2 Description et corrélation des coupes de la région de Château-Thierry

Les coupes de Houssoy et de Jouvence ne montrent que la partie supérieure des sables bartoniens.

Jouvence – La base de la coupe affleure relativement mal, les premiers faciès sont mal identifiés.

- Une première tendance transgressive est enregistrée par une surface de ravinement transgressive et la mise en place de faciès externes de plateforme (F4). Une tendance régressive est exprimée par des grandes barres tidales d'estuaire externe (F5) suivies par des faciès de *sand flat* (F6a) recouverts par un paléosol (F14).
- La suite de la coupe montre une série de dunes éoliennes plus ou moins préservées. Nous observons trois séquences dans les dépôts éoliens caractérisées par (1) une première dune éolienne préservée dans le creux d'une surface d'érosion scellée par un niveau bioturbé et continu (lac ?) (2) des dépôts de *sand sheet* également scellés par un nouveau paléosol, et enfin (3) une nouvelle dune éolienne pouvant atteindre une dizaine de mètres également scellée par un paléosol. Le scellement de ces dunes par le niveau bioturbé, et les deux paléosols correspondent vraisemblablement à des MFS, dont la dynamique transgressive permettrait leur préservation.
- Cette série éolienne est recouverte par des dépôts lagunaires (Pierre de Lizy), puis lacustres (Calcaires de Ducy et de Saint-Ouen indifférenciés).

Houssoy - cette coupe est seulement à 3 km à l'ouest de Jouvence.

- Les premiers faciès visibles correspondent à des faciès externes, de plate-forme (F4) au-dessus d'une surface de ravinement (sables grossiers à graviers, érosifs) et un niveau intensément bioturbé, interprété comme une surface transgressive. La MFS est positionnée dans les faciès externes. Une tendance régressive est exprimée à la suite par des grandes barres tidales d'estuaire externe (F5) tronquées par une surface d'érosion.
- Cette surface est surmontée par un système de dunes éoliennes exprimé dans un premier temps par des *sand sheet*, puis par des dunes de plus en plus

développées avec des surfaces de réactivation de plus en plus fréquentes. Cette série de dunes est scellée par un seul paléosol sommital.

- Des grès silicifiés, ainsi que des dépôts argileux lagunaires et (ou) lacustres sont présents au sommet de cette coupe.

Cette succession de faciès est similaire à celle de Jouvence avec (1) des faciès ouverts de plate-forme au-dessus d'un ravinement transgressif (identifié à Houssoy), (2) des faciès d'estuaire plus ou moins externes et (3) des faciès éoliens qui reposent brutalement sur ces faciès tidaux. Le tout étant scellé par les dépôts lacustres ou lagunaires (?).

Nous plaçons une première MFS dans les faciès de plateforme à la base des coupes. L'installation brutale des faciès éoliens sur les faciès tidaux suggère une surface de non-conformité UN. Au-dessus des faciès tidaux, les deux coupes présentent une préservation plus ou moins importante des faciès éoliens, préservés par des niveaux bioturbés ou par la formation de paléosols. Le scellement de ces dunes correspondant vraisemblablement à des MFS, plusieurs séquences de dunes éoliennes sont alors individualisées. A Jouvence, 3 séquences sont identifiées, tandis qu'à Houssoy, seulement une séquence de dunes est identifiée. La plus forte préservation à Jouvence, notamment pour la dernière séquence de dune indique une tendance transgressive qui n'est probablement exprimée à Jouvence, qu'au travers de la préservation scellée par un paléosol sommital (absence de grandes dunes).

4.1.3 Corrélations entre les coupes et interprétation des architectures sédimentaires

Le Calcaire de Saint-Ouen qui prograde sur l'ensemble de la zone a été identifié à l'affleurement ou sur les différentes diagraphies proches des coupes. La MRS du Calcaire de Saint-Ouen et la MFS de la Pierre de Lizy sus-jacente sont aisément corrélables et constituent un niveau repère sommital.

La coupe de Vendrest, située entre la région de Meaux et de Château-Thierry permet de faire le lien entre ces deux régions. Cette coupe montre des faciès d'estuaire médian à tempête, puis des chenaux de marée et enfin des faciès de plage suivis par des dépôts éoliens de type *sand sheet* scellés par un paléosol. La coupe de Saint-Rémy-Blanzy au nord de Houssoy et Jouvence montre des faciès plus externes. Cette dernière montre une succession de faciès d'estuaire externe, puis de faciès de type *sand flat* de plus en plus proche de l'émersion (F9a puis F9b).

La transition aux faciès de plage à Vendrest marque un changement de profil de dépôt identique à celui d'Isles-les-Meldeuses et d'Etrépilly. Nous corrélons cette surface B4 également à la mise en place des premiers dépôts éoliens au Nord marquant une UN. La MRS des premiers dépôts lacustres à Isles-les-Meldeuses serait enregistrée dans la partie Nord par l'installation du système éolien. La régression, peu enregistrée à Houssoy, et tronquée par l'UN, est enregistrée de façon plus progressive à Saint-Remy-

Blanzy par le passage à des faciès de type *sand flat*. L'UN est ici à nouveau positionnée dans le passage aux faciès de type *sand flat*. La diagraphie la plus proche de Saint-Rémy-Blanzy montre une dizaine de mètre de sables éoliens supplémentaire, dont les corrélations exactes avec le système éolien de Jouvence et d'Houssoy ne sont pas déterminables.

La MFS du cycle CB3 est enregistrée sur l'ensemble du profil dans des faciès tidaux d'estuaire médian au Sud et d'estuaire externe au Nord. Concernant le cycle CB2, il est difficile à corrélérer sur toutes les coupes. La coupe de Saint-Rémy-Blanzy à l'extrémité Nord, complétée par la diagraphie la plus proche, permet de positionner la MFS du cycle CB2 dans des dépôts argileux qui représentent vraisemblablement l'équivalent latéral plus distal des dunes tidales d'estuaire externe d'Isles-les-Meldeuses (faciès d'*offshore*).

Cycle CB2 : la partie Nord présentent un caractère plus distal, notamment à Saint-Rémy-Blanzy caractérisé par des dépôts sablo-argileux (distal) qui sont contemporains des grandes dunes tidales d'estuaire externe au Sud. En outre, seule la coupe d'Isles-les-Meldeuses au Sud présente des faciès d'estuaire interne directement recouverts par des grandes dunes subtidales. Cette superposition dont le contact est peu visible suggère une surface de ravinement tidal. La MFS du cycle CB2 qui correspond à l'installation de faciès subtidaux à *offshore* sur l'ensemble de la coupe correspond à la MFS majeure de l'intervalle.

Cycle CB3 : la tendance transgressive est marquée par un ravinement tidal au Nord surmonté par des faciès de plate-forme externe, tandis que la partie Sud enregistre cette tendance transgressive dans des dépôts d'estuaire médian. La contemporanéité de ces dépôts montre également une polarité proximale-distale du Sud vers le Nord. La phase transgressive est peu développée au Nord, contrairement à la phase régressive. Ce dernier s'exprime par un système de barres tidales d'estuaire externe qui représente un prisme de haut niveau. Cette tendance régressive est globalement peu préservée sous l'UN, excepté au Nord, où des faciès de *sand flat* sont présents. L'installation brutale des dépôts éoliens au Nord et des dépôts de plage et de barrière marque un changement de profil de dépôt d'un système tidal à un système vague dominé (type estuaire barré). La MRS du cycle CB3 qui est placée à la base des calcaires lacustres et à la base des dépôts éoliens montre un système progradant en direction du Nord exprimé dans les faciès de barrière/plage, puis dans les faciès de lagune.

Cycle CB4 : La corrélation du cycle CB4 montre la contemporanéité des dépôts lacustres et lagunaires aux systèmes éoliens du Nord. Le tout est scellé par les calcaires de Saint-Ouen qui progradent sur l'ensemble du système.

CHAPITRE 5 : LE BARTONIEN-PRIABONIEN-RUPÉLIEN DU BASSIN DE PARIS

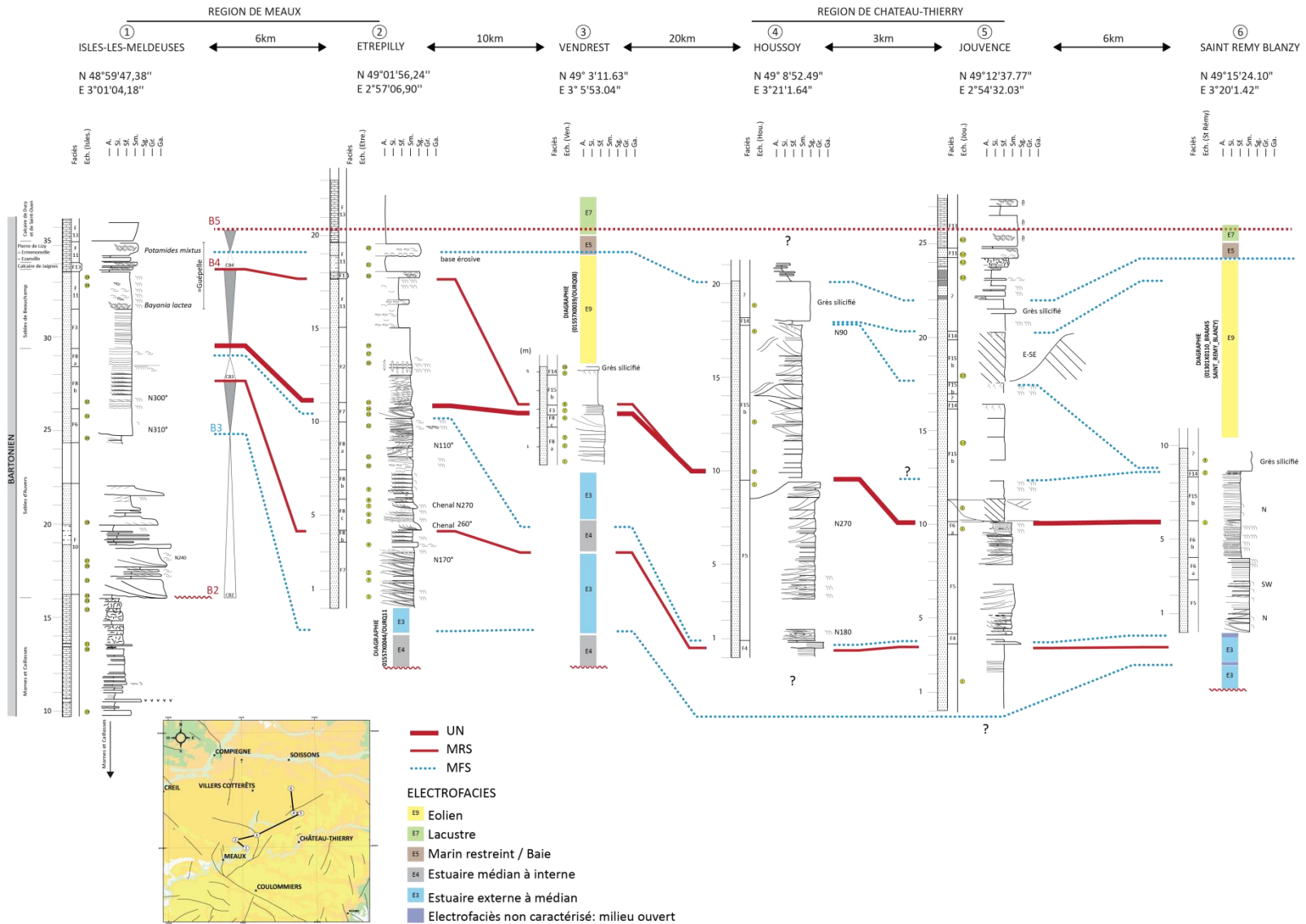


Figure 5.22 : Corrélations des coupes sédimentologiques des sables bartoniens de la région de Meaux à la région de Château-Thierry

4.2 GEOMETRIE 2D SUR LE TRANSECT DE REFERENCE

4.2.1 Choix et calage des surfaces corrélées à l'échelle du bassin

Dans l'intervalle Bartonien, Priabonien et Rupélien, nous avons pu corréliser 9 surfaces (MFS, MRS et UN : *unconformity*) à l'échelle du bassin permettant d'obtenir une résolution assez précise de chaque intervalle.

B2 -Bartonien- elle correspond à une émersion généralisée du bassin de Paris à la transition des **Marnes et Caillasses** et des **Sables d'Auvers** (Bartonien inférieur). Cette surface correspondant à une limite de séquence (**SB**) est aussi amalgamée avec une surface transgressive (ST). Elle n'a pas de signature diagraphique univoque. Néanmoins, le contraste lithologique des calcaires aux sables est bien souligné dans les descriptions de forage permettant de caler cette surface et de la corréliser à l'échelle du bassin.

B3 -Bartonien- cette surface correspond à la **MFS** majeure du Bartonien. Elle est enregistrée dans les **Sables d'Auvers**. Cette surface est facilement identifiable en diagraphie dans les sables, elle est positionnée dans les valeurs les plus faibles de radioactivité correspondant aux sables subtidiaux. Cette surface est également calée sur les différents sondages stratigraphiques (Le Tillet et Montjavoult).

B4 -Bartonien- il s'agit de la MRS du cycle CB3, qui est au Nord amalgamée à l'UN à la base des faciès éoliens de l'Auversien correspondant aux **Sables de Beauchamp**. Elle est très bien caractérisée en sub-surface car elle marque la transition entre des sables souvent très radioactifs de plage et des sables non radioactifs, éoliens (Nord). Lorsque les dépôts éoliens sont absents, cette surface marque la transition entre des faciès lagunaires légèrement radioactifs et des faciès lacustres non radioactifs (Sud).

B5 -Bartonien- il s'agit d'une discontinuité à la base du **Calcaire de Saint-Ouen**. Elle correspond à la progradation des faciès lacustres sur l'ensemble du bassin. Cette surface est facilement identifiable, car elle marque la transition entre deux lithologies bien différentes, les sables auversiens et les calcaires marinésiens. Elle est également bien identifiée sur l'ensemble des forages, notamment dans les sondages stratigraphiques (Chaignes, Ludes et Montjavoult). Cette surface correspond à quelques mètres près à la MRS dans la partie inférieure du Calcaire de Saint-Ouen qui est difficilement identifiable en sub-surface (calcaire homogène). La surface B5 a été choisie car elle est bien identifiée en sub-surface à l'échelle du bassin. En outre, dans cet intervalle de temps, les épaisseurs varient peu : cette surface permettra donc de fournir une répartition des épaisseurs représentative.

P1 -Priabonien- cette surface représente la première **MFS** du Priabonien, correspondant aux **Marnes à *Pholadomya ludensis***. Elle est comprise entre le Calcaire de Saint-Ouen et la 3^e masse de gypse (ou le Calcaire de Champigny). Ces faciès n'ont pas été observés sur le terrain, néanmoins leur interprétation séquentielle est appuyée par

des arguments biostratigraphiques. Elle est de plus identifiée sur l'ensemble des sondages stratigraphiques (Chaignes, Ludes et Montjavoult). Cette surface est facilement identifiable, caractérisée par un pic de radioactivité compris entre des calcaires ou du gypse faiblement radioactifs.

P2 -Priabonien- cette surface représente également une **MFS** au sein du Priabonien correspondant aux **Marnes à Lucines**. Ces marnes se situent entre la 3^e et la 2^e masse de gypse (région parisienne) ou au sein du Calcaire de Champigny (bordure Est du bassin). Elle est facilement identifiable par les mêmes caractéristiques que la surface **P1**.

P3 -Priabonien- il s'agit d'une **MRS** au sommet de la **1^{ère} masse de gypse** (ou au sommet du Calcaire de Champigny). Elle se situe sous la transition entre la 1^{re} masse de gypse ou le Calcaire de Champigny et les Marnes Bleues d'Argenteuil ; elle est donc facilement identifiable.

P4 -Priabonien- cette surface correspond à la **MFS** des **Marnes Bleues d'Argenteuil**. Elle correspond aux valeurs de Gamma-Ray les plus radioactives au sein de ces marnes qui sont comprises entre deux niveaux carbonatés faiblement radioactifs (Calcaire de Champigny et Marnes de Pantin). Les Marnes Bleues d'Argenteuil présentent le même électrofaciès à l'échelle du bassin. Cette surface est de ce fait très bien identifiée sur l'ensemble des forages.

R1 -Rupélien- il s'agit de la première surface rupélienne, correspondant à la **MFS** des **Argiles Vertes de Romainville**. Cette surface présente les mêmes caractéristiques que la surface P4. D'une part, ces argiles sont comprises entre deux niveaux carbonatés (Marnes Blanches de Pantin et Calcaire de Brie), d'autre part, l'électrofaciès des Argiles Vertes de Romainville est constant à l'échelle du bassin.

4.2.2 Géométries 2D observées

Un transect (identique à celui du chapitre précédent) présenté ci-dessous orienté N-S (Crouy-sur-Ourcq - Melun). Ce transect est décomposé en deux schémas des géométries. Le premier représente les géométries du Bartonien comprises entre la discontinuité à la base de l'Auversien **B2-UN** et la surface **P1-MFS** des Marnes à *Pholadomya ludensis* ; le second montre les géométries du Priabonien et du Rupélien inférieur entre la surface **P1-MFS** et la **MFS** des Argiles Vertes de Romainville **R1-MFS**.

Le premier transect est horizontalisé sur la surface P1, le second sur la surface P4.

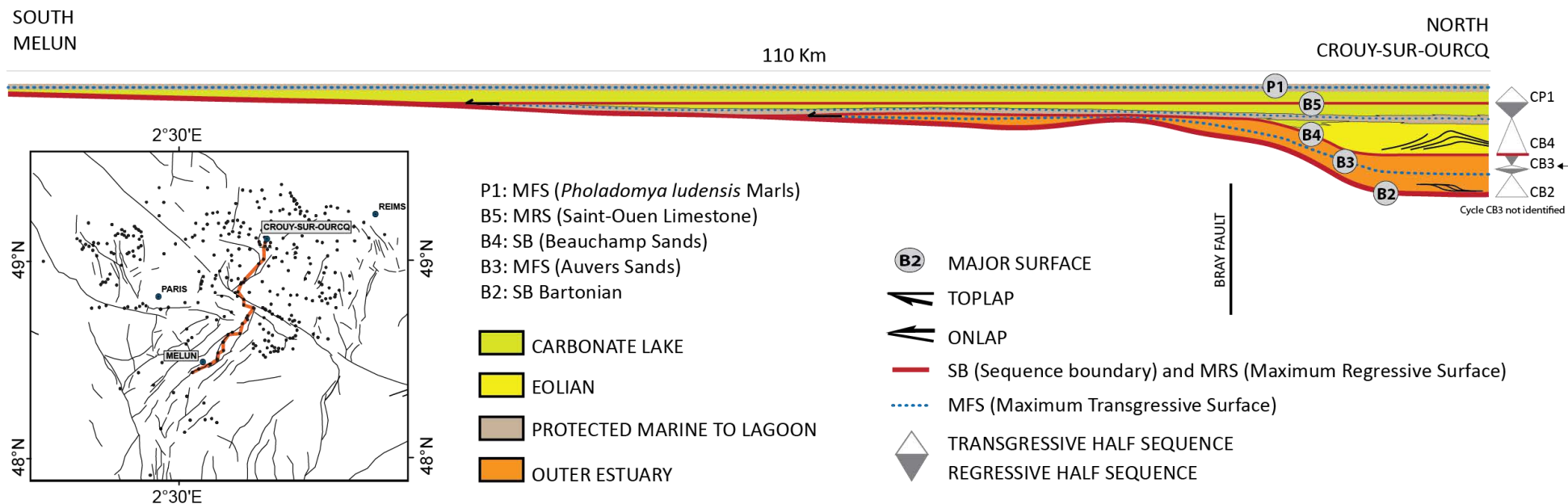


Figure 5.23 : Géométries du Bartonien-Priabonien basal selon le transect Melun - Crouy-sur-Ourcq.

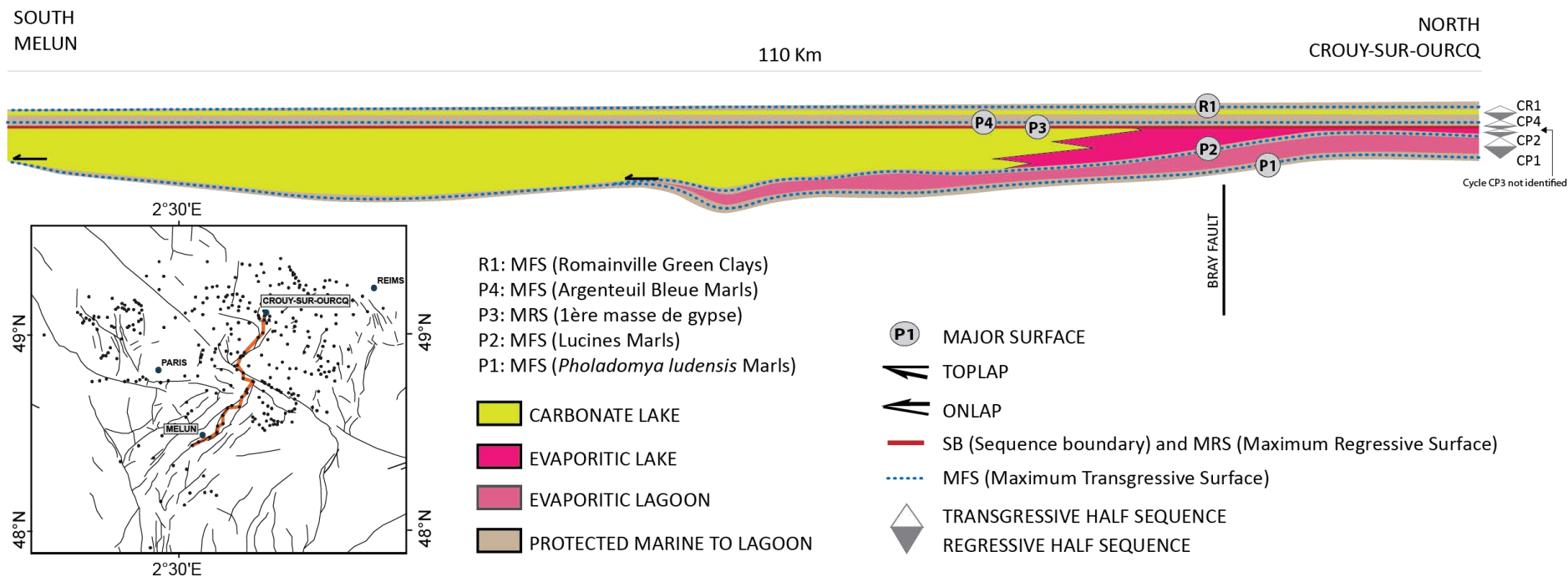


Figure 5.24 : Géométries du Priabonien-Rupélien inférieur selon le transect Melun – Crouy-sur-Ourcq.

4.2.1.1 Géométries du Bartonien-Priabonien basal (Figure 5.23)

Les premiers dépôts bartoniens correspondent aux Sables d'Auvers transgressifs sur la surface d'émergence **B2**. Ces sables présentent des géométries en *onlap* en direction du Sud. Cet *onlap* côtier est limité au Sud de Meaux et est l'expression de la MFS majeure du Bartonien, **B3**.

A noter que le cycle CB3 bartonien qui a été identifié à l'affleurement est difficilement identifiable en sub-surface, il ne sera donc pas présenté sur le schéma (Figure 5.23) des géométries ni en carte.

Les derniers dépôts bartoniens correspondent aux (1) Sables éoliens de Beauchamp préservés uniquement au Nord de la faille de Belou, et aux (2) dépôts lacustres et lagunaires. Dans un profil type estuaire à influence de vagues (estuaire barré), les dépôts lacustres (Calcaire de Jaignes) et lagunaires (Pierre de Lizy/Ezanville) passent latéralement aux sables éoliens (entre les surfaces **B4** et **B5**). Les dépôts éoliens remplissent une zone en creux et semblent préservés à la faveur de la transgression du cycle CB4.

Au-dessus des dépôts éoliens, les géométries isopaques du Calcaire de Ducy et de Saint-Ouen sur l'ensemble du transect montre un profil beaucoup plus plat témoignant d'une homogénéisation de la subsidence ou une transgression majeure.

Les premiers dépôts priaboniens correspondent aux Marnes à *Pholadomya ludensis* qui sont transgressives sur le Calcaire de Saint-Ouen. Elles présentent des géométries en *onlap* en direction du Sud. Cet *onlap* côtier (**P1**) est limité au sud de Melun, aux alentours d'Etampes.

4.2.2.2 Géométries du Priabonien basal-Rupélien (

Figure 5.24)

Après la grande transgression des Marnes à *Pholadomya ludensis*, le calcaire lacustre de Champigny, équivalent de la 2^{ème} et de la 1^{ère} masse de gypse est essentiellement progradant en direction du Nord (entre les surfaces **P2** et **P4**). Cette progradation, à l'échelle du Priabonien débute après la transgression des Marnes à Lucines qui est néanmoins nettement moins importante que celle des Marnes à *Pholadomya ludensis*, puisque l'*onlap* côtier est limité au nord de Melun.

Les Marnes d'entre deux masses correspondant à une MFS mineure (cycle CP3) identifiée à l'affleurement (Figure 5.21) n'ont pas été caractérisées en sub-surface et ne sont pas représentées sur ce schéma des géométries et sur les cartes.

Le calcaire de Champigny entre les surfaces **P2** et **P3** montre un passage latéral avec le gypse dans la partie Nord du bassin à partir de la faille de Bray. L'extension du Calcaire de Champigny est importante en direction du Sud, qui était une zone précédemment

émergée et montre de très fortes variations d'épaisseur. Les Marnes Bleues d'Argenteuil (**P4**), les Marnes Blanches de Pantin et les Argiles Vertes de Romainville (**R1**) présentent des géométries isopaques sur l'ensemble du transect.

5. QUANTIFICATION DES VARIATIONS D'ACCOMMODATION (2D)

Les différents cycles stratigraphiques identifiés sont la conséquence des variations du rapport A/S et donc de l'interaction de la tectonique, de l'eustatisme du climat et des variations de flux sédimentaire. Pour nous extraire du flux sédimentaire, des mesures d'accommodation ont été effectuées. Elles mettent en évidence des variations d'accommodation qui peuvent être comparées aux variations de niveau marin.

Comme pour la partie Thanétien-Yprésien (Chap. 3), des calculs d'accommodation (chronophages!) ont été réalisés le long du même transect Nord-Sud pour le Lutétien, le Bartonien, le Priabonien et le Rupélien et ce entre chaque marqueur-temps identifié. Ce transect a été décrit ci-dessus. Les résultats de ces calculs pour le Lutétien et le Bartonien inférieur (Chap. 4) sont insérés dans ce chapitre, car nous présentons ici l'accommodation cumulée au cours du temps pour cet intervalle (la méthodologie de ces calculs est expliquée dans le chapitre 2, § 2.4.4.1 et dans le chapitre 3).

La difficulté majeure réside dans le fait de définir des âges absolus pour chacun des marqueurs principaux (L1 à R1). La démarche pour définir le modèle d'âge est identique à celle employée pour la partie Thanétien-Yprésien (Chap. 3). Chaque marqueur est positionné dans un intervalle de temps défini par les données biostratigraphiques disponibles (recalée sur l'échelle de Gradstein et *al.*, 2012). Les intervalles de temps définis par ces biozones peuvent être très courts permettant de définir un âge sans trop d'incertitude. A l'inverse dans le cas où les intervalles de temps sont longs, nous avons défini un âge en s'aidant des variations orbitales définies par Laskar et *al.* (2011). Ces courbes qui représentent les différentes solutions orbitales (excentricité, cycles à 400 kyr) ont un comportement chaotique de 60 à 50 Ma, mais deviennent très robustes à partir de 50 Ma permettant d'obtenir des âges précis des variations de l'excentricité. A l'intérieur de l'intervalle défini par les données biostratigraphiques, le choix d'un âge numérique est précis est donc contraint par les solutions orbitales à l'intérieur de l'intervalle considéré.

Le modèle d'âge est reporté en annexe de ce chapitre (Annexe A, B et C). La base de données complète pour les marqueurs L1 à R1 est également en annexe à la fin du manuscrit.

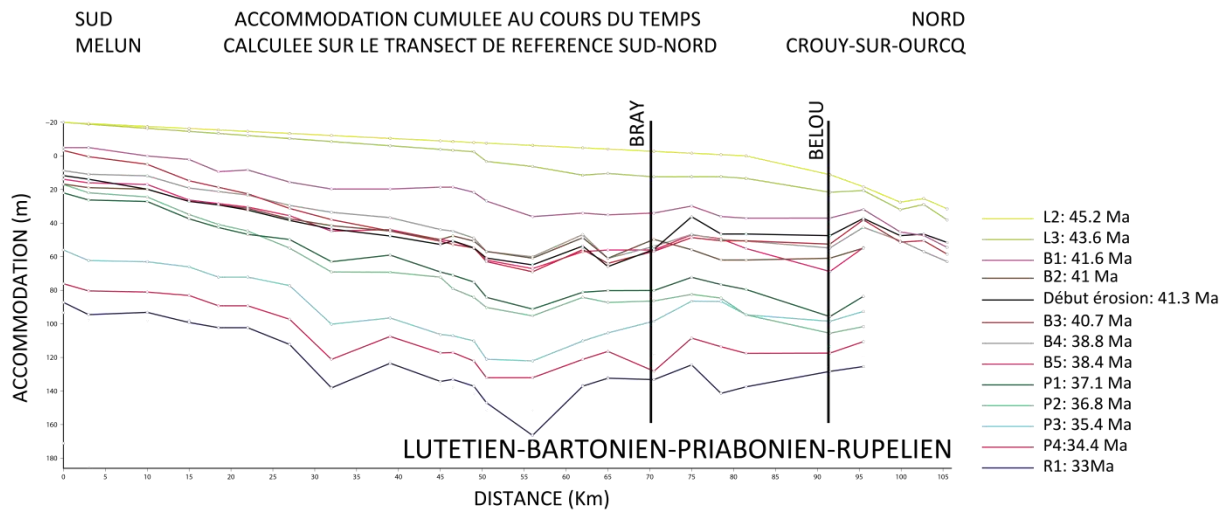


Figure 5.25 : Mesures de l'accommodation cumulée sur l'intervalle Lutétien- Rupélien inférieur.

La Figure 5.25 illustre l'accommodation cumulée au cours du temps entre le Lutétien (L1 : marqueur de base) et le Rupélien inférieur (R1).

Les courbes d'accommodation cumulée au cours du temps montrent:

- une première période du Lutétien au Bartonien inférieur (anté-B2) durant laquelle on observe une accommodation significative uniquement au nord (L2) qui devient de plus en plus importante et surtout plus homogène sur l'ensemble du profil par la suite (B1) ;
- une phase d'érosion au Bartonien inférieur (entre B1 et B2) et un minimum d'espace créé au cours du Bartonien (entre B2 à B5). Nous pouvons observer entre le marqueur B1 et B2, une variation de l'espace d'accommodation le long du transect montrant une influence tectonique qui sera plus amplement détaillée plus bas.
- une seconde période du Priabonien au Rupélien inférieur (post-B5) durant laquelle on observe un maximum d'espace créé le long du transect Nord-Sud. L'espace d'accommodation est essentiellement créé dans la partie centrale du transect. Nous verrons plus loin que cette variation correspond à l'apparition d'une flexure NW-SE, oblique par rapport au transect.

6. CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Pour contraindre les contours paléogéographiques, une phase de calage a été effectuée entre les coupes et les puits à proximité disposant d'un enregistrement de la radioactivité naturelle (Gamma-Ray). Le catalogue d'électrofaciès qui en ressort (Figure 5.19), ainsi que la définition de chaque surface corrélée à l'échelle du bassin, permet de reconstituer la paléogéographie. Les cartes présentées ci-dessous représentent les faciès reconnus entre deux surfaces, c'est-à-dire un demi-cycle, voire parfois un cycle complet. Par conséquent, des interprétations de faciès peuvent être légèrement diachrones sur une même carte.

6.1 CARTE PALEO GEOGRAPHIQUE DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CB2 (B2-B3)

Cette carte représente l'intervalle compris entre l'érosion et l'émersion généralisée du Bartonien inférieur (B2) et la MFS majeure du Bartonien (B3). Cette carte illustre l'intervalle transgressif des Sables d'Auvers.

Cette carte paléogéographique montre un domaine marin ouvert (*offshore*) à l'extrémité Nord du bassin, aux alentours de Soissons, entouré d'un domaine d'estuaire externe. Les axes de la Seine et de Banthelu correspondent à deux domaines émergés.

- La paléogéographie est clairement ouverte en direction du Nord. Le domaine d'estuaire externe est large, et se continue vers le Sud, dépassant la faille de Bray et la région parisienne. Cet environnement estuarien est en revanche limité par la faille de Seine et par son prolongement à l'Est. Les faciès d'estuaire externe contournent également l'axe de Banthelu. A l'Ouest, la paléogéographie s'organise selon un axe NE-SW et NW-SE, le même axe que la faille de Banthelu.
- Les faciès d'estuaire interne sont ponctuellement caractérisés par un électrofaciès plus radioactif (*tidal flat*) notamment à l'Est de la faille de Belou et au sud de Paris dessinant un golfe.
- La transition entre les environnements subtidaux et le domaine émergé se fait certainement par des faciès intertidaux. Cependant, à l'exception des zones plus argileuses mises en évidence précédemment, les faciès intertidaux ont une signature diagraphique équivoque.

Les structures de la Seine et de Banthelu correspondent à des domaines émergés au Bartonien. Elles représentent des limites paléogéographiques qui sont vraisemblablement héritées de la phase de déformation du Bartonien inférieur.

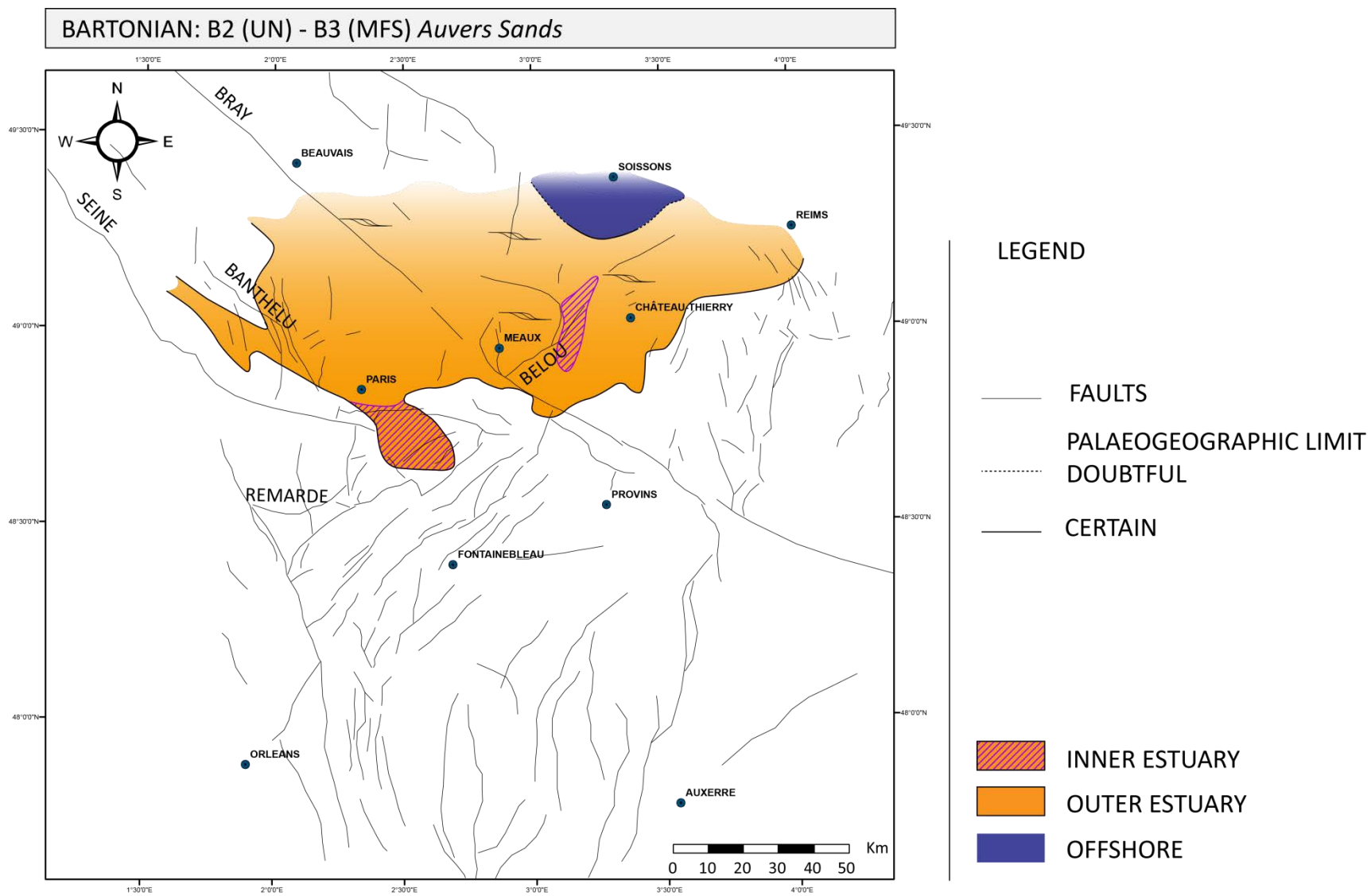


Figure 5.26 : Carte paléogéographique dessinée au niveau de la MFS des Sables d'Auvers.

6.2 CARTE PALEOGEOGRAPHIQUE DU CYCLE CB4 (B4-B5)

Ne disposant pas de marqueur intermédiaire, cette carte représente l'intervalle compris entre l'UN à la base des Sables éoliens (B4) et la MRS du Calcaire de Saint-Ouen (B5).

La paléogéographie de cet intervalle montre clairement, par rapport à l'intervalle précédent, l'installation des faciès éoliens et la progradation des faciès lagunaires et lacustres (situés en arrière) en direction du Nord et des domaines émergés au Sud et à l'Ouest. Le domaine marin, toujours ouvert vers le Nord, est limité dans une zone très restreinte selon un axe N-S (Soissons-Meaux). Les dépôts éoliens se situent à la transition entre ces deux domaines.

- La répartition des faciès éoliens semble confirmer l'hypothèse de dunes côtières dans un profil de type estuaire à influence de houle (estuaire barré). Ces dunes côtières sont préservées dans le prolongement de la faille de Belou et le long de la faille de Bray.
- Les zones précédemment lacustres sont en partie émergées, notamment le long de la structure de la faille de Seine et de Banthelu et à l'Est de la région parisienne.

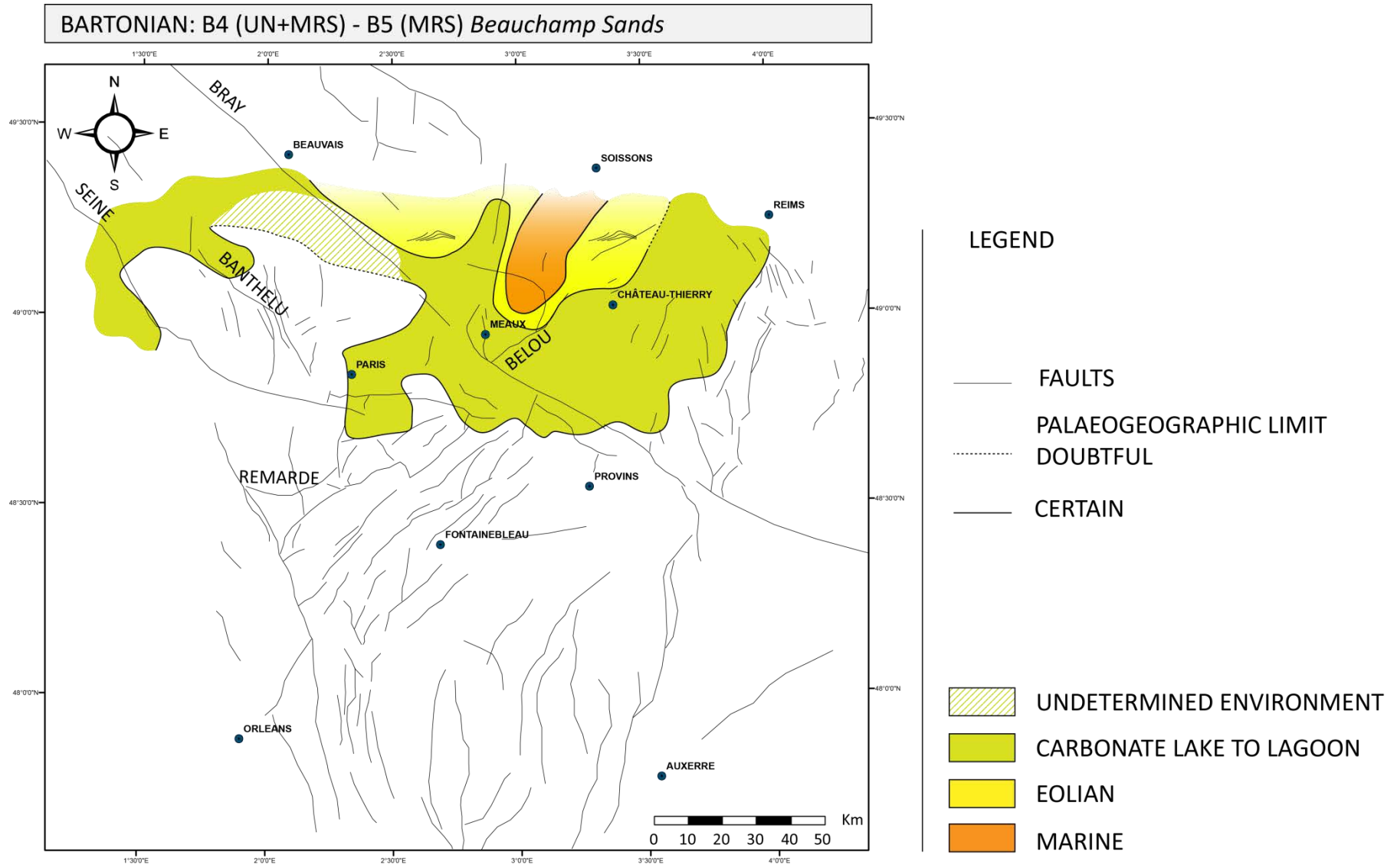


Figure 5.27 : Carte paléogéographique de la partie supérieure des Sables de Beauchamp

6.3 CARTE PALEOGEOGRAPHIQUE DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CP1 (B5-P1)

Cette carte représente l'intervalle compris entre la MRS (B5) à la base du Calcaire de Saint-Ouen et la MFS (P1) des Marnes à *Pholadomya ludensis*. L'intervalle représenté correspond à la partie supérieure, transgressive, du Calcaire de Saint-Ouen juste avant l'inondation maximale des Marnes à *Pholadomya ludensis* (P1) qui recouvre l'ensemble du bassin. Cette carte montre le stade du début de la transgression.

Elle illustre une réorientation du bassin : la paléogéographie qui était ouverte en direction du Nord est désormais ouverte vers le NW, dans le prolongement de la faille de Bray, selon un axe Beauvais-Meaux. La partie Nord est quant à elle à l'émersion. Les domaines précédemment émergés au Sud du bassin sont recouverts par des dépôts lacustres au cours de cet intervalle.

- Le domaine ouvert s'oriente le long la structure de la faille du Bray, qui était précédemment un domaine continental (lacustre et éolien). Ces faciès marins n'ont pas été identifiés à l'affleurement, cependant, les descriptions de forages indiquent des sables à faune marine. En outre, les photographies de la sablière du Ruel (Nord de Pontoise) de Pomerol (1965) montrent une dynamique tidale bien exprimée dans ces sables.
- Le domaine lacustre est ici très étendu, ces dépôts prenant place après la fin de la progradation du Calcaire de Saint-Ouen. Il est limité selon un axe NE-SW sur la bordure Est et selon un axe E-W sur la bordure Nord. Le tracé de la bordure Sud de cette plaine lacustre est incertain, car son extension dépasse la zone recouverte par les transects de corrélations. Cependant, un net amincissement des épaisseurs est observé en direction du Sud. Le contour paléogéographique est également dessiné à partir des données des cartes géologiques qui confirment un amincissement de ces dépôts lacustres.

La réorganisation paléogéographique indiquant une ouverture vers le NW, et une fermeture du bassin au Nord suggère une déconnexion entre le bassin de Paris et le bassin Belge et un possible soulèvement de la partie Nord.

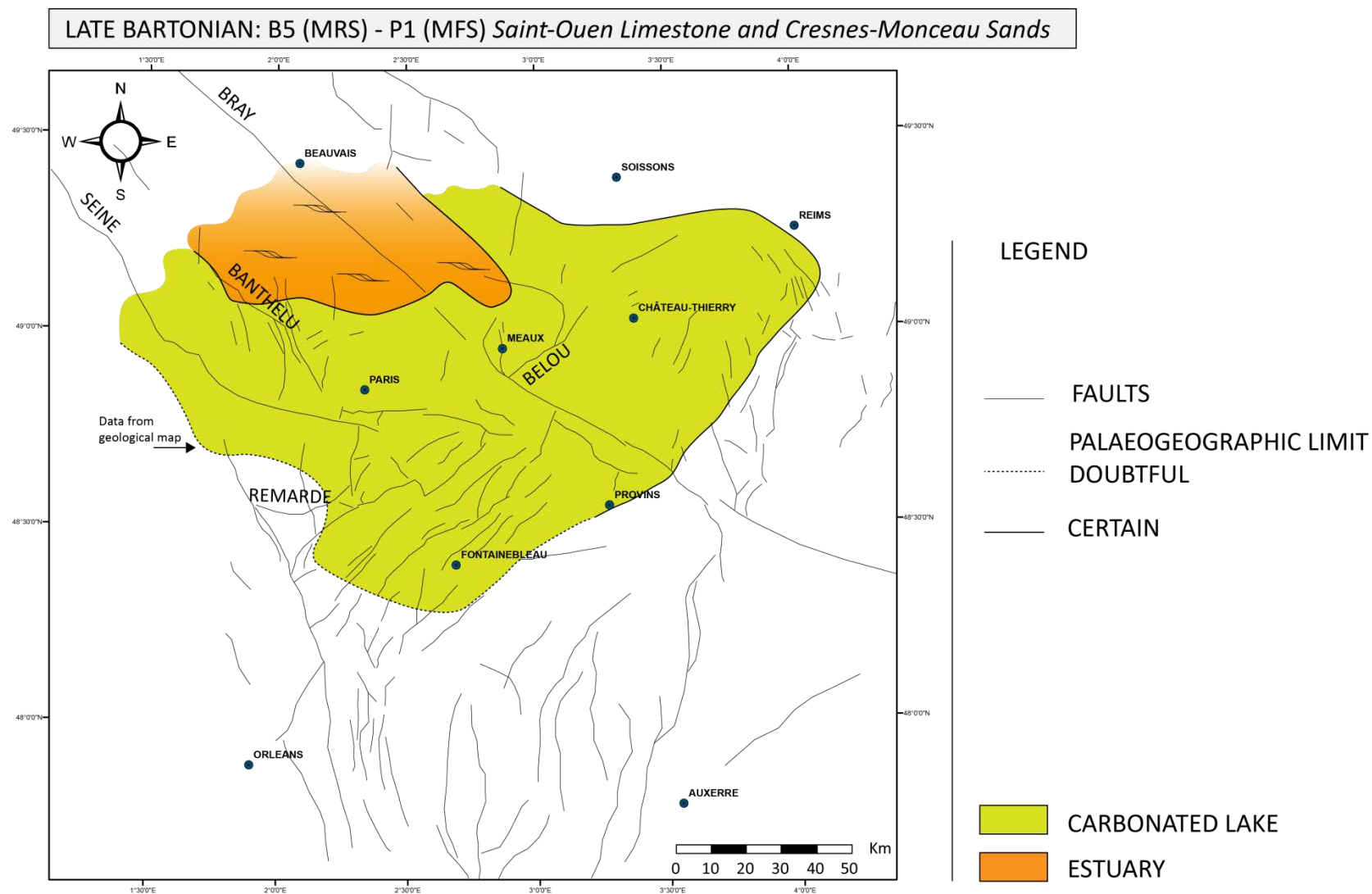


Figure 5.28 : Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif sous les Marnes à *Pholadomya ludensis*

6.4 CARTE PALEOGEOGRAPHIQUE DE L'INTERVALLE REGRESSIF DU CYCLE CP1 ET L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CP2

Ne disposant pas de marqueur intermédiaire, cette carte représente l'intervalle compris entre la MFS des Marnes à *Pholadomya ludensis* (P1) et la MFS des Marnes à Lucines (P2). L'intervalle comprend donc un demi-cycle régressif et un demi-cycle transgressif correspondant à la 3^e masse de gypse.

Cette carte montre l'installation d'une grande lagune évaporitique. Elle illustre un changement paléogéographique majeur. La paléogéographie suggère une ouverture du bassin vers le Nord. Une phase de structuration du bassin de Paris est mise en évidence par l'apparition de l'anticlinal de Margny-lès-Compiègne au Nord et par la réactivation des structures de Banthelu et de la Seine correspondant à des zones émergées.

- La paléogéographie semble être ouverte en direction du Nord entre la faille de Bray et l'anticlinal de Margny-lès-Compiègne selon un axe NW-SE et à l'Est de cet anticlinal selon un axe NE-SW (Soissons-Meaux).
- Cette lagune est entourée par une sédimentation évaporitique plus argileuse sur les bordures Est, Sud et Ouest du bassin.
- A l'Ouest de la région parisienne, le domaine entre les failles de la Seine et de Banthelu est émergé.

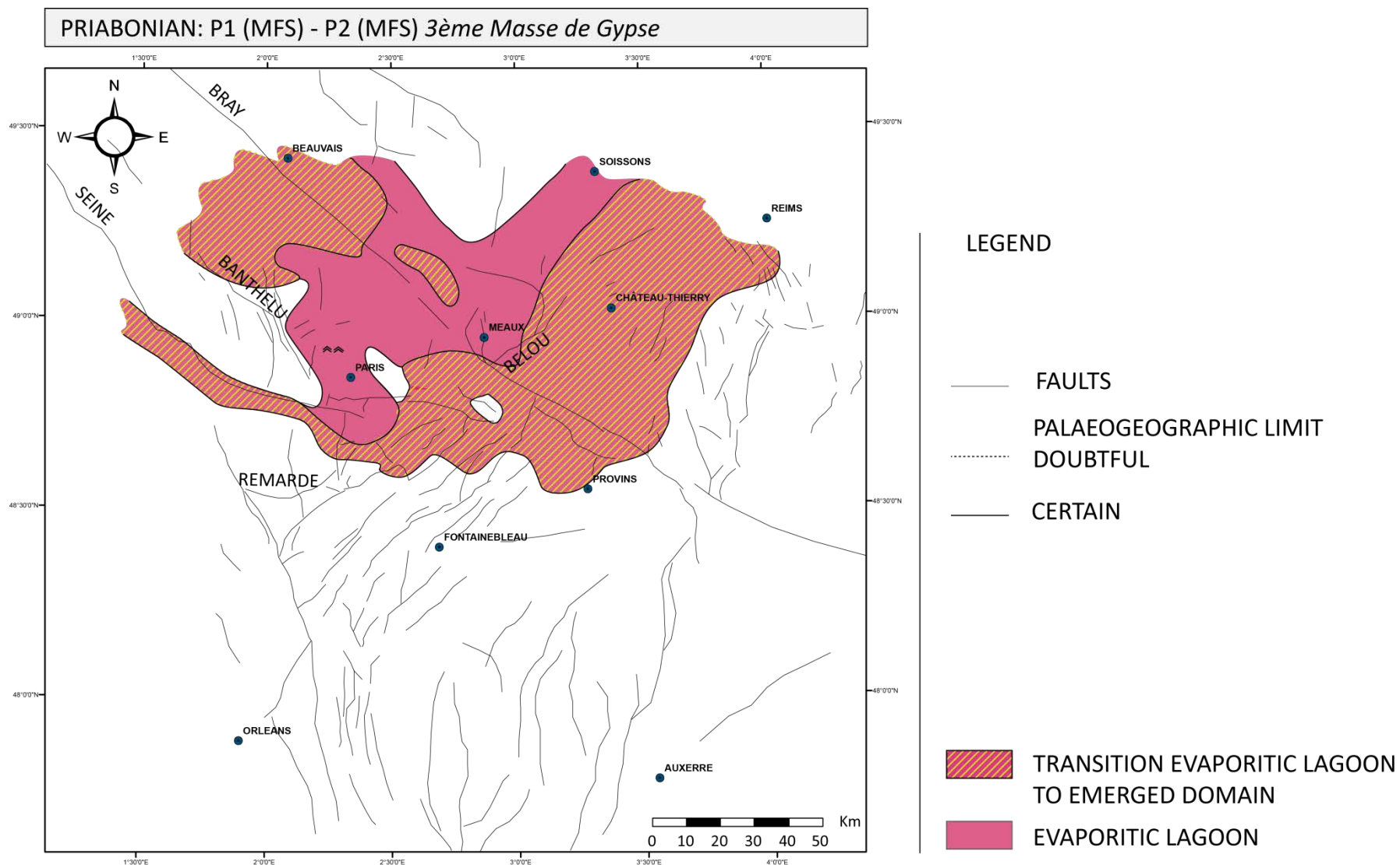


Figure 5.29 : Carte paléogéographique de l'intervalle P1-P2 représentant le demi-cycle régressif du cycle CP1 et le demi-cycle transgressif du cycle CP2 (3^e masse de gypse)

6.5 CARTE PALEOGEOGRAPHIQUE DE L'INTERVALLE REGRESSIF DU CYCLE CP2 ET LE CYCLE CP3

Cette carte représente l'intervalle compris entre la MFS des Marnes Lucines (P2) et la MRS au sommet des masses de gypse (P3): cet intervalle correspond à une grande tendance progradante incluant la 2^e et la 1^{ère} masse de gypse.

La progradation des dépôts lacustres des calcaires de Champigny réduisent considérablement l'extension géographique des faciès évaporitiques. En même temps que se produit cette régression, les faciès lacustres s'étendent largement vers le Sud qui correspondait précédemment à une zone émergée. Les structures précédemment réactivées semblent être gommées, à l'exception de l'anticlinal de Margny-lès-Compiègne qui reste émergé, limitant à l'Ouest, l'extension des faciès évaporitiques. La paléogéographie devient clairement fermée, ceci est confirmé par le fait que les évaporites de la première masse de gypse sont continentales (Fonte, 1968).

Sur la bordure Ouest, l'extension des dépôts lacustres carbonatés n'est pas définie: d'une part elle dépasse la zone dans laquelle des diagraphies sont disponibles, d'autre part, ces carbonates sont résiduels au-delà de Chartres. Néanmoins, le début de la sédimentation des carbonates lacustres en Anjou, en Touraine et sur la bordure septentrionale du Massif Central au Priabonien supérieur (Riveline, 1984) suggère un bassin bien plus étendu vers le Sud-Ouest et clairement orienté NE-SW.

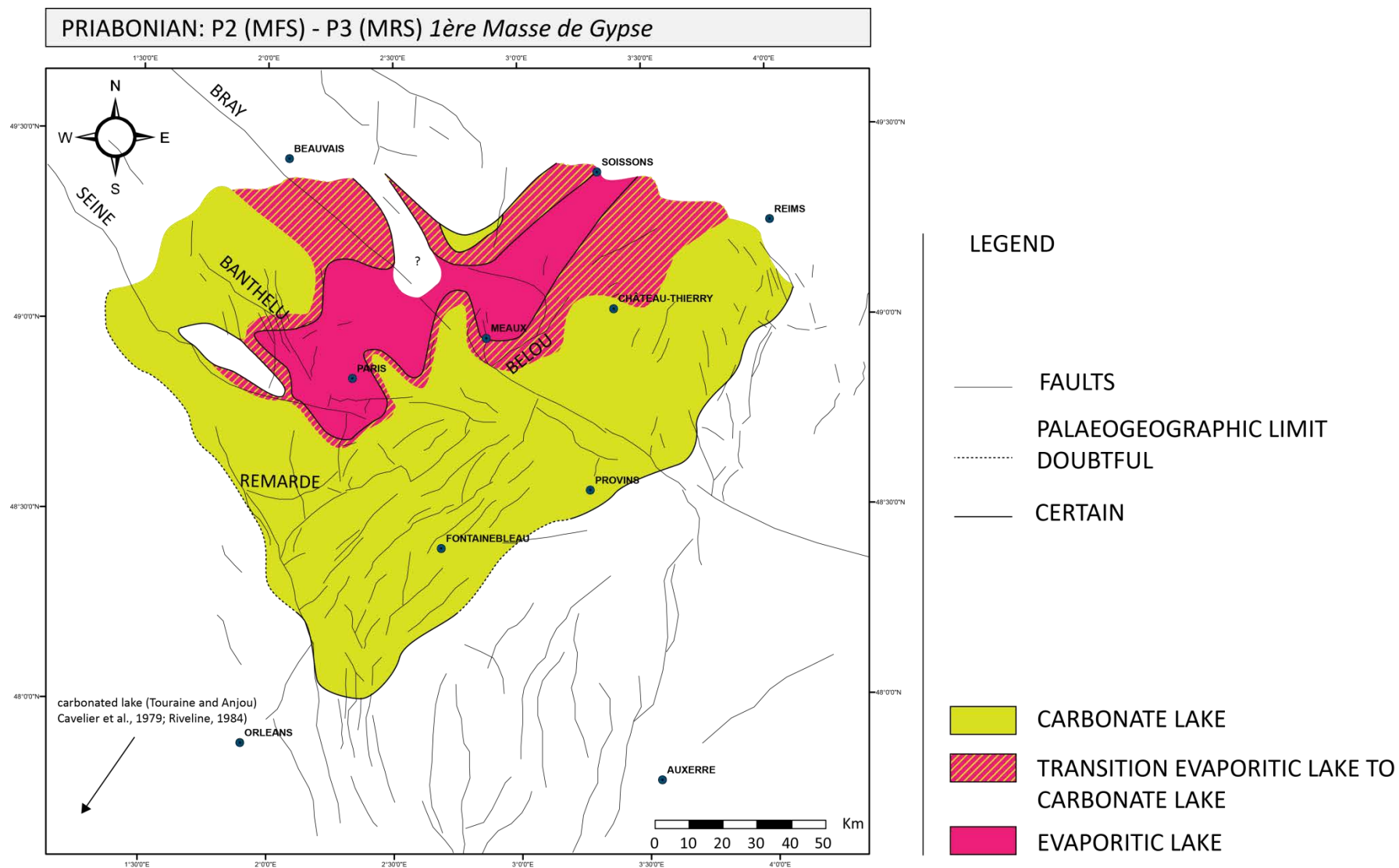


Figure 5.30 : Carte paléogéographique de l'intervalle P2-P3 représentant le demi-cycle régressif du cycle CP2 (2^{ème} masse de gypse) et du cycle CP3 (1^{ère} masse de gypse)

6.6 CARTE PALEO GEOGRAPHIQUE DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CP4

Cette carte représente l'intervalle compris entre la MRS au sommet des masses de gypse (P3) et la MFS des Marnes Bleues d'Argenteuil (P4). Cet intervalle correspond à un intervalle transgressif.

Cette carte illustre une homogénéisation de la paléogéographie par la mise en place du même faciès de lagune sur l'ensemble du bassin de Paris. Les structures précédemment réactivées sont scellées par le dépôt des Marnes Bleues d'Argenteuil.

Les limites d'extension de cette baie sont mal contraintes à l'Est et au Sud-Ouest du bassin pour les mêmes raisons qu'évoquées précédemment. L'*onlap* de ces marnes sur la bordure Sud est néanmoins bien délimité au nord d'Orléans. La présence d'oolithes au Nord de la faille de Bray (sondage du Mont-Pagnotte : Riveline et Tourenq, 1977) montre vraisemblablement une paléogéographie ouverte en direction du Nord-Nord-Ouest.

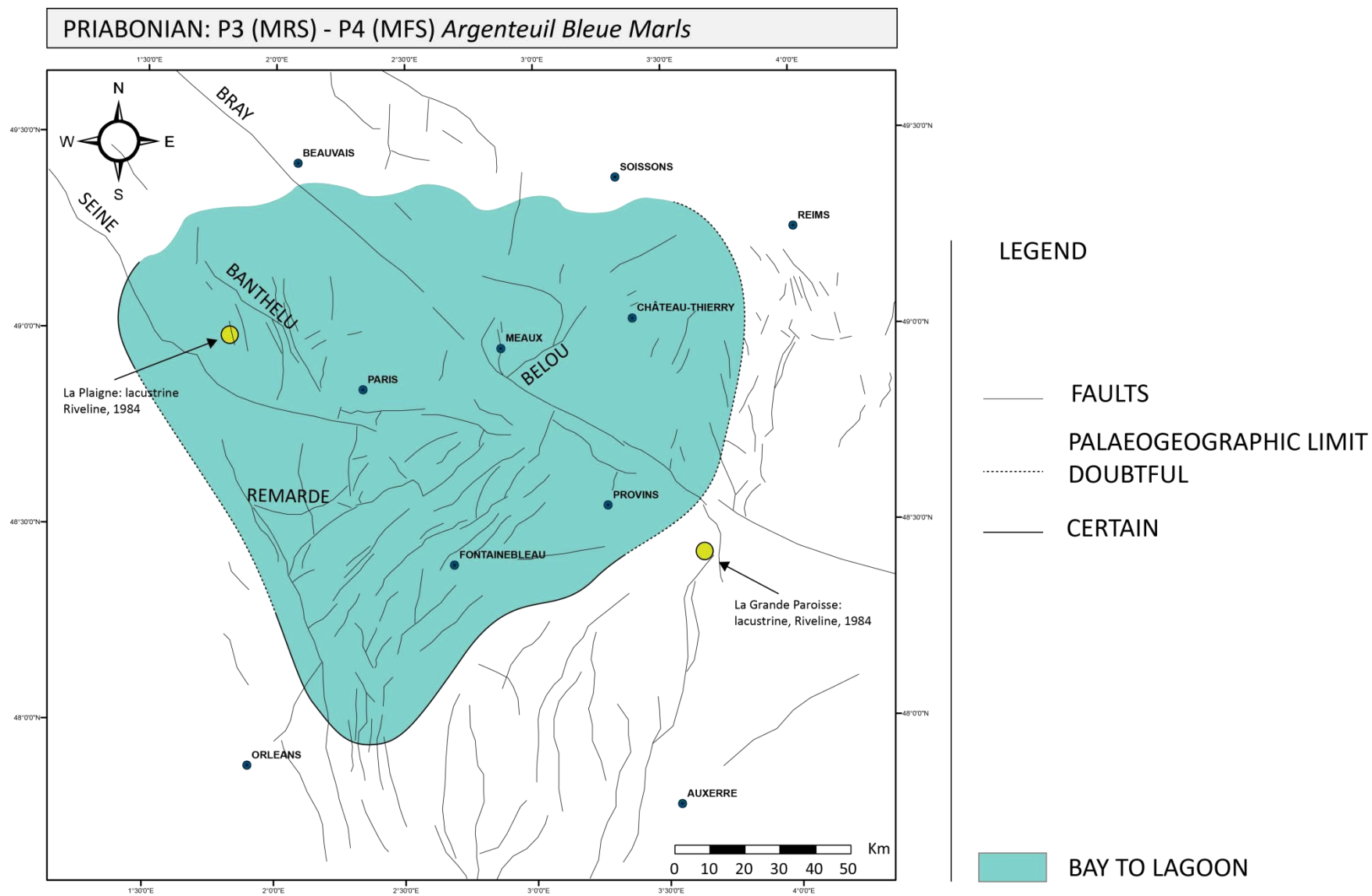


Figure 5.31 : Carte paléogéographique de l'intervalle P3-P4 représentant le demi-cycle transgressif du cycle CP 4 (Marnes Bleues d'Argenteuil)

6.7 CARTE PALEO GEOGRAPHIQUE DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CR1

Cette carte représente la paléogéographie lors du cortège transgressif des Argiles Vertes de Romainville au maximum de l'inondation (R1).

La paléogéographie devient moins homogène avec la réactivation soulignée par un domaine de non-dépôt, de l'axe de Banthelu et de l'axe de la Remarde (Delhay-Pratt et *al.*, 2005) qui limite la transgression. La réactivation de l'axe de Banthelu sépare un vaste domaine de baie d'une zone émergée et l'anticlinal de la Remarde délimite un environnement lacustre au Sud (Delhay-Pratt et *al.*, 2005). La polarité des dépôts, ainsi que la présence d'une faune marine plus diversifiée au Nord de la faille de Bray (sondage du Mont-Pagnotte : Cavelier et *al.*, 1977) suggère une paléogéographie ouverte en direction du Nord.

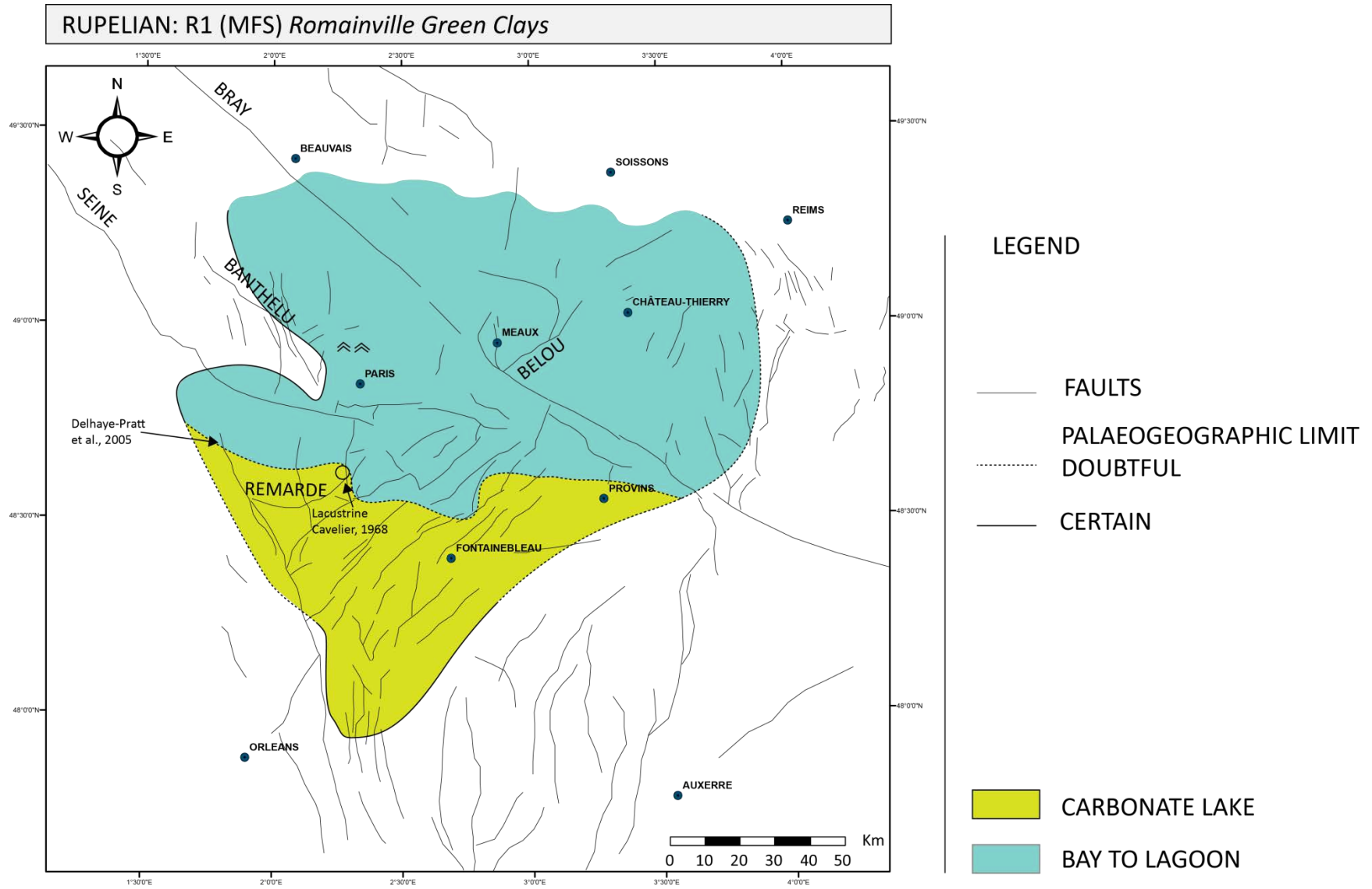


Figure 5.32 : Carte paléogéographique de l'intervalle P4-R1 (Argiles Vertes de Romainville)

7. CARTES D'ISOPAQUES

Huit cartes d'isopaques sont proposées.

7.1 CARTE DES ISOPAQUES DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CB2 (B2-B3 SABLES D'AUVERS)

Cet intervalle représente les épaisseurs du demi-cycle transgressif de l'Auversien (Sables d'Auvers).

- Les épaisseurs sédimentaires les plus importantes se situent au Nord de la faille de Bray ; les épaisseurs maximales se situent dans le prolongement Nord de la faille de Belou.
- La partie Sud du bassin de Paris est quant à elle une zone de non-dépôt.
- Deux autres zones de non-dépôt sont observées au niveau de la faille de Banthelu et de la faille de la Seine.

La comparaison avec la carte paléogéographique du même intervalle montre que la configuration du domaine marin ouvert est similaire à la distribution des épaisseurs sédimentaires les plus importantes. Cette relation faciès-épaisseur sédimentaire permet d'utiliser ces cartes comme des marqueurs de la déformation.

Suite à l'émersion et à l'érosion liées à la phase de déformation du Bartonien inférieur, la subsidence reprend dans la partie Nord du bassin. L'influence des failles de Bray, de Banthelu et de la Seine sur la distribution des épaisseurs et des zones émergées est probablement un héritage de la phase de déformation du Bartonien inférieur.

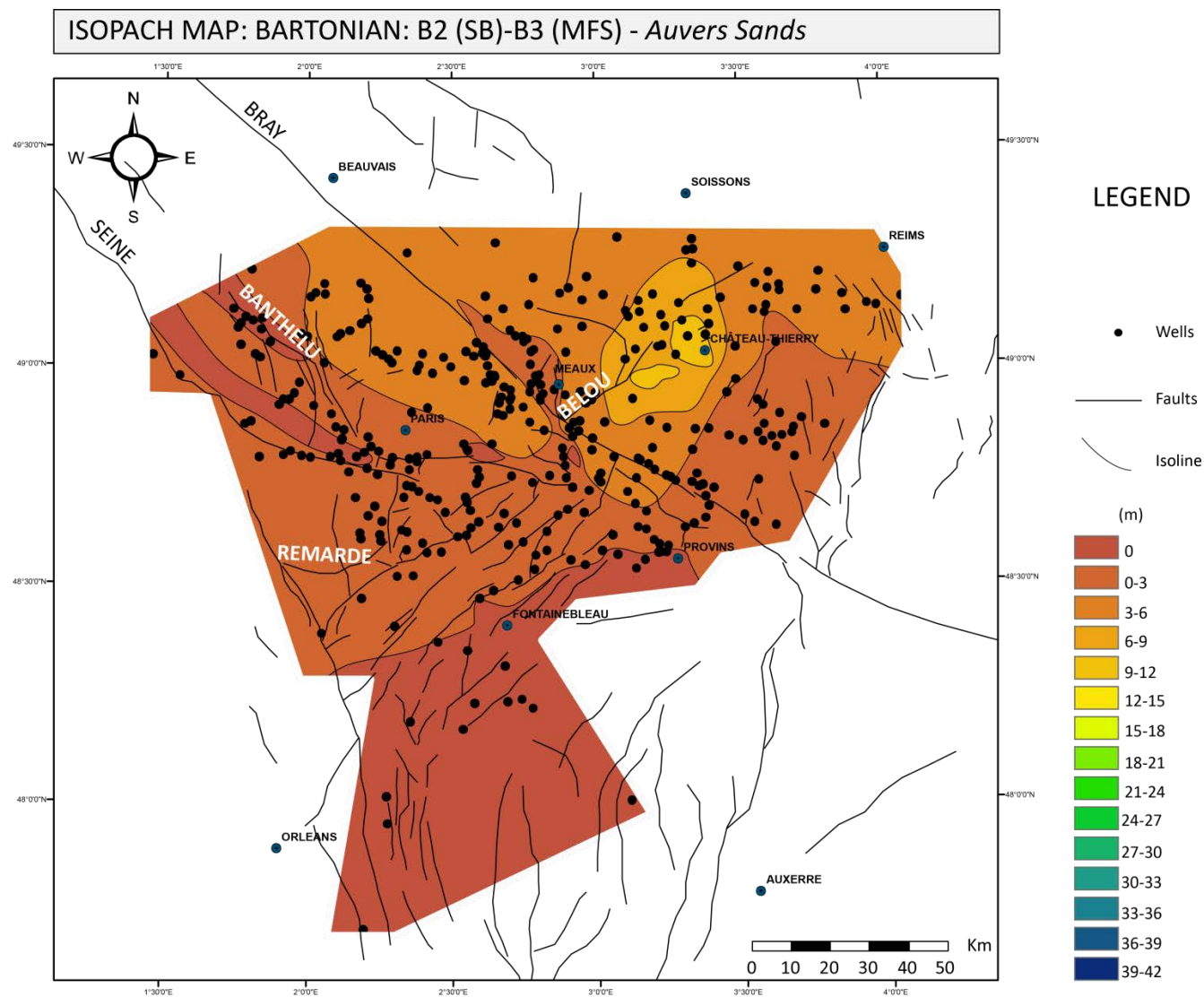


Figure 5.33 : Carte d'isopaques de l'intervalle B2-B3 (Sables d'Auvers)

7.2 CARTE DES ISOPAQUES DE L'INTERVALLE REGRESSIF DU CYCLE CB2 ET DU CYCLE CB3 COMPLET (B3-B4 SABLES D'AUVERS - BASE SABLE DE BEAUCHAMP)

Cet intervalle représente l'épaisseur entre la MFS majeure des Sables d'Auvers et l'UN à la base des dépôts éoliens (Sables d'Auvers – Sable de Beauchamp).

Le dépôt-centre se situe toujours au Nord de la faille de Bray. La partie Sud correspond à une zone de faibles épaisseurs. Le contrôle des failles précédemment mis en évidence est ici totalement gommé.

- La partie Nord du bassin de Paris au-delà de la faille du Bray est une zone en dépôt et présente un maximum d'épaisseur dans le prolongement de la branche Ouest de la faille de Belou.
- Les domaines émergés identifiés dans l'intervalle précédent sont ici des zones de dépôts.
- Enfin, la partie Sud du bassin de Paris reste une aire de non-dépôt L'aire de sédimentation s'étend légèrement vers le Sud.

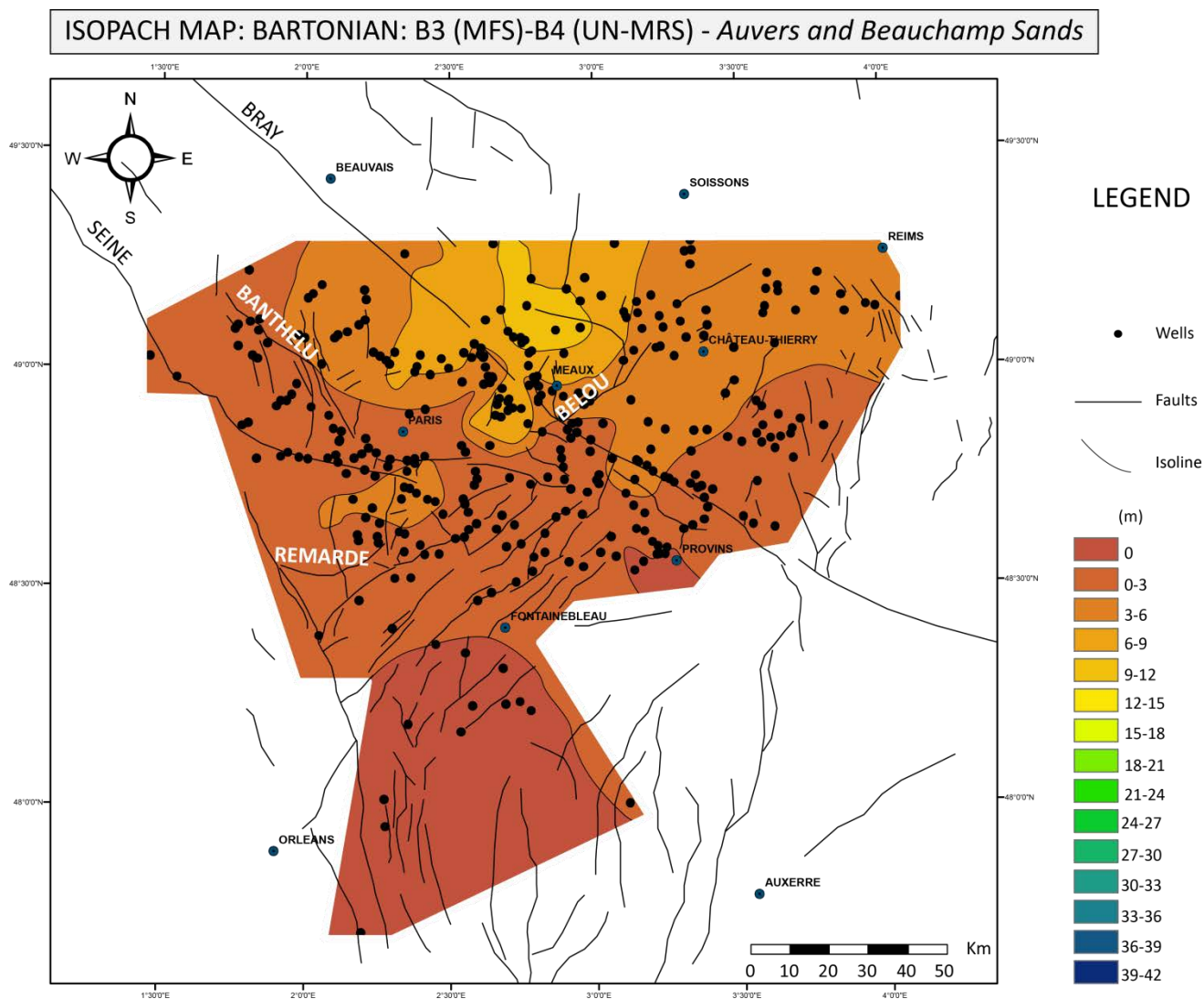


Figure 5.34 : Carte d'isopaques de l'intervalle B3-B4 (Sables d'Auvers et de Beauchamp)

7.3 CARTE DES ISOPAQUES DU CYCLE CB4 (B4-B5 BASE SABLE DE BEAUCHAMP - BASE DU CALCAIRE DE SAINT-OUEN)

Cet intervalle est compris entre l'UN de la base des dépôts éoliens et la MRS de la base des Calcaires lacustres de Saint-Ouen.

Cette carte des isopaques est plus hétérogène que les précédentes avec une variation plus importante des épaisseurs du Nord au Sud. Le dépôt-centre se situe toujours au Nord de la faille de Bray et le domaine au Sud de cette faille correspond toujours à une zone de très faibles épaisseurs et de non-dépôt.

- La variation des épaisseurs au Nord de la faille de Bray présente un gradient plus important que les cartes précédentes. La distribution des épaisseurs semble être en partie contrôlée par la faille de Bray.
- Au Sud, la zone de non-dépôt, mise en évidence sur la carte précédente, est ici bien plus large et s'étend beaucoup plus au Nord.

La comparaison avec la carte paléogéographique du même intervalle montre que le domaine marin ouvert et les dunes éoliennes sont situés à l'emplacement exact du dépôt-centre. C'est également le cas pour le domaine lacustre qui correspond à la zone des plus faibles épaisseurs sédimentaires. Le dépôt et surtout la préservation des dunes éoliennes semblent donc être liés à une subsidence plus importante dans cette zone.

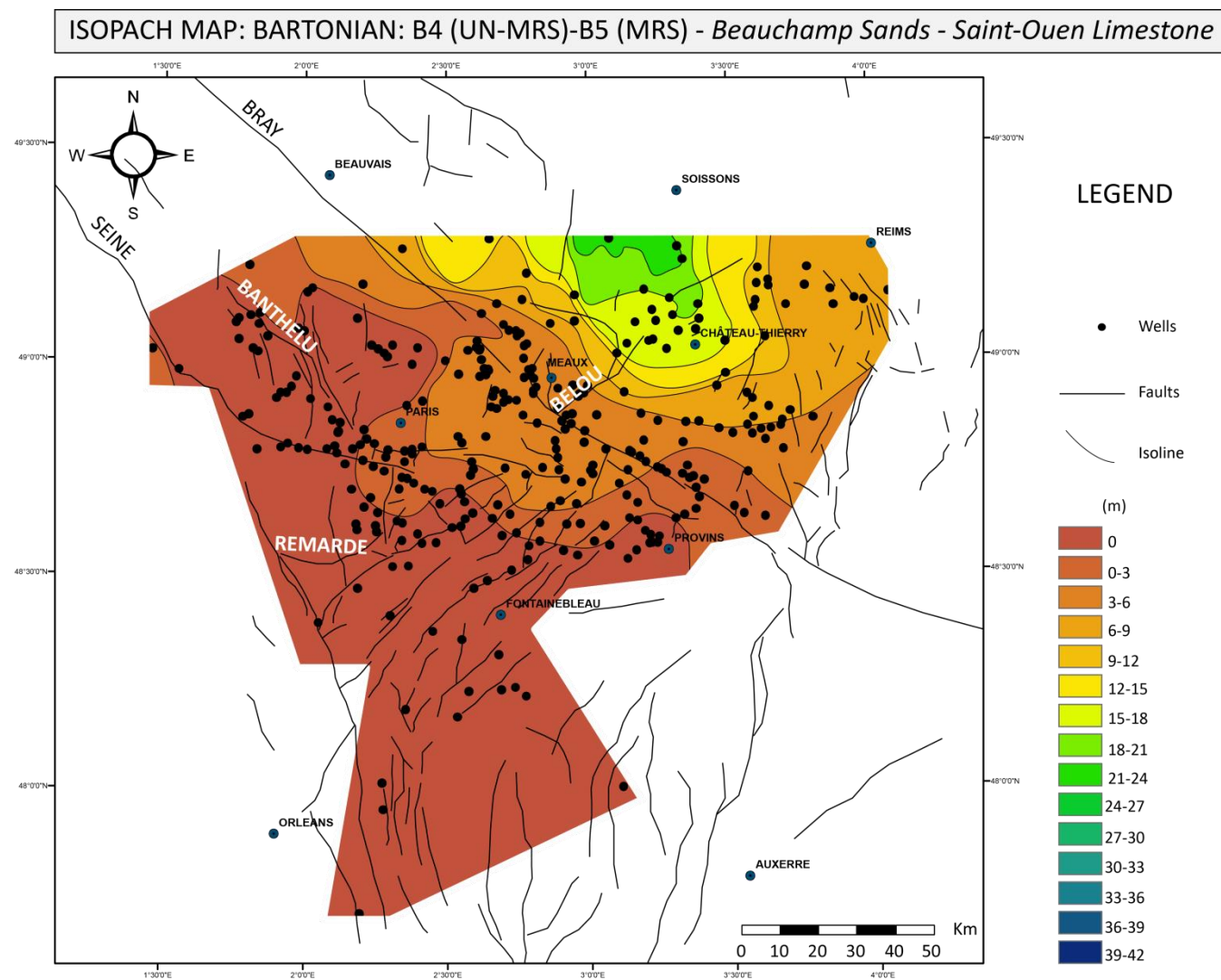


Figure 5.35 : Carte d'isopaques de l'intervalle B4-B5 (*Sables de Beauchamp - base du Calcaire de Saint-Ouen*)

7.4 CARTE DES ISOPAQUES DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CP1 (B5-P1 - BASE DU CALCAIRE DE SAINT-OUEN – MARNES A *PHOLADOMYA LUDENSIS*)

Cet intervalle compris entre la MRS du Calcaire de Saint-Ouen et la MFS des Marnes à *Pholadomya ludensis* représente un intervalle transgressif.

Cette carte des isopaques montre une réorganisation des épaisseurs. Le pôle des plus fortes épaisseurs n'est plus situé au Nord de la faille de Bray, mais autour de l'axe du Bray. La zone qui était auparavant la plus subsidente correspond désormais à une zone de non-dépôt au Nord du bassin

- Trois maxima d'épaisseurs sont identifiés, le long de la faille de Belou, à l'Est de Paris et entre les failles de Bray et de Banthelu. Ils sont tous étirés de part et d'autre de la faille de Bray.
- Deux zones de non-dépôt sont observées aux extrémités Nord et Sud du bassin.

A nouveau, on observe une corrélation entre faciès plus profond et zone de plus forte épaisseur et vice versa, ce qui permet de lire la déformation du bassin. Le changement dans la répartition des épaisseurs s'accompagne également d'une réorientation paléogéographique de même axe N-S à NW-SE. L'axe du Bray montre une subsidence plus importante. La partie Nord du bassin est moins subsidente que précédemment, ce qui est bien démontré par le fait que la paléogéographie n'est plus ouverte au Nord.

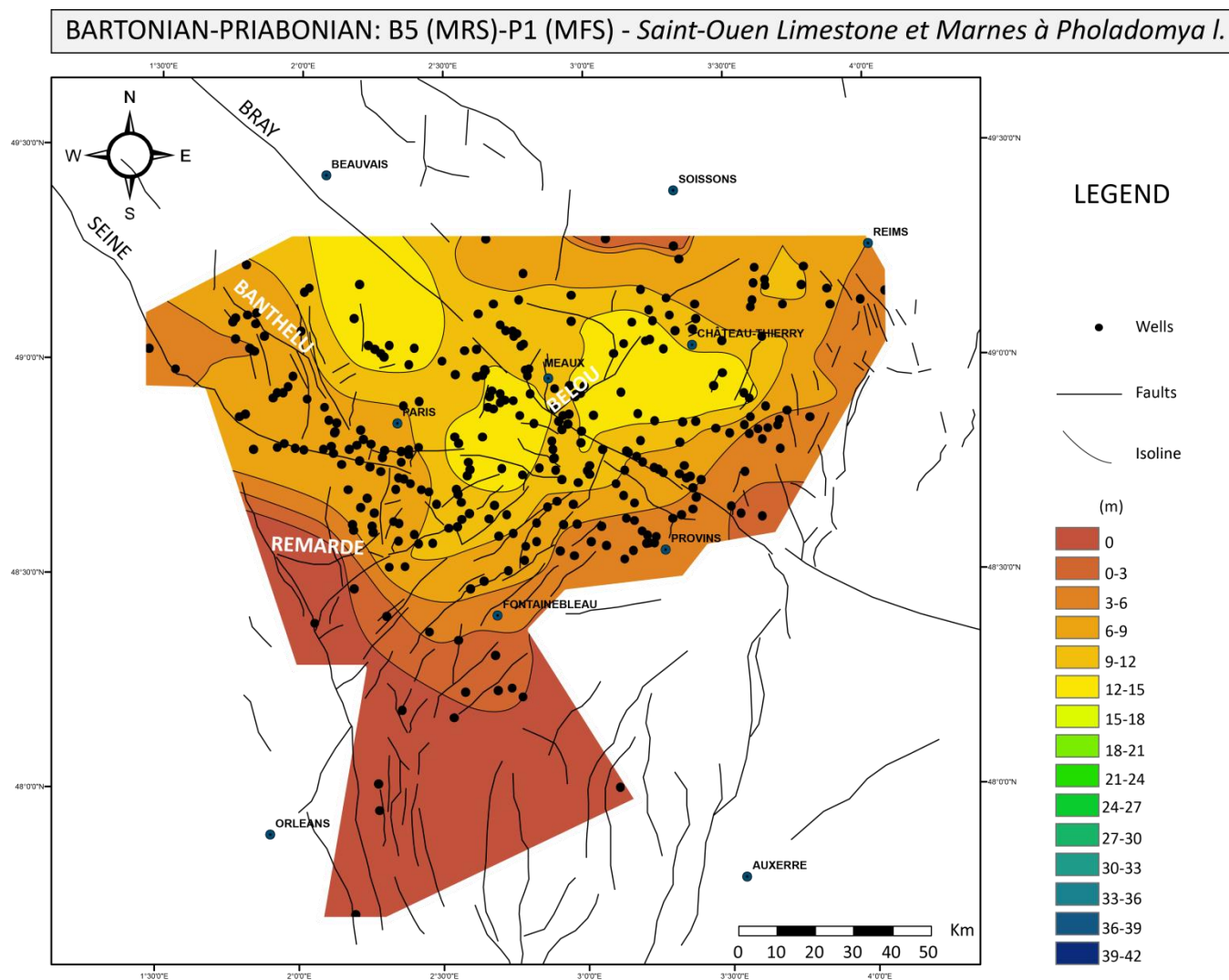


Figure 5.36 : Carte d'isopaques de l'intervalle B5-P1 (Calcaire de Saint-Ouen – Marnes à *Pholadomya ludensis*)

7.5 CARTE DES ISOPAQUES DE L'INTERVALLE REGRESSIF DU CYCLE CP1 ET DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CP2 (P1-P2 - MARNES A *PHOLADOMYA LUDENSIS* - MARNES A LUCINES)

Cet intervalle est compris entre la MFS des Marnes à *Pholadomya ludensis* et la MFS des Marnes à Lucines. Il regroupe donc un cycle complet (régression-transgression). Les faciès marneux des Marnes à Lucines et à *Pholadomya ludensis* étant très peu épais, cette carte représente essentiellement l'épaisseur de la 3^e masse de gypse située entre ces deux MFS.

A nouveau, la distribution des épaisseurs est cohérente avec la paléogéographie et permet d'identifier des variations de subsidence. Cette carte d'isopaques montre à nouveau une réorganisation majeure dans la répartition des épaisseurs par l'apparition d'une flexure NE-SW. Deux zones de non-dépôt apparaissent sur les anticlinaux de Margny-lès-Compiègne et de Beynes-Meudon (entre les failles de Banthelu et de la Seine).

- Deux maxima d'épaisseurs sont observés dans le prolongement de la faille de Belou et au Nord-Ouest de Provins.
- Deux zones de non-dépôt sont identifiées aux extrémités Nord, Sud et Ouest du bassin montrant ainsi la réactivation des structures de Margny-lès-Compiègne et de Beynes-Meudon.

La carte paléogéographique de cet intervalle correspond parfaitement à la répartition des épaisseurs. En effet, le domaine de lagune évaporitique se superpose au dépôt-centre indiquant un contrôle de la subsidence sur la paléogéographie.

Le début du Priabonien correspond à une réorganisation majeure des contraintes avec l'apparition d'une flexure NE-SW. Cette réorientation s'accompagne vraisemblablement d'une réactivation des différentes structures NW-SE identifiée à la fois sur les cartes paléogéographiques et isopaques.

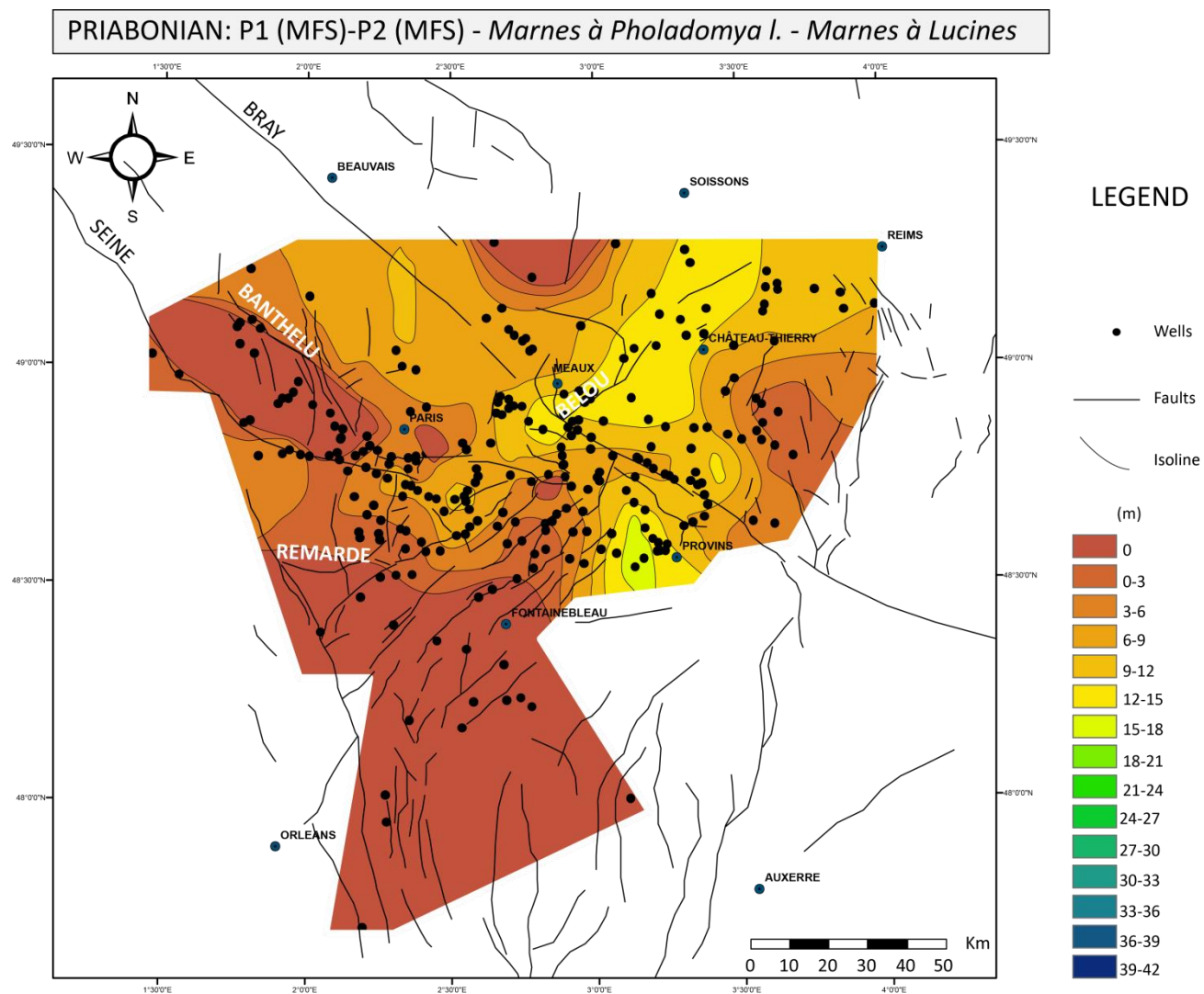


Figure 5.37 : Carte d'isopaques de l'intervalle P1-P2 (Marnes à *Pholadomya ludensis* - Marnes à Lucines). Cette carte représente l'épaisseur de la 3^e masse de gypse.

7.6 CARTE DES ISOPAQUES DE L'INTERVALLE REGRESSIF DU CYCLE CP2 ET DU CYCLE CP3 COMPLET (P2-P3 – MARNES A LUCINES, 2^E ET 1^{RE} MASSE DE GYPSE)

Cet intervalle compris entre la MFS des Marnes à Lucines et la MRS au sommet de la 1^{re} masse de gypse (= dernière masse de gypse du Priabonien) représente une grande tendance progradante. Elle regroupe les épaisseurs de la 2^e et de la 1^{re} masse de gypse et leurs équivalents latéraux (Calcaire de Champigny progradants § 4.2.2.2).

Cette carte des isopaques est semblable à la carte précédente, cependant, elle montre une amplification de la flexure NE-SW initiée au début du Priabonien. Elle montre également de la structure de Margny-lès-Compiègne et de Beynes-Meudon, toutefois dans une moindre mesure.

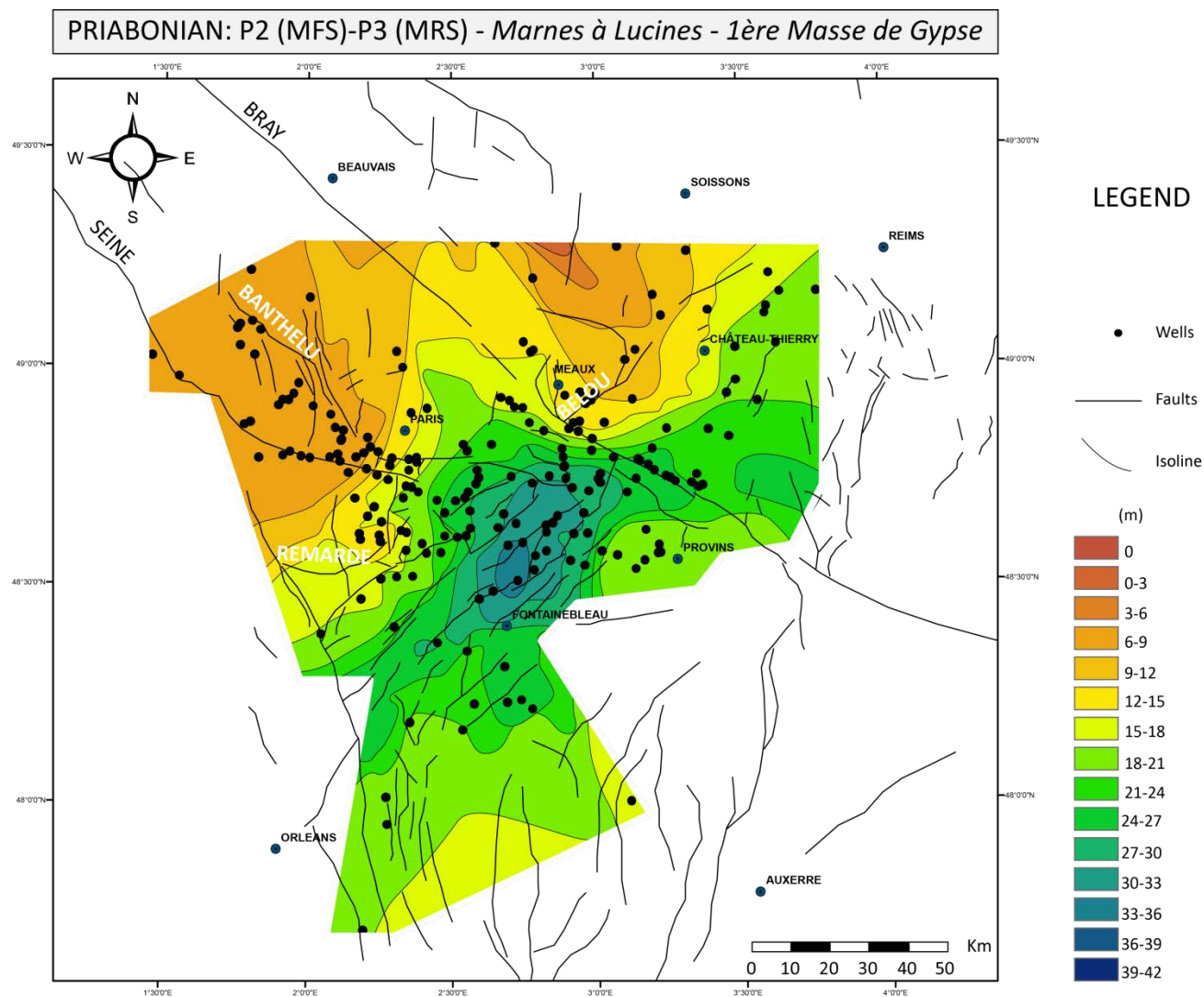


Figure 5.38 : Carte d'isopaques de l'intervalle P2-P3 (Marnes à Lucines - 1^{ère} masse de gypse). Cette carte représente l'épaisseur de la 2^e et de la 1^{re} masse de gypse.

7.7 CARTE DES ISOPAQUES DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CP4 (P3-P4 - MARNES BLEUES D'ARGENTEUIL)

Cette carte représente les épaisseurs de l'intervalle transgressif des Marnes Bleues d'Argenteuil. Cet intervalle est également marqué par une homogénéisation des épaisseurs sur l'ensemble du bassin.

- On notera qu'une zone apparaît plus subsidente au Nord-Ouest et au centre du bassin.
- Les zones faiblement subsidentes sont situées aux extrémités Nord-Est et Sud-Est du bassin.

La fin du Priabonien enregistre une subsidence uniforme à l'échelle du bassin. Les structures précédemment réactivées sont scellées par le dépôt des Marnes Bleues d'Argenteuil.

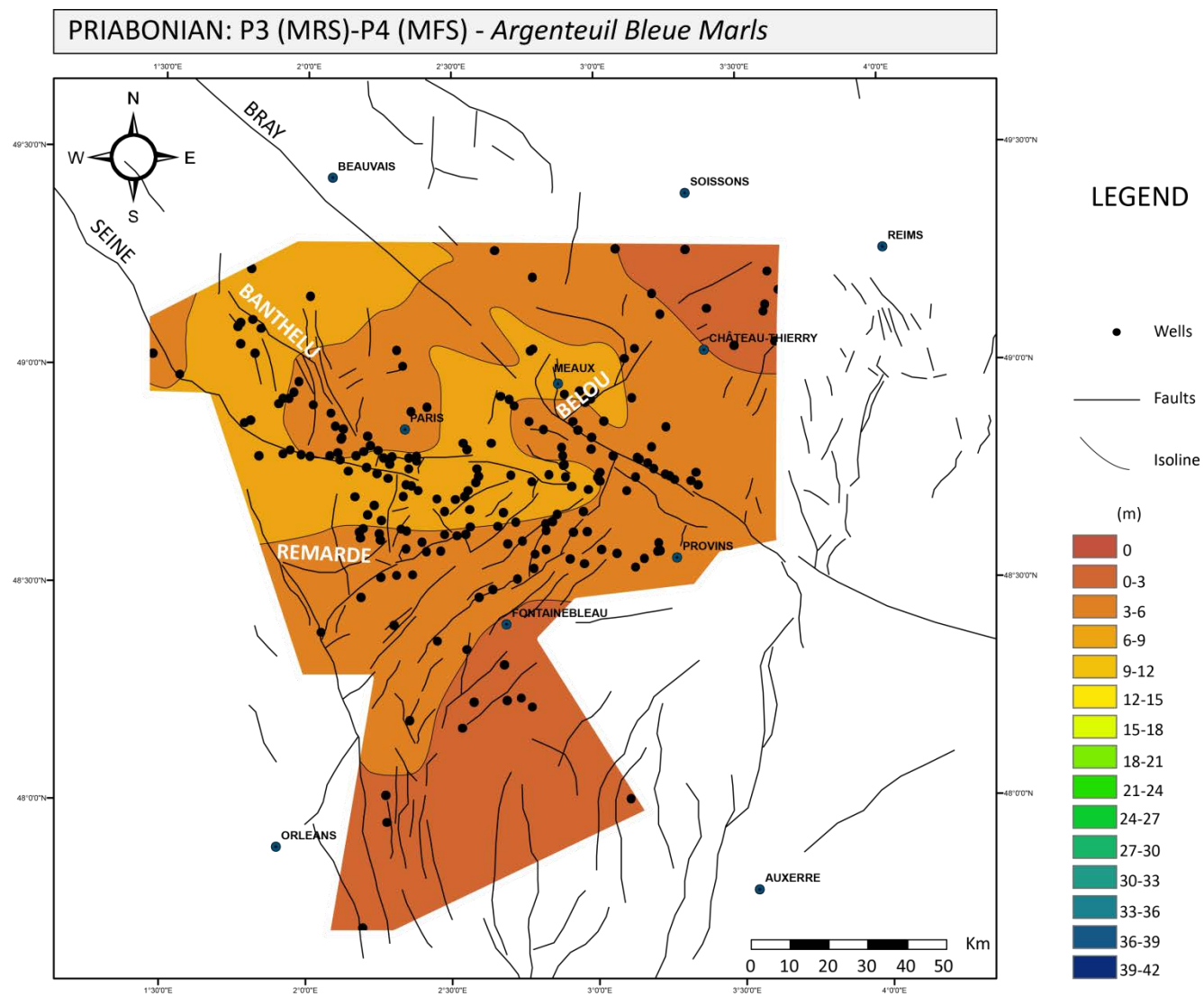


Figure 5.39 : Carte d'isopaques de l'intervalle P3-P4 (Marnes Bleues d'Argenteuil)

7.8 CARTE DES ISOPAQUES DE L'INTERVALLE RÉGRESSIF DU CYCLE CP4 ET DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DU CYCLE CR1 (P4-R1 – MARNES BLANCHES DE PANTIN - ARGILES VERTES DE ROMAINVILLE)

Cette carte représente les épaisseurs du cortège régressif des Marnes Blanches de Pantin et l'intervalle transgressif des Argiles Vertes de Romainville.

La distribution des épaisseurs est nettement moins homogène avec d'une part, l'apparition d'une légère flexure orientée NE-SW, d'autre part, par la réactivation de l'axe Beynes-Meudon.

- Deux maxima d'épaisseur s'individualisent à l'Est de la faille de Belou et au Sud de Paris.
- Une zone de non-dépôt est localisée entre les failles de Banthelu et de la Seine.
- La zone la moins subsidente est localisée au Sud-Est du bassin.

La période du début du Rupélien est caractérisée par une subsidence globalement homogène sur l'ensemble du bassin, exceptée la partie Ouest qui voit la réactivation de l'axe de Beynes-Meudon.

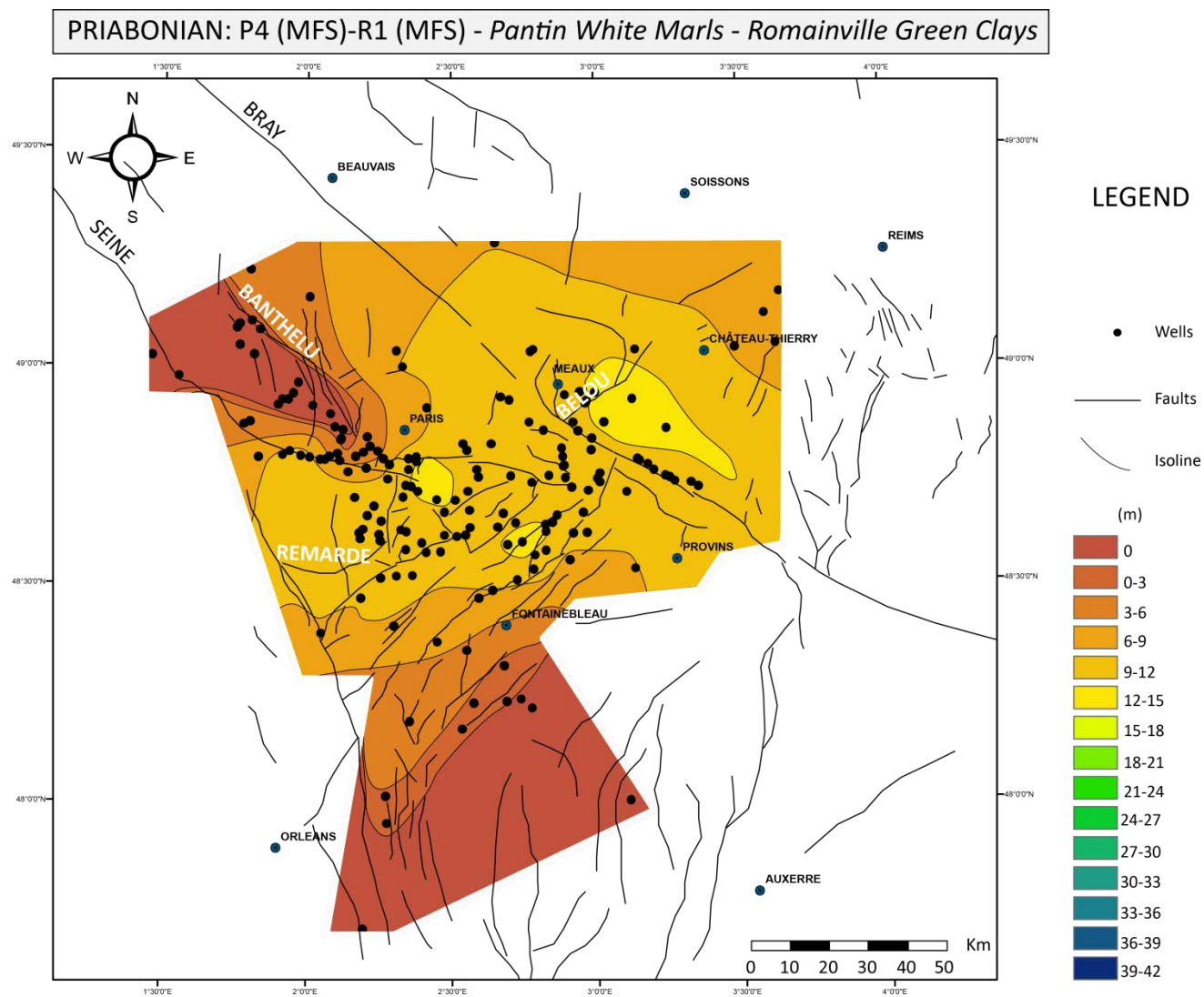


Figure 5.40 : Carte d'isopaques de l'intervalle P4-R1 (Marnes Blanches de Pantin – Argiles Vertes de Romainville)

8. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

8.1 CADRE SEQUENTIEL

L'étude de coupes de terrain, ainsi que l'analyse des géométries à l'échelle du bassin, a permis de proposer un découpage hiérarchisé de cycles.

A un ordre inférieur, et sur une verticale, nous identifions deux cycles de 2^{ème} ordre d'une durée d'environ 6 à 7 Ma respectivement.

- (1) Le premier est enregistré par une tendance transgressive au cours du Bartonien inférieur (Sables d'Auvers), suivie d'une grande tendance régressive jusqu'au Priabonien terminal (Masses de Gypses).
- (2) Le second est enregistré par une tendance transgressive au cours du Rupélien, avec la mise en place des faciès ouverts des Sables de Fontainebleau (Delhay-Prat et *al.*, 2005). La fin de ce cycle est marquée par une émergence majeure au cours du Chattien, marquant la fin de la sédimentation dans la partie Nord (Guillocheau et *al.*, 2000) du bassin de Paris.

A un ordre intermédiaire, le premier cycle de 2^{ème} ordre peut se décomposer en 2 cycles. Le premier est compris entre l'UN (B2) à la base du Bartonien correspondant à une phase de déformation et la MRS (B5), à la base des Calcaires de Ducy et de Saint-Ouen qui marquent une réorganisation paléogéographique. La MFS de ce cycle se situe dans le Bartonien inférieur, dans les Sables d'Auvers (B3). Le second s'exprime entre la MRS (B5) et la MRS (P3) au toit des masses de gypse marquant ainsi une réorganisation de la subsidence du bassin et la fin de la progradation priabonienne. La MFS de cet intervalle se situe dans les Marnes à *Pholadomya ludensis*. Ainsi un cycle de 2^e ordre, situé entre le Bartonien inférieur (B2) et la MRS (P3) du toit des masses de Gypse (Priabonien) composé de deux cycles principaux sera retenu.

Les cycles d'ordre supérieur, qui ont été définis dans ce chapitre sont des cycles de 3^{ème} ordre, d'une durée de 0.8 à 1.4 Ma. Parmi ces cycles, nous avons identifié 4 inondations majeures :

- (1) Au **Bartonien inférieur**, MFS B2 enregistrée par les Sables d'Auvers (**NP16**)
- (2) Au **Priabonien inférieur**, enregistrée par les Marnes à *Pholadomya ludensis* (**NP18**).
- (3) Au **Priabonien terminal**, enregistrée par les Marnes Bleues d'Argenteuil (**MP19-S. vectensis**).
- (4) Au **Rupélien inférieur**, avec le dépôt du Falun de Pierrefitte (Sables de Fontainebleau) identifié par Delhay-Prat et *al.* (2005).

La première inondation (1) et la dernière (4) correspondent aux MFS des cycles de 2^{ème} ordre et aux paléogéographies les plus ouvertes (subtidale et *shoreface* respectivement), alors que leurs extensions géographiques sont nettement plus restreintes que les

inondations (2) et (3) qui se font dans des faciès lagunaires. On observe donc, comme dans le Lutétien, une absence de corrélation entre les maxima de bathymétrie et les maxima de transgression.

8.2 ÉVOLUTION DU BASSIN DE PARIS DU BARTONIEN AU PRIABONIEN

Dans la majorité des cartes paléogéographiques et d'isopaques, la distribution des zones de plus forte épaisseur correspond systématiquement aux domaines les plus ouverts et inversement. La concordance de ces cartes montre que les cartes des isopaques sont de bons proxys de l'espace d'accommodation. Elles peuvent donc être interprétées en termes de subsidence.

8.2.1 Bartonien – (Auversien et Marinésien)

Cette période survient après une phase de déformation majeure (NP16) caractérisée par une flexure d'axe E-W déjà discutée dans le chapitre 4. Cette phase de déformation s'accompagne d'une émergence généralisée du bassin de Paris et d'une phase d'érosion des Marnes et Caillasses sous-jacentes (et dissolution du gypse visible à Isles-les-Meldeuses). Suite à cette phase d'émergence (B2), la sédimentation et la subsidence associée reprennent progressivement dans la partie Nord du bassin avec les dépôts des Sables d'Auvers estuariens (NP16).

Ces dépôts d'estuaire externe dans la partie Nord représentent les environnements les plus ouverts/plus distaux, et expriment la MFS majeure (B3). Au cours de cet intervalle, la paléogéographie est ouverte en direction du Nord, ce qui est confirmé par (1) les cartes paléogéographiques et les (2) directions de courant mesurées.

Les Sables de Beauchamp reflètent des environnements de type estuarien à influence de houle. L'étude des coupes et les reconstitutions paléogéographiques effectuées suggère que les dunes éoliennes contemporaines des Sables de Beauchamp soient côtières. Une surface de non-conformité (UN) est identifiée à la base de ce système de dépôt marquant la transition brutale entre un profil dominé tidal et un profil dominé houle. La transgression suivante permet de préserver ces dunes éoliennes. Les dunes éoliennes ne sont préservées que dans la partie Nord, la plus distale, vraisemblablement via une subsidence plus importante (cf. géométrie 2D §4.2.2.1 et cartes paléogéographiques 6.2).

Cette dernière transgression est représentée par la mise en place de dépôts lagunaires sur l'ensemble du bassin (Pierre de Lizy et Horizon d'Ezanville). Cette dernière transgression (NP17) représentée par des dépôts lagunaires très peu profonds est paradoxalement la transgression majeure en termes d'extension géographique.

Enfin, les Calcaires de Ducy et de Saint-Ouen inférieur (équivalent NP17), progradants sur l'ensemble du bassin, scellent ces dunes éoliennes. La progradation de ces faciès

lacustres fait que le domaine marin est réduit à l'extrémité Nord du bassin. Cette progradation s'accompagne d'une homogénéisation des épaisseurs et des faciès sur l'ensemble du bassin.

La fin du Bartonien (NP17) est marquée par un changement dans la distribution des épaisseurs et par une réorganisation paléogéographique importante. Une zone subsidente apparaît, étirée selon un axe NW-SE le long de l'axe du Bray. Elle s'accompagne d'une ouverture paléogéographique au Nord-Ouest autour de cet accident à l'intérieur duquel se déposent les faciès marins, et d'une fermeture du bassin au Nord (Figure 5.28). Dans le reste du bassin, la sédimentation est lacustre (Calcaire de Saint-Ouen supérieur) et montre une extension géographique très importante.

Ces hétérogénéités sont gommées par la transgression des Marnes à *Pholadomya ludensis* (NP18) d'âge Priabonien, qui recouvrent l'ensemble du bassin de façon homogène.

8.2.2 Priabonien – (Ludien)

Cette période correspond à nouveau à un changement majeur visible tant à travers la paléogéographie que la répartition de la subsidence (équivalent NP18 à NP20). Le bassin de Paris voit l'apparition d'une flexure orientée NE-SW, (créant un espace subsident de plus en plus isolé du domaine marin) dans laquelle la sédimentation est essentiellement évaporitique (entrecoupée de quelques ennoiements *e.g.* Marnes à Lucines). La paléogéographie se réoriente en direction du Nord. Cette réorganisation s'accompagne d'une réactivation des différentes structures (Margny-lès-Compiègne, Beynes-Meudon, Remarde ?).

Deux inondations sont observées, celle des Marnes à *Pholadomya ludensis* P1 (NP18) et celle des Marnes à Lucines P2 (équivalent NP19-NP20) ; ces deux MFS encadrent la 3^e masse de gypse. La première MFS correspondant à la majeure en termes d'extension géographique et en termes de milieu de dépôt.

Suite à ces deux transgressions, la tendance progradante est enregistrée par l'avancée du Calcaire de Champigny, lacustre, sur les dépôts lagunaires à évaporitiques (2^e et 1^{re} masse de gypse) au cours du Priabonien.

La fin du Priabonien enregistre une nouvelle inondation majeure exprimée par la mise en place des Marnes Bleues d'Argenteuil (équivalent NP20-21) qui scellent les structures précédemment réactivées. Une homogénéisation des faciès et des distributions d'épaisseurs, montre une homogénéisation de la subsidence sur l'ensemble du bassin avec une ouverture du bassin toujours orientée vers le Nord. Le dépôt lacustre des Marnes Blanches de Pantin (équivalent NP20-21) marque sur l'ensemble du bassin la régression finale du Priabonien. La limite Eocène-Oligocène se situe à la transition entre ces marnes et les Argiles Vertes de Romainville.

8.2.3 Rupélien – (Stampien)

Cette période connaît une nouvelle transgression majeure sur l'ensemble du bassin avec le dépôt des Argiles Vertes de Romainville (équivalent NP21-22). Lors du Rupélien inférieur, la subsidence est globalement toujours uniforme, on notera seulement la réactivation de l'axe Beynes-Meudon et de l'anticlinal de la Remarde, ce dernier correspondant à une limite paléogéographique déjà discutée par Delhaye-Prat et *al.* (2005).

8.2.4 Discussion-Comparaison avec les données de la littérature

La comparaison de ces cartes avec les cartes paléogéographiques de Gély et Lorenz (1991) révèle de fortes divergences. Nos cartes montrent (1) une paléogéographie toujours ouverte vers le Nord (excepté à la limite Bartonien-Priabonien) et (2) une immersion de l'axe du Bray qui est pérenne pour l'intervalle considéré. Ceci va à l'encontre de Gély et de Lorenz (1991) qui suggèrent (1) une paléogéographie constamment ouverte au Nord-Ouest et (2) une émergence de la zone du Bray sur l'ensemble de l'intervalle étudié. De nombreuses émergences généralisées du bassin sont identifiées dans leur étude : trois dans le Bartonien (sommet du Calcaire de Jaignes, des Sables de Beauchamp et du Calcaire de Ducy) et une au Priabonien (au sommet des Marnes Blanches de Pantin). Or, nous n'observons aucune émergence généralisée, excepté au Bartonien inférieur (B2). Ces émergences observées par Gély et Lorenz (1991) sur les bordures du bassin peuvent être en réalité très locales, et n'impliquant pas la totalité du bassin. Leurs travaux étant basés essentiellement sur des affleurements de bordures (souvent non renseignés) sont difficilement extrapolables pour l'ensemble du bassin.

8.3 LES FACTEURS DE CONTROLE : CLIMATO-EUSTATIME VS. TECTONIQUE

8.3.1 Forçages climato-eustatiques des cycles identifiés

Les chartes eustatiques de Haq et *al.* (1987), de Van Sickle et *al.* (2004) et de Cramer et *al.* (2011) ne sont pas corrélées avec l'évolution du bassin de Paris décrite ci-dessus. Au premier ordre, ces trois chartes montrent une régression au cours du Bartonien et une transgression au cours du Priabonien, donc à l'inverse des tendances identifiées. Cette incompatibilité est également observée pour le Rupélien qui contrairement à l'enregistrement du Bassin de Paris est caractérisé par une tendance régressive sur les chartes de Van Sickle et *al.* (2004) et de Cramer et *al.* (2011). La période du Rupélien est cependant caractérisée par une tendance transgressive sur la charte de Haq et *al.* (1987).

Plus en détail, deux transgressions importantes semblent corrélées entre les différentes chartes et avec l'enregistrement du bassin de Paris. Elles correspondent à des périodes

d'enneigement général avec peu de variations de faciès et d'épaisseur qui correspondent bien à des hauts niveaux marins ; ce sont : (1) les Marnes à Bleues d'Argenteuil (non représenté sur la courbe de Van Sickle et *al.*, 2004) et (2) les Argiles Vertes de Romainville.

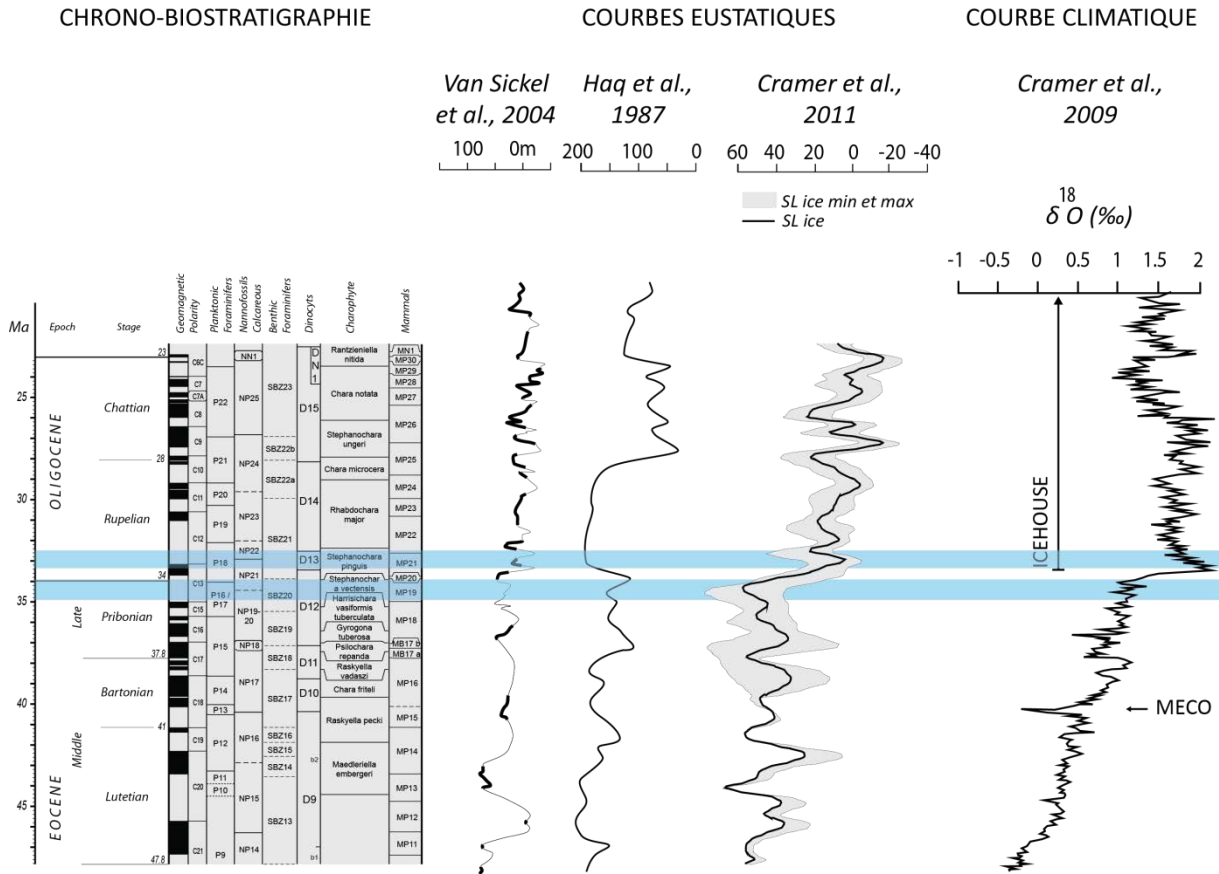


Figure 5.41 : Chartes eustatiques (Van Sickle et al., 2004 ; Haq et al. 1987 ; Cramer et al., 2011) et climatiques (Cramer et al., 2009) du Bartonien-Rupélien

La courbe climatique de Cramer et al. (2009) montre un long refroidissement au cours du Bartonien et du Priabonien interrompu par un réchauffement au début du Bartonien (MECO) et du Priabonien qui pourraient correspondre respectivement à la transgression des Sables d'Auvers et des Marnes à *Pholadomya ludensis*. Mais ces deux réchauffements de courte durée ne se situent pas exactement dans l'intervalle de leurs biozones respectives (NP16 et NP18).

Cette courbe climatique montre aussi une accélération brutale du refroidissement à la limite Eocène-Oligocène. Elle constitue la plus grande rupture climatique du Cénozoïque aux alentours de 34 Ma qui marque le passage *Greenhouse-Icehouse* (Zachos et al., 1993). Dans le bassin de Paris, ce refroidissement brutal est bien identifié dans l'enregistrement paléontologique, par des renouvellements de faune, de mammifères (Brunet, 1979), les mollusques, la flore (spores et pollen) (Cavelier, 1979; Châteauneuf, 1980); *a contrario*, les charophytes n'ont pas été affectés par cette crise (Riveline, 1986). La limite Eocène-Oligocène se situe entre les Marnes Blanches de Pantin lacustres et les Argiles Vertes de Romainville marines (Cavelier, 1979; Pomerol, 1989). La transition

entre ces deux formations se fait par le Gypse de Marabet, marquant ainsi le début de la transgression rupélienne (Delhaye-Prat et *al.*, 2005). Si les Marnes Blanches de Pantin, lacustres enregistrent bien une baisse de niveau marin relatif par rapport aux dépôts sous-jacents lagunaires, aucune évidence d'une chute majeure n'existe (aucun paléosol). Toutefois, les travaux de Pomerol (1989) basés sur la chemostratigraphie et sur la magnétostratigraphie révèlent un hiatus à la limite Eocène-Oligocène dans les bassins de Paris et de Londres, qui pourrait être l'expression de cette chute. Dans le bassin de la mer du Nord (Belgique) une chute importante contemporaine de ce refroidissement de la limite Eocène-Oligocène est enregistrée (De Man et *al.*, 2004 ; Vandenberghe et *al.*, 2004). Elle s'accompagne d'une érosion importante et de la mise en place de prismes de bas niveaux (Vandenberghe et *al.*, 2004). Cette chute non identifiée dans le bassin de Paris pourrait avoir une composante d'origine tectonique. Cependant, le bassin de Paris qui présente un profil plat ne permet peut-être pas d'enregistrer une érosion régressive (incision) liée à la chute du niveau de base. En effet, le processus de la mise à l'équilibre des rivières n'a pas le temps de s'effectuer sur un profil plat, limitant ainsi les évidences de chute importante.

Contrôle climatique sur la sédimentation : le cas particulier des évaporites du bassin de Paris

Plusieurs études, notamment celles de Châteauneuf (1980) et celles de Guas-Cavagnetto (1977), font état du contenu de la flore pollinique dans la série priabonienne. Elles révèlent la présence d'une végétation de climat aride au cours du Priabonien. Châteauneuf (1980) a également montré la présence d'une végétation subtropicale à tropicale de substrat sec, autrement dit d'un climat aride. Cependant la flore pollinique du Priabonien serait aussi riche que celle du Bartonien et de l'Eocène inférieur. De ce fait, l'aridité supposée par les évaporites ne semble pas affecter cette flore. Châteauneuf (1980) propose que la sédimentation évaporitique soit plus liée à la paléogéographie et aux facteurs géochimiques qu'au phénomène exclusif d'évaporation de type sebkha, dont les conditions extrêmes et le type de végétation ne cadrent pas avec le contenu de la microflore. Ceci est confirmé par la paléogéographie mise en évidence, relativement fermée et évoluant vers l'endoréisme, avec une large plaine lacustre sur le pourtour de la lagune évaporitique.

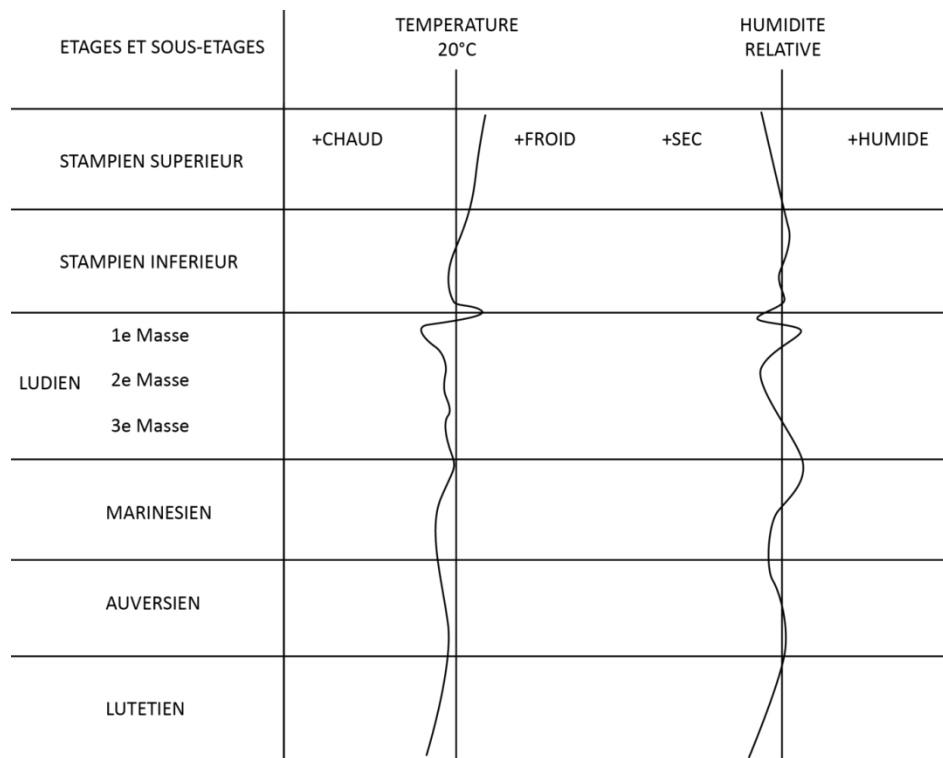


Figure 5.42 : Courbes des températures et d'hygrométrie relatives des formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris (selon Châteauneuf, 1980).

Concernant l'origine du gypse priabonien, Fontes (1968) et Fontes et *al.* (1967) évoquent d'après leur composition chimique, une origine marine pour la 3^e et la 2^e masse de gypse, tandis que la 1^{re} masse de gypse serait d'origine continentale. Cette évolution s'accorde bien avec la tendance progradante que l'on a identifiée et la fermeture progressive de cette lagune au cours du Priabonien. L'origine du gypse de la dernière masse serait liée au lessivage des évaporitiques triasiques de l'Est de la France (Fontes, 1974). Selon Timar-Geng et *al.* (2006), le soulèvement des Vosges s'effectue effectivement à partir de 40 Ma, *i.e.* au Bartonien (juste avant la sédimentation évaporitique) pouvant mettre à l'érosion les évaporitiques triasiques. Néanmoins, les cartes paléogéographiques que nous proposons ne montrent aucun réseau de drainage pouvant venir de l'Est. Par ailleurs, la plaine lacustre qui encadre cette dernière lagune évaporitique limite les hypothèses d'un drainage des sulfates.

8.3.2 Enregistrement des déformations

La période du Bartonien-Priabonien-Rupélien (inférieur) du bassin de Paris peut se résumer en quatre grandes étapes, observées sur les cartes paléogéographiques et d'isopaques.

- (1) Bartonien inférieur** : une aire de sédimentation marine essentiellement au Nord de la faille de Bray se met en place. La paléogéographie est en partie contrôlée

par un héritage de la déformation du Bartonien inférieur qui s'estompe de plus en plus avec une homogénéisation de la subsidence au cours du Bartonien.

- (2) **Limite Bartonien-Priabonien** : une réorientation paléogéographique est identifiée avec une aire de sédimentation marine alignée sur l'axe du Bray. Elle s'accompagne d'une fermeture du bassin au Nord.
- (3) **Priabonien** : une réorganisation complète du bassin s'amorce avec l'apparition d'une flexure orientée NE-SW dans laquelle la sédimentation est essentiellement lacustre et évaporitique.
- (4) **Priabonien supérieur et Rupélien inférieur** : une homogénéisation de la subsidence sur l'ensemble du bassin est enregistrée avec quelques rejeux des structures locales.

8.3.2.1 Le Bartonien inférieur

La phase de déformation du Bartonien inférieur, enregistrée par la formation d'une flexure E-W au Sud du Bray, est scellée par les Sables d'Auvers transgressifs du Bartonien inférieur (NP16). Cette flexure E-W de grande longueur d'onde (λ : 150 km) bien identifiée sur la première carte d'isopaques du Bartonien (Chap. 4) n'était pas associée à une déformation cassante de plus courte longueur d'onde (absence de réactivation de failles), visible sur la carte d'isopaques du Bartonien inférieur (Chap. 4). Cependant les cartes des isopaques et paléogéographiques de la transgression des Sables d'Auvers montrent clairement la réactivation des failles NW-SE (failles de Seine et de Banthelu). La réactivation de ces failles est vraisemblablement un héritage de la fin de la déformation bartonienne. Ces failles semblent être réactivées à la fin du processus flexural pendant le paroxysme de la déformation, lorsque la flexure n'accommoder plus la déformation. Ce processus a également été montré pour la flexure de la limite Yprésien-Lutétien (Chap. 3). L'héritage de cette déformation bartonienne probablement à attribuée au paroxysme pyrénéen s'atténue et est véritablement scellée au Bartonien supérieur avec le dépôt du Calcaire de Saint-Ouen.

Un contrôle flexural sur l'extension des transgressions a déjà été évoqué dans le chapitre précédent. Il semblerait que ce soit également le cas pour le Bartonien. En effet, la transgression des Sables d'Auvers, qui correspond aux environnements les plus ouverts, a une extension géographique beaucoup moins large que les transgressions suivantes correspondant à des environnements beaucoup plus internes (Pierre de Lizy/Ezanville). Une augmentation de l'aire de subsidence au Sud est suggérée par relaxation flexurale.

8.3.2.2 La limite Bartonien-Priabonien

Aux alentours de la limite Bartonien-Priabonien s'effectue une réorientation paléogéographique majeure. Le bassin qui était ouvert en direction du Nord est désormais ouvert en direction du Nord-Ouest le long de la faille de Bray, les épaisseurs montrent de plus une distribution affectée par la faille de Bray et suggérant un jeu

décrochant (dextre ?) de cette faille. Cette hypothèse est également étayée par les travaux de Wyns (1978) qui montrent un jeu décrochant dextre syn-sédimentaire de la faille de Bray à la fin du Bartonien. Elle est également appuyée par les travaux de Newell et Evans (2011) qui soulignent une inversion de l'île de Wight située dans le prolongement de la faille de Bray. Ces informations suggèrent un contexte compressif.

La fermeture du domaine Nord pourrait correspondre à un soulèvement de la partie Nord du Bassin (Ardennes-Artois). Minguely et *al.* (2010) ont récemment suggéré une inversion de cette zone à l'Eocène moyen-Oligocène terminal (?). En outre, les analyses de traces de fissions montrent un soulèvement du massif Ardennais un peu plus tôt à 45 Ma (Xu et *al.*, 2009) et des Vosges à 40 Ma (Timar-Geng et *al.*, 2006). Par ailleurs, les travaux de Vandenberghe et *al.* (2004) montrent un soulèvement plus au Nord de l'axe de Brabant à la limite Bartonien-Priabonien.

Approximativement durant la même période, Wyns (1991) a montré, par l'étude des profils d'altération, un soulèvement du seuil du Poitou d'âge Eocène attribué aux contraintes pyrénéennes et scellé par des carbonates priaboniens.

La subsidence qui est à cette époque distribuée à plus grande échelle et de manière plus homogène témoigne probablement d'une flexure plus large orientée E-W à WNW-ESE d'environ 300 à 400 km en prenant en compte le seuil du Poitou et l'axe Artois-Boulonnais (point haut de cette flexure). L'origine de cette flexure de plus grande échelle sera discutée dans le chapitre 6.

8.3.2.3 La période du Priabonien

Au cours du Priabonien, le bassin de Paris voit une réorganisation de la distribution des épaisseurs qui s'accompagne d'un changement paléogéographique majeur. Le bassin est structuré par une flexure NE-SW d'une longueur d'onde de plus de 150 km. Elle est très bien caractérisée sur notre zone d'étude et semble se prolonger à l'extrémité Sud-Est du bassin, en Touraine et en Anjou (premiers dépôts lacustres) (Figure 5.43).

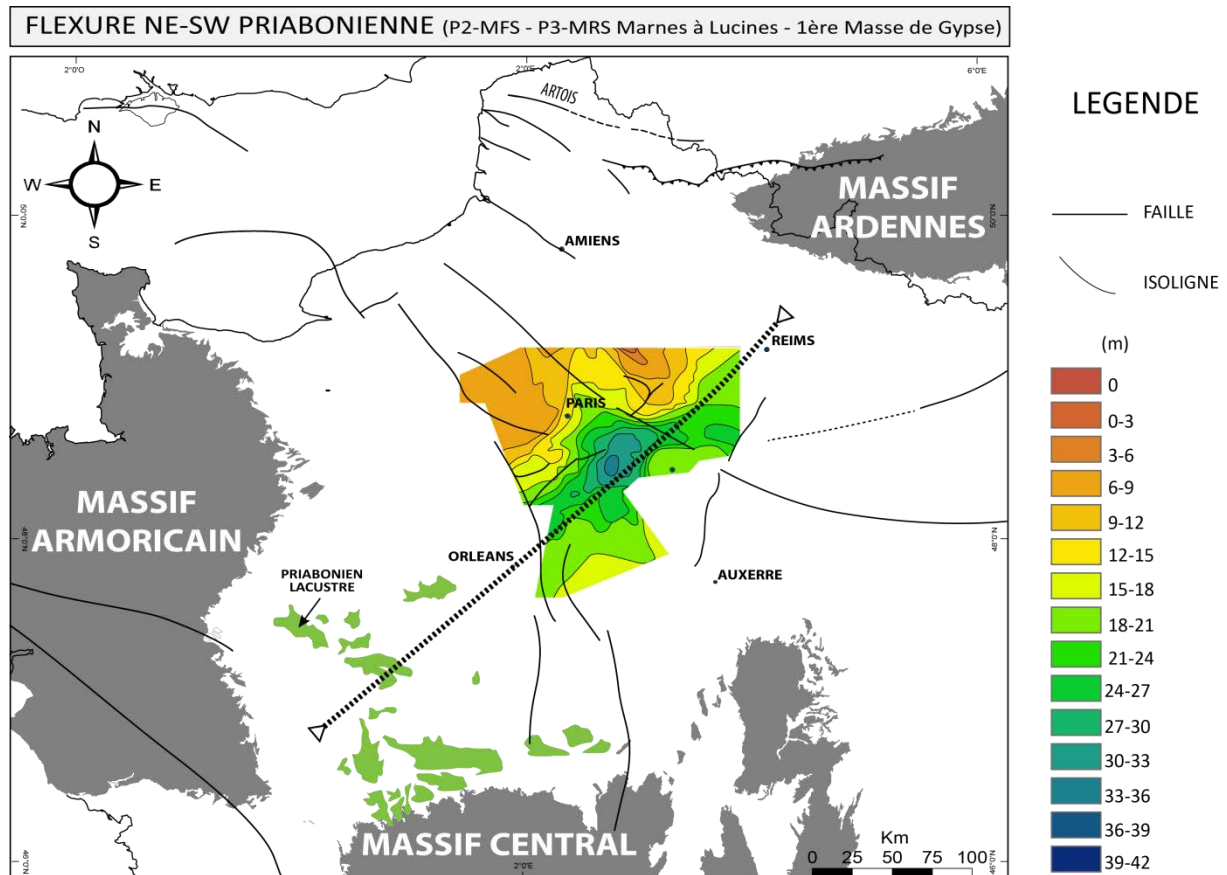


Figure 5.43 : Carte des isopaques de l'intervalle P2-P3 et de la répartition des dépôts lacustres priaboniens de Touraine et de l'Anjou. Cette carte montre la flexure NE-SW priabonienne.

Dans le cas d'un pli lithosphérique, des contraintes NW-SE doivent être évoquées.

Néanmoins, dans le domaine Nord-Atlantique, la période du Priabonien voit un ralentissement de l'expansion océanique (Le Breton, 2012). Cette période est également caractérisée par une phase d'inversion régionale (Roberts et al., 1999), mais l'origine de cette phase est largement débattue tant sur la chronologie que sur l'origine. La dynamique mantellique (Doré et al., 1999), les variations de vitesse de l'expansion océanique et la collision alpine (Ziegler, 1987) sont les causes diverses évoquées pour l'origine de cette phase d'inversion : il n'existe pas de consensus sur le mécanisme de cette phase compressive.

Etant donnée leur direction, les contraintes pouvant se transmettre à travers la plaque européenne ne sont probablement pas d'origine pyrénéenne.

En revanche, dans le domaine alpin, le Priabonien correspond au début de l'incorporation de la plaque Eurasie dans le prisme d'accrétion. Ceci s'accompagne de l'initiation des premiers bassins flexuraux sur la plaque européenne (Ford et al., 2006). Durant cette période de la collision, l'Apulie entame une rotation vers l'Ouest (Dumont et al., 2012). La convergence qui se faisait jusqu'alors principalement selon des directions N-S, marque une rotation progressive vers le NW. Les analyses cinématiques montrent également un changement de direction clair du Nord vers le Nord-Ouest dans

le Briançonnais, dans la partie centrale et dans la zone Ouest des Alpes (Handy et *al.*, 2010 et Dumont et *al.*, 2012). Cette rotation implique également la migration des bassins flexuraux sur le pourtour de l'arc alpin, notamment en direction du Nord-Ouest (Ford et *al.*, 2006).

La contemporanéité des événements, ainsi que l'orientation des contraintes NW-SE suggèrent une origine alpine pour la flexure du bassin de Paris orientée NE-SW.

C'est également au cours du Priabonien que l'ouverture du système de rift Ouest européen (ECRIS) s'initie entre le domaine alpin et le bassin de Paris. Le processus d'ouverture est encore largement débattu. Bourgeois et *al.* (2007) évoquent une ouverture en décrochement (senestre) le long de l'ECRIS entre 37 Ma et 17 Ma. Ces mouvements seraient liés aux contraintes différentielles le long de l'arc alpin avec une zone Nord en collision N-S (Alpes centrales et Pyrénées) et une zone Sud (océan Ligure) encore en subduction.

On remarquera que l'aire de subsidence traduite par ces fossés est parallèle à celle identifiée dans le bassin de Paris. En outre, l'analyse de profils sismiques au droit du fossé rhénan montre un premier remplissage sédimentaire isopaque (Lasseur, comm. pers.), écartant de ce fait un premier stade *syn-rift* lié à une extension nette de la croûte. Ceci pourrait être compatible avec un contrôle flexural lié au contexte compressif avec ce que l'on enregistre dans le bassin de Paris. L'ouverture de ces fossés ne semble en tout cas pas contradictoire avec la flexure identifiée dans le bassin de Paris ; le jeu de processus profonds, cellule de convection mantellique, et l'interférence entre contraintes pyrénéennes et premières contraintes alpines reste à mieux comprendre.

ANNEXES

Annexe A : *Corrélation des échelles de dinokystes du bassin de Paris et du Nord-Ouest de l'Europe dans l'intervalle Lutétien-Rupélien (Chateauneuf et Gruas-Cavagnetto, 1978, révisé).*

Annexe B : *Proposition des âges absolus pour les surfaces utilisées pour les mesures d'accommodation. Le modèle d'âge est basé sur les données biostratigraphiques, les solutions orbitales (Laskar et al., 2011) et sur les variations eustatiques et climatiques (Cramer et al., 2011 ; Cramer et al., 2009).*

Annexe C : *Tableau des âges absolus utilisés pour les mesures d'accommodation. Les intervalles de temps sont définis par les données biostratigraphiques.*

Annexe A

CORRELATION DES ECHELLES DE DINOKYSTES DU BASSIN DE PARIS ET DU NORD-OUEST DE L'EUROPE DANS L'INTERVALLE LUTETIEN-RUPELIEN

Faisant suite aux corrélations établies dans la Paléocène et l'Eocène inférieur, nous abordons selon le même principe les comparaisons entre les échelles de dinokystes des bassins de Paris (ci-après BP) et d'Allemagne du nord-ouest (ci-après ANO) du Lutétien au Stampien, en utilisant non plus seulement les Wetzeliellaceae mais l'ensemble des dinokystes représentés.

En effet, à partir du Lutétien, la correspondance entre les échelles des deux régions devient moins évidente et ceci pour plusieurs raisons : l'évolution des dinokystes se ralentit très nettement en particulier au sein du groupe des Wetzeliellaceae jusqu'à leur extinction au sommet du Rupélien. Beaucoup de zones sont définies par des disparitions d'espèces (LO ou last occurrence des anglo-saxons) et non plus par des apparitions. Mais le facteur majeur est la "continentalisation" du BP dont les connections avec le domaine de la Mer du Nord deviennent épisodiques.

Dans le BP, les formations marines, le plus souvent littorales deviennent discontinues et font place à des facies palustres, évaporitiques ou continentaux dans le ludien et le Rupélien supérieur favorisant le développement de dinokystes adaptés aux environnements marginaux tandis que les formes du sud de la Mer du Nord et d'Allemagne du Nord-Ouest sont des formes d'environnements plus ouverts. Mais il existe heureusement des évolutions parallèles de grands groupes tels que les formes des genres Chiropteridium, Phthanoperidinium et Enneadocysta au cours de cette période.

Le calage de ces zones sur celle du Nannoplancton nous permet de les rapporter aux échelles chronostratigraphiques. Nous avons privilégié celle publiée par A. Köthe (2012), établie par l'analyse conjointe des dinokystes et des nannofossiles sur les mêmes forages, plutôt que celle du BP (M.P. Aubry 1983, fig.34), définie à partir d'associations souvent pauvres ou peu caractéristique.

*Dans le BP, au-dessus de l'importante discontinuité entre les argiles de Laon (Yprésien) et le calcaire grossier (Lutétien), la zone de dinokystes W8 est définie par l'apparition de *K.fasciata* pour la base et celle de *W.aff. articulata* pour le sommet. Ces deux formes ne sont pas connues en ANO où la zone plus ou moins correspondante est définie par la disparition de *E. ursulae* (la disparition de cette forme dans le BP se produisant plus haut, au sommet de la zone W10) et celle de *D. pachydermum*, cette dernière étant inconnue dans le BP.*

*La zone W10, base de l'Auversien, est définie par l'apparition de *R. draco* et d'*E.pectiniformis* pour sa base et l'apparition *R. porosum* pour sa limite supérieure. Elle peut donc être corrélée avec la zone D10 en ANO. Au-dessus, les zones D11 et W11 sont encadrées dans les deux régions par l'apparition de *R. porosum* et *R.perforatum*, zone entièrement incluse en ANO dans NP17.*

La base des zones sus-jacentes, W12 et D12a, est définie par l'apparition concomitante dans les deux zones de *R. perforatum*, présent dans les sables de Marines du BP. Au-dessus de ce niveau, les marqueurs de zones divergent en raison des environnements de dépôt très différents : fermeture du BP aux influences marines et persistance des facies marins en ANO (sondages Wusterheide et Gohy).

Ainsi, dans le BP, la zone W13 à *Ch. Clathrata subsp.angulosa* n'est pas connue en ANO, où les dépôts correspondants aux zones de Nannoflores NP18 à 21 sont scindés en deux sous-zones : D12b à *T. fenestrata* et D12c à *T. reticulata*. Au-dessus, le sommet de la sous-zone D12c est caractérisée par la disparition de nombreux marqueurs, dont : *A. diktyoplokum*, *C. bartonensis*, *R. perforatum*. Ces marqueurs, connus dans le BP, ne sont plus présents dans l'argile verte de Romainville, à la base du Stampien (zone 5 à *Ph. amoenum* définie par J.J. Châteauneuf, 1980) et au sommet de la zone de *Wetzeliellaceae* W13 (Châteauneuf et Gruas-Cavagnetto 1978).

Au-dessus, la base de la zone W14 à *W. gochtii*, marqueur dans la plupart des bassins européens du passage au Rupélien, apparaît en ANO à la base de la zone D13 et au-dessus des Argiles vertes dans le BP. Le sommet de la zone D13 est défini par l'apparition des formes du genre *Chiropteridium*. Il peut être corrélé avec la base des sables de Fontainebleau et de la zone 8 du BP.

Les sables de Fontainebleau comprennent deux zones de Dinokystes, la première délimitée par la disparition du genre *Phthanoperidinium*, au sommet du niveau de Vauroux, la deuxième par la disparition de l'espèce *E. pectiniformis* au sommet du niveau d'Ormo. Ces deux zones correspondent en ANO aux D14a1 et D14a2 à partir des marqueurs identiques.

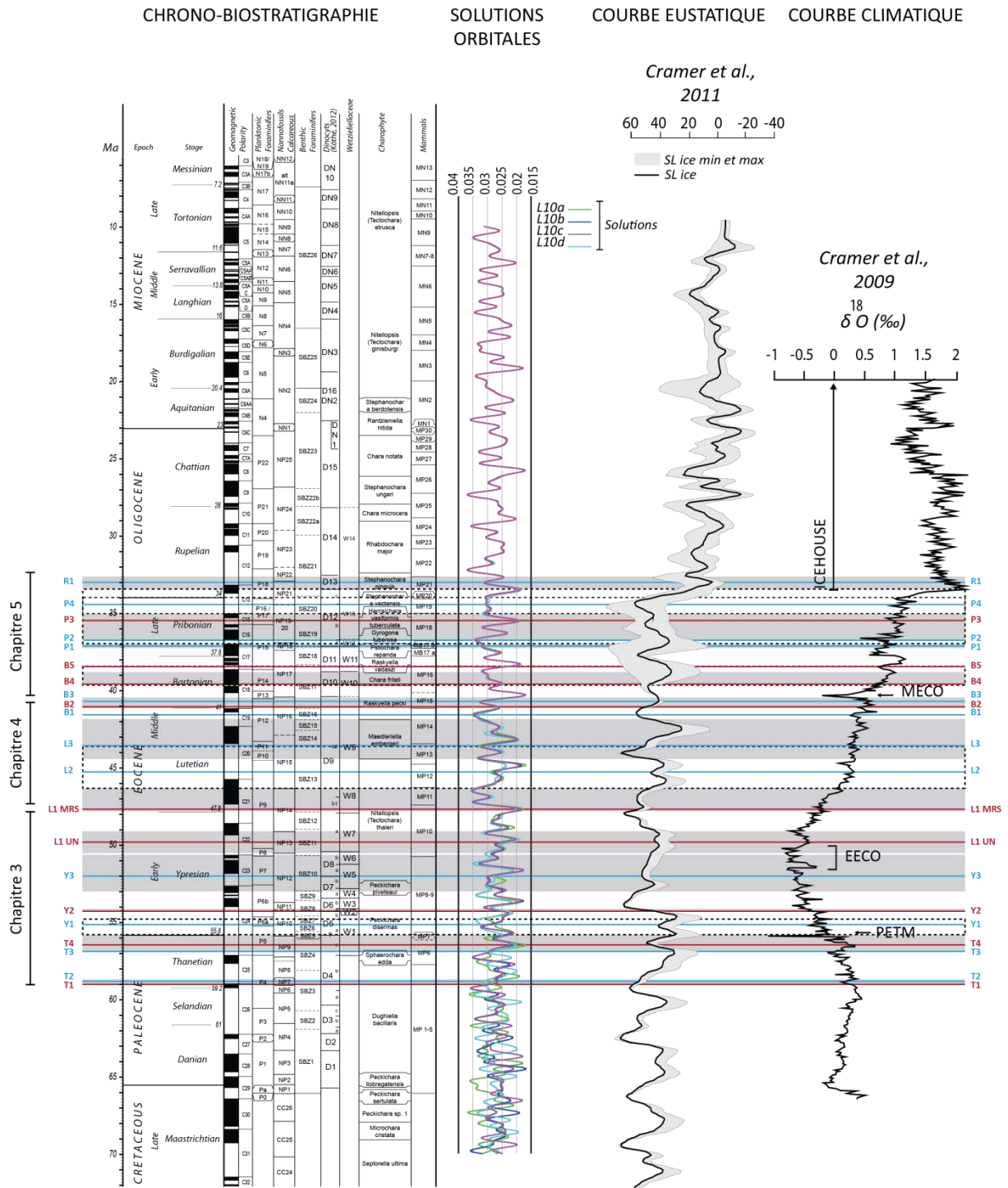
La zonation du Paléogène au moyen des dinokystes s'arrête là dans le BP car à ce jour, le sommet des sables de fontainebleau et la base du calcaire d'Etampes n'ont pas fourni de kystes de dinoflagellés.

REFERENCES

- (1) Châteauneuf J.J. & Gruas-Cavagnetto C., 1978- Les zones de *Wetzeliellaceae* (*Dinophyceae*) du bassin de Paris. Bull.Brgm, section IV, N°2, 59-93.
- (2) Châteauneuf J.J., 1980- Palynostratigraphie et Paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris. Mémoire n°116 du BRGM, 357pages.
- (3) Aubry M.P., 1983- Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest. Etude fondée sur les nannofossiles calcaires. Doc. Sciences Terre Univ. Cl. Bernard, Lyon, N°89,317 pages.
- (4) Köthe A. & Piesker B., 2007- Stratigraphic distribution of Paleogene and Miocene dinocysts in Germany. Revue de Paléobiologie, Genève, 26(1), 1-39.

- (5) Köthe A., 2012- *A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nannoplankton zonation for the German sector of the southeastern North Sea Basin. Newsletter on stratigraphy, vol.45 (N°3), 189-220.*

CHAPITRE 5 : LE BARTONIEN-PRIABONIEN-RUPÉLIEN DU BASSIN DE PARIS



Annexe B

CHAPITRE 5 : LE BARTONIEN-PRIABONIEN-RUPÉLIEN DU BASSIN DE PARIS

	TIME-LINES (number, nature)	LITHOSTRATIGRAPHY	BIOSTRATIGRAPHY	TIME INTERVAL (Gradstein et al., 2012)	PROPOSED DATE cyclostratigraphy ¹ chemostratigraphy ²
Chapitre 5	R1	MFS Romainville Green Clays	D: W13 (D13) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>) C: S. pinguis (<i>Riveline, 1984</i>)	33.4 - 32.6 Ma	33 Ma ¹
	P4	MFS Argenteuil Blue Marls	M: MP19 (<i>Soyer, 1930</i>) C: S. vectensis (<i>Riveline, 1984</i>)	35 - 34 Ma	34.4 Ma ¹
	P3	MRS «1ère Masse de Gypse»	M: MP18 (<i>Hartenberger, 1973</i>)	37 - 35 Ma	35.4 Ma ¹
	P2	MFS «Marnes à Lucines»	D: W13 (D12b/c?) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)	37 - 33.4 Ma	36.8 Ma ¹
	P1	MFS «Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i> »	CN: NP18 (<i>Aubry, 1986</i>) D: W13 (D12a) (<i>Chateaufeuf, this study</i>)	37.2 - 37 Ma	37.1 Ma ¹
	B5	MRS Saint-Ouen Limestone	C: C. friteli (<i>Pomerol et Riveline, 1986</i>)	39.6 - 38.4 Ma	38.4 Ma ¹
	B4	UN Beauchamp Sands (base)	D: W10 (D10?) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)	39.5 - 38.8 Ma	38.8 Ma ¹
	B3	MFS Auvers Sands	CN: NP16 (<i>Aubry, 1983</i>) C: R. pecki (<i>Pomerol et Riveline, 1975</i>) D: W10 (D10?) (<i>Chateaufeuf, this study</i>)	41.8 - 40.4 Ma	40.7 Ma ¹
	B2	UN/MRS Auvers Sands (base)	CN: NP16 (<i>Aubry, 1983</i>) C: R. pecki (<i>Pomerol et Riveline, 1975</i>) D: W10 (D10?) (<i>Chateaufeuf, this study</i>)	41.8 - 40.4 Ma	41 Ma ¹
	B1	MFS «Falun de Foulangues»	CN: NP16 (<i>Aubry, 1983</i>) BF: SBZ17 (<i>Cavelier et Le Calvez, 1965</i>) D: W9 (D9b2) (<i>Chateaufeuf, this study</i>)	Hors biozone	41.6 Ma ¹
Chapitre 4	L3	MFS «Calcaires à Miliolites et Orbitolines»	D: W8 (D9b) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>) C: M. embergeri (<i>Pomerol & Riveline, 1975</i>)	44.4 - 41.8 Ma	43.6 Ma ¹
	L2	MFS «Calcaires à <i>Nummulites laevigatus</i> »	CN: NP15 (<i>Aubry, 1983</i>) BF: SBZ13 (<i>Blondeau, 1965</i>) D: W8 (D9b) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)	46.3 - 43.6 Ma	45.2 Ma ¹
	L1	MRS «Glauconie Grossière» Fm UN by analogy with Belgium = intra NP13	NP: NP 14 (<i>Aubry, 1983</i>) BF: SBZ13 (<i>Blondeau, 1965</i>) D: W7 (D9a?) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)	47.8 - 46.3 Ma 50.5 - 49.1 Ma	47.05 Ma 49.8 Ma
Chapitre 3	Y3	MFS Aizy Sands Fm	CN: NP12 (<i>Aubry, 1983</i>) BF: SBZ10 (<i>Bignot et Neumann, 1991</i>)	53 - 50.6 Ma	52 Ma ¹
	Y2	MRS Laon Sands Fm (base)	D: W2 (D6a) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)	54.3 - 54.1 Ma	54.3 Ma ²
	Y1	MFS «Falun à <i>Cyrena</i> » Fm	D: W1 (D5a) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)	55.8 - 54.8 Ma	55.075 Ma ¹
	T4	MRS Mortemer Limestone Fm	C: P. disermas (<i>Pomerol et Riveline, 1975</i>)	56.9 - 55.8 Ma	56.4 Ma ¹
	T3	MFS Marquglise Marls Fm	D: W1 (D4c) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)	56.9 - 55.8 Ma	56.9 Ma ²
	T2	MFS «Tuffeau du Moulin Compensé» Fm	CN: NP7 (<i>Steurbaut, 1998</i>) D: W1 (D4b) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)	59 - 58.7 Ma	58.8 Ma ²
	T1	UN/MRS «Tuffeau du Moulin Compensé» Fm (base)	CN: NP7 (<i>Steurbaut, 1998</i>) D: W1 (D4b) (<i>Chateaufeuf et Gruas Cavagnetto, 1978 ; revised</i>)		59 Ma (base, NP7)

MFS: Maximum flooding surface, MRS: Maximum regressive surface, Un: Unconformity
 CN: Calcareous Nannofossils ; D: Dinocyst and Wetzeliellaceae ; C: Charophyte; M: Mammals; BF: Benthic Foraminifera
¹Laskar et al., 2011, ²Cramer et al., 2009

Annexe C

CHAPITRE 6 : SYNTHÈSE ET DISCUSSION

L'ensemble de ces travaux a permis de reconstituer la géométrie 3D et la paléogéographie du remplissage paléogène du bassin de Paris. Basé sur une approche couplée affleurements-diagraphies, nous avons défini un découpage séquentiel haute résolution permettant une hiérarchisation des cycles. La forte densité de puits disponibles dans le bassin de Paris a permis de recomposer très précisément la distribution spatiale des épaisseurs sédimentaires d'une grande partie des intervalles étudiés. Ceci permet d'identifier les différentes géométries sédimentaires et donc de pouvoir discuter des paramètres qui contrôlent les différents cycles identifiés. En particulier nous avons pu mettre en évidence des déformations affectant de grande longueur d'onde, dont nous discuterons ici des paramètres de forçage (lien avec les déformations en bordure de plaque, géométries et amplitudes, et influence de la structure profonde du bassin).

1. DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL DU PALÉOGÈNE DU BASSIN DE PARIS

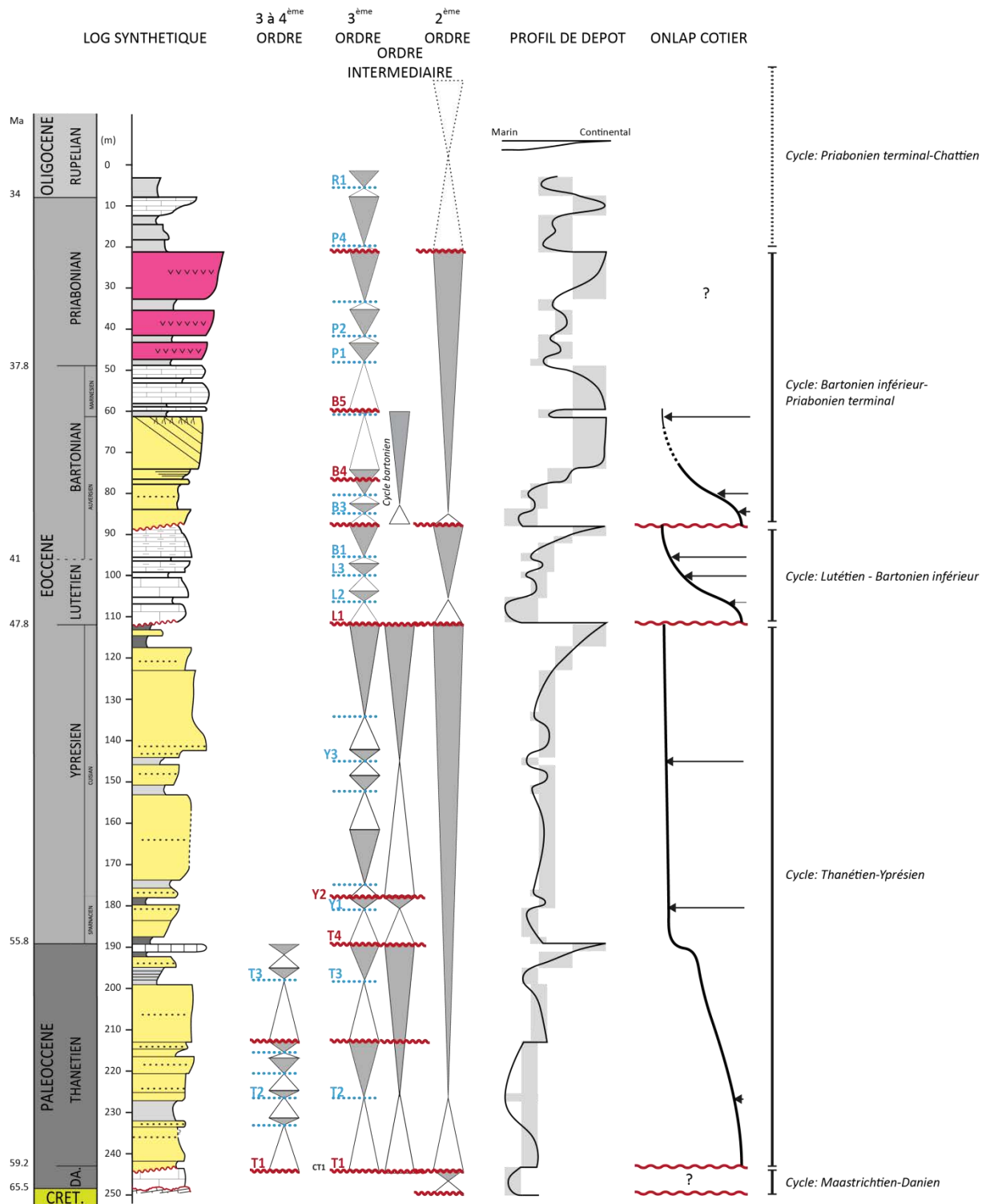
Trois ordres de cycle sont reportés sur le log synthétique (Figure 6.1) depuis le deuxième jusqu'au 4^{ème} ordre définis dans certains intervalles.

- **Cinq cycles d'ordre inférieur** sont définis. Ils ont une durée variant de **5 à 10 Ma** et correspondent à la durée des cycles de **2^{ème} ordre**.

Seuls les cycles majeurs, d'ordre inférieur seront rapidement décrits ci-dessous. Ils sont délimités par des grandes discontinuités et/ou des réorganisations paléogéographiques. La plupart de ces discontinuités correspondent à des lacunes temporelles associées à des émerSIONS et à des déformations flexurales du bassin. Les MFS majeures de ces cycles correspondent aux environnements les plus ouverts et distaux.

1.1 CYCLE CRETACE SUPERIEUR-DANIEN (DUREE ~6MA)

Ce cycle correspond à de très faibles épaisseurs de dépôts préservés. Nous définissons la base de cette séquence par la discontinuité majeure de la limite Crétacé-Tertiaire. Elle est représentée par la lacune anté-Danien moyen (Chap. 3) correspondant à une émerSION généralisée et à une phase d'érosion. Les dépôts daniens reposent directement (au plus haut stratigraphiquement) sur les dépôts du Campanien supérieur basal, alors que de nombreuses évidences montrent que la sédimentation a continué jusqu'au Maastrichtien (Chap. 3). La MFS de ce cycle est positionnée dans le Danien moyen représentée par des dépôts marins ouverts (récifal à péri-récifal ; Bignot, 1992). Ce cycle se termine par une discontinuité majeure scellée par les dépôts thanétiens. Cette discontinuité représente une nouvelle émerSION généralisée du bassin et une lacune de la totalité du Sélandien. Le caractère très relictuel des dépôts daniens suggère une déformation associée à cette émerSION. Les cycles d'ordre supérieur n'ont pas pu être définis.



T1 à R1: surfaces identifiées en sub-surface et utilisées pour les corrélations, les géométries, l'accommodation, les cartes d'isopaques et paléogéographiques

Figure 6.1: Log synthétique et découpage séquentiel de la série Paléogène du Bassin de Paris.

1.2 CYCLE THANETIEN-YPRESIEN (DUREE ~10MA)

La MFS majeure de ce cycle se situe très tôt dans l'intervalle et s'exprime par des dépôts de *shoreface* (Tuffeau du Moulin Compensé) qui représentent les environnements les

plus ouverts et distaux du Thanétien et de l'Yprésien. Cette séquence s'achève à la fin de l'Yprésien, par une émergence généralisée et par une érosion des derniers dépôts yprésiens sous les dépôts du Lutétien (Chap. 3).

A l'intérieur de ce cycle, 3 cycles principaux ont été définis et sont limités par des discontinuités (Chap. 3). Dans le détail, 7 cycles d'une durée intermédiaire, de l'ordre du million d'années peuvent être identifiés (2 cycles à l'intérieur à l'intérieur du Thanétien, 4 cycles à l'intérieur de l'Yprésien). Plusieurs cycles de quatrième ordre de durées de l'ordre de 400 Ka sont identifiés. Entre le 2^{ème} et le 4^{ème} ordre des cycles de troisième ordre, nous définissons donc de "grands" cycles de 3^{ème} ordre, de durées de plusieurs millions d'années pour les cycles Thanétien et Yprésien 2, et des cycles de "plus petit" troisième ordre dont la durée est de l'ordre du million d'années et correspond à la résolution stratigraphique à des multiples de 400Ka (cf ci-dessous).

1.3 CYCLE LUTETIEN-BARTONIEN INFÉRIEUR (DUREE ~6MA)

La MFS majeure de ce cycle se situe dans les premiers dépôts lutétiens qui correspondent à des environnements de rampe, dominée par une dynamique de houle et de tempête (Glauconie Grossière). La discontinuité sommitale de ce cycle est d'âge Bartonien. Elle s'enregistre par une nouvelle émergence, par l'arrêt de la sédimentation carbonatée et par une érosion des dépôts bartoniens inférieurs (Chap. 4). Trois cycles de 3^e ordre y ont été définis.

1.4 CYCLE BARTONIEN INFÉRIEUR-PRIABONIEN TERMINAL (DUREE ~6MA)

La MFS majeure de ce cycle est enregistrée dans les dépôts d'estuaire externe (Sables d'Auvers). Nous avons évoqué dans le chapitre 5 qu'à l'intérieur de cet intervalle Bartonien inférieur-Priabonien terminal, deux cycles peuvent être individualisés :

- Le premier délimité par l'UN (B2) du Bartonien inférieur et par la MRS (B5) à la base des Calcaire de Saint-Ouen, correspondant à une discontinuité de faible ampleur (cycle de 2.5-3 Ma)
- Le second délimité par la MRS (B5) et par le MRS (P3) au sommet des formations évaporitiques (cycle de 3 Ma)

Ces deux discontinuités (B5 et P3) sont de faible ampleur, cependant elles enregistrent d'une part une réorganisation paléogéographique et d'autre part un changement dans la distribution de la subsidence du bassin.

Sur la base de la durée des cycles, nous n'avons considéré qu'un cycle de 2^{ème} ordre allant du Bartonien inférieur au Priabonien terminal. Cependant comme montré dans le chapitre 5, cette période enregistre des phases de déformation du bassin (à la limite Bartonien-Priabonien, puis au cours du Priabonien). Le cycle Bartonien est donc figuré sur le log de synthèse (Figure 6.1) car il enregistre également une flexure et une réorientation paléogéographique.

En outre, nous verrons plus loin que le cycle bartonien a la même expression que les cycles de 2^e ordre contrairement au cycle Priabonien. Six cycles de 3^e ordre ont été définis au sein de ce grand cycle Bartonien inférieur-Priabonien terminal.

1.5 CYCLE PRIABONIEN TERMINAL-CHATTIEN (DUREE ~7MA)

Ce cycle est défini entre la MRS (P3) du Priabonien terminal et le sommet des sables Fontainebleau qui correspond à une limite d'érosion avec une lacune totale du Chattien. Cette surface correspond à l'émersion définitive de la partie Nord du bassin de Paris. La MFS de ce cycle est enregistrée par des dépôts d'*offshore* supérieur à *shoreface* inférieur (Formation des Sables de Fontainebleau, Falun de Pierrefitte, Delhaye-Prat et *al.*, 2005). Nous avons défini deux cycles de 3^e ordre jusqu'au Argiles vertes de Romainville et considérons à partir des travaux de Delhaye-Prat et *al.* (2005) quatre cycles de 3^e ordre à l'intérieur des Sables de Fontainebleau.

- **Dix-huit cycles d'ordre intermédiaire** sont définis, leur durée, de **0.4 à 5 Ma** correspondent à des cycles de **3^{ème} ordre**. Nous prenons ici en compte les "petits cycles" de troisième ordre de l'intervalle Thanétien-Yprésien.
- **A un ordre supérieur** des cycles de **4^{ème} ordre** ont localement pu être identifiés, ils présentent une durée de l'ordre de **100 à 400 ka**.

2. FACTEURS DE CONTRÔLE DES CYCLES STRATIGRAPHIQUES IDENTIFIÉS

Les cycles de deuxième ordre identifiés enregistrent des variations du rapport accommodation/flux sédimentaire long terme. Pour contraindre l'origine des variations d'accommodation enregistrées et tester l'hypothèse d'un contrôle eustatique, les variations d'accommodation qui ont été mesurées sont comparées aux variations eustatiques.

2.1 CHOIX DES COURBES EUSTATIQUES POUR COMPARAISON AVEC L'ACCOMMODATION CALCULEE

Plusieurs courbes de variations du niveau de la mer pour le Paléogène sont actuellement disponibles (Haq et *al.*, 1987 ; Miller et *al.*, 2005 ; Müller et *al.*, 2008 ; Cramer et *al.*, 2011 ; Rowley, 2013) et présentent des différences d'amplitude significatives. Avant d'évaluer la validité de ces différentes courbes, il faut rappeler ce qu'est l'eustatisme et comment il peut être mesuré.

L'eustatisme désigne la variation du niveau absolu de la mer (interface air-eau) qui résulte de la variation du volume du fond des océans (tectono-eustatisme) et du volume d'eau des océans (climato-eustatisme), au cours des temps géologiques :

- (1) La variation du **volume du fond des océans** (tectono-eustatisme) résulte de facteurs globaux (variation de l'âge et donc de la profondeur de la lithosphère océanique, variation des vitesses d'accrétion aux dorsales, etc.) et d'un facteur local, la topographie dynamique (Moucha et *al.*, 2008). Ce dernier facteur, traduisant l'effet de la convection mantellique sur la topographie de la Terre, est variable dans l'espace (Flament et *al.*, 2013) : enfoncement de la lithosphère "subductante" à $\times 1\ 000$ km de la zone de subduction, surrection juste en aval de ces dernières ou dans les zones de panaches mantelliques. La caractéristique de ces processus de grande ($\times 100$ km) à très grande ($\times 1\ 000$ km) longueur d'onde est de varier très lentement dans le temps (Braun, 2010).
- (2) La variation du **volume d'eau des océans** (climato-eustatisme) résulte soit de la transformation d'eau de mer en glace et l'inverse (glacio-eustatisme), soit de la dilatation thermique des océans.

La mesure de l'eustatisme est rendue complexe par l'effet "local" de topographie dynamique et de la déformation de la croûte. Plusieurs approches ont été utilisées pour mesurer les variations eustatiques au cours des temps géologiques :

- (3) Haq et *al.* (1987) et Miller et *al.* (2005) ont essayé de mesurer l'eustatisme à partir de l'enregistrement sédimentaire de bassins considérés comme tectoniquement "stables". Haq et *al.* (1987), bénéficiant de la base stratigraphique mondiale de la compagnie EXXON, ont filtré plusieurs courbes de variation de l'enneigement marin sur le domaine continental ("*coastal onlap*") établies pour plusieurs bassins dans le monde, dont les zones "stratotypiques". Les bases de données sources n'ont jamais été publiées et la courbe est donc difficile à valider. Miller et *al.* (2005) ont considéré que la marge du New Jersey (USA), qui bénéficie d'une base de données biochronostratigraphique relativement complète, était stable et donc qu'une mesure de la subsidence non corrigée de l'eustatisme permettait d'obtenir le signal eustatique en filtrant la courbe d'enfoncement du substratum du bassin issue du "*backstripping*" et du signal de subsidence thermique long terme (Kominz et *al.*, 2008). Cependant différentes études avaient montré (par exemple Pazzaglia and Brandon, 1996), ou ont montré par la suite (Raymo et *al.*, 2011), que cette marge était affectée par des mouvements verticaux dont certains dus à l'effet de topographie dynamique.
- (4) L'autre approche est de mesurer sur des cartes paléogéographiques le pourcentage d'enneigement des continents par la mer avec comme référence l'actuel (Rowley, 2013). L'eustatisme est mesuré à partir de la distribution de l'altitude mondiale des continents (hypsométrie) ; le pourcentage d'enneigement étant traduit en pourcentage de l'hypsométrie afin d'en déduire l'altitude moyenne du domaine ennoyé qui fournit donc l'hypsométrie. Cette méthode a l'avantage de s'affranchir des effets de la topographie dynamique (un signal global est obtenu) ; sa principale limite étant le choix de la distribution hypsométrique (l'actuel) dont on peut questionner le caractère représentatif (même aux basses altitudes) par rapport à l'ancien

Lors de cette étude, nous avons testés plusieurs courbes compilées par étage stratigraphique pour pouvoir les comparer entre elles ; la courbe de Rowley étant d'une résolution stratigraphique plus faible que les autres (Figure 6.2)

- (1) la variation du niveau de la mer due au changement du volume du fond des océans à partir de la profondeur de la lithosphère océanique à intervalles de temps réguliers (1 Ma), déduite de la distribution des âges pour chaque époque et la connaissance de la subsidence thermique de la lithosphère océanique (courbe de Sclater) : Müller et *al.* (2008) ;
- (2) la variation du niveau de la mer due au changement du volume de l'eau des océans en réponse à la création progressive de glace durant le Cénozoïque (glacio-eustatisme), déduit en appliquant une fonction de transfert à la courbe de variations isotopiques de l'oxygène des eaux de surface : Cramer et *al.* (2011) ;
- (3) la variation du niveau de la mer mesurée à partir de l'ennoiement continental à partir de trois bases de données paléogéographiques : le groupe de Cambridge : Smith et *al.* (1994) ; le groupe d'Arlington-Texas : Scotese and Golonka (1992) et le groupe de Chicago / Getech : Markwick (2011) : Rowley (2013) ;
- (4) la variation du niveau de la mer mesurée à partir du "*backstripping*" de puits de la marge du New Jersey : Miller et *al.* (2005) ;
- (5) la variation du niveau de la mer mesurée à partir du filtrage de courbes de "*coastal onlap*" provenant de différents bassins du monde : Haq et *al.* (1987), courbe recalée en âges par Hardenbol et *al.* (1998) et filtrée par Müller et *al.* (2008).

Nous avons rejeté *a priori* les courbes de Haq et *al.* (1987) et de Miller et *al.* (2005) pour les arguments évoqués plus haut. La charte de Haq en particulier propose des valeurs du niveau de la mer bien supérieures aux autres courbes.

Les courbes de Rowley représentant un signal global sont considérées comme les plus fiables. Elles ne sont pas compatibles avec les chartes de Haq et de Miller. Pour le Paléocène-Eocène, les courbes de Rowley (2013) sont dans les mêmes amplitudes que celles issues de la variation du volume du fond des océans (Müller et *al.*, 2008) et de la courbe de température de la surface des océans (Cramer et *al.*, 2011). A partir de l'Oligocène, début de l'installation de la glaciation actuelle, les courbes de Rowley (2013) se surimposent à celles de Cramer et *al.* (2011) ; la courbe de Müller et *al.* (2008) étant d'une amplitude beaucoup plus élevée. La courbe de Cramer et *al.* (2011) est donc la courbe eustatique haute résolution qui semble la plus appropriée pour approcher les variations eustatiques tertiaires. C'est donc celle que nous utiliserons pour les comparaisons avec nos données.

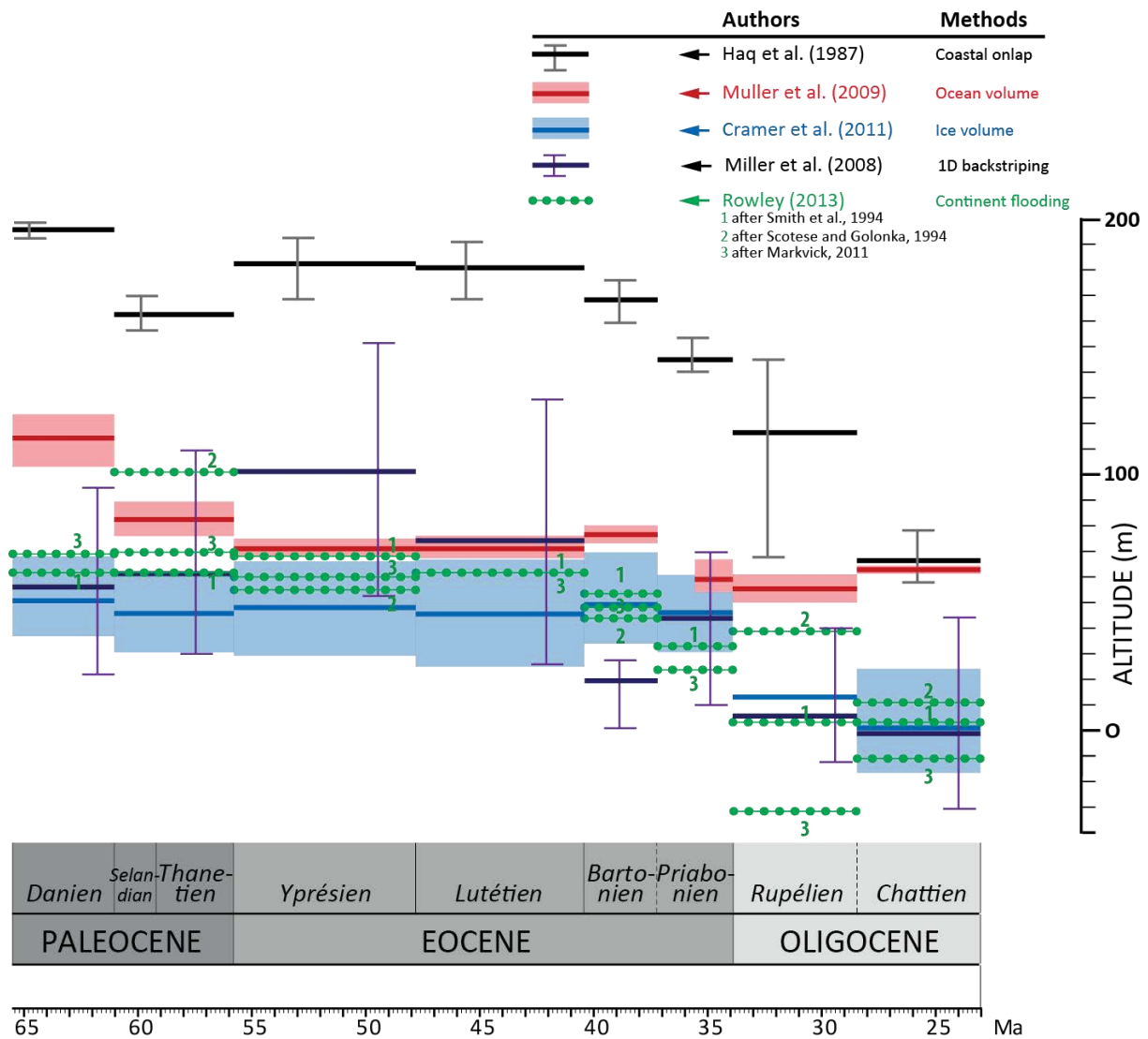


Figure 6.2: Compilation par étage(s) stratigraphique(s) des courbes eustatiques durant le Paléogène à partir (1) des changements de volume du fond des océans (Müller et al., 2008), (2) des variations du volume des glaces déduites des variations isotopiques de l'oxygène des eaux de surface (Cramer et al., 2011), (3) de l'enneigement continental (Rowley, 2013) à partir de trois bases de données paléogéographiques (Scotese et Golonka, 1992; Smith et al., 1994; Markwick, 2011), (4) du "backstripping" des données de puits de la Marge du New Jersey (Miller et al., 2005) et (5) du filtrage des courbes de "coastal onlap" de différents bassins (Haq et al., 1987 recalée en âge par Hardenbol et al., 1998 et filtrée par Müller et al., 2008)

2.2 Différents forçages des cycles identifiés

2.2.1 Forçages climato-eustatiques

Pour évaluer l'importance du forçage eustatique sur les cycles du bassin de Paris, nous avons replacé les moyennes de l'accommodation et des vitesses d'accommodation calculées entre chaque marqueur-temps (T1 à R1) sur le transect de référence N-S (Chap. 3 à 5). La moyenne, le maximum et le minimum d'accommodation et des vitesses d'accommodation sont représentés entre chaque marqueurs-temps. Les tendances principales à l'échelle des cycles de 2^{ème} ordre sont comparées (Figure 6.3).

Les cycles de 2^e ordre - A l'échelle de ces cycles, les valeurs mais surtout l'amplitude et les tendances des variations d'accommodation moyennes sont très différentes de celles de la charte de Cramer et *al.* (2011). Sur les intervalles définis par nos cycles, les amplitudes des variations du niveau marin varient rarement de plus de 20 m, tandis que les variations de la création d'accommodation moyenne sont fréquemment au-delà de 30 m. Les différences principales sont surtout observées dans les tendances des variations de l'accommodation moyenne au cours de ces cycles qui ne montrent absolument pas la même évolution que les variations de niveau marin. Elles montrent une augmentation continue dans plusieurs des cycles mesurés (cycle Thanétien-Yprésien et cycle Lutétien-Bartonien inférieur) qui n'existent pas sur la charte eustatique.

Ces nombreuses différences montrent que le forçage principal sur les variations d'accommodation de 2^e ordre n'est pas d'origine eustatique mais tectonique. Nous avons montré dans les chapitres précédents un contrôle important de la subsidence sur l'expression des cycles. Nous discuterons plus loin de son influence sur leur expression.

Les cycles de 3^e ordre à 4^e ordre - Comme dit précédemment, les amplitudes des variations à l'échelle de chaque cycle de 3^e ordre ne peuvent être comparées avec les variations eustatiques. De plus, de nombreuses incertitudes biostratigraphiques rendent la comparaison difficile.

D'après la charte eustatique de Cramer et *al.* (2011), les variations pouvant être considérées comme eustatiques sont :

- La chute eustatique au sommet du Thanétien (T4)
- La MFS du Falun à *Cyrena* (Y1)
- La MFS des Marnes Bleues d'Argenteuil (P4)
- La MFS des Argiles Vertes de Romainville (R1)
- Une baisse de niveau marin à la limite Eocène-Oligocène enregistrée dans le bassin de Paris (Marnes Blanches de Pantin) néanmoins avec une amplitude plus faible que sur les chartes eustatiques.

A la résolution stratigraphique près, les durées des cycles de 3^{ème} ordre du Bartonien inférieur-Priabonien terminal sont de l'ordre de 800 ka à 1,4 Ma. Les petits cycles de troisième ordre de l'intervalle Thanétien –Yprésien ont des durées légèrement plus longues de 1,2 à 1,6 Ma voire 2 Ma. La durée de ces cycles correspond à des multiples de 400 ka, *i.e.* de l'excentricité, et est cohérente avec les variations des paramètres d'excentricité modélisées par Laskar et *al.* (2011). Ils semblent donc correspondre à des emboitements de plusieurs cycles d'excentricité (mieux enregistrés au cours de l'intervalle Bartonien inférieur-Priabonien probablement du fait d'une subsidence plus importante en particulier au cours du Priabonien). Comme démontré par Strasser et *al.*, (2002), ceci suggère un forçage climato-eustatique dominant sur la durée et l'expression de ces cycles de troisième ordre.

On notera cependant que pour chaque pas de temps, à l'exception du Bartonien inférieur (L3-B1) et de l'intervalle Priabonien terminal-Rupélien (P4-R1) les minima et maxima des créations d'accommodation mesurés sont beaucoup plus importants que ceux des variations eustatiques (Figure 6.3). Ceci suggère des variations d'accommodation locales donc tectoniques. Si un forçage climato-eustatique est probable, l'expression de ces cycles semble modulé par la tectonique qui contrôle les cycles de plus petit ordre. Concernant les grands cycles de troisième ordre du Thanétien- Yprésien nous avons montré que les cycles Thanétien et Yprésien 2 (de durées de plusieurs millions d'années) sont marqués par un contrôle tectonique (démontré par des variations spatiales de l'espace d'accommodation, chap.3).

Les cycles du Lutétien-Bartonien inférieur sont significativement plus longs dépassant parfois 2 Ma. Nous avons montré dans le chapitre 4 que les variations proposées par les différentes chartes ne montraient pas une corrélation stricte avec les cycles identifiés dans le bassin de Paris. La faible préservation des dépôts lutétiens associée à un taux d'accommodation relativement faible pourrait expliquer une plus faible préservation des cycles d'ordre supérieur. Cette faible préservation est d'ailleurs bien marquée par des séquences de comblement de lagon (Marnes et Caillasses), comme celles mises en évidence dans le forage d'Ussy-sur-Marne.

Corrélation avec les évènements climatiques - Une corrélation entre les évènements climatiques ponctuels et certaines inversions de tendances de 3^{ème} ordre dans le bassin de Paris peut être évoquée pour :

- Le refroidissement fini-Thanétien (T4) ;
- Le *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO) qui pourrait éventuellement correspondre à la transgression des Sables d'Auvers (B3) ;
- Le pic de réchauffement du Priabonien basal pourrait correspondre à la transgression des Marnes à *Pholadomya ludensis* (P1) ;
- Le refroidissement de la limite Eocène-Oligocène, cependant non enregistré par une chute majeure (absence de paléosol/incision) ;

A l'inverse plusieurs évènements ne montrent pas de corrélation avec l'enregistrement sédimentaire du Bassin de Paris :

- C'est le cas du *Paleocene Eocene Thermal Maximum* (PETM) qui ne s'enregistre pas par une transgression majeure au début de l'Yprésien ;
- Ainsi que l'*Early Eocène Climatic Optimum* (EECO) qui ne correspond pas à la transgression majeure de l'Yprésien.

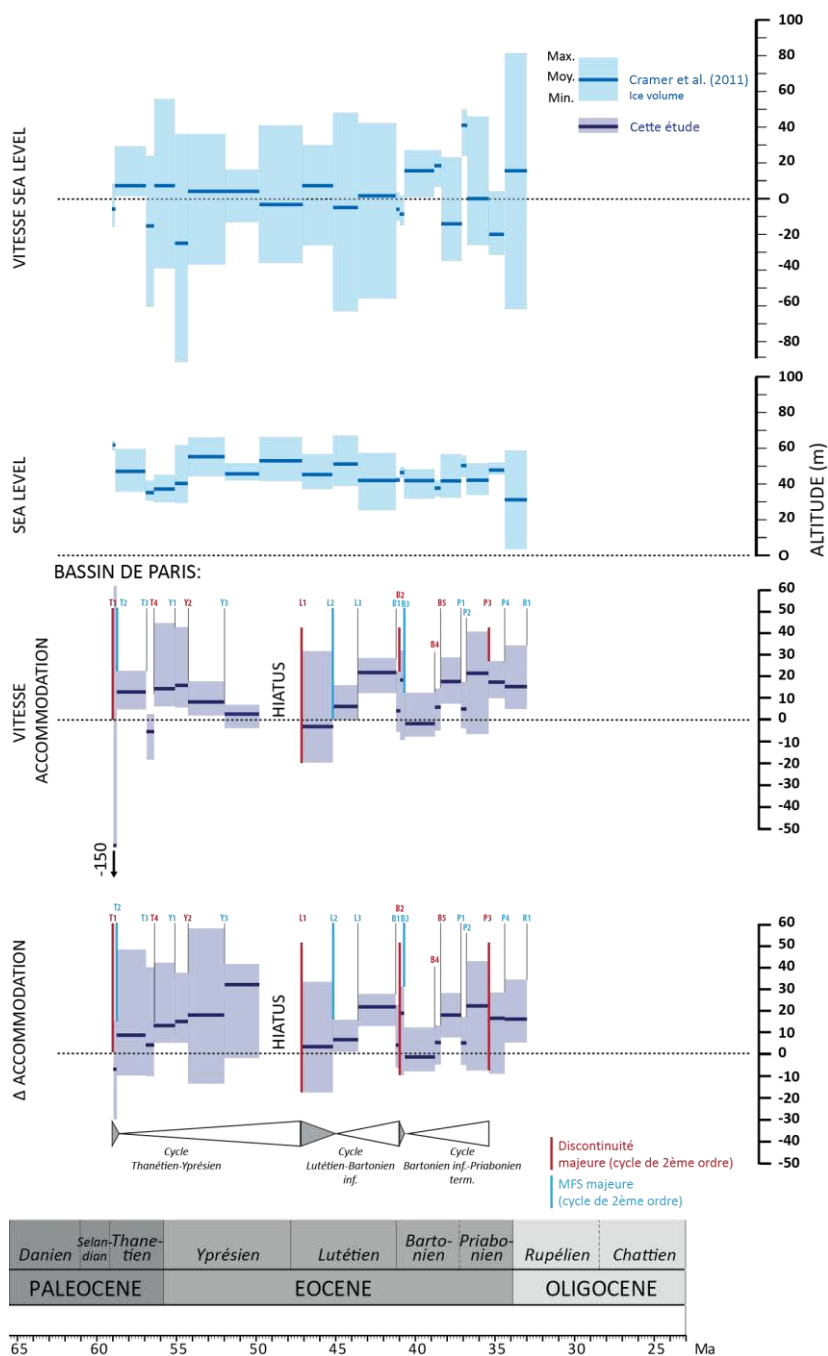


Figure 6.3: Comparaison des mesures d'accommodation (moyennes minimales et maximales) par intervalle avec les valeurs de la charte de Cramer et al. (2011) (valeurs moyennes-minimales et maximales calculées pour les mêmes intervalles).

2.2.2 Forçages tectoniques sur les cycles du bassin de Paris

Nous avons montré ci-dessus que les 3 cycles de 2^{ème} ordre situés entre le Thanétien et le Priabonien terminal sont contrôlés en premier lieu par la tectonique. Cette évolution avait été déjà suggérée par les architectures sédimentaires de ces dépôts (Chapitre 3, 4, 5). Ces trois cycles ont en effet le même mode d'expression, quelle que soit la nature de la sédimentation : silicoclastique (Thanétien-Yprésien), carbonatée (Lutétien) ou évaporitique (Priabonien) :

Après une phase de déformation flexurale associée à une émergence plus ou moins généralisée, les maxima de bathymétrie (environnements les plus distaux et ouverts) sont systématiquement enregistrés dans la partie basale de ces cycles. Contrastant avec la bathymétrie, les dépôts montrent une extension géographique relativement restreinte, ce qui traduit des profils de dépôts relativement pentés et fréquemment dominés par une dynamique de houle (*e.g.* Base Thanétien-Base Lutétien voir Bartonien inférieur). Au-dessus de ces dépôts, on observe généralement une transgression progressive vers le Sud qui s'effectue dans des environnements de dépôts moins ouverts, se mettant en place sur des profils de dépôts qui s'aplanissent progressivement et s'accompagnent d'un dépôt à faible profondeur sur l'ensemble du profil, qui peut être comme dans le cas du Lutétien un profil dominé par une dynamique tidale. Les derniers profils, mis en place en fin de cycle sont les plus plats et sont de type baie (Yprésien), lagon très plat (*flat topped platform*, Lutétien) ou lacustre (Bartonien). C'est pendant le dépôt de ces profils très plats et très peu profonds que s'effectuent les transgressions majeures (MFS au sens géométrique). Une nouvelle phase de déformation marque la fin de ces cycles. Les prémices de ces déformations sont parfois enregistrées par un début de flexure, néanmoins cette déformation semble souvent trop rapide pour être préservée dans l'enregistrement sédimentaire (l'érosion associée à la déformation gomme probablement une partie de l'enregistrement).

Cette différence de vitesse entre déformation et reprise de subsidence s'exprime bien par l'asymétrie des cycles de 2^e ordre.

Cet enregistrement est clairement visible pour les cycles **Thanétien-Yprésien** et **Lutétien-Bartonien inférieur**. La tendance est moins continue à l'intérieur du cycle **Bartonien inférieur-Priabonien terminal** divisé en deux périodes (1) Bartonien inférieur-Priabonien basal, (2) Priabonien basal-Priabonien terminal.

On remarquera de plus que le cycle du Bartonien inférieur-Priabonien basal, non considéré comme cycle de deuxième ordre du fait de sa durée plus courte, montre une expression relativement comparable. Après la déformation du Bartonien inférieur et l'émergence du bassin, on observe la mise en place de dépôts relativement profonds (estuaire externe) cependant restreints à la partie Nord du bassin. Au-dessus s'observe une diminution de bathymétrie qui voit la mise en place de dépôts éoliens et lacustres, et s'achève par l'installation de faciès lacustres sur l'ensemble du profil (Chap. 5).

Contrastant avec la diminution de profondeur enregistrée, on observe une extension géographique beaucoup plus large des dépôts lacustres dans les zones précédemment émergées, qui suggère à nouveau une relaxation de la flexure.

L'intervalle Priabonien basal-Priabonien terminal peut également être considéré comme un cycle contrôlé par une flexure néanmoins légèrement différente dans son axe et son mode d'expression. Cette flexure priabonienne d'axe NE-SW se fait relativement progressivement amenant un resserrement du bassin avec des dépôts plus ouverts dans la partie centrale. Cette flexure atteint son paroxysme au moment du Priabonien terminal, s'ensuit un aplanissement du profil et une transgression généralisée dans des faciès peu profonds, correspondant aux Marnes Bleues d'Argenteuil.

Ces cycles sont donc tous contrôlés par une phase de flexure puis de relaxation pendant laquelle s'observe un aplanissement progressif qui s'accompagne d'une transgression généralisée (Figure 6.4). Il en résulte que les maxima de bathymétrie enregistrés en début de cycle ne correspondent pas au maxima de transgression (MFS au sens géométrique). A l'échelle du 2^{ème} ordre, cette différence peut être interprétée comme un saut de surface (Robin et *al.*, 2005), du fait du forçage tectonique, la MFS majeure du cycle de deuxième ordre, tracée dans une zone donnée n'étant pas la MFS majeure sur l'ensemble du bassin.

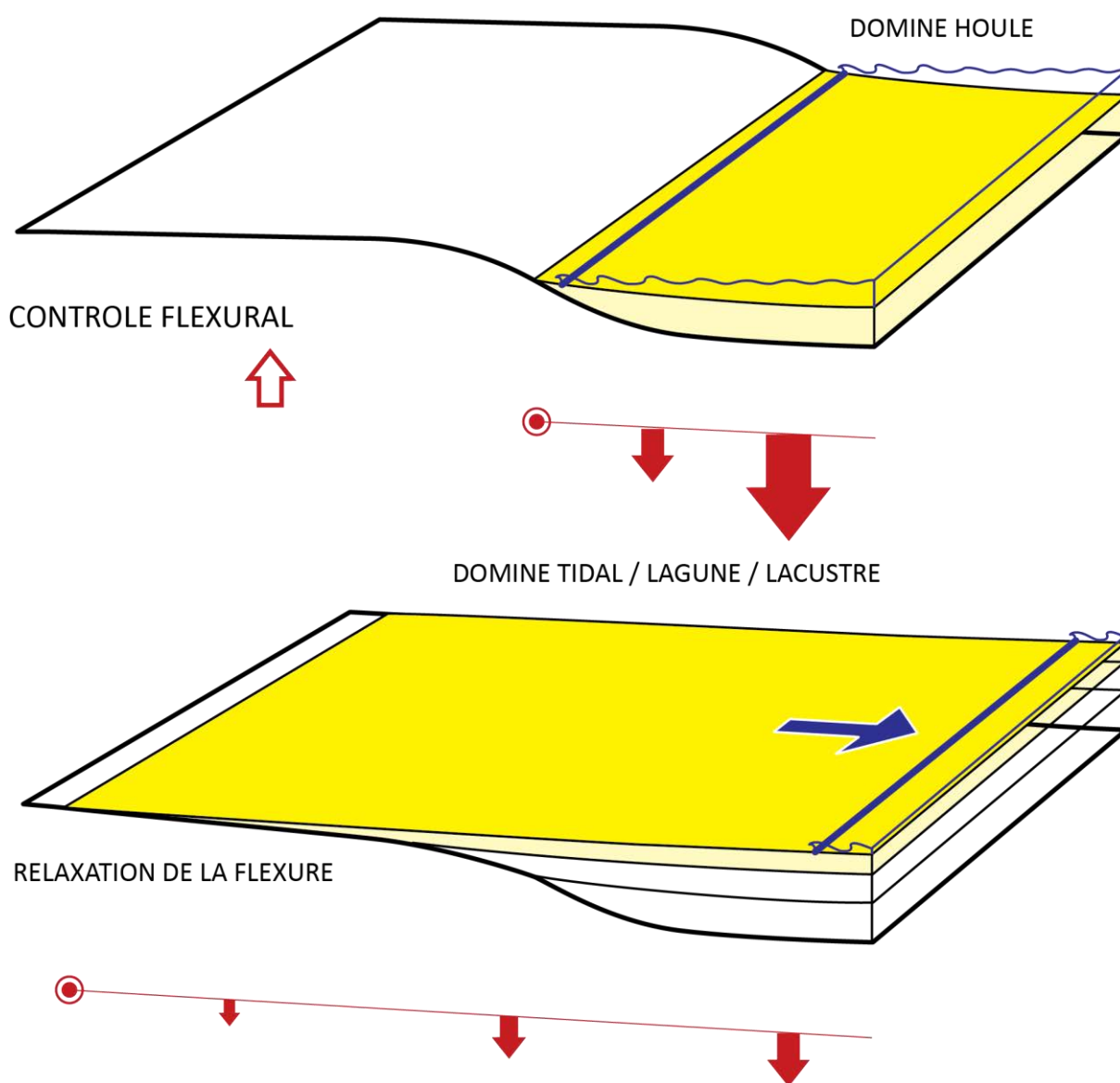


Figure 6.4: Schéma du contrôle de la subsidence sur l'expression des cycles de deuxième ordre.

Ce contrôle flexural est bien enregistré dans les variations d'accommodation (Figure 6.3), en particulier dans les cycles Thanétien-Yprésien, Lutétien Bartonien inférieur et le petit cycle Bartonien. A l'intérieur de ces cycles, la transgression progressive s'exprime par une augmentation des valeurs moyennes sur un profil proximal-distal. Les différences de pente du substratum sont de la même façon bien enregistrées. En début de cycle lorsque la flexure est majeure, des écarts importants entre les valeurs minimum et maximum montrent un espace d'accommodation hétérogène sur le transect proximal-distal (accommodation forte en domaine distal qui enregistre les maxima de bathymétrie du cycle et faible voire négative en domaine proximal qui reste émergé). A l'inverse, vers le sommet des cycles, l'écart entre les valeurs mesurées diminue. Ceci montre un espace d'accommodation (subsidence) plus homogène, qui traduit la

relaxation progressive et permet la transgression généralisée, même si la création d'espace est faible et l'aplanissement des profils de dépôt.

Nous avons montré l'origine tectonique des cycles de 2^e ordre du Thanétien au Priabonien terminal. Le caractère très relictuel des dépôts daniens ne permet pas de reconstituer l'évolution des géométries au cours du Maastrichtien-Danien. On notera cependant que ce cycle est limité en base et en sommet par des discontinuités qui sont clairement d'origine tectonique, (déformation anté-danienne et une déformation anté-thanétienne) (Chap. 3). De même, le cycle Priabonien terminal-Chattien se termine par une émergence généralisée qui enregistre la fin de la subsidence dans la partie Nord du bassin de Paris, et la migration du pôle de subsidence en direction du Sud-Ouest. (Guillocheau et *al.*, 2000). Ces deux cycles de deuxième ordre sont donc eux aussi limités par des discontinuités correspondant à une déformation d'origine tectonique.

Si la géométrie de détail de ces deux cycles n'a pas été recomposée, on notera cependant que les maxima de bathymétrie de ces cycles sont (comme dans les cycles étudiés plus précisément) situés relativement tôt après les discontinuités, et prononcés dans des dépôts marins ouverts. Un contrôle flexural sur l'expression de ces cycles pourrait être envisagé.

2.3 ROLE DE L'HERITAGE DU BASSIN DE PARIS

2.3.1 Zones de subsidence

Les flexures observées affectent toutes la partie centrale du bassin de Paris. C'est le cas en particulier pour les flexures d'axe E-W. Cette zone, située de part et d'autre de la faille de Bray, correspond à une hétérogénéité rhéologique majeure du bassin. La faille de Bray délimite deux entités rhéologiques que sont les blocs Rhéno-Hercynien (Nord) et le Cadomien (Sud), hérités de l'orogénèse varisque (Ballèvre et *al.*, 2009). Ce grand accident qui structure le bassin de Paris correspond à la paléo-suture océanique varisque (Averbuch et Piromallo, 2012). La zone de suture s'étend d'après ces derniers entre les failles de Seine et de Bray. Bien que les flexures ne soient pas situées systématiquement au même endroit mais avec des longueurs d'onde plus ou moins importantes de part et d'autre de la faille de Bray, c'est bien dans cette zone de suture que semble se localiser la déformation de la lithosphère. L'importance des zones de suture, en tant qu'hétérogénéité majeure de la lithosphère dans la localisation des déformations, a récemment été démontrée (Gorczyk et *al.*, 2013). Dans le détail, nous avons également mis en évidence que la répartition spatiale des flexures pouvait être différente pour le même régime de contrainte. La présence de cette zone de suture en profondeur semble donc localiser la déformation dans une large zone ; cependant son expression en surface ne se produit pas systématiquement au même endroit.

La majorité des cartes d'isopaques et des cartes paléogéographiques montrent une aire de plus forte subsidence au Nord de la faille de Bray (Thanétien, Yprésien, Lutétien,

Bartonien) hors période de flexuration. Sont observées dans cette zone les épaisseurs sédimentaires les plus importantes et les environnements de dépôts les plus ouverts. Ceci est également le cas pour une grande partie de la sédimentation mésozoïque. De même après une période de flexuration du bassin, la subsidence reprend systématiquement au Nord de la faille de Bray. Là encore les hétérogénéités au front de cette suture semblent contrôler la subsidence du bassin. Averbuch et Piromallo (2012) ont montré que cette zone se situe au-dessus d'un slab varisque préservé. Celui-ci semble avoir affecté durablement la subsidence du bassin de Paris (subsidence thermique).

2.3.2 Réactivation des failles

La réalisation des cartes d'isopaques successives sur des intervalles de temps très courts a permis de caractériser l'évolution des flexures de façon précise. Nous avons observé de manière quasi-systématique (excepté pour le Priabonien) une réactivation des failles à la fin du processus flexural, pendant le paroxysme de la déformation. La réactivation de ces failles montre, en plus du processus flexural, une déformation cassante. En outre, ces failles sont souvent localisées au point d'inflexion des flexures. Selon les modèles prédictifs (Smart et al., 2012 and Liu et al., 2012), les points d'inflexion des flexures correspondent aux zones où le maximum de contraintes est exercé pendant la déformation. Cette fracturation se produit donc lorsque le paroxysme des contraintes est enregistré. Cette observation permet de pouvoir proposer des âges précis pour les différentes phases de fracturation observées.

3. ORIGINE DES DÉFORMATIONS LITHOSPHERIQUES ENREGISTRÉES

3.1 DES DEFORMATIONS A L'ECHELLE EUROPEENNE

Le contrôle tectonique des cycles de 2^e ordre a été établi ci-dessus. Nous démontrerons ici le caractère ici le caractère grande longueur d'onde (qui en font des déformations lithosphériques) de ces de ces déformations en montrant la présence de ces discontinuités à l'échelle de l'Europe de l'Ouest (l'Europe de l'Ouest (

Figure 6.5). Nous discuterons ensuite l'origine de ces discontinuités à travers leurs caractéristiques et leur possible corrélation avec les événements géodynamiques (de raccourcissement) survenus en bordure de plaque (synthétisés dans le chapitre 1) ou avec d'autres mécanismes de déformations possibles.

Outre les discontinuités limitant les cycles de deuxième ordre, nous discuterons des autres discontinuités ou phases de déformation du bassin de Paris qui surviennent à l'intérieur de ces cycles.

3.1.1 Discontinuité à l'échelle du deuxième ordre

Cycle Maastrichtien-Danien : les discontinuités qui limitent ce cycle sont la discontinuité anté-Danien moyen à la base et la discontinuité anté-Thanétiens au sommet. Dans l'Europe de l'Ouest, cette dernière période correspond à une émergence généralisée, la sédimentation reprenant qu'au Thanétiens. Parmi les événements qui prennent place durant cette période, nous pouvons citer le soulèvement du Morvan et du nord du Massif central (Barbarant *et al.*, 2013), et de la bordure Nord du bassin de Paris (Pierre de Stonne cf. Chap. 3) qui semblent avoir lieu avant l'Yprésien. De manière générale, la faible préservation et l'absence des dépôts daniens et sélandiens rendent difficile le calage stratigraphique de ces deux déformations et leur individualisation.

- La discontinuité anté-Danien moyen correspond à une émergence à grande échelle dans la partie Sud de la France. Elle concerne le bassin d'Aquitaine, les Causses, et la Provence. Cette émergence est souvent associée à la première phase compressive dans les Pyrénées (Corbières et Pyrénéo-provençale). Les plissements de l'orogène pyrénéo-provençal sont scellés par le Danien (Leleu *et al.*, 2009) montrant vraisemblablement des déformations majeures au Maastrichtien. En outre, une flexure du bassin d'Aquitaine est enregistrée au Maastrichtien (Platel, 1996). Plus au Nord dans le bassin de Mons, des déformations (décrochantes) sont également enregistrées au Maastrichtien (Vandycke *et al.*, 1991).
- La discontinuité anté-Thanétiens correspond à la phase Laramide de Ziegler (1990). Le Sélandien qui est en outre une période de bas niveau marin eustatique (Haq *et al.*, 1987) est très faiblement préservée. Cette période correspond, outre l'émergence du bassin de Paris, à une lacune de dépôt dans le bassin d'Aquitaine, dans le bassin belge (Steurbaut, 1998), dans le bassin de Wessex (Newell, 2001) mais surtout à de nombreuses inversions de graben en mer du Nord, et à un soulèvement des îles britanniques. Ce dernier est mis en relation directe avec la mise en place du point chaud de l'Islande (Neal, 1996 ; White et Lovell, 1997 ; Nadin et Kuszniir, 1996).

Cycle Thanétiens-Yprésien : ce cycle est limité en sommet par la discontinuité de l'Yprésien supérieur qui est l'expression d'une phase de déformation majeure. Cette déformation est également enregistrée dans le bassin belge, associée à un soulèvement du Brabant (Vandenberghe *et al.*, 2004). Cette période correspond en outre à une inversion des Approches de l'Ouest (Leroy *et al.*, 2011).

Dans le bassin Aquitain, l'Yprésien voit la mise en place d'un bassin flexural qui s'accompagne d'une continentalisation dans les Corbières à l'Yprésien moyen, accompagnant la mise en place des premiers chevauchements. Plus à l'ouest, l'Yprésien supérieur est une période de réorientation paléogéographique du bassin Aquitain (Plaziat, 1981) et de réactivation de la ride d'Audignon (Serrano, 2001).

Cycle Lutétien-Bartonien inférieur : la discontinuité du Bartonien inférieur pourrait correspondre à une lacune temporelle de l'ensemble du Bartonien inférieur en Belgique (Vandenberghe *et al.*, 2004).

Dans le bassin Aquitain, cette période de déformation est difficile à individualiser et semble plus ou moins en continu de la déformation débutée à l'Yprésien. C'est le cas dans les Corbières (Christophoul *et al.*, 2003) et dans le bassin de l'Adour (Serrano 2001). Cependant, dans la région d'Orthez (Lacq), une discordance associée avec la mise en place de dépôts continentaux s'observe à la fin du Lutétien (Henry *et al.*, 1989). Ces déformations ne sont scellées qu'à la fin du Bartonien (Calcaire de Brassempouy, Serrano, 2001). Dans le Pays basque, une phase de déformation syn-sédimentaire majeure d'âge Lutétien supérieur est identifiée avec une migration des chevauchements au Bartonien, scellés uniquement à l'Oligocène (Chattien) (Razin, 1989).

Cycle Bartonien inférieur-Priabonien : deux déformations principales ont été identifiées durant ce cycle (Chap. 5):

- une déformation de grande longueur d'onde NW-SE autour de la limite Bartonien-Priabonien entre seuil du Poitou et Ardennes ainsi qu'un jeu en décrochement de la faille du Pays de Bray ;
- une déformation qui s'exprime par une flexure NE-SW durant le Priabonien qui s'achève au Priabonien terminal.

La première discontinuité est contemporaine (1) de l'inversion de l'île de Wight (Newell et Evans, 2011), (2) d'une déformation également enregistrée dans le bassin belge (Vandenberghe *et al.*, 2004) et (3) probablement du soulèvement du seuil du Poitou qui est scellé par des carbonates lacustres priaboniens (Wyns, 1991).

A l'échelle de l'Europe de l'Ouest, le Priabonien et le début de l'Oligocène sont une période de déformation majeure (phase éo-oligocène de Ziegler 1990, chapitre 1). Les déformations sont souvent rattachées à cette période entière sans qu'un calage stratigraphique plus précis soit fourni. Il est donc difficile de corréliser précisément les deux phases de déformation identifiées dans le bassin de Paris. Parmi les déformations majeures de la période Priabonien-Oligocène inférieur, on observe :

- des inversions en mer du Nord, autour des îles Britanniques (mer celtique) (Ziegler, 1990 et chapitre 1) et le soulèvement de ces dernières (Holford *et al.*, 2010) ;
- le début du fonctionnement du *rifting* ouest européen (ECRIS) (Bourgeois *et al.*, 2007) ;
- la mise en place des premiers bassins flexuraux au front des Alpes sur la plaque européenne (Ford *et al.*, 2006) ;
- la mise en place d'une subsidence grande échelle dans le bassin Aquitain qui devient suralimenté avec l'installation généralisée de dépôts continentaux

(molasses) ; ces dépôts pouvant sceller et être affectés par des déformations (plissements et chevauchements) (Serrano comm. pers.).

A la résolution stratigraphique près, l'ensemble des discontinuités qui limitent les cycles de deuxième ordre du bassin de Paris correspondent donc à des discontinuités et à des phases de déformation à l'échelle de l'Europe de l'ouest. Elles enregistrent donc des déformations lithosphériques de grande longueur d'onde.

3.1.2 Discontinuité et déformations « hors cycle » de 2^{ème} ordre

Une déformation relativement de courte durée a été mise en évidence dans l'Yprésien basal. Elle se traduit par un rejeu du bloc Hurepoix (granitoïde Cadomien délimité par les failles de la Seine, Valpuseaux et Rambouillet) et à une étroite flexure NE-SW. Cette déformation ne correspond pas à une déformation reconnue mais elle est contemporaine d'un soulèvement de l'Artois d'après Vandenberghe et *al.* (2004). Elle est surtout contemporaine d'une phase d'inversion majeure autour du proto-Atlantique Nord (Anell et *al.*, 2009).

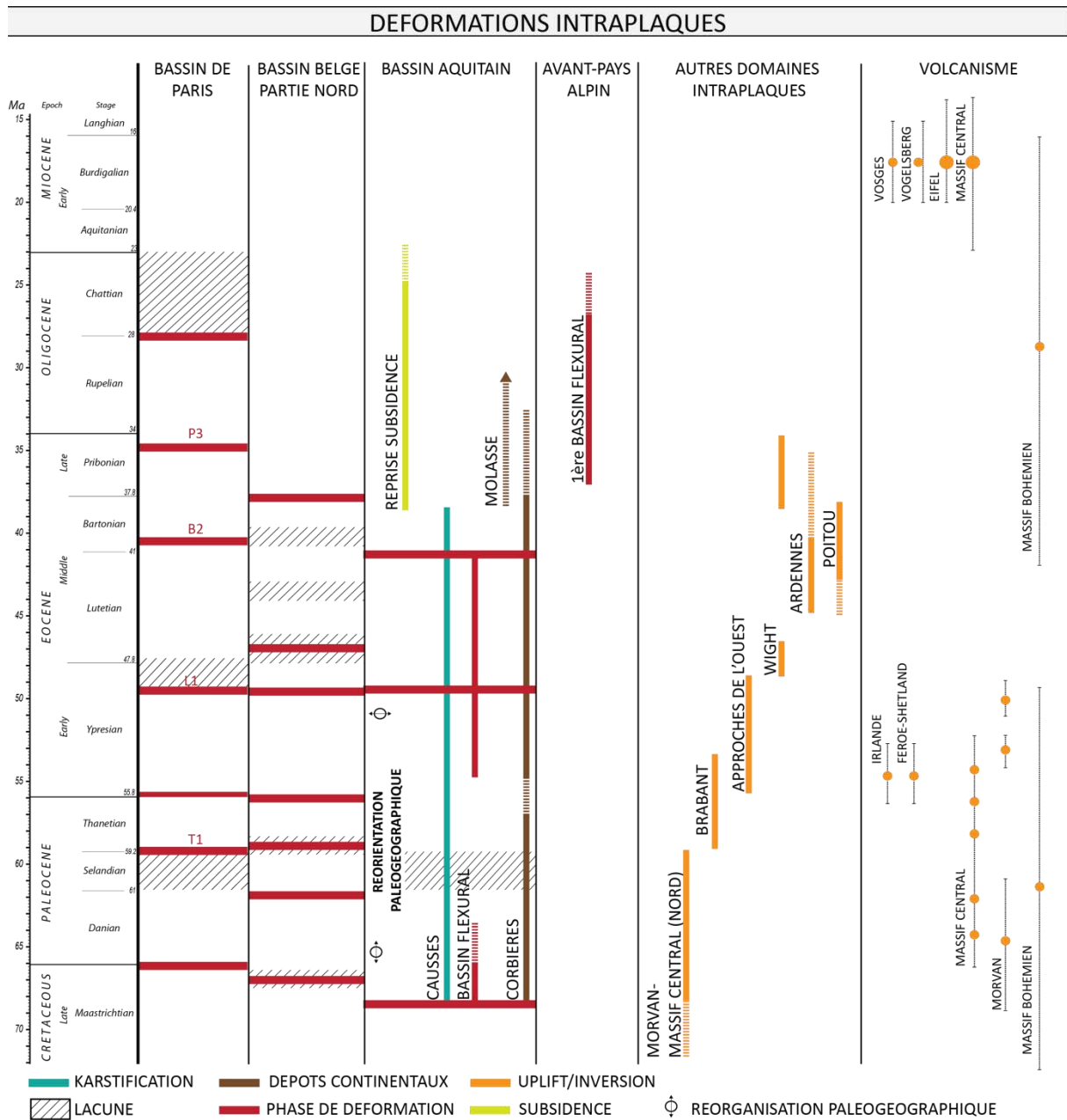


Figure 6.5: Principales phases de déformation et discontinuités à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Les auteurs sont cités dans le texte et dans le chapitre 1.

3.2 MECANISMES DES DEFORMATIONS: TOPOGRAPHIE DYNAMIQUE ET CONTRAINTES HORIZONTALES

Après avoir montré que les déformations identifiées dans le bassin de Paris sont des déformations lithosphériques visibles à l'échelle de la plaque européenne, nous discuterons des mécanismes à l'origine de ces déformations.

Deux grands types de mécanismes sont fréquemment envisagés pour expliquer des déformations à l'échelle lithosphérique :

- (1) des plissements lithosphériques associés à un raccourcissement horizontal engendré par des contraintes compressives qui s'exercent en bordures de plaque, dont la longueur d'onde peut varier entre 50 à 600 Km (Burov, 2007)
- (2) des origines mantelliques liée à la topographie dynamique dont les ordres de grandeur des longueurs d'onde associées varient dans l'espace de la centaine au millier de kilomètres (panache mantellique, convection aux abords des zones de subduction, etc. ; Flament et *al.*, 2013)

Les signatures topographiques liées aux contraintes horizontales et celles d'un panache mantellique sont différentes et peuvent permettre de les différencier (Guillou Frottier et *al.*, 2007) (Figure 6.6).

Dans une lithosphère continentale relativement uniforme (sans discontinuité rhéologique majeure), un plissement lié à un raccourcissement horizontal se traduira par des plis plus ou moins cylindriques d'une longueur d'onde proportionnelle à l'épaisseur de lithosphère déformée.

Dans le cas de la mise en place d'un panache mantellique sous le même type de lithosphère, la topographie générée pourra être relativement complexe du fait des différences de rhéologie de lithosphère continentale. Au-dessus de son emplacement, un panache exerce une contrainte verticale ascendante induisant une déformation flexurale de la plaque, ainsi qu'un cisaillement basal (Burov et Cloetingh, 2009). Leur effet sur une lithosphère continentale entraîne des déformations dont la longueur d'onde, estimée numériquement (Burov et Guillou-Frottier, 2005), est celle couramment attribuée aux flexures induites par des plissements de la lithosphère (*i.e.*, de 50 à 500 km).

Cependant la géométrie 3D des flexures induites est supposée différente. En effet, la géométrie d'un plissement de lithosphère est logiquement plus ou moins linéaire tandis que les flexures induites par la mise en place de matériel mantellique sont supposées radiales (Burov et Cloetingh, 2009 ; Cloetingh et *al.*, 2013). La caractérisation 3D de la géométrie des déformations flexurales observées est donc primordiale pour différencier ces deux forçages.

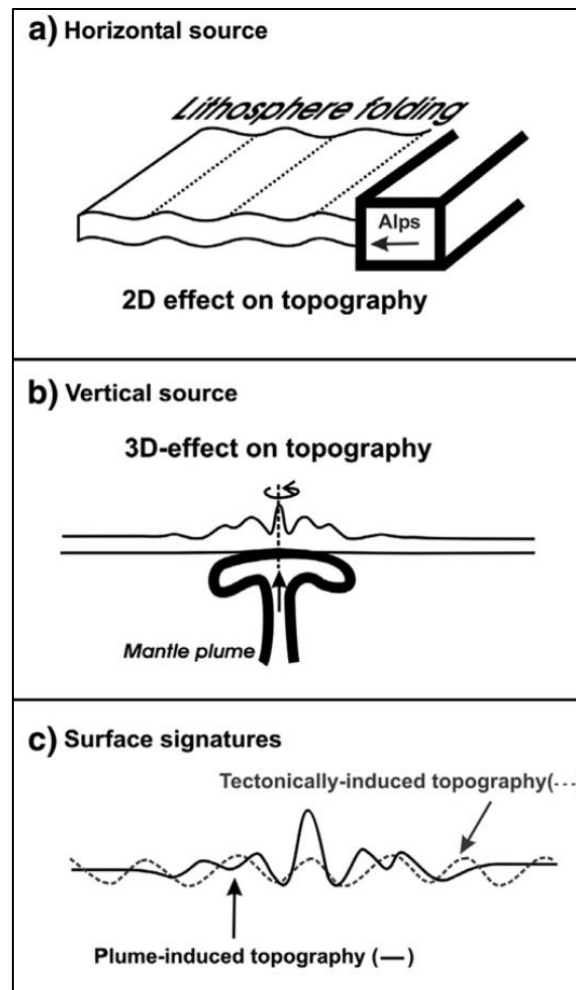


Figure 6.6: Effets topographiques d'un plissement lithosphérique et de la mise en place d'un panache mantellique (Guillou Frottier et al., 2007).

De nombreuses études proposent également d'identifier la signature en surface des convections mantelliques (Flament et al., 2013 ; Gurnis, 1992 ; Burgess et Gurnis, 1995 etc.). Evaluer l'effet des flux mantelliques sur la surface de la Terre nécessite de s'affranchir de l'effet isostatique (poids des sédiments, glace, croûte et lithosphère) à partir de la topographie observée pour obtenir la topographie résiduelle (topographie dynamique) (Crough, 1983 in Flament et al., 2013). L'effet des convections mantelliques sur la topographie de la Terre est variable dans l'espace et dans le temps (Flament et al., 2013). Les convections ascendantes créent (comme les panaches mais avec des ordres de grandeur plus faibles) une topographie positive à l'inverse, les flux descendants créent des topographies négatives (subsidence). Sont distingués des effets de courte (x 100 km) et de grande longueur d'onde (x 1 000 km) sur des échelles de temps différentes. Les courtes longueurs d'onde sont associées à des petites convections essentiellement dans le manteau supérieur (pouvant être à la base de la lithosphère, Faccenna et Becker, 2012) qui peuvent être responsables de mouvements verticaux sur une période de 2 à 20 Ma (Flament et al., 2013). Les déformations de grande longueur d'onde sont associées à des plus grandes convections mantelliques, affectant une portion plus

importante du manteau asthénosphérique et pouvant être responsables de mouvements verticaux sur des périodes de l'ordre de 10 Ma. L'exemple type de ces déformations s'observe aux abords d'une zone de subduction, où les circulations engendrées par la mise en place d'un slab (matériel froid) induisent une topographie négative de forte amplitude locale, au-dessus de la subduction (surimposée à la subsidence flexurale). Cet effet de topographie dynamique négative dépend de la géométrie et de l'angle du slab ; il peut s'exercer sur plus de 2 000 km sur la plaque "subductante" mais avec une amplitude qui décroît en s'éloignant de la zone de subduction (Burgess et Moresi, 1999).

Lire un signal mantellique en surface constitue une difficulté majeure. D'une part, ces processus sont transitoires. D'autre part, ils s'opèrent sur des échelles de temps de l'ordre de plusieurs millions d'années à des dizaines de millions d'années (Flament et al., 2013). La difficulté réside dans le fait de trouver un enregistrement sédimentaire continu dans un bassin subsident, sur de très longues périodes avec un bon potentiel de préservation. Les bassins intracratoniques, qui ont la caractéristique d'avoir une longue évolution, représentent de bons objets géologiques pour évaluer l'effet de la topographie dynamique (Gurnis, 1992).

L'effet des flux mantelliques induisant des mouvements verticaux de grande longueur d'onde a déjà été montré par Gurnis et al., (2000) sous l'Afrique du Sud, par Moucha et al., (2009) sous le plateau du Colorado expliquant une topographie dynamique positive (*uplift*). A l'inverse, les études de Burgess et Gurnis (1995) et de Liu et al. (2008) montrent une subsidence anormale de grande longueur d'onde dans le bassin nord-américain traduisant une topographie dynamique négative (montrant d'ailleurs des déplacements verticaux dans une zone dite "stable", que l'on pensait précédemment principalement affectée par les variations eustatiques).

L'effet des convections mantelliques sur la topographie de la Terre est un processus qui varie lentement dans le temps (Braun, 2010), sur des échelles de temps plus longues que le processus flexural enregistré dans le bassin de Paris (fréquemment de l'ordre de 1 Ma). Elles ne semblent donc pas être le moteur de la majorité des déformations enregistrées dans le bassin de Paris.

Cependant, différents processus peuvent se surimposer sur des échelles de temps différentes.

Heine et al. (2008) montrent une topographie dynamique négative faible (faible subsidence) voire positive (*uplift*) pour les continents qui sont restés "stationnaires" depuis 70 Ma. Pour les bassins européens, Heine et al. (2008) montrent une topographie dynamique nulle ou négative faible permettant une faible accumulation sédimentaire cénozoïque dit "anormale" (hors processus d'extension horizontale). La faible subsidence enregistrée dans le bassin de Paris au cours du Paléogène (alors que son rééquilibrage thermique était probablement achevé), sur une période de plus de 40 Ma, pourrait résulter d'un effet de la topographie dynamique à grande échelle.

Les résultats acquis au cours de cette thèse ne permettent pas de discuter plus de ces mécanismes "long terme" et très grande échelle. A l'inverse, les observations réalisées permettent de discuter de l'origine des déformations flexurales observées. La durée des événements de déformation, les arguments combinés de l'axe et des morphologies des flexures, ainsi que de la corrélation (ou non) temporelle avec les événements survenant en bordures de plaques, permettent d'apporter quelques éléments de réponse sur les mécanismes de déformations à grande échelle.

3.2.1 Déformations anté-Danien et anté-Thanétiens

Les cartes des épaisseurs érodées de la craie et de la subsidence anté-Thanétiens (Chap. 3) suggèrent deux phases de déformation surimposées et de géométries différentes. La première pouvant correspondre à une flexure E-W (?) de très grande longueur d'onde (~300 km) seulement partiellement préservée, dont la synforme est située dans le centre du bassin de Paris, tandis que le bloc ardennais est soulevé. Au contraire, la paléotopographie héritée de la seconde, révélée par la répartition des épaisseurs thanétiennes, suggère deux flexures de 150 km séparées par un point haut, au niveau de la Picardie.

- Concernant les événements en bordure de plaque, la fin du Crétacé supérieur est marquée par une première déformation compressive du Campanien au début du Danien (en Provence, Leleu, 2005) liée à la convergence Ibérie-Eurasie (Corbières, compression pyrénéo-provençale) qui s'enregistre dans l'avant-pays pyrénéen et par des déformations NE-SW à N-S maastrichtiennes dans le bassin de Mons (Vandycke *et al.*, 1989). La déformation anté-Danien pourrait être liée à une flexure induite par cette phase compressive.
- La déformation anté-Thanétiens quant à elle ne se corrèle pas clairement avec un événement compressif, cette période n'enregistrant pas de déformation significative dans l'avant-pays pyrénéen et correspondant à une phase de ralentissement de la convergence Ibérie-Eurasie. Le seul événement géodynamique significatif entre le Danien et la Thanétiens est la mise en place du panache mantellique de l'Islande qui implique le soulèvement des îles britanniques (White et Lowell., 1997). Une déformation liée à la mise en place de ce panache et aux convections mantelliques associées pourrait être envisagée. La mise en place de matériel mantellique reste à démontrer, cependant un épisode volcanique est enregistré dans le Massif central aux alentours du Danien-Sélandien (Lenoir *et al.*, 2000 ; Vincent *et al.*, 1977) et dans le massif de Bohême (Ulrych *et al.*, 2011) au Paléocène. Cette dernière hypothèse nécessite cependant d'être plus amplement étayée.

3.2.2 Flexure de l'Yprésien basal (NE-SW: 80-100 km)

Cette déformation d'axe NE-SW très bien contrainte stratigraphiquement a lieu sur un pas de temps relativement court (de l'ordre d'un Ma). Elle est de courte longueur d'onde (80-100 km) et n'est contemporaine d'aucune déformation associée à la convergence Afrique-Europe. Cette période correspond d'ailleurs, selon les modèles cinématiques, à une période de faible vitesse de convergence (Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Vissers et Meijer,

2012). Comme discuté précédemment (Chap. 3), elle est exactement contemporaine du début de l'ouverture de l'Atlantique Nord (White et Lowell, 1997) situé alors à une distance de l'ordre du millier de kilomètres de la zone déformée du bassin de Paris. Cette ouverture s'accompagne de nombreuses inversions attribuées à cette dynamique d'ouverture *via* le *ridge push* (e.g. Chenal de Saint-Georges, Bassin du Voring ; Doré et al., 2008). Cette ouverture a vraisemblablement engendré des contraintes NW-SE compatibles avec l'axe de flexure identifié.

3.2.3 Flexures de l'Yprésien supérieur (E-W: 150 km) et du Bartonien inférieur (E-W: 150 km)

Les flexures relativement linéaires d'axe E-W qui sont identifiées à la fin de l'Yprésien et au Bartonien inférieur ont un axe et un âge compatibles avec deux phases de déformations compressives pyrénéennes N-S, enregistrées au front des Pyrénées et dans le bassin Aquitain (Vergés et Brubank, 1996 ; Mattauer et Henry, 1974).

Ces déformations sont en accord avec les données microtectoniques qui mettent en évidence un raccourcissement N-S dans et sur le pourtour du bassin de Paris (Bergerat, 1985). Ce raccourcissement n'est cependant calé que par chronologie relative, donc relativement mal contraint stratigraphiquement. Ce raccourcissement est antérieur à la phase d'extension E-W attribuée à l'Oligocène (Bergerat, 1985) et est couramment rapporté au "paroxysme de la compression pyrénéenne à l'Eocène". Les contraintes stratigraphiques apportées par ce travail permettent de montrer que ce raccourcissement n'est pas mono mais multi-phasé.

- La déformation lithosphérique de l'Yprésien supérieur est contemporaine d'une accélération de la convergence Ibérie-Eurasie à partir de 53 Ma (Rosenbaum et al., 2002). Plusieurs évidences compressives sont documentées dans les bassins des Corbières au front du chevauchement du Mouthoumet (Christophoul et al., 2003) par l'initiation d'un bassin flexural durant l'Yprésien en lien avec l'avancée des fronts de chevauchement. Les données de traces de fission confirment également l'épaississement de la chaîne et le soulèvement de la zone axiale à 50 Ma (Beamud et al., 2011 et Whitchurch et al., 2011).
- La déformation lithosphérique du Bartonien inférieur est également contemporaine d'une phase de compression dite pyrénéenne "paroxysmale". Cette dernière est enregistrée à partir du Lutétien supérieur dans les Pyrénées basques par la propagation des chevauchements frontaux (Razin, 1989), sur la structure de Lacq (Henry et al. 1989) et dans les Pyrénées orientales avec la mise en place de nouvelles nappes de chevauchements (Christophoul et al., 2003) au Lutétien-Bartonien. Cette phase orogénique majeure est également identifiée par une décharge terrigène massive dans les bassins flexuraux en réponse au soulèvement de la zone axiale (déjà initié à l'Yprésien selon Plaziat, 1981). La rapidité des déformations flexurales dans les deux cas (de l'ordre de 1 Ma),

l'orientation de ces flexures, perpendiculaires aux contraintes N-S, ainsi que la chronologie de ces événements suggèrent clairement une origine compressive pyrénéenne. Les deux phases de déformation du bassin de Paris correspondent approximativement aux paroxysmes de déformation des Pyrénées. Elles sont séparées par une phase de relaxation de la flexure. Durant cette période, les déformations semblent également plus faibles dans l'avant-pays pyrénéen (Chap. 1). Ceci pourrait suggérer une transmission directe des contraintes au cours de cette phase d'évolution de la chaîne.

- Nous pouvons écarter une origine Nord-Atlantique, aucun événement géodynamique significatif ne se produit dans ce domaine au cours de l'Eocène moyen (Lutétien-Bartonien). Il en est de même pour le domaine alpin qui dans la partie occidentale n'est encore qu'à un stade précoce de l'orogène (*continuum* de la subduction), au cours du Lutétien et du Bartonien (Stampfli et Hochard, 2009).

3.2.4 Déformation(s) à la limite Bartonien-Priabonien (E-W à ESE-WNW: 300 km)

La période aux alentours de la limite Bartonien-Priabonien est marquée par une reprise de la subsidence à grande échelle. Durant cette période, nous avons montré aussi un jeu décrochant (dextre) de la faille de Bray, étayé par les travaux de Wyns (1978). Ce jeu contemporain de l'inversion du bassin des Pays-Bas (Worum et Michon, 2005), mais aussi de l'inversion de l'île de Wight (Newell et Evans (2011) suggère des contraintes compressives. Ces contraintes compressives sont également confirmées par les données de microtectoniques sur l'île de Wight qui montrent une composante N-S à la fin de l'Eocène (Vandycke et Bergerat, 2001). En outre, la fermeture paléogéographique du domaine Nord à la limite Bartonien-Priabonien souligne probablement un soulèvement de l'axe Artois-Boulonnais-Ardenne. Ce soulèvement a d'ailleurs été récemment évoqué par Minguely et *al.* (2010) mais sans âge précis, de l'Eocène moyen-Oligocène terminal. En outre, les analyses de traces de fissions montrent un soulèvement du massif Ardennais un peu plus tôt à 45 Ma (Xu et *al.*, 2009). Par ailleurs, les travaux de Vandenberghe et *al.* (2004) montrent un soulèvement plus au Nord de l'axe de Brabant à la limite Bartonien-Priabonien. Approximativement durant la même période, Wyns (1991) a montré, par l'étude des profils d'altération, un soulèvement du seuil du Poitou d'âge Eocène attribué aux contraintes pyrénéennes et scellé par des carbonates priaboniens.

La subsidence semble à cette époque distribuée à plus grande échelle que précédemment. Dans le bassin de Paris, l'aire de sédimentation est plus large que précédemment, tandis qu'un soulèvement généralisé des domaines Nord et Sud suggère probablement une flexure orientée E-W à WNW-ESE d'environ 300 à 400 km en prenant en compte le seuil du Poitou et l'axe Artois-Boulonnais (point haut de cette flexure).

La flexure E-W précédente, du Bartonien inférieur d'axe similaire, répondait à un régime de contrainte N-S, d'origine pyrénéenne. Cette flexure approximativement de même axe,

à la limite Bartonien-Priabonien est bien plus large, montrant ainsi une variation de la longueur d'onde pour le même régime de contrainte.

Les structures précédemment réactivées dans le bassin Aquitain semblent aussi être scellées aux alentours de la limite Bartonien-Priabonien (Calcaires de Brassempouy supérieurs) (Serrano, 2001). A partir du Priabonien que l'on observe un scellement progressif des dernières déformations par les dépôts molassiques. C'est également le cas dans les Causses, où les dépôts priaboniens scellent les déformations antérieures (Astruc et *al.*, 2000). Le Priabonien correspond donc à une reprise de la subsidence dans l'avant-pays pyrénéen. La forte épaisseur des dépôts molassiques couramment attribués au Priabonien-Oligocène suggère également une reprise de la subsidence sur l'ensemble du bassin. En outre, les cartes de Plaziat (1981) montrent également un domaine paléogéographique plus large du bassin aquitain à partir du Bartonien supérieur-Priabonien. Cette reprise de subsidence à l'échelle du bassin est contemporaine de l'épaississement de la chaîne mise en évidence par l'analyse des traces de fissions et des taux d'érosion (Morris et *al.*, 1998). Ces dernières données suggèrent une flexuration plus large du bassin Aquitain probablement liée au soulèvement et à l'épaississement de la chaîne.

La subsidence grande échelle observée dans le bassin de Paris est contemporaine d'une évolution comparable dans le bassin Aquitain et de la dernière phase d'évolution du prisme orogénique pyrénéen, qui semble s'épaissir à cette époque (Sinclair et *al.*, 2005).

3.2.5 Flexure Priabonienne (NE-SW: 150 km)

Comme signalé précédemment et dans le chapitre 1, cette période correspond à de nombreuses déformations dont l'origine est largement débattue.

Cette flexure est parmi les mieux imagées lors de cette étude. Elle a un axe linéaire NE-SW étiré sur plus de 300 km, ce qui nous amène à privilégier un plissement lithosphérique dont l'axe est incompatible avec des directions pyrénéennes. En effet, s'il s'agit d'un pli lithosphérique, la direction de subsidence suggère des directions de raccourcissement NW-SE. Cette direction est compatible et contemporaine du raccourcissement enregistré dans le domaine alpin à cette période, en particulier à travers la migration vers le NW des premiers bassins flexuraux situés sur la plaque européenne (en réponse au début de la collision continentale et au début de la rotation de l'Apulie (cf. Chap 1, Ford et *al.*, 2006, Dumont et *al.*, 2012). Ceci semble néanmoins contradictoire avec l'ouverture des bassins du Rift Ouest-Européen (ECRIS) qui atteint son paroxysme approximativement au même moment, jusqu'au Rupélien inférieur. En effet, la phase *syn-rift* principale est attribuée à l'intervalle Priabonien-Rupélien pour le graben du Rhin (Bourgeois et *al.*, 2007) et une extension E-W attribuée à l'Oligocène est identifiée d'après les données microtectoniques (Bergerat, 1985 ; Coulon et Frizon de la Motte, 1988) jusque dans le bassin de Paris. L'attribution de cette extension à l'Oligocène ne repose cependant pas sur des contraintes stratigraphiques très précises,

mais sur une interprétation cinématique, qui repose sur l'ouverture du système de l'ECRIS. Dans le bassin de Paris, la fracturation affecte le Calcaire de Champigny déposé au cours du Priabonien (Coulon, 1992), i.e pendant et après le fonctionnement de la flexure que nous avons identifiée dans le bassin de Paris donc probablement postérieurement au fonctionnement de la flexure. De plus, ces dépôts sont globalement contemporains de la période attribuée au *syn-rift* dans le fossé rhénan (Priabonien? - Rupélien inférieur. Il semble peu probable que la fracturation ait pu affecter ces calcaires avant qu'ils aient été cimentés, ce qui suggère que cette phase d'extension est plus tardive que le fonctionnement de la flexure observée. La majeure partie des interprétations actuelles avancent une ouverture de ce système, dans un contexte compressif lié à une influence combinée des compressions alpines et pyrénéennes (Dezès et *al.*, 2004 ; Bourgeois et *al.*, 2007). Enfin, des travaux basés sur un retraitement récent des données sismiques du fossé rhénan (Lasseur Comm. Pers.) ont montré qu'une grande partie des dépôts attribués au *syn-rift* sont globalement isopaques ; le déplacement principal et le système de failles observées actuellement étant la conséquence d'une reprise en décrochement tardive post-oligocène (Miocène ?) des dépôts. Le caractère isopaque des premiers dépôts semble infirmer une extension pure et suggère plus une dynamique flexurale à grande échelle, donc compatible avec une flexuration de la lithosphère. Cependant, le fonctionnement initial du graben reste mal contraint.

L'importance de l'activité mantellique avant la mise en place des zones volcaniques du Massif central et de l'Eifel, et l'influence combinée des déformations pyrénéennes et alpines sur la dynamique de ces fossés restent encore relativement mal connues.

3.2.6 Evolution postérieure

L'histoire Oligo-Miocène du bassin de Paris est marquée par une phase d'érosion majeure au cours du Chattien. Cette phase marque la fin de la sédimentation dans le Nord du Bassin de Paris (Guillocheau et *al.*, 2000) et la migration du dépôt-centre (accentué à l'Aquitainien) en direction du Sud-Ouest du bassin. Une flexure d'axe NE-SW (d'âge Miocène supérieur ?, Guillocheau et *al.*, 2000), centrée sur le SW du bassin et dont les antiformes sont les seuils de Bourgogne et de Picardie, se met en place avec une longueur d'onde de 270 km (Bourgeois et *al.*, 2007). Cette flexure est rattachée à la compression alpine (Guillocheau et *al.*, 2000 ; Bourgeois et *al.*, 2007). La contribution des petites plumes (*baby plume*) de l'Eifel et dans le Massif central (Granet et *al.*, 1995 ; Ritter et *al.*, 2001 ; Michon et Merle, 2001 ; Ziegler et Dezès, 2007), qui se mettent en place au Miocène, reste cependant mal connue. Elles peuvent néanmoins participer à ce soulèvement.

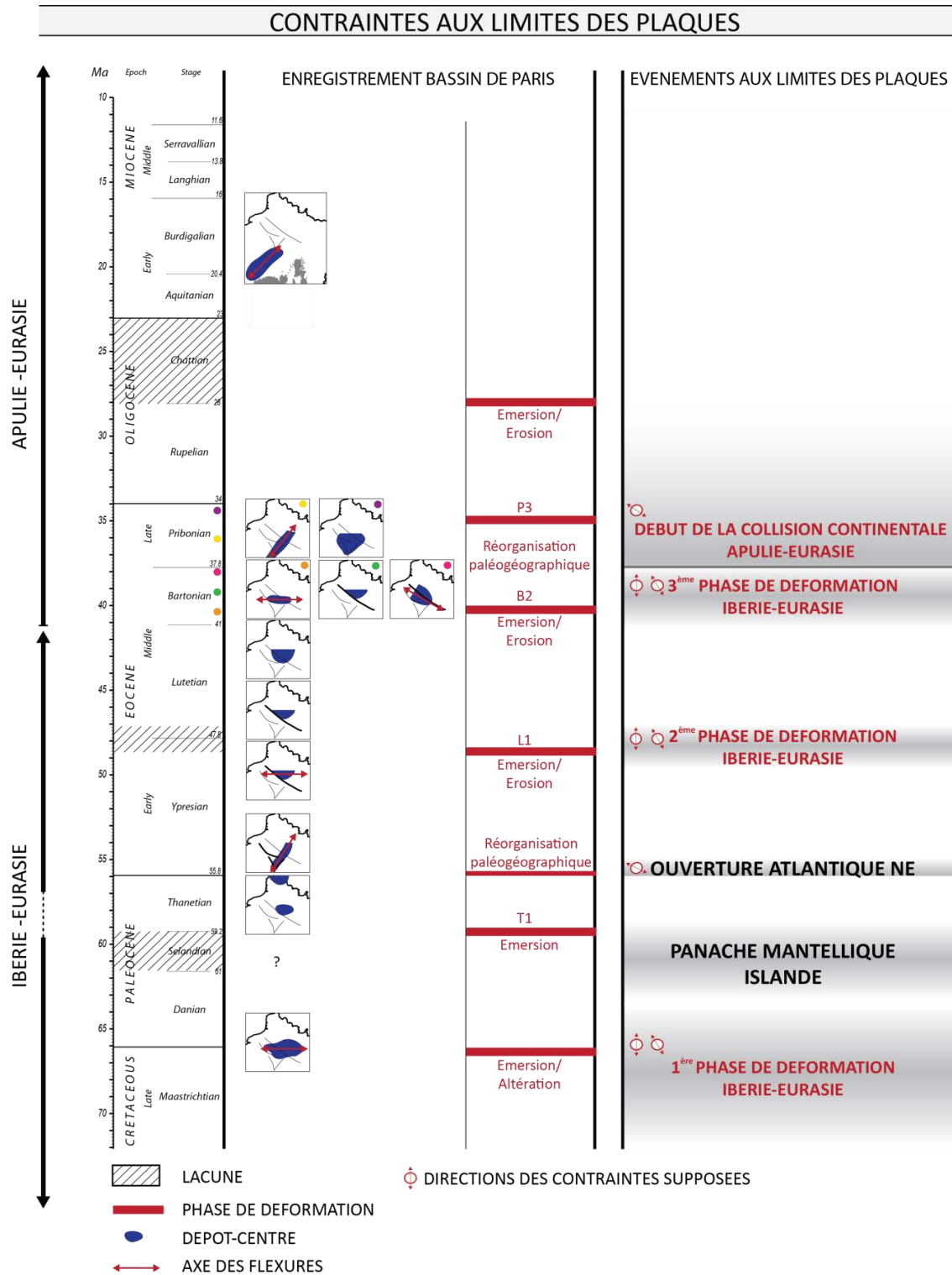


Figure 6.7 : Tableau de synthèse des déformations enregistrées dans le bassin de Paris et des événements survenant aux limites des plaques. Les auteurs sont cités dans le texte et dans le chapitre 1.

En résumé, nous avons montré (1) que le **calendrier de ces déformations** défini dans le bassin de Paris corrèle pour la plupart des déformations à la chronologie des événements survenant en bordures de plaque. La contemporanéité des événements témoigne de la transmission des contraintes à travers la plaque européenne, déjà largement démontrée par Ziegler (1990), Cloetingh et Van Wees (2005), Burov et Cloetingh (2009), Bourgeois et *al.* (2007). Nous avons également montré (2) que **l'orientation des flexures** répondait parfaitement aux directions des contraintes exercées, mais aussi que (3) la **rapidité du processus flexural** écartait une origine mantellique (à part pour la déformation anté-Thanétien ?).

Les déformations successives mises en évidence par ce travail apportent des contraintes stratigraphiques et géométriques plus précises que les données microtectoniques. En effet, si des contraintes N-S rapportées à la convergence Ibérie-Eurasie ont été identifiées sur le pourtour du bassin de Paris (Bergerat, 1987, Coulon et Frizon de Lamotte, 1988), le manque de calage stratigraphique a fait qu'une seule phase de déformation attribuée au paroxysme de la compression Ibérie-Eurasie au Bartonien était identifiée. Nous définissons dans ce travail quatre flexures successives d'axe E-W, compatibles avec une telle direction de raccourcissement se répartissant du Maastrichtien au Bartonien.

De plus, deux flexures d'axe NE-SW (Yprésien basal et Priabonien) qui répondent vraisemblablement à des contraintes compressives NW-SE sont mal reconnues par la microtectonique. La première en particulier, antérieure aux dernières compressions N-S attribuées au Bartonien ne semble pas avoir été reconnue par la microtectonique. De même, l'extension E-W qui a été couramment attribuée au Priabonien-Rupélien (par analogie avec le syn-rift du fossé rhénan) est postérieure à la flexure NE-SW priabonienne, son âge précis et son influence sur la subsidence du bassin de Paris restent mal contraints.

L'absence d'identification de ces phases diverses par les outils de la microtectonique peut en outre être expliquée par le fait qu'une partie des flexures observées ne semblent pas systématiquement être associée à des déformations cassantes.

	AGE	AXE	λ
Alpin	Miocène	NE-SW	≈300 Km
	Priabonien	NE-SW	≈150 Km
Pyrénéen	Limite Bartonien-Priabonien	E-W	≈250-300 Km
	Bartonien inférieur	E-W	≈150 Km
	Limite Yprésien-Lutétien	E-W	≈150 Km
	Ouverture Atlantique NE Yprésien basal	NE-SW	≈80-100 Km
	Maastrichtien-Thanétiens inférieur	E-W à NW-SE	≈300 Km

Figure 6.8: Tableau de synthèse de l'âge, des axes et de la longueur d'onde des flexures enregistrées dans le bassin de Paris.

3.3 PROCESSUS FLEXURAL

Dans les flexures identifiées du Maastrichtien au Rupélien, nous avons pu identifier un signal basé sur la longueur d'onde de ces flexures. Pour définir les longueurs d'onde de ces flexures, nous avons mesuré la distance entre le point haut et le dépôt-centre de la flexure (demi-longueur d'onde) ou la distance entre deux points hauts ou deux dépôts-centres lorsque cela était possible (longueur d'onde totale).

Nous avons identifié (1) des longueurs d'onde de 100 à 150 km et (2) des longueurs d'onde de l'ordre de 250 à 300 km.

(1) Les longueurs d'onde de 100 à 150 Km s'observent souvent pendant les différents stades compressifs orogéniques.

(2) Les longueurs d'onde de 250 à 300 Km semblent s'observer lorsque le stade orogénique est mature, i.e. au moment de la collision et de l'épaississement de la chaîne. C'est le cas pour la flexure à la limite Bartonien-Priabonien et pour la flexure du Miocène, déjà suggéré par Ziegler et al., (1998).

Ces différentes longueurs d'onde impliquent des épaisseurs élastiques de la lithosphère différentes. Pour discuter des épaisseurs de lithosphère impliquées nous nous baserons ici principalement sur les modèles de Burov et al. (1993) et de Cloetingh et al. (1999). Selon ces deux auteurs, deux types de flambage sont possibles lorsqu'un système est soumis à des forces compressives horizontales (raccourcissement). Ils dépendent principalement de la rhéologie de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique (Figure 6.9)

- (1) Lorsque la lithosphère présente un litage rhéologique contrasté avec (1) une croûte inférieure de faible résistance mécanique caractérisée par un comportement ductile, (2) une croûte supérieure (fragile) et (3) un manteau lithosphérique plus résistant, il existe un découplage mécanique de la lithosphère induisant une flexure biharmonique. Ceci implique deux longueurs d'onde différentes associées aux deux niveaux les plus résistants. Deux longueurs d'onde sont alors observées simultanément : la plus courte est induite par la croûte supérieure, et la plus grande par le manteau lithosphérique.
- (2) A l'inverse, lorsque la croûte inférieure et le manteau lithosphérique se caractérisent par des résistances mécaniques proches, aucun découplage n'est observé. Une flexure monoharmonique se produit alors, *i.e.* selon une seule longueur d'onde. Dans le cas d'une rhéologie faible, *e.g.* lithosphère jeune (chaude), la longueur d'onde est inférieure à 150 km ; au contraire pour une forte rhéologie *e.g.* lithosphère vieille (froide), la longueur d'onde peut être supérieure à 1 000 km.

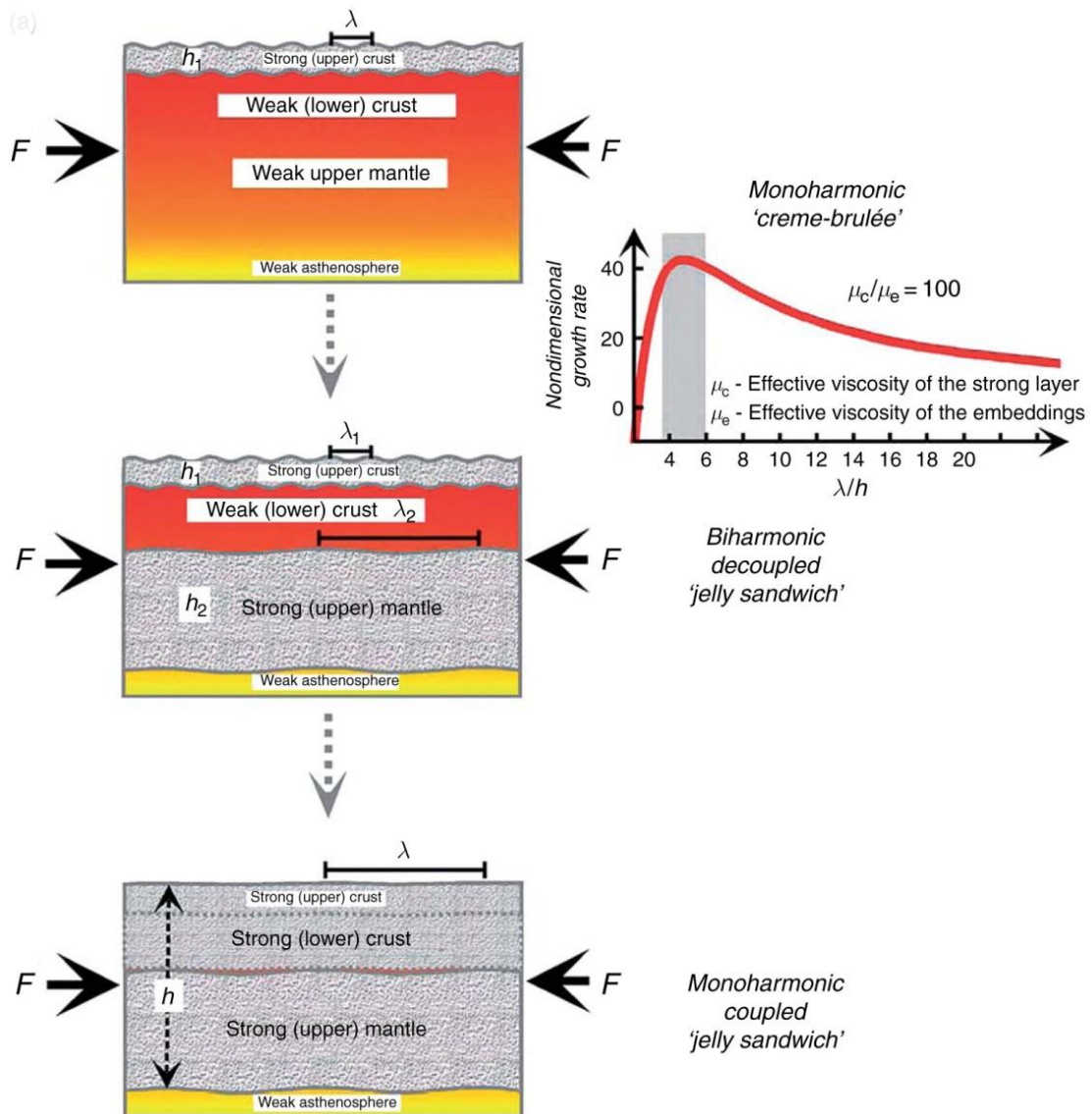


Figure 6.9: Modèles des différents types de flambage de la lithosphère (h_1 et h_2 correspondent aux épaisseurs de la croûte résistante et du manteau résistant). Le système est soumis à une compression horizontale (F). Dans le cas d'une croûte inférieure faiblement résistante (modèle rhéologique "crème brûlée"), la croûte supérieure peut se flexurer indépendamment du manteau (longueur d'onde λ_2), avec une longueur d'onde λ_1 (découplé, ou flexure biharmonique) correspondant au modèle rhéologique "jelly sandwich" (sens stricte). Dans le cas des lithosphères très jeunes (<150 Ma) ou très vieille (>1000 Ma), la flexure est monoharmonique (manteau et croûte couplés) (Selon Burov et al., 1993).

Dans le bassin de Paris, nous observons deux types de flexures se distinguant par leur longueur d'onde (100 à 150 et 250 à 300 km) et qui ne sont pas contemporaines. Néanmoins les intervalles de temps qui séparent ces deux familles de flexures sont très courts. En outre, nous pouvons considérer que les caractéristiques mécaniques de la lithosphère du bassin de Paris n'ont pas évolué au cours du Paléogène. Ces deux familles de flexures qui se distinguent par leur longueur d'onde indiquent un flambage biharmonique, attribuable à un modèle de lithosphère mécaniquement découplée.

Ziegler et al. (1995) et Cloetingh et Ziegler (2007) montrent qu'il existe un lien étroit entre l'âge de la lithosphère et la longueur d'onde des flexures qui l'affectent pour un modèle de lithosphère découplée présentant une flexuration biharmonique. Leur modèle est prédictif et permet de définir la longueur d'onde d'une flexure en fonction de l'âge thermomécanique de la lithosphère. Cette relation est induite par l'état rhéologique de la lithosphère contrôlé, entre autres, par son évolution thermique. Cet âge thermomécanique correspond au temps écoulé depuis la dernière perturbation thermique majeure de la lithosphère (*e.g.* extension permienne post-orogénique pour le cas du bassin de Paris : ~ 300 Ma). Ces travaux montrent des longueurs d'onde de l'ordre de 600 km affectant l'intégralité de la lithosphère vieille de 700 Ma, c'est-à-dire "froide", ou encore de 100 km pour une lithosphère jeune de 50 Ma c'est-à-dire chaude, pas ou peu rééquilibrée thermiquement.

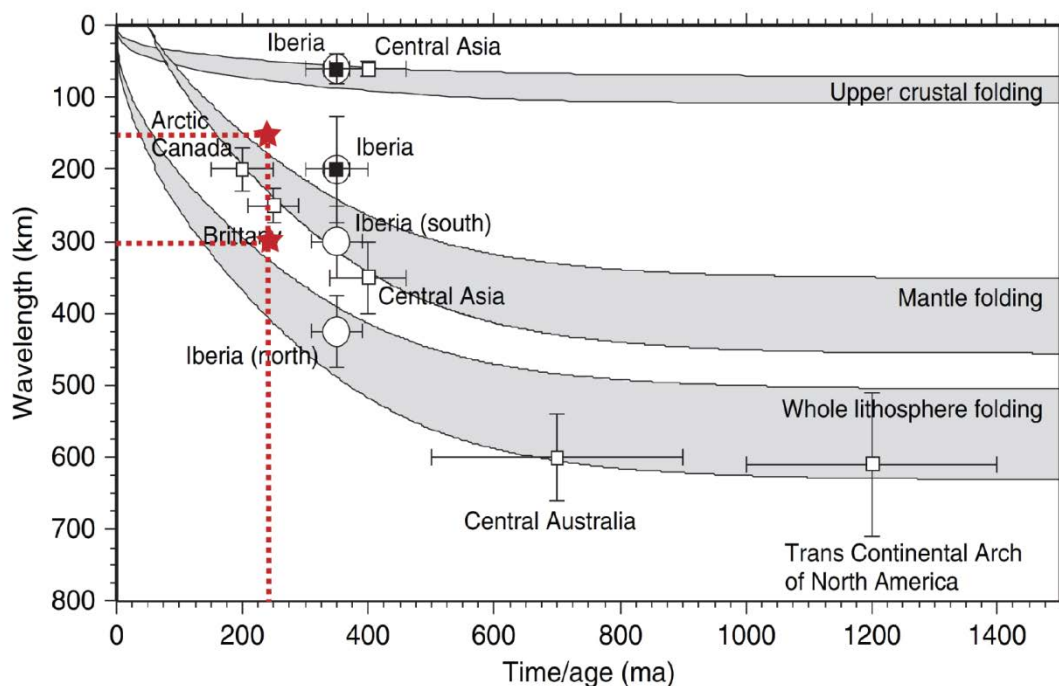


Figure 6.10: Graphique montrant les différentes longueurs d'onde observées des flexures en fonction de l'âge thermique de la lithosphère (calculé selon le modèle de Burov et al. (1993) Burov, (2007). Les carrés blancs correspondent aux flexures observées et les cercles blancs aux flexures modélisées.

En procédant par le chemin inverse, nous pouvons définir les épaisseurs de lithosphère impliquée du bassin de Paris, lors de la formation des flexures de 100 à 150 et de 250 à 300 Km de longueur d'onde. La dernière perturbation majeure de la lithosphère du bassin de Paris date de l'extension postérieure à l'orogène Varisque (Carbonifère supérieur-Permien). Nous fixons ainsi un âge à 300 Ma correspondant au début du rééquilibrage thermique. Les premières flexures observées sont d'âge Paléocène, nous prenons donc un âge à 240 Ma (Figure 6.10).

- (1) Pour les flexures de 100 à 150 km de longueur d'onde (flexures de l'Yprésien basal, de la limite Yprésien-Lutétien, du Bartonien inférieur et du Priabonien), seule la croûte supérieure est impliquée.
- (2) Pour les flexures de 250 à 300 km de longueur d'onde (flexures anté-Danien, de la limite Bartonien-Priabonien et du Miocène), la croûte supérieure et l'ensemble du manteau lithosphérique semblent être impliqués.

La lithosphère sous le bassin de Paris présente un litage rhéologique important compatible avec son âge thermomécanique d'après le modèle de Burov et al. (1993). Les déformations observées au Paléogène ont lieu 240 Ma après la phase de déstabilisation majeure (Varisque), ce qui correspond à un modèle découplé du modèle de Burov.

Enfin, les deux longueurs d'onde observées correspondent à des épaisseurs de lithosphère différentes qui semblent se corréliser avec les différents stades orogéniques.

Ce travail de thèse, qui présente un calendrier précis des déformations intraplaques, des axes de flexure et les longueurs d'onde associées, peut donc à l'avenir apporter des contraintes précises majeures aux modèles qui visent à comprendre le comportement thermomécanique de la lithosphère continentale.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

L'objectif de cette thèse était au travers d'une reconstitution 3D de la géométrie des sédiments du bassin de Paris (corrélations de 500 puits et 40 affleurements) de mieux contraindre la nature de l'enregistrement sédimentaire d'un bassin intracratonique, et les échelles de temps des déformations intraplaques.

NATURE ET CONTRÔLE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE :

Deux ordres de cycles principaux ont été identifiés :

- des cycles d'une durée de l'ordre de 0.4 à 5 Ma classifiés comme des cycles de troisième ordre avec dans certains intervalles, deux hiérarchies possibles, de grands cycles de troisième ordre de durée de plusieurs millions d'années, de petits cycles de durées de l'ordre du million d'années correspondant à la résolution stratigraphique près à des multiples de 400Ka.
- cinq cycles de 5 à 10 Ma attribués au deuxième ordre.

Les résultats obtenus et la comparaison avec les données existantes permettent d'identifier les facteurs de contrôle de ces cycles.

(1) Contrôle climato-eustatique sur les cycles de troisième ordre :

La majorité des cycles de troisième ordre ont des durées qui correspondent à des multiples des cycles d'excentricité long terme (400.000 ans) et semblent donc subir un forçage par les variations climato-eustatiques. Les grands cycles de troisième ordre de durées plus longues semblent être principalement affectés par un contrôle tectonique.

La comparaison avec les chartes eustatiques et climatiques existantes montre des corrélations variables avec les principales chutes et maxima d'enneigement enregistrés.

Parmi les événements des chartes suggérant un contrôle climato-eustatique figurent:

- la chute de la fin du Thanétien
- la transgression de l'Yprésien basal (*Falun à Cyrena*)
- la transgression du Bartonien inférieur (Sables d'Auvers) pourrait correspondre au *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO)
- la transgression du Priabonien basal (Marnes à *Pholadomya ludensis*) pourrait correspondre à un réchauffement
- la transgression au Priabonien terminal (Marnes Bleues d'Argenteuil)
- la chute de la limite Eocène-Oligocène enregistrée cependant par un faible hiatus ne montrant pas de témoin d'une chute de forte amplitude (absence de paléosol/incision)
- la transgression rupélienne (Argiles Vertes de Romainville)

A l'inverse, plusieurs optima climatiques ne semblent pas correspondre à des variations de niveau marin relatif. C'est le cas de l'optimum climatique Paléocène-Eocène (PETM), qui s'enregistre dans des dépôts lagunaires et continentaux peu transgressifs et de l'optimum climatique de l'Eocène inférieur, période la plus chaude du Paléogène qui ne correspond pas à une transgression majeure ou à une période de haut niveau marin dans le bassin de Paris.

(2) Un contrôle tectonique sur les cycles de deuxième ordre et leur expression

Cinq cycles de deuxième ordre ont été identifiés (1) Maastrichtien-Danien, (2) Thanétien-Yprésien supérieur (3) Lutétien-Bartonien inférieur (4) Bartonien inférieur Priabonien terminal et (5) Priabonien terminal-Chattien. Tous ces cycles sont limités par des discontinuités majeures marquées par des phases d'émersion/ érosion du bassin et/ou des réorganisations paléogéographiques. Ces discontinuités correspondent essentiellement à des déformations flexurales du bassin.

Ces cycles enregistrent des variations d'accommodation qui ne correspondent pas aux tendances et amplitudes des signaux eustatiques de ces périodes et sont donc clairement contrôlés par la tectonique. Les trois cycles de deuxième ordre enregistrés du Thanétien au Priabonien ont le même mode d'expression et correspondent à des phases de flexure / relaxation progressive. Après une flexure qui se traduit par une émersion du bassin, un ennoisement limité à la synforme s'effectue sous forme de profils de dépôts relativement ouverts et pentés (dominé houle), par la suite la mise en place de profils plus plats (dominés par des processus tidaux, puis par des environnements lagunaires et/ou lacustres) et une transgression vers le sud enregistrent la relaxation de la flexure. Une caractéristique assez particulière de ces cycles est que du fait du changement de pente des profils la transgression majeure ne s'effectue pas dans les faciès les plus ouverts, en début de cycle, mais dans les dépôts peu profonds, sur un profil très plat, mis en place en fin de cycle. La flexure suivante, souvent assez rapide marque la limite de cycle. L'intervalle Bartonien inférieur-Priabonien basal de durée plus courte s'enregistre selon la même modalité.

L'emplacement de ces trois flexures d'axe E-W n'est pas identique puisqu'elles se localisent au nord ou au sud de l'accident du Pays de Bray. Néanmoins, un contrôle profond de la suture varisque, positionnée par Averbuch et Piromallo (2012) entre les failles de Bray et Seine a probablement influencée la déformation lithosphérique.

La reprise de subsidence lors de leur relaxation est toujours maximale au nord de la faille de Bray, emplacement qui correspond à la position du paléoslab varisque, et qui correspond donc à une hétérogénéité majeure de la lithosphère du bassin de Paris contrôlant la subsidence du bassin, hors périodes de flexuration.

Outre ces principales phases de flexure, deux autres phases de déformation sont enregistrées :

- Une flexure d'axe NE-SW qui affecte le bloc Hurepoix à l'Yprésien basal.
- Une seconde flexure de même axe au Priabonien.

RECONSTITUTION 3D DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN DE PARIS :

La reconstitution haute résolution de la géométrie 3D et des faciès sédimentaires permet de reconstituer les différents stades d'évolution du Bassin de Paris au Paléogène.

Les premiers dépôts Danien prennent place après une phase de déformation qui correspond à une première phase de structuration du bassin paléogène. Les dépôts carbonatés relativement ouverts qui se sont probablement déposés sur une grande partie du bassin sont faiblement préservés en raison de la déformation Danien supérieur -Thanétien inférieur. Ces deux premières déformations sont difficiles à individualiser étant donné les faibles épaisseurs sédimentaires préservées. La reprise de la sédimentation au Thanétien met en évidence une flexure d'axe E-W qui pourrait être mis en relation avec un premier stade de la compression pyrénéenne survenant entre le Crétacé terminal et le début du Paléocène. Un évènement thermique durant le Paléocène peut être soupçonné mais ne peut être clairement contraint à partir des données acquises.

Le système Thanétien-Yprésien constitué de dépôts terrigènes comble la paléotopographie héritée des déformations antérieures. Les dépôts passent progressivement de marin ouvert dominé houle à des environnements laguno-lacustres au Sparnacien et de baie à l'Yprésien qui correspond à la transgression la plus importante vers le sud. Ce système s'achève par une phase de déformation à l'Yprésien supérieur qui se traduit par une flexure E-W d'une longueur d'onde de 150km vraisemblablement en relation avec la convergence Ibérie- Eurasie. Au cours de l'Yprésien basal (Sparnacien), une flexure de plus petite taille, de l'ordre de 100 km et d'axe NE-SW est identifiée et possiblement en relation avec les premiers stades de l'ouverture de l'Atlantique nord (*ridge push*).

Le système Lutétien-Bartonien inférieur correspond à la mise en place d'une plateforme carbonatée tout d'abord en domaine marin ouvert (rampe dominée houle) puis tidal et enfin de type *flat topped platform*. A nouveau ce cycle se termine par une déformation flexurale au Bartonien inférieur. Cette dernière orientée E-W et d'une longueur d'onde de 150km, est également attribuée à la convergence Ibérie-Eurasie.

Le système Bartonien inférieur-Priabonien terminal débute par des dépôts terrigènes dominés houle puis tidal au Bartonien inférieur, puis se mettent en place des dépôts lacustres au Bartonien et enfin évaporitiques à lacustres au Priabonien. Cette période se caractérise par plusieurs réorientations paléogéographiques.

- La première à la fin du Bartonien par la mise en place d'une zone de subsidence beaucoup plus large au sud, contemporaine d'une fermeture du domaine nord, liée au soulèvement du système Artois-Brabant et d'un soulèvement du seuil du Poitou qui suggèrent une flexure E-W à NW-SE de plus grande longueur d'onde. Cette flexure semble toujours être liée à la convergence Ibérie-Eurasie mais impliquant une épaisseur lithosphérique plus importante. Cette période est contemporaine de la réactivation de failles crustales (inversion de l'île de Wight, de l'Artois ?, jeu décrochant de la faille du Pays de Bray) qui semble s'effectuer dans un contexte de raccourcissement N-S.
- La seconde au Priabonien est marquée par une flexure NE-SW d'une longueur d'onde de 150 km, un lien avec la convergence Apulie-Eurasie est probable mais reste à mieux comprendre.

L'intervalle Priabonien terminal-Rupélien est constitué de dépôts confinés puis terrigènes (houle, tidal, puis éolien) pour les sables de Fontainebleau. Ce cycle se termine par une érosion au Chattien et la fin de la sédimentation dans le nord du bassin de Paris qui correspond donc à nouveau à une phase de déformation. Cette dernière est probablement due à une flexure sous l'effet de la compression alpine mais le rôle des petits points chauds (*baby plume*) du Massif central et de l'Eifel restent mal connus.

Du Danien au Priabonien terminal s'observe une évolution depuis des dépôts plus ouverts au début du Paléogène (Danien, Thanétien) vers des dépôts plus continentaux (Bartonien supérieur-Priabonien- Rupélien inférieur).

PERSPECTIVES

Ce travail a permis de fournir des contraintes stratigraphiques sur l'ensemble du remplissage sédimentaire paléogène du bassin de Paris. Il fournit les données nécessaires à la compréhension des relations flux sédimentaires-relief et climat qui ont contrôlé le type de dépôt, la dynamique de l'érosion, du transport sédimentaire et de la production carbonatée. Il fournit en outre, des géométries 3D des niveaux réservoirs qui permettra d'améliorer grandement la compréhension de l'aquifère multicouche très utilisé qu'est le Tertiaire du Bassin de Paris.

Nous avons montré une organisation des principaux systèmes en cycles de deuxième ordre. Les géométries et les types de profils de dépôt rencontrés à l'intérieur de ces cycles semblent contrôlés, au premier ordre, par la tectonique. Cependant la nature de la sédimentation varie entre sédiments carbonatés ou évaporitiques et terrigènes.

Si l'ensemble Thanétien-Yprésien semble correspondre au remaniement des latérites mises en place au cours du début du Paléocène et remaniées à la faveur de la déformation anté-thanétienne, les déformations anté-lutésiennes (et anté-daniennes) ne semblent pas donner lieu à des remaniements terrigènes majeurs et sont suivies par le

dépôt de plates-formes carbonatées. Ces différents "budgets sédimentaires" pourraient être contrôlés par l'érosion des reliefs et surtout par le climat. En effet, le Lutétien correspond à une période plus sèche et aride durant laquelle la dynamique d'altération/érosion était faible tandis que le Thanétien-Yprésien correspond à une période chaude et humide. De même, le Priabonien qui voit le dépôt d'une sédimentation évaporitique correspond à une période aride. En outre, si l'origine des sédiments terrigènes au Thanétien-Yprésien est relativement connue, l'origine des sables bartoniens reste à identifier clairement (Ardennes ?).

Enfin, le principal apport de ce travail est de fournir un enregistrement géométrique et stratigraphique très fin des déformations intraplaques au cours d'une période de fortes contraintes appliquées en limites de plaque et de dynamique mantellique active (convergence Afrique-Eurasie, divergence Amérique du nord-Eurasie, mise en place du point chaud de l'Islande). Plusieurs phases de flexure dont la durée, les orientations et les âges permettent de les mettre en relation avec des épisodes de raccourcissement en limites de plaque. Ces flexures ont de plus des longueurs d'onde différentes qui suggèrent que des épaisseurs de lithosphère plus ou moins importantes sont impliquées. Ce travail fournit donc un calage spatial et temporel pour contraindre des modélisations thermo-mécaniques de la réponse d'un bassin intracratonique aux différentes contraintes pouvant déformer la lithosphère continentale. La mise en évidence de déformations impliquant des épaisseurs de lithosphère différentes au cours du temps permettent de questionner le mode de transmission des contraintes et l'intensité du couplage en bordures de plaques durant les différents stades d'un orogène.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abrard, R.:** Le Lutétien du Bassin de Paris: Essai de monographie stratigraphique, *Société Française d'Imprimerie d'Angers*, 1925.
- Abreu, V.:** Sequence Stratigraphy of Siliciclastic Systems: The ExxonMobil Methodology; Atlas of Exercises, SEPM *Society for Sedimentary Geology*, 2010.
- Ackermann, A.:** Le flysch de la nappe du Niesen, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 79, 641-684, 1986.
- Ali, J. R. and Jolley, D. W.:** Chronostratigraphic framework for the Thanetian and lower Ypresian deposits of southern England, *Geological Society of London, Special Publications*, 101, 129-144, 1996.
- Allen, J. R.:** Sand waves: A model of origin and internal structure, *Sedimentary Geology*, 26, 281-328, 1980.
- Allen, J. R.:** Sedimentary structures, their character and physical basis, *Elsevier*, 1982.
- Allen, J. R. and Duffy, M. J.:** Medium-term sedimentation on high intertidal mudflats and salt marshes in the Severn Estuary, SW Britain: the role of wind and tide, *Marine Geology*, 150, 1-27, 1998.
- Allen, P. A. and Homewood, P.:** Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave, *Sedimentology*, 31, 63-81, 1984.
- Andre, G., Hibsich, C., Fourcade, S., Cathelineau, M., Buschaert, S.:** Chronology of fracture sealing under a meteoric fluid environment: Microtectonic and isotopic evidence of major Cainozoic events in the eastern Paris Basin (France), *Tectonophysics* 490 (2010) 214-228, 2010.
- Anell, I., Thybo, H. and Artemieva, I. M.:** Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: Geological evidence revisited, *Tectonophysics*, 474, 78-105, 2009.
- Armitage, J. J. and Allen, P. A.:** Cratonic basins and the long-term subsidence history of continental interiors, *Journal of the Geological Society*, 167, 61-70, 2010.
- Astruc, J. G., Escarguel, G., Marandat, B., Simon-Coinçon, R. and Sigé, B.:** Floor-age constraining of a tectonic paroxysm of the Pyrenean orogen. Late Middle Eocene mammal age of a faulted karstic filling of the Quercy phosphorites, south-western France, *Geodinamica Acta*, 13, 271-280, 2000.
- Aubry, M. P.:** Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest: étude fondée sur les nanofossiles calcaires, *Université Claude Bernard-Lyon I, Département des Sciences de la Terre*, 1983.
- Aubry, M. P.:** Paleogene calcareous nannoplankton biostratigraphy of northwestern Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 55, 267-334, 1986.
- Aubry, M. P., Berggren, W. A., Stott, L. and Sinha, A.:** The upper Paleocene-lower Eocene stratigraphic record and the Paleocene-Eocene boundary carbon isotope excursion: implications for geochronology, *Geological Society of London, Special Publications*, 101, 353-380, 1996.
- Aubry, M. P., Thiry, M., Dupuis, C. and Berggren, W. A.:** The Sparnacian deposits of the Paris Basin: Part I. A lithostratigraphic classification, *Stratigraphy*, 2, 65-100, 2005.
- Autran, A., Lefort, J. P., Debeglia, N., Edel, J. B. and Vignerresse, J. L.:** Gravity and Magnetic Expression of Terranes in France and Their Correlation Beneath Overstep Sequences. In: Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D. S., Piqué, A., and Keppie, J. D. (Eds.), IGCP-Project 233, *Springer Berlin Heidelberg*, 49-72, 1994.
- Averbuch, O. and Piromallo, C.:** Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation, *Tectonophysics*, 558, 70-83, 2012.
- Balkwill, H. R.:** Labrador Basin: structural and stratigraphic style, *CSPG Special Publications, Memoir 12*, 1987.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C. and Pitra, P.:** Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones, *Comptes Rendus des Géosciences*, 341, 174-201, 2009.
- Baranyi, I., Lippolt, H. J. and Todt, W.:** Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: II Die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. *Oberrhein. Geol. Abh.*, 25, 41-62, 1976.
- Barbarand, J., Quesnel, F. and Pagel, M.:** Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces, *Tectonophysics*, 608, 1310-1327, 2013.
- Beamud, E., Muñoz, J. A., Fitzgerald, P. G., Baldwin, S. L., Garcés, M., Cabrera, L. and Metcalf, J. R.:** Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees, *Basin Research*, 23, 309-331, 2011.
- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., and Marc, S.:** Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): Insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines, *Marine and Petroleum Geology*, 28, 861-879, 2011.

- Beccaletto, L.**, Lasseur, E., Paquet, F. and Capar, L.: Geometry of the sedimentary filling and role of present-day-The border fault during the Cenozoic rifting phase of the Upper-Rhine graben of Western Europe, *14ème Congrès Français de Sédimentologie*, 2013.
- Becker, A.**: The Jura Mountains - an active foreland fold-and-thrust belt ?, *Tectonophysics*, 321, 381-406, 2000.
- Bellier J.P.**, Monciardini C.: Présence en Champagne, de craies sénoniennes riches en foraminifères planctoniques; implications biostratigraphiques, paléocéologiques et paléogéographiques. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 23: pp. 37-43, 1986.
- Bellon, H.**, Gillot, P. and Nativel, P.: Eocene volcanic activity in Bourgogne, Charollais, Massif Central (France), *Earth and Planetary Science Letters*, 23, 53-58, 1974.
- Bergerat, F.**: Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme Européenne. *Mémoires des Sciences de la Terre (Thèse de doctorat d'Etat)*. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, France, 1985.
- Bertrand, M. A.**: Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris, *Imp. Le Bigot Frères*, 1892.
- Bignot, G.**, Gruas-Cavagnetto, C., Guernet, C., Perreau, M. and Renard, M.: Le Sparnacien de Soissons (Aisne, France); étude sédimentologique et paléontologique, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 18(4), 3-19, 1981.
- Bignot, G.**: Le Calcrête de la base des facies sparnaciens de la région de Reims est également présent au Cap d'Ailly (Haute-Normandie), *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 21(4), 3-8, 1984.
- Bignot, G.**: Les paléoenvironnements et les paléogéographies du Bassin de Paris au Danien, d'après les Foraminifères du Mont Aimé (Marne, France). *Revue de Micropaléontologie*, 30, 150-176, 1987.
- Bignot, G.**: Le Contact du calcaire montien sur la craie campanienne à Meudon; controverses anciennes; perspectives nouvelles, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 27, 33-36, 1990.
- Bignot, G.** and Neuman, M.: Les "grands" foraminifères du Crétacé terminal et du Paléogène du Nord-Ouest européen; recensement et extensions chronologiques, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 28, 13-29, 1991.
- Bignot, G.**: Une association de foraminifères du récif montien de Vigny. Considérations sur la paléogéographie dano-montienne du Nord-Ouest européen, *Revue de Micropaléontologie*, 35, 179-196, 1992.
- Bignot, G.**: The position of the Montian Stage and related facies within the stratigraphic-palaeogeographic framework of NW Europe during the Danian, *Contributions to Tertiary and Quaternary Geology*, 29, 47-59, 1993.
- Bignot, G.**: Un (Para) stratotype du Danien; le "calcaire pisolithique" de Laversines (Oise), *Géologie de la France*, 4, 57-61, 1994.
- Bignot, G.**, Janin, M.-C. and Guernet, C.: Mise en évidence de la zone de nannofossiles calcaires NP9 dans le Thanétien de Rollot (Bassin de Paris), *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 31(4), 25-28, 1994.
- Bignot, G.**, Quesnel, F. and Bourdillon, C.: Le Crétacé terminal et le Paléocène basal de l'Europe nord-occidentale, *Géologie de la France*, 4, 21-27, 1997.
- Bilotte, M.** and Canerot, J.: Rôles respectifs des tectoniques fini-crétacées et éocènes dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Le "Garumnien" de Cucugnan et ses relations avec le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Corbières méridionales, France), *Eclogae Geologicae Helveticae*, 99, 17-27, 2006.
- Bird, P.**: Continental delamination and the Colorado Plateau, *Journal of Geophysical Research*, 84, 7561-7571, 1979.
- Blanc, P.** and Guillemin, Y.: Nouvel indice de Maestrichtien dans l'Est du Bassin de Paris, *Compte Rendu Académie des Sciences de Paris*, 273, 465-467, 1974.
- Blanckenburg, F.** and Davies, J. H.: Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps, *Tectonics*, 14, 120-131, 1995.
- Blanc-Valleron, M. M.** and Thiry, M.: Minéraux argileux, paléaltérations, paléopaysages et séquence climatique : exemple du Paléogène continental de France. In: H. Paquet, N. Clauer (Eds.), *Sédimentologie et Géochimie de la Surface. Colloque à la mémoire de Georges Millot. Collection de l'Académie des Sciences et CADAS*, 199-216, 1993.
- Blès, J.-L.**, Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y.: Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics* 169, 79-111, 1989.
- Blondeau, A.**, Cavelier, C. and Pomerol, C.: Influence de la tectonique du Pays de Bray sur les formations paléogènes au voisinage de sa terminaison orientale, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(3), 357-367, 1964.
- Blondeau, A.**, Gruas-Cavagnetto, C., Le Calvez, Y. and Lézaud, L.: Etude paléontologique du sondage de Cuise (Oise), *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 13, 3-31, 1976.

- Blondeau, A.:** Lutétien, *Mémoires de Bureau de Recherche Géologique et Minière*, 109, 211-233, 1980.
- Blondeau, A.** and Renard, M.: Le Lutétien stratotypique du Bassin de Paris. In: C. Pomerol, J. Lorenz (Eds.), France; Bassin de Paris; Excursions B. Pomerol. *Association des Géologues du Bassin de Paris*, B.1501-B.1511, 1980.
- Blundell, D. J.:** Cenozoic inversion and uplift of southern Britain, *Geological Society of London, Special Publications*, 196, 85-102, 2002.
- Bohaty, S. M.** and Zachos, J. C.: Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene, *Geology*, 31, 1017-1020, 2003.
- Bohaty, S. M.,** Zachos, J. C., Florindo, F. and Delaney, M. L.: Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene, *Paleoceanography*, 24, 2009.
- Boldreel, L. O.** and Andersen, M.: Late Paleocene to Miocene compression in the Faeroe-Rockall area. In: *Geological Society of London, Petroleum Geology Conference series*, 4, 1025-1034, 1993.
- Boldreel, L. O.** and Andersen, M. S.: Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses, *Tectonophysics*, 300, 13-28, 1998.
- Bolin, C.,** Tourenq, J. and Ambroise, D.: Sédimentologie et microfossiles pyritisés du sondage de Cuise-la-Motte (Bassin de Paris), *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 19, 55-65, 1982.
- Bourgeois, O.,** Ford, M., Diraison, M., De Veslud, C. L. C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N. and Bonnet, S.: Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland, *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1003-1031, 2007.
- Braudrick, C. A.,** Dietrich, W. E., Leverich, G. T. and Sklar, L. S.: Experimental evidence for the conditions necessary to sustain meandering in coarse-bedded rivers, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106, 16936-16941, 2009.
- Braun, J.:** The many surface expressions of mantle dynamics, *Nature Geoscience*, 3, 825-833, 2010.
- Bricon, C.,** Riveline-Bauer, J. and Tourenq, J.: Étude sédimentologique de la transgression stampienne dans l'Yprésien du dôme de la Remarde (Essonne), Mise en évidence d'une surface d'érosion continentale, *C.R. somm. Société Géologique de France*, 174-175, 1968.
- Brunet, M. F.:** Les grands mammifères chefs de file de l'immigration Oligocène et le problème de la limite Eocène-Oligocène en Europe. *Editions de la Fondation Singer-Polignac, Paris, France*, 1979.
- Brunet, M. F.** and Le Pichon, X.: Subsidence of the Paris Basin, *Journal of Geophysical Research*, 87, 8547-8560, 1982.
- Burbank, D. W.,** Puigdefabregas, C. and Munoz, J. A.: The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain, *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1101-1120, 1992.
- Burbank, D.W.,** Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. and Duncan, C.: Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379(6565), 505-510, 1996.
- Burchette, T.** and Wright, V.: Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*, 79, 3-57, 1992.
- Burgess, P. M.** and Gurnis, M.: Mechanisms for the formation of cratonic stratigraphic sequences, *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 647-663, 1995.
- Burgess, P. M.** and Moresi, L.: Modelling rates and distribution of subsidence due to dynamic topography over subducting slabs: is it possible to identify dynamic topography from ancient strata?, *Basin Research*, 11, 305-314, 1999.
- Burov, E.,** Lobkovsky, L. I., Cloetingh, S. and Nikishin, A. M.: Continental lithosphere folding in Central Asia (part II): Constraints from gravity and topography, *Tectonophysics*, 226, 73-87, 1993.
- Burov, E.** and Guillou-Frotier, L.: The plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere, *Geophysical Journal International*, 161(2), 469-490, 2005.
- Burov, E.:** Plate rheology and mechanics, Ed.: G. Schubert, *Treatise on Geophysics*, volume 6, Crust and Lithosphere Dynamics (volume Edt. AB Watts) 2006.
- Burov, E.** and Cloetingh, S.: Controls of mantle plumes and lithospheric folding on modes of intraplate continental tectonics: differences and similarities, *Geophysical Journal International*, 178, 1691-1722, 2009.
- Busquets, P.,** Ramos Guerrero, E., Moya, S., Agusti, J., Colombo, F., Checa, L. and Kohler, M.: La Formación de Bellmunt (Unidad del Cadi, Pirineo Oriental); aportaciones bioestratigráficas de los sistemas lacustres y palustres asociados, *Acta Geologica Hispanica*, 27(1-2), 109-116, 1992.
- Butler, G.P.,** Harris, P.M.: Kendall Recent evaporite from the Abu Dhabi coastal flats in: C.R. Handford, R.G. Loucks, G.R. Davies (Eds.), *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites—A Core Workshop, SEPM Core Workshop, Calgary*, 3, 33-64, 1982.
- Cahuzac, B.** and Poignant, A.: Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, 155-169, 1997.

- Catuneanu, O.**, Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. S. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E. and Winker, C.: Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Earth-Science Reviews*, 92, 1-33, 2009.
- Catuneanu, O.**, Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A. and Tucker, M. E.: Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature, *Newsletters on Stratigraphy*, 44, 173-245, 2011.
- Cavelier, C.** and Pomerol, C.: Le bartonien de Ronquerolles (Seine-et-Oise), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 170-181, 1962.
- Cavelier, C.** and Le Calvez, Y.: Présence d'*Arenagula kerfornei* (Allix), Foraminifère «biarritzien» à la partie terminale du Lutétien supérieur de Foulanges (Oise), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 284-286, 1965.
- Cavelier, C.**: Coupes détaillées des sondages exécutés dans le Paléogène du Bassin de Paris à Chaignes (Eure), Montjavoult (Oise), Cires-les-Mello-Le Tillet (Oise), Ludes (Marne), *Mémoire BRGM*, 59, 13-52, 1968.
- Cavelier, C.** and Pomerol, C.: Proposition d'une échelle stratigraphique standard pour le Paléogène, *Newsletters on Stratigraphy*, 56-65, 1977.
- Cavelier, C.**: La limite Eocene-Oligocène en Europe occidentale. In: The Eocene-Oligocene boundary in Western Europe, *Université Louis Pasteur: Strasbourg, France*, 1979.
- Cavelier, C.** and Pomerol, C.: Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 21, 33-48, 1979.
- Cavelier, C.**, Wyns, R. and Lulin, J.-M.: Les stratotypes de l'Auverisien et du Marinésien, l'Eocène du Vexin et le récif dano-montien de Vigny; *Excursion B16, Volume hors-série*, B.1601-b.1612, 1980.
- Cazes, M.** and Torrelles, G.: Etude de la croûte terrestre par sismique profonde, profil ECORS Nord de France, structure hercynienne, *Technip, Paris*, 1988.
- Chalmers, J.**: The continental margin off southern Greenland: along-strike transition from an amagmatic to a volcanic margin, *Journal of the Geological Society*, 154, 571-576, 1997.
- Chateaufeuf, J. J.** and Trauth, N.: Palynologie, composants minéralogiques majeurs et phase argileuse des Marnes bleues d'Argenteuil, Contribution à la reconstruction du milieu de dépôt. Mém. BRGM, 77, 329-336, 1972.
- Chateaufeuf, J. J.** and Gruas-Cavagnetto, C.: Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du Bassin de Paris; comparaison et corrélations avec les zones du Paléogène des bassins du Nord-Ouest de l'Europe, *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Section 4: Géologie Générale*, 59-93, 1978.
- Chateaufeuf, J. J.**: Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France). In: Palynostratigraphy and paleoclimatology of the upper Eocene and Oligocene of the Paris Basin; France, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (BRGM) : Paris, France*, 1980.
- Christophoul, F.**, Soula, J. C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G. and Deramond, J.: Time, place and mode of propagation of foreland basin systems are recorded by the sedimentary fill; examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees, *Geological Society of London, Special Publication*, 208, 229-252, 2003.
- Clausen, O.**, Nielsen, S., Egholm, D. and Gołędowski, B.: Cenozoic structures in the eastern North Sea Basin - A case for salt tectonics, *Tectonophysics*, 514, 156-167, 2012.
- Cloetingh, S.**, Burov, E. and Poliakov, A.: Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin), *Tectonics*, 18, 1064-1083, 1999.
- Cloetingh, S.** and Van Wees, J. D.: Strength reversal in Europe's intraplate lithosphere: Transition from basin inversion to lithospheric folding, *Geology*, 33(4), 285-288, 2005.
- Cloetingh, S.**, Burov, E. and Francois, T.: Thermo-mechanical controls on intra-plate deformation and the role of plume-folding interactions in continental topography, *Gondwana Research*, 24, 815-837, 2013.
- Cloetingh, S.** et Ziegler P.A.: Tectonic Models for the Evolution of Sedimentary Basins, Ed.: G. Schubert, Treatise on Geophysics, volume 6-Crust and Lithosphere Dynamics (volume Edt. AB Watts) 2007.
- Colbeaux, J. P.**, Amedro, F., Bergerat, F., Bracq, P., Crampon, N., Delay, F., Dupuis, C., Lamouroux, C., Robaszynski, F., Somme, J., Vandycke, S. and Vidier, J. P.: Un enregistreur des épisodes tectoniques dans le Bassin de Paris; Le Boulonnais, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164, 93-102, 1993.
- Coulon, M.** and Frizon de Lamotte, D.: Les extensions cénozoïques dans l'Est du Bassin de Paris: mise en évidence et interprétation, *Comptes Rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 307, 1113-1119, 1988.
- Coulon, M.**: La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, 531-540, 1992.
- Cramer, B. S.**, Toggweiler, J., Wright, J., Katz, M. and Miller, K.: Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation, *Paleoceanography*, 24(4), 2009.

- Cramer, B. S.**, Miller, K. G., Barrett, P. J. and Wright, J. D.: Late Cretaceous-Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume; reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry (delta δO^{18} and Mg/Ca) with sea level history, *Journal of Geophysical Research*, 116(C12), 2011.
- Crochet, B.**: Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées; la serie de Palassou, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (BRGM) : Paris, France*, 1991.
- Cross, T.A.** and Lessenger, M.: Sediment volume portioning: rationale for stratigraphic model valuation and high resolution stratigraphic correlation. In: Predictive high resolution sequence stratigraphy. K. Sandvik, F. Gradstein, and N.Milton (eds.). *Norwegian Petroleum Society Special Publication 8*, p.171- 195, 1998.
- Curry, D.**, Adams, C. G., Boulter, M. C., Dilley, F. C., Eames, F. E., Funnell, B. M. and Wells, M. K.: A correlation of Tertiary rocks in the British Isles, *Geological Society of London: Oxford-London, United Kingdom*, 1978.
- Curry, D.**: Tertiary, *Geological Society of London, United Kingdom*, 1992.
- Cuvier, G.** and Brongniart, A.: Essai sur la Géographie Minéralogique des Environs de Paris, avec une carte géognostique et des coupes de terrain: Baudouin, *Imprimeur de l'Institut Impérial de France, Paris*, 2, 1811.
- Dabrio, C. J.**: The internal structure of ridges, runnels and berms as a result of the interaction of waves and tides on the foreshore. *I.A.S.: Copenhagen, Denmark*, 1982.
- Dalrymple, R. W.**, Knight, R., Zaitlin, B. A. and Middleton, G. V.: Dynamics and facies model of a macrotidal sand- bar complex, Cobequid Bay - Salmon River Estuary (Bay of Fundy), *Sedimentology*, 37, 577-612, 1990.
- Dalrymple, R. W.** and Rhodes, R. N.: Estuarine dunes and bars, *Geomorphology and sedimentology of estuaries*, 53, 359-422, 1995.
- Dalrymple, R. W.** and Choi, K.: Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation, *Earth-Science Reviews*, 81, 135-174, 2007.
- De Batist, M.**, De Bruyne, H., Henriot, J.-P. and Mostaert, F.: Stratigraphic analysis of the Ypresian off the Belgian coast, The Quaternary and Tertiary geology of the southern bight, North Sea, *Belgian Geological Survey*, 75-88. 1989.
- De Man, E.**, van Simaëys, S., de Meuter, F., King, C. and Steurbaut, E.: Oligocene benthic foraminiferal zonation for the southern North Sea Basin, *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*, 74, 177-195, 2004.
- Deckers, J.**, Broothaers, M., Lagrou, D. and Matthijs, J.: The late Maastrichtian to Late Paleocene tectonic evolution of the Southern part of the Roer Valley Graben (Belgium), *Netherlands Journal of Geosciences*, 93, 83-93, 2014.
- Deconinck, J. F.**, Amedro, F., Desprairies, A., Juignet, P. and Robaszynski, F. : Niveaux repères de bentonite d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie, Gauthier-Villars, Paris, France, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 312(8), 897-903, 1991.
- Delhay-Prat, V.**, Cassagne, B., Guillocheau, F. and Rubino, J.-L.: Sédimentologie des sables de Fontainebleau et architecture des dépôts oligocènes du Bassin de Paris, *ASF, Association des Sédimentologistes Français, Paris*, 2005.
- Delmas, J.**, Houel, P. and Vially, R.: Paris Basin, Petroleum potential, *IFP regional report*, 2002.
- Dewey, J.**, Helman, M., Knott, S., Turco, E. and Hutton, D.: Kinematics of the western Mediterranean, *Geological Society of London, Special Publications*, 45, 265-283, 1989.
- Dèzes, P.**, Schmid, S. M. and Ziegler, P. A.: Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere, *Tectonophysics*, 389, 1-33, 2004.
- Dollfus, G.-F.**: Essai sur la détermination de l'âge du soulèvement du pays de Bray, *Société Géologique de France*, 1880.
- Doré, A.** and Lundin, E.: Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration, *Petroleum Geoscience*, 2, 299-311, 1996.
- Doré, A.**, Lundin, E., Fichler, C. and Olesen, O.: Patterns of basement structure and reactivation along the NE Atlantic margin, *Journal of the Geological Society*, 154, 85-92, 1997.
- Doré, A.**, Lundin, E., Jensen, L. N., Birkeland, Ø., Eliassen, P. E. and Fichler, C.: Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin, *Geological Society of London, Petroleum Geology Conference, series*, 5, 41-61, 1999.
- Doré, A.**, Lundin, E., Kuszniir, N. and Pascal, C.: Potential mechanisms for the genesis of Cenozoic domal structures on the NE Atlantic margin: pros, cons and some new ideas, *Geological Society of London, Special Publications*, 306, 1-26, 2008.
- Dumont, T.**: Late Triassic-early Jurassic evolution of the western Alps and of their European foreland; initiation of the Tethyan rifting, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 601-611, 1988.

- Dumont, T.**, Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P. and Jourdan, S.: Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc, *Journal of Geodynamics*, 56–57, 18–38, 2012.
- Dupuis, C.**: Esquisse paléogéographique du Nord et du Nord-Ouest du Bassin de Paris au Paléocène et à l'Eocène inférieur. Incidences structurales, *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 288, 1587-1590, 1979.
- Dupuis, C.**, Gaudant, J., Perreau, M., Riveline, J. and Willems, W.: Sable thanétiens et faciès sparnaciens du Nord du Bassin de Paris à Lihons (Somme); données paléontologiques, interprétations stratigraphiques et paléogéographiques, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 23, 43-58, 1986.
- Dupuis, C.** and Steurbaut, E.: Altérites, sables marins (NP8, NP9) et fluviatiles, silicification et stromatolites dans le Paléocène supérieur entre Criel et le Cap d'Ailly (Haute-Normandie), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 105, 233-242, 1987.
- Dupuis, C.** and Thiry, M.: Geological frame of the "Sparnacian". *Memoires des Sciences de la Terre*, 34, 3-12, 1998.
- Dupuis, C.**: L'intervalle Paléocène-Eocène au Cap d'Ailly (Haute-Normandie) et les paléo-altérations à la base des faciès sparnaciens, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 37, 17-30, 2000.
- Dutheil, D. B.**, Moreau, F. and Delhay-Prat, V.: Cycle sédimentaire et vertèbres d'une formation peu connue du bassin de Paris, l'unité des sables de Bourguillemont (Oise, France) (Paléocène supérieur), *Geodiversitas*, 24, 753-764, 2002.
- Ellison, R. A.**, Ali, J. R., Hine, N. M. and Jolley, D. W.: Recognition of Chron C25n in the upper Paleocene Upnor Formation of the London Basin, United Kingdom, *Geological Society of London, Special Publications*, 101, 185-193, 1996.
- Embry, A.**: Practical sequence stratigraphy, Canadian Society of Petroleum Geologists, 81, 2009.
- Escarguel, G.** and Aguilar, J.-P.: Les eomyides *Pseudotheridomys* et *Ligerimys* (Rodentia, Mammalia) du Miocène inférieur du Sud de la France; Evolution et biostratigraphie. *Palaeontographica. Abteilung A: Palaeozoologie-Stratigraphie*, 247(1-4), 25-58, 1997.
- Escarguel, G.**, Marandat, B. and Legendre, S.: Sur l'âge numérique des faunes de mammifères du Paléogène d'Europe occidentale, en particulier celles de l'Eocène inférieur et moyen, *Mémoires et travaux de l'Institut de Montpellier*, 443-460, 1997.
- Evans, D.**, Graham, C., Armour, A. and Bathurst, P.: The Millennium Atlas: *Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea*, 2003.
- Faccenna, C.**, Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F.: Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics*, 23, 2004.
- Faccenna, C.** and Becker, T. W.: Shaping mobile belts by small-scale convection, *Nature*, 465, 602-605, 2010.
- Faleide, J. I.**, Våagnes, E. and Gudlaugsson, S. T.: Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting, *Marine and Petroleum Geology*, 10, 186-214, 1993.
- Feugueur, L.**: L'Yprésien du Bassin de Paris: essai de monographie stratigraphique, *Imprimerie Nationale*, 1963.
- Fidalgo González, L.**: La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque, *Université de Bretagne Occidentale*, 2001.
- Filleaudeau, P.-Y.**, Mouthereau, F. and Pik, R.: 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, 401-417, 2012.
- Flament, N.**, Gurnis, M. and Müller, R. D.: A review of observations and models of dynamic topography, *Lithosphere (Geological Society of America)*, 5, 189-210, 2013.
- Fontes, J. C.**: Le gypse du bassin de Paris; historique et données récentes. Mémoires du B.R.G.M., 58, 359-386, 1968.
- Fontes, J. C.**: Le dossier du Gypse Parisien; Essai critique sur la notion des faciès. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* (41), 7-14, 1974.
- Fontes, J. C.**, Fritz, P., Gauthier, J. and Kulbicki, G.: Minéraux argileux, éléments-traces et compositions isotopiques (^{18}O (^{16}O) et (^{13}C (^{12}C)) dans les formations gypsifères de l'éocène supérieur et de l'oligocène de Cormeilles-en-Parisis. *Clay minerals, trace*, 1(2), 315-366, 1967.
- Ford, M.**, Duchêne, S., Gasquet, D. and Vanderhaeghe, O.: Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps, *Journal of the Geological Society*, 163, 815-826, 2006.
- Gale, A. S.**, Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W. J., Young, J. R. and Phansalkar, V.: Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: Evidence for Milankovitch control on sea level, *Geology*, 30, 291-294, 2002.
- Gale, A. S.**, Jeffery, P., Huggett, J. and Connolly, P.: Eocene inversion history of the Sandown Pericline, Isle of Wight, southern England, *Journal of the Geological Society*, 156, 327-339, 1999.
- Galloway, W. E.**: Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: application to northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin, *AAPG Bulletin*, 73, 143-154, 1989.

- Gebauer, D.**, Schertl, H.-P., Brix, M. and Schreyer, W.: 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps, *Lithos*, 41, 5-24, 1997.
- Gely, J.** and Lorenz, C.: Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France), *Oil and Gas Science and Technology-Rev. IVP*, 46, 713-747, 1991.
- Gély, J.**: Le Lutétien du Bassin Parisien: de l'analyse séquentielle haute résolution à la reconstitution paléogéographique, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 34, 3-27, 1996.
- Gély, J.** and Merle, D.: La stratigraphie et la paléogéographie du Lutétien en France, Stratotype Lutétien. MNHN/Bureau de Recherche Géologique et Minière, Paris/Orléans, 182-227, 2008.
- Gennaro, M.**, Wonham, J., Gawthorpe, R. and Sælen, G.: Seismic stratigraphy of the Chalk Group in the Norwegian Central Graben, North Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 45, 236-266, 2013.
- Ginsburg, L.** and Mornand, J.: Les mammifères des faluns de l'Anjou-Touraine, *Société d'Etudes Scientifiques de l'Anjou*, 6, 18, 1986.
- Ginsburg, L.** and Hugueney, M.: Les mammifères terrestres des sables stampiens du Bassin de Paris, *Annales de Paléontologie [1982]*, 73, 83-134, 1987.
- Gorczyk, W.**, Hobbs, B., Gessner, K. and Gerya, T.: Intracratonic geodynamics. *Gondwana Research*, 24, 838-848, 2013.
- Gradstein, F. M.**, Ogg, G. and Schmitz, M.: The Geologic Time Scale 2012 2-Volume Set, *Elsevier*, 2012.
- Granet, M.**, Wilson, M. and Achauer, U.: Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 281-296, 1995.
- Gruas-Cavagnetto, C.**: Etude palynologique du sondage de Cuise-la-Motte (Oise), *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 13, 11-23, 1976.
- Gruas-Cavagnetto, C.**: Etude palynologique de l'Eocène du Bassin anglo-parisien, *Université Pierre et Marie Curie*, 1977.
- Gruas-Cavagnetto, C.**: Nouveaux éléments mégathermes dans la palynoflore éocène du Bassin Parisien, *Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier*, 207-233, 1987.
- Guérin, B.**, Pomerol, C., Salin, R., Jovet, P., Le Calvez, Y., Perreau, M., Andrieu, S., Riveline, J. and Hébert, J., Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Villers-Cotterêts (120). France: BRGM. Carte géologique par Guérin, B., Pomerol, C., Salin, R., 1975.
- Guettard, J.**: Mémoire et carte minéralogique sur la nature et la situation des terrains qui traversent la France et l'Angleterre, *Mémoire de l'Académie Royale des Sciences*, 363-393, 1746.
- Guillocheau, F.**, Derasse, S., Le Strat, P., Bonijoly, D., Vairon, J., Martinez, L. and Robin, C.: High resolution sequence stratigraphy and paleostress field variations; Liassic sediments of the Paris Basin. *Terra Abstracts*, 5, 218-218, 1993.
- Guillocheau, F.**: Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 312, 1587-1593, 1991.
- Guillocheau, F.**, Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J. P., Gaulier, J. M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O. and Grandjean, G.: Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin; 3D stratigraphic constraints, *Geodinamica Acta*, 13, 189-245, 2000.
- Guillou-Frottier, L.**, Burov, E.B., Nehlig, P. and Wyns, R.: Deciphering plume-lithosphere interactions beneath Europe from topographic signatures. *Global and Planetary Change*, 58(1-4), 119-140, 2007.
- Gurnis, M.**: Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction, *Science*, 255, 1556-1558, 1992.
- Gurnis, M.**, Mitrovica, J. X., Ritsema, J. and van Heijst, H. J.: Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African superplume, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, 2000.
- Handy, M. R. M.**, Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E. and Bernoulli, D.: Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps, *Earth-Science Reviews*, 102, 121-158, 2010.
- Hanot, F.** and Thiry, M.: Anomalies sismiques dans la craie et déformations superposées dans les formations tertiaires du sud-est du bassin de Paris, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 915-926, 1999.
- Haq, B. U.**, Hardenbol, J. and Vail, P. R.: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235, 1156-1167, 1987.
- Haq, B. U.**, Hardenbol, J., Vail, P. R., Stover, L. E., Colin, J. P., Ioannides, N. S., Wright, R. C., Baum, G. R., Gombos, A. M., Pflum, C. E., Loutit, T. S., Chêne, R. J. d., Romine, K. K., Sarg, J. F., Posamentier, H. W. and Morgan, B. E.: Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change, Sea-Level Changes. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 71-108, 1988.

- Hardenbol, J.**, Thierry, J., Farley, M.B., de Graciansky, P.C. and Vail, P.R.: Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 60, 3-13, 1998.
- Harms, J.**: Stratification and sequence in prograding shoreline deposits, 1975.
- Hawkes, P.**, Fraser, A. and Einchcomb, C.: The tectono-stratigraphic development and exploration history of the Weald and Wessex basins, Southern England, UK, Geological Society, London, Special Publications, 133, 39-65, 1998.
- Heine, C.**, Dietmar Müller, R., Steinberger, B. and Torsvik, T. H.: Subsidence in intracontinental basins due to dynamic topography, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171, 252-264, 2008.
- Henry, J.**, Zolnai, G., Le Pochat, G. and Mondeilh, C.: Notice et carte géologique de la France, feuille Orthez, 1:50 000, *Services géologiques national*, 1989.
- Higgins, J. A.** and Schrag, D. P.: Beyond methane: Towards a theory for the Paleocene–Eocene Thermal Maximum, *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 523-537, 2006.
- Hillis, R. R.**, Holford, S. P., Green, P. F., Doré, A. G., Gatliff, R. W., Stoker, M. S., Thomson, K., Turner, J. P., Underhill, J. R. and Williams, G. A.: Cenozoic exhumation of the southern British Isles, *Geology*, 36, 371-374, 2008.
- Holford, S. P.**, Green, P. F., Hillis, R. R., Underhill, J. R., Stoker, M. S. and Duddy, I. R.: Multiple post-Caledonian exhumation episodes across NW Scotland revealed by apatite fission-track analysis, *Journal of the Geological Society*, 167, 675-694, 2010.
- Homewood, P.**, Guillocheau, F., Eschard, R. and Cross, T. A.: Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique; une démarche intégrée, *Bulletin des Centres de la Recherche Exploration-Production, Elf Aquitaine*, 16, 357-381, 1992.
- Hooker, J. J.**: Mammalian biostratigraphy across the Paleocene-Eocene boundary in the Paris, London and Belgian basins, *Geological Society of London, Special Publications*, 101, 205-218, 1996.
- Hooker, J. J.**: Mammalian faunal change across the Paleocene-Eocene transition in Europe, *Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records*, 428-450, 1998.
- Houseman, G. A.** and Molnar, P.: Gravitational (Rayleigh–Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere, *Geophysical Journal International*, 128, 125-150, 1997.
- Houthuys, R.**: A sedimentary model of the brussels sands, Eocene, Belgium, *Geologica Belgica*, 14, 2011.
- Howard, J. D.** and Reineck, H.-E.: Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence: comparison with low-energy sequence, *AAPG Bulletin*, 65, 807-830, 1981.
- Hunter, R. E.**: Basic types of stratification in small aeolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361–87, 1977.
- Hunter, R. E.**, Clifton, H. E. and Phillips, R. L.: Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast, *Journal of Sedimentary Research*, 49, 1979.
- Huyghe, D.**, Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P. Y. and Emmanuel, L.: Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building, *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 421-433, 2009.
- Inger, S.**, Ramsbotham, W., Cliff, R. A. and Rex, D. C.: Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126(1-2), 152-168, 1996.
- Jacobs, P.** and De Batist, M.: Sequence stratigraphy and architecture on a ramp-type continental shelf: the Belgian Palaeogene, *Geological Society of London, Special Publications*, 117, 23-48, 1996.
- Jammes, S.**, Manatschal, G., Lavier, L. and Masini, E.: Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees, *Tectonics*, 28, 2009.
- Janin, M. C.** and Bignot, G.: Nouvelle subdivision biostratigraphique du Thanétien du Bassin de Paris, fondée sur les nanofossiles calcaires, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 317, 927-934, 1993.
- Japsen, P.** and Chalmers, J. A.: Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: overview, *Global and Planetary Change*, 24, 165-173, 2000.
- Jervey, M. T.**: Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42, 47-69, 1988.
- Johnson, H.**, Ritchie, J., Hitchen, K., McInroy, D. and Kimbell, G.: Aspects of the Cenozoic deformational history of the Northeast Faroe–Shetland Basin, Wyville–Thomson Ridge and Hatton Bank areas, *Geological Society of London, Petroleum Geology Conference series*, 6, 993-1007, 2005.
- Jolivet, M.**, Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N. and Campani, M.: Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France- Spain), *Tectonics*, 26(5), 2007.
- Kempf, O.** and Pfiffner, O. A.: Early Tertiary evolution of the North Alpine foreland basin of the Swiss Alps and adjoining areas, *Basin Research*, 16, 549-567, 2004.

- King, C.:** The Stratigraphy of the London Clay and associated deposits, *Tertiary Research, Scipal Publications*, 6, 1981.
- Kinsman, D. J.** and Park, R. K.: .4 Algal Belt and Coastal Sabkha Evolution, Trucial Coast, Persian Gulf, *Developments in Sedimentology*, 20, 421-433, 1976.
- Knox, R. W. O. B.:** Tectonic controls on sequence development in the Palaeocene and earliest Eocene of southeast England: implications for North Sea stratigraphy, *Geological Society of London, Special Publications*, 103, 209-230, 1996.
- Kocurek, G.** and Dott, R. H.: Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand, *Journal of Sedimentary Research*, 51(2), 579-595, 1981.
- Kominz, M.,** Browning, J., Miller, K., Sugarman, P., Mizintseva, S. and Scotese, C.: Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: An error analysis, *Basin Research*, 20, 211-226, 2008.
- Köthe, A.:** Correlation of dinocyst zones with the international time scale and with calcareous nannoplankton zones. *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Geozentrum Hannover*, 2008.
- Kuhlemann, J.:** Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe), *Mem. Sci. Geol. Padova*, 52, 1-91, 2000.
- Labauve, P.,** Séguret, M. and Seyve, C.: Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South- Pyrenean Basin, *Tectonics*, 4, 661-685, 1985.
- Lamarche, J.,** Scheck, M. and Lewerenz, B.: Heterogeneous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough related to crustal architecture, sedimentary patterns and structural inheritance, *Tectonophysics*, 373, 75-92, 2003.
- Lapparent De, A.-A. C.:** *Traité de Géologie, 1. F. Savy, Paris, France*, 1280, 1883.
- Laskar, J.,** Fienga, A., Gastineau, M. and Manche, H.: La2010: A new orbital solution for the long term motion of the Earth, *Astronomy & Astrophysics*, 428(1), 261-285, 2011.
- Lasseur, E.:** La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). *Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D, Université Rennes 1*, 2007.
- Lasseur, E.,** Guillocheau, F., Robin, C., Hanot, F., Vaslet, D., Coueffe, R. and Neraudeau, D.: A relative water-depth model for the Normandy Chalk (Cenomanian–Middle Coniacian, Paris Basin, France) based on facies patterns of metre-scale cycles, *Sedimentary Geology*, 213, 1-26, 2009.
- Laubscher, H. P.:** The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional, *Geologische Rundschau*, 75, 535-553, 1986.
- Laurain, M.,** Barta, L., Bolin, C., Guernet, C., Gruas-Cavagnetto, C., Louis, P., Perreau, M., Riveline, J. and Thiry, M.: Le sondage et la coupe du Mont Bernon à Epernay (Marne); Etude sédimentologique et paléontologique du stratotype du Sparnacien et de la série Eocène, Borehole sections of Mont Bernon in Epernay, Marne; sedimentological and paleontological, 3, 235-253, 1983.
- Laurain, M.** and Guerin, H.: Progrès dans la connaissance du Cénozoïque dans la région rémoise. In: Actes du 114^{ème} congrès national des Sociétés savantes, Section des Sciences; Géologie du Bassin Parisien, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques : Paris, France, 1989.
- Le Bayon, B.:** Evolution structurale et métamorphique d'une croûte continentale subductée (Grand Paradis, Alpes occidentales), *Université Rennes 1*, 2005.
- Le Breton, E.:** L'ouverture différentielle de l'océan Atlantique Nord-Est et ses effets sur les déformations postbreak-up des marges continentales, *Université Rennes 1*, 2012.
- Le Pichon, X.,** Bonnin, J., Francheteau, J. and Sibuet, J.: Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne, *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, 2, 1-44, 1971.
- Le Roy, P.,** Gracia-Garay, C., Guennoc, P., Bourillet, J. F., Reynaud, J. Y., Thinon, I., Kervevan, P., Paquet, F., Menier, D., and Bulois, C.: Cenozoic tectonics of the Western Approaches Channel basins and its control of local drainage systems, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, 451-463, 2011.
- Le Solleuz, A.,** Doin, M.-P., Robin, C. and Guillocheau, F.: From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development: 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin, *Tectonophysics*, 386, 1-27, 2004.
- Leckie, D. A.** and Walker, R. G.: Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval--outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada, *AAPG Bulletin*, 66, 138-157, 1982.
- Lefort, J. P.** and Agarwal, B. N. P.: Gravity evidence for an Alpine buckling of the crust beneath the Paris Basin, *Tectonophysics*, 258, 1-14, 1996.
- Leleu, S.:** Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision, *Strasbourg 1*, 2005.
- Leleu, S.,** Ghienne, J. F. and Manatschal, G.: Alluvial fan development and morpho- tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous–Palaeocene), Provence, France, *Basin Research*, 21, 157-187, 2009.
- Lemoine, P.:** *Géologie du bassin de Paris, A. Hermann et Fils*, 1911.

- Lenoir, X.**, Dautria, J.-M., Briquieu, L., Cantagrel, J. M. and Michard, A.: Nouvelles données géochronologiques, géochimiques et isotopiques sur le volcanisme du Forez: relation avec l'évolution cénozoïque du manteau du Massif central, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 330, 201-207, 2000.
- Liati, A.**, Gebauer, D. and Fanning, C. M.: The youngest basic oceanic magmatism in the Alps (Late Cretaceous; Chiavenna unit, Central Alps): geochronological constraints and geodynamic significance, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 144-158, 2003.
- Linnemann, U.**, Herbosch, A., Liégeois, J. P., Pin, C., Gärtner, A. and Hofmann, M.: The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A review with new zircon ages, geochemistry, Sm-Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography, *Earth-Science Reviews*, 112, 126-154, 2012.
- Liu, C.**, Yin, H. and Zhu, L.: TrishearCreator: A tool for the kinematic simulation and strain analysis of trishear fault-propagation folding with growth strata, *Computers and Geosciences*, 49, 200-206, 2012.
- Liu, L.**, Spasojević, S. and Gurnis, M.: Reconstructing Farallon plate subduction beneath North America back to the Late Cretaceous, *Science*, 322, 934-938, 2008.
- Loup, B.** and Wildi, W.: Subsidence analysis in the Paris Basin: a key to Northwest European intracontinental basins?, *Basin Research*, 6, 159-177, 1994.
- Lundin, E.** and Doré, A.: Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the "passive" margins bordering the Norwegian-Greenland Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 19, 79-93, 2002.
- Magioncalda, R.**, Dupuis, C., Blamart, D., Fairon-Demaret, M., Perreau, M., Renard, M., Riveline, J., Roche, M. and Keppens, E.: L'excursion isotopique du carbone organique ($\delta^{13}C$ org) dans les paleoenvironnements continentaux de l'intervalle Paleocene/Eocene de Varangeville (Haute-Normandie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(3), 349-358, 2001.
- Mansy, J. L.**, Manby, G. M., Averbuch, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoe, B., Lamarche, J. and Vandycke, S.: Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation, *Tectonophysics*, 373, 161-179, 2003.
- Markley, M. J.**, Teyssier, C., Cosca, M. A., Caby, R., Hunziker, J. C. and Sartori, M.: Alpine deformation and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of synkinematic white mica in the Siviez- Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland, *Tectonics*, 17, 407-425, 1998.
- Masclé, A.**: Géologie pétrolière des bassins permien français; Comparaison avec les bassins permien du Nord de l'Europe, *Chron. Rech. Min.*, 499, 69-86, 1990.
- Mattauer, M.** and Séguret, M.: Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne, In : J. Debysier, X. Le Pichon, and L. Montadert. *Technip, Paris*, 1-24, 1971.
- Mattauer, M.** and Henry, J.: Pyrenees, *Geological Society of London, Special Publications*, 4, 3-21, 1974.
- Matthijs, J.** and Deckers, J.: A late Danian change in deformation style in the south-eastern part of the Campine Basin, *Geologica Belgica*, 2014.
- McKenzie, D.**: Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25-32, 1978.
- Mégnien, C.**: Hydrogéologie du centre du Bassin de Paris; contribution à l'étude de quelques aquifères principaux. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)*, 98, 532, 1979.
- Mégnien, C.**: Synthèse géologique du bassin de Paris: Lexique des noms de formation, *Bureau Recherches Géologiques et Minières*, 1980.
- Mégnien, C.** and Mégnien, F.: Synthèse géologique du Bassin de Paris. In: Geological synthesis of the Paris Basin; Volume I, Stratigraphy and paleogeography, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (BRGM): Paris, France*, 1980.
- Mégnien, C.**: Quels sont les résultats des forages du programme craie 700, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 37, 142-147, 2000.
- Mégnien, C.** and Hanot, F. (Eds.), Programme Craie 700: deux forages scientifiques profonds pour étudier les phénomènes diagénétiques de grande ampleur dans la craie du Bassin de Paris, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 37, 3-147, 2000.
- Merle, O.** and Michon, L.: The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 213-221, 2001.
- Michon, L.** and Merle, O.: The evolution of the Massif Central Rift; spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(2), 201-211, 2001.
- Michon, L.**, van Balen, R. T., Merle, O. and Pagnier, H.: The Cenozoic evolution of the Roer Valley rift system integrated at a European scale, *Tectonophysics*, 367, 101-126, 2003.
- Miller, K. G.**, Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N. and Pekar, S. F.: The Phanerozoic record of global sea-level change, *Science*, 310, 1293-1298, 2005.

- Minguely, B.**, Averbuch, O., Patin, M., Rolin, D., Hanot, F. and Bergerat, F.: Inversion tectonics at the northern margin of the Paris basin (northern France): new evidence from seismic profiles and boreholes interpolation in the Artois area, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 429-442, 2010.
- Missiaen, P.**, Quesnel, F., Dupuis, C., Storme, J. Y. and Smith, T.: The earliest Eocene mammal fauna of the Erquelinnes Sand Member near the French-Belgian border, *Geologica Belgica*, 16, 2013.
- Montenat, C.**: Présentation régionale. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris - Journées d'études de Printemps*, 34(3), 11-30, 1997.
- Montenat, C.**, Barrier, P. and D'Estevou, P. O.: The Vigny limestones: a record of Palaeocene (Danian) tectonic-sedimentary events in the Paris Basin, *Sedimentology*, 49, 421-440, 2002.
- Morellet, L. J.**: Le Bartonien du Bassin de Paris, *Mem. Carte Geol. Det. Fr.* i-viii. 1-437, 1948.
- Morris, R.**, Sinclair, H. and Yelland, A.: Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge, *Basin Research*, 10, 69-85, 1998.
- Mortimore, R.** and Pomerol, B.: Correlation of the upper cretaceous white chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin, *Proceedings of the Geologists' Association*, 98, 97-143, 1987.
- Mosar, J.**, Lewis, G. and Torsvik, T.: North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian-Greenland Sea, *Journal of the Geological Society*, 159, 503-515, 2002.
- Moucha, R.**, Forte, A. M., Rowley, D. B., Mitrovica, J. X., Simmons, N. A., and Grand, S. P.: Mantle convection and the recent evolution of the Colorado Plateau and the Rio Grande Rift valley, *Geology*, 36, 439-442, 2008.
- Moucha, R.**, Forte, A. M., Rowley, D. B., Mitrovica, J. X., Simmons, N. A. and Grand, S. P.: Deep mantle forces and the uplift of the Colorado Plateau, *Geophysical Research Letters*, 36, 2009.
- Müller, R. D.**, Sdrolias, M., Gaina, C., Steinberger, B., Heine, C.: Long-Term Sea-Level Fluctuations Driven by Ocean Basin Dynamics, *Science*, 319, 1357-1362, 2008.
- Mussett, A.**, Dagley, P. and Skelhorn, R.: Time and duration of activity in the British Tertiary Igneous Province, *Geological Society of London, Special Publications*, 39, 337-348, 1988.
- Mutti, E.**, Roseli, J., Allen, G., Fonnesu, F., and Sgavetti, M.: In The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Ager Basin: *International Association of Sedimentologists 6th European Regional Meeting, Excursion Guidebook*, 579-600, 1985.
- Nadin, P. A.** and Kusznir, N. J.: Palaeocene uplift and Eocene subsidence in the northern North Sea Basin from 2D forward and reverse stratigraphic modelling, *Journal of the Geological Society*, 152(5), 833-848, 1995.
- Nadin, P. A.** and Kusznir, N. J.: Forward and reverse stratigraphic modelling of Cretaceous-Tertiary post-rift subsidence and Paleogene uplift in the Outer Moray Firth Basin, central North Sea, *Geological Society of London, Special Publications*, 101, 43-62, 1996.
- Nalpas, T.**, Richert, J., Brun, J., Mulder, T. and Unternehr, P.: Inversion du "Broad Fourteens Basin" ou Graben de La Haye (sud de la Mer du Nord); apports de la sismique 3D, *Bulletin des Centres de la Recherche Exploration-Production, Elf Aquitaine*, 20, 309-321, 1996.
- Nash, D. J.** and Ullyott, J. S.: Silcrete In: D. J. Nash and S. J. McLaren (Eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes. Blackwell Publishing Ltd*, 95-148, 2008.
- Neal, J.**: A summary of Paleogene sequence stratigraphy in northwest Europe and the North Sea, *Geological Society of London, Special Publications*, 101, 15-42, 1996.
- Nel, A.**, de Plöeg, G., Dejax, J., Dutheil, D., de Franceschi, D., Gheerbrant, E., Godinot, M., Hervet, S., Menier, J. J. and Augé, M.: Un gisement sparnacien exceptionnel à plantes, arthropodes et vertébrés (Éocène basal, MP7): Le Quesnoy (Oise, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 329, 65-72, 1999.
- Neugebauer, H. J.**: Crustal doming and the mechanism of rifting Part I: Rift formation, *Tectonophysics*, 45, 159-186, 1978.
- Newell, A. J.**: Construction of a Palaeogene tide-dominated shelf: influence of Top Chalk topography and sediment supply (Wessex Basin, UK), *Journal of the Geological Society*, 158, 379-390, 2001.
- Newell, A. J.** and Evans, D. J.: Timing of basin inversion on the Isle of Wight: new evidence from geophysical log correlation, seismic sections and lateral facies change in the Palaeogene Headon Hill Formation, *Proceedings of the Geologists' Association*, 122, 868-882, 2011.
- Newell, A. J.**: Palaeogene rivers of southern Britain: climatic extremes, marine influence and compressional tectonics on the southern margin of the North Sea Basin, *Proceedings of the Geologists' Association*, 125, 578-590, 2014.
- Nio, S.** and Yang, C.: Sea-level fluctuations and the geometric variability of tide-dominated sandbodies, *Sedimentary Geology*, 70, 161-193, 1991.
- Olivet, J.**: La cinématique de la plaque ibérique, *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 20, 131-195, 1996.

- Orbigny, D. A.:** Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques, 1, 2, 3, *Masson, Paris, France*, 1852.
- Pacaud, J. M.,** Merle, D. and Meyer, J. C.: La Faune danienne de Vigny (Val-d'Oise, France); importance pour l'étude de la diversification des mollusques au début du Tertiaire, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, 330, 867-873, 2000.
- Pascal, C.** and Gabrielsen, R. H.: Numerical modeling of Cenozoic stress patterns in the mid- Norwegian margin and the northern North Sea, *Tectonics*, 20, 585-599, 2001.
- Pazzaglia, F. J.** and Brandon, M. T.: Macrogeomorphic evolution of the post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record, *Basin Research*, 8, 255-278, 1996.
- Pemberton, S.G.,** MacEachern, J.A. and Frey, R.W.: Trace fossil facies models; environmental and allostratigraphic significance. In: R.G. Walker and N.P. James (Eds.), *Facies Model. Geological Association of Canada*, 47-72, 1992.
- Perrodon, A.** and Zabeck, J.: Paris Basin. In: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz and J.J. Eidel (Eds.), Interior cratonic basins. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 633-679, 1990.
- Peybernès, B.** and Souquet, P.: Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times, *Geological Magazine*, 121, 397-405, 1984.
- Platel, J. P.:** Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieure du nord du bassin d'Aquitaine, *Géologie de la France*, 33-58, 1996.
- Plaziat, J. C.:** Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 263-320, 1981.
- Plint, A. G.:** Facies, environments and sedimentary cycles in the middle Eocene, Bracklesham Formation of the Hampshire Basin; evidence for global sea-level changes?, *Sedimentology*, 30, 625-653, 1983.
- Pomar, L.:** Types of carbonate platforms; a genetic approach, *Géologie Méditerranéenne*, 28, 139-143, 2001.
- Pomerol, B.** and Riveline, J.: Etude floristique (Characée) des calcaires de Mortemer et de Cuvilly dans leurs localités-types, *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles*, 280, 2725-2728, 1975.
- Pomerol, B.,** Renard, M., and Riveline, J.: Données nouvelles sur le Thanétien supérieur du Nord du Bassin de Paris; La limite Paléocène-Eocène dans les bassins nordiques et sa corrélation avec les bassins mesogéens, *Bulletin de la Société Géologique de France, Séries 7 Vol. XIX*, 155-164, 1977.
- Pomerol, C.:** Les sables de l'Eocène supérieur (Lédien et Bartonien) des bassins de Paris et de Bruxelles, *Imprimerie Nationale*, 1965.
- Pomerol, C.:** Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes, *Geol. Mijnbouw*, 57 (4), 533-543, 1978.
- Pomerol, C.:** Stratigraphy of the Palaeogene; hiatuses and transitions, *Proceedings of the Geologists' Association*, 100, 313-324, 1989.
- Pomerol, C.:** Evolution of the Paris Basin, Dynamics and Methods of Study of Sedimentary Basins, 147, 1998.
- Prescott, J.A.** and Pendleton, R.L.: Laterite and lateritic soils. Farnham Royal, Bucks. : *Commonwealth Agricultural Bureaux, Australia*, 1952.
- Price, S.,** Brodie, J., Whitham, A., & Kent, R. A. Y.: Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traill Ø region, East Greenland. *Journal of the Geological Society*, 154(3), 419-434, 1997.
- Prijac, C.,** Doin, M., Gaulier, J. and Guillocheau, F.: Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models, *Tectonophysics*, 323, 1-38, 2000.
- Quesnel, F.,** Bourdillon, C. and Laignel, B.: Maastrichtien supérieur au Nord-Ouest du Bassin de Paris (France). Témoins résiduels en Seine-Maritime, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 322, 1071-1077, 1996.
- Quesnel, F.:** Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg: geometry, dating and geodynamic implications, *Geologie de la France(1)*, 95-104, 2003.
- Quesnel, F.,** Catt, J., Laignel, B., Bourdillon, C. and Meyer, R.: The Neogene and Quaternary Clay-with-flints north and south of the English Channel: comparisons of distribution, age, genetic processes and geodynamics. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4), 283-294, 2003.
- Quesnel, F.,** Yans, Y., Dupuis, C., Wyns, R., Théveniaut, H. and Demoulin, A.: Paléaltérations mésozoïques et cénozoïques en Ardenne et ses bordures : caractérisation, datation et reconstitution géométrique des paléosurfaces associées et analyse de leurs déformations successives, *Géologie de la France*, 1-2, 99-102, 2006.
- Quesnel, F.** and Bourdillon, C.: Résidus à silex de l'Ouest du bassin de Paris (Normandie et Perche), Du terrain à la typologie des faciès, Biostratigraphie des silex résiduels, Cartographie numérique, Modélisation géométrique, évolution des profils d'altération sur le Crétacé supérieur. *ASF Publications*, 61, 88, 2007.

- Quesnel, F.**, Dupuis, C., Yans, J., Ricordel-Prognon, C., Rad, S., Storme, J.-Y., Barbier, F., Roche, E., Bourdillon, C., Smith, T. and Iacumin, P.: Reconstructing the Late Paleocene-Early Eocene continental paleosurface in and around the Paris and adjacent basins: new insights for paleogeographic, geodynamic and climatic studies, Climatic and Biotic Events of the Paleogene (CBEP 2009). *GNS Science Miscellaneous series, Wellington, New Zealand*, 102-106, 2009.
- Quesnel, F.**, Storme, J. Y., Iakovleva, A. I., Roche, E., Breillat, N., André, M., & Dupuis, C. (2011, June). Unravelling the PETM record in the "Sparnacian" of NW Europe: new data from Sinceny, Paris Basin, France. In *CEBP 2011*.
- Razin, P.**: Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd). *Thesis, Université Bordeaux 3*, 464 pp, 1989.
- Reading, H.** and Collinson, J.: Clastic coasts, Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, 154-231, 1996.
- Ritter, J. R.**, Jordan, M., Christensen, U. R. and Achauer, U.: A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany, *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 7-14, 2001.
- Riveline, J.**: Charophyta at the Eocene-Oligocene boundary in Western Europe Developments in paleontology and stratigraphy. In: Terminal Eocene events, Pomerol, C. (Ed.), *Elsevier*, 1986.
- Riveline, J.**: Les Charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale. Implications stratigraphiques, *Paris*, 1984.
- Riveline, J.**: Les Gisements à charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris. Mémoire Hors Série*, 4, 522, 1984.
- Robaszynski, F.** and Amédéo, F.: The cretaceous of the boulonnais (France) and a comparison with the cretaceous of Kent (United Kingdom), *Proceedings of the Geologists' Association*, 97, 171-208, 1986.
- Roberts, D.**, Masson, D. and Miles, P.: Age and structure of the southern Rockall Trough new evidence, *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 115-128, 1981.
- Roberts, D.**: Basin inversion in and around the British Isles, *Geological Society of London, Special Publications*, 44, 131-150, 1989.
- Roberts, D.**, Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S. and Bjørnseth, H. M.: Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay—a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier, *Geological Society of London, Petroleum Geology Conference series*, 5, 7-40, 1999.
- Robin, C.**: Mesure stratigraphique de la déformation: Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris, *Thèse de doctorat*, 1997.
- Robin, C.**, Guillocheau, F. and Gaulier, J. M.: Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris basin, *Terre Nova*, 10, 323-329, 1998.
- Robin, C.**, Guillocheau, F., Allemand, P., Bourquin, S., Dromart, G., Gaulier, J. M. and Prijac, C.: Echelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique; le Bassin de Paris, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171, 181-196, 2000.
- Robin, C.**, Allemand, P., Burov, E., Doin, M., Guillocheau, F., Dromart, G. and Garcia, J. P.: Vertical movements of the Paris Basin (Triassic-Pleistocene): from 3D stratigraphic database to numerical models, *Geological Society of London, Special Publications*, 212, 225-250, 2003.
- Robin, C.**, Rouby, D., Granjeon, D., Guillocheau, F., Allemand, P. and Raillard, S.: Expression and modelling of stratigraphic sequence distortion, *Sedimentary Geology*, 178, 159-186, 2005.
- Rocher, M.**, Cushing, M., Lemeille, F., Lozac'h, Y., Angelier, J.: Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting: improved method and application to the eastern Paris Basin (Lorraine, France). *Tectonophysics* 387, 1-21, 2004.
- Roest, W.** and Srivastava, S.: Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction, *Geology*, 17, 1000-1003, 1989.
- Roest, W.** and Srivastava, S.: Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, 19, 613-616, 1991.
- Rosenbaum, G.**, Lister, G. S. and Duboz, C.: Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine Orogeny, *Tectonophysics*, 359, 117-129, 2002.
- Rosenbaum, G.** and Lister, G. S.: The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions, *Earth-Science Reviews*, 69, 281-306, 2005.
- Rowley, D. B.**: Sea Level: Earth's Dominant Elevation—Implications for Duration and Magnitudes of Sea Level Variations. *The Journal of Geology*, 121(5), 445-454, 2013.
- Rubatto, D.** and Hermann, J.: Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2173-2187, 2003.
- Rudge, J. F.**, Shaw Champion, M. E., White, N., McKenzie, D. and Lovell, B.: A plume model of transient diachronous uplift at the Earth's surface, *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 146-160, 2008.

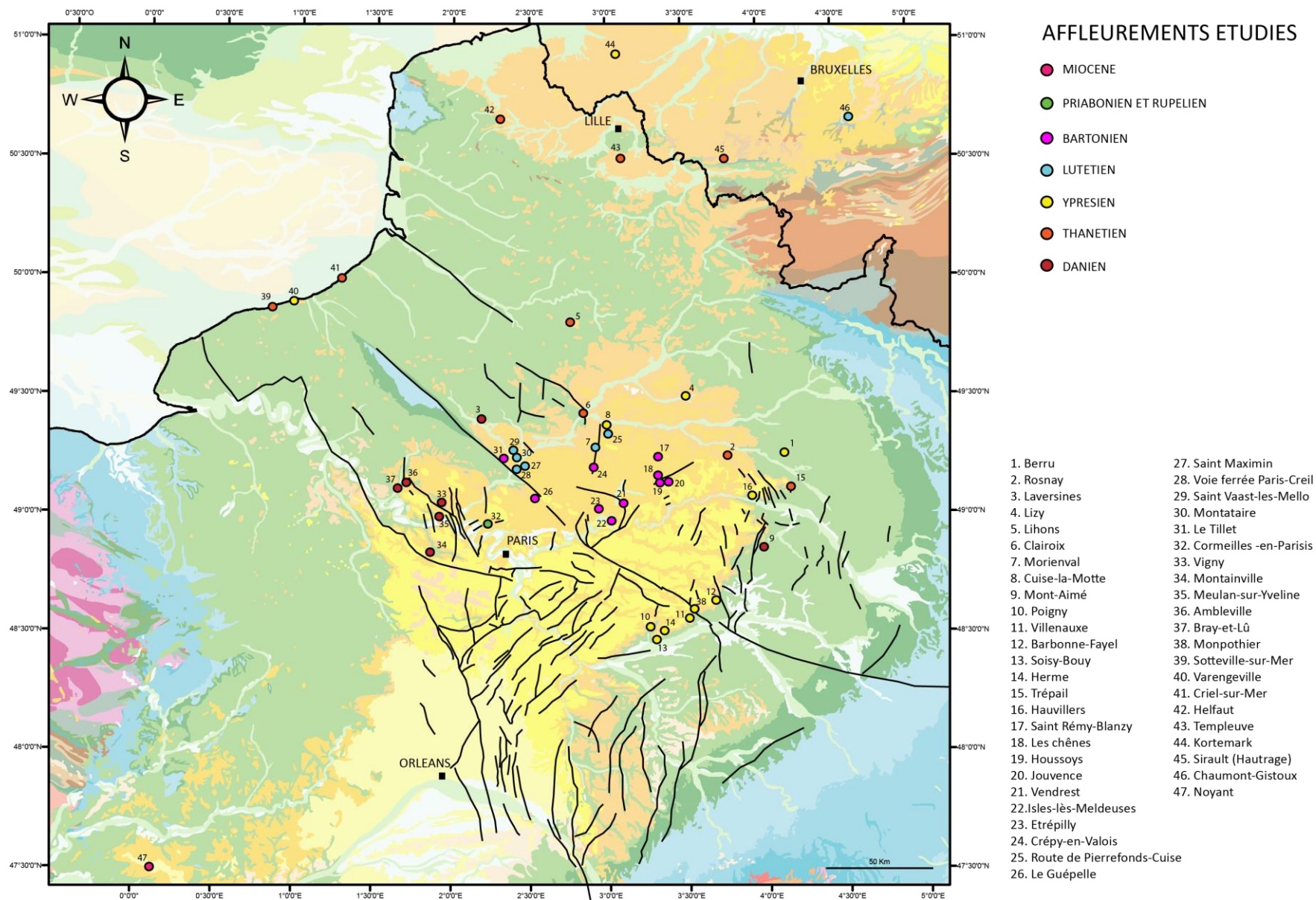
- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M. and Kiénast, J. R.:** Plateau ages and excess argon in phengites: an ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy), *Chemical Geology*, 121, 327-343, 1995.
- Russell, D. E.:** Les mammifères paléocènes d'Europe, *Editions du Muséum*, 1964.
- Schlager, W.:** Accommodation and supply — a dual control on stratigraphic sequences, *Sedimentary Geology*, 86, 111-136, 1993.
- Schmid, S. M., Pfiffner, O., Froitzheim, N., Schönborn, G. and Kissling, E.:** Geophysical- geological transect and tectonic evolution of the Swiss- Italian Alps, *Tectonics*, 15, 1036-1064, 1996.
- Schmitt, A. K., Marks, M. A., Nesbor, H. D. and Markl, G.:** The onset and origin of differentiated Rhine Graben volcanism based on U-Pb ages and oxygen isotopic composition of zircon, *European Journal of Mineralogy*, 19, 849-857, 2007.
- Scotese, C. R. and Golonka, J.:** PALEOMAP paleogeographic atlas, *PALEOMAP progress report*, 20, 1992.
- Séranne, M.:** The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, *Geological Society of London, Special Publications*, 156, 15-36, 1999.
- Serra, O.:** Diagraphies différées Bases de l'interprétation. Tome 1: Acquisition des données diagraphiques: Bulletin des Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine, 328, 1979.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E.:** Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 281-299, 1998.
- Serrano, O.:** Le Crétacé supérieur/Paléogène du bassin compressif nord-pyrénéen (bassin de l'Adour) Sédimentologie, stratigraphie, géodynamique. *Rennes*, 2001.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P. and Spakman, W.:** Pyrenean orogeny and plate kinematics, *Journal of Geophysical Research*, 109, 2004.
- Simó, A., Puigdefàbregas, C. and Gili, E.:** Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees, In: International Association of Sedimentologists 6th European Regional Meeting excursion guidebook: Lleida, Spain, *International Association of Sedimentologists*, 63-108, 1985.
- Sinclair, H., Gibson, M., Naylor, M. and Morris, R.:** Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes, *American Journal of Science*, 305, 369-406, 2005.
- Sissingh, W.:** Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 229-263, 2003.
- Slansky, M., Bassompierre, J.-C., Roux, P., Sangnier, P., Cavelier, C., Faure, A., Sommer, F., Tourenq, J., Trauth, C., Monciardini, C., Chateaufort, J.-J. et Pomerol, C. :** Etude géologique détaillée du Crétacé supérieur et du Paléogène dans le sondage des Hogues (Eure). *Bulletin du B.R.G.M. – deuxième série – n°1*, 1971.
- Sloss, L.L.:** Synchrony of Phanerozoic Sedimentary-Tectonic Events of the North American Craton and the Russian Platform. Report of the Session - International Geological Congress, 24(6), 24-32, 1972.
- Smallwood, J. R. and Gill, C. E.:** The rise and fall of the Faroe-Shetland Basin: evidence from seismic mapping of the Balder Formation, *Journal of the Geological Society*, 159, 627-630, 2002.
- Smallwood, J. R.:** Tertiary inversion in the Faroe-Shetland Channel and the development of major erosional scarps, *Geological Society of London, Memoirs*, 29, 187-198, 2004.
- Smart, K. J., Ferrill, D. A., Morris, A. P. and McGinnis, R. N.:** Geomechanical modeling of stress and strain evolution during contractional fault-related folding, *Tectonophysics*, 576-577, 171-196, 2012.
- Smith, T., Quesnel, F., De Plöeg, G., De Franceschi, D., Métais, G., De Bast, E., Solé, F., Folie, A., Boura, A. and Claude, J.:** First Clarkforkian Equivalent Land Mammal Age in the Latest Paleocene Basal Sparnacian Facies of Europe: Fauna, Flora, *Paleoenvironment and (Bio) stratigraphy, PLOS ONE*, 9, e86229, 2014.
- Souquet, P. and Deramond, J.:** Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309, 137-144, 1989.
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. and Borel, G.:** Subduction and obduction processes in the Swiss Alps, *Tectonophysics*, 296, 159-204, 1998.
- Stampfli, G. M. and Kozur, H. W.:** Europe from the Variscan to the Alpine cycles, *Geological Society of London, Memoirs*, 32, 57-82, 2006.
- Stampfli, G. M. and Hochard, C.:** Plate tectonics of the Alpine realm, *Geological Society of London, Special Publications*, 327, 89-111, 2009.
- Steurbaut, E.:** Late Middle Eocene to Middle Oligocene calcareous nannoplankton from the Kallo well, some boreholes and exposures in Belgium and a description of the Ruisbroek Sand Member, *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie*, 23, 49-83, 1986.

- Steurbaut, E.:** High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene strata in Belgium and adjacent areas, *Palaeontographica Abteilung A*, 91-156, 1998.
- Steurbaut, E.,** Magioncalda, R., Dupuis, C., van Simaëys, S., Roche, E. and Roche, M.: Palynology, paleoenvironments, and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary settings in North Belgium. *Geological Society of America, Special Papers*, 369, 291-317, 2003.
- Steurbaut, E.:** Ypresian, *Geologica Belgica*, 9, 2007.
- Storme, J. Y.,** Dupuis, C., Schnyder, J., Quesnel, F., Garel, S., Iakovleva, A. I., Iacumin, P., Di Matteo, A., Sebilo, M. and Yans, J.: Cycles of humid- dry climate conditions around the P/E boundary: new stable isotope data from terrestrial organic matter in Vasterival section (NW France), *Terra Nova*, 24, 114-122, 2012.
- Strasser, A.,** Hillgärtner, H., Hug, W. and Pittet, B.: Third- order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity, *Terra Nova*, 12, 303-311, 2000.
- Sztrakos, K.:** L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène: enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne, *Géologie de la France*, 2, 2000.
- Tambareau, Y.,** Crochet, B., Villatte, J. and Deramond, J.: 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, 375-387, 1995.
- Teixell, A.:** The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries, *Journal of the Geological Society*, 153, 301-310, 1996.
- Tessier, B.,** Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N. and Lesueur, P.: Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, NW France). *Sedimentary Geology*, 279, 62-73, 2012.
- Thiry, M.:** Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Ypresien du sud-est du bassin de Paris; genèse et évolution des dalles quartzitiques et silcretes. *Géologie de la France*, 1, 19-46, 1978.
- Thiry, M.:** Sédimentation continentale et altérations associées; calcifications, ferruginisations et silicifications; les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. *Université Louis Pasteur, Strasbourg I, France*, 1981.
- Thiry, M.,** Dupuis, C. (Eds.): The Palaeocene/Eocene boundary in Paris basin : the sparnacian facies. Field trip guide. *Mémoires des Sciences de la Terre, E.N.S.P.M.*, 34, 1986.
- Thiry, M.:** Geochemical evolution and paleoenvironments of the Eocene continental deposits in the Paris Basin, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, 153-163, 1989.
- Thiry, M.,** Aubry, M.-P., Dupuis, C., Sinha, A., Stott, L. D. and William, A. B.: The Sparnacian deposits of the Paris Basin: $\delta^{13}\text{C}$ Isotope stratigraphy, *Stratigraphy*, 3, 119-138, 2006.
- Tilton, G.,** Schreyer, W. and Schertl, H.-P.: Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy-II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism?, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108, 22-33, 1991.
- Timar-Geng, Z.,** Fügenschuh, B., Wetzell, A. and Dresmann, H.: Low-temperature thermochronology of the flanks of the southern Upper Rhine Graben, *International Journal Earth Sciences*, 95, 685-702, 2006.
- Tivollier, J.** and Létolle, R.: Résultat et interprétation d'analyses isotopiques de faunes malacologiques du Tertiaire parisien, *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)*, 58, 347-358, 1968.
- Toulemont, M.:** Les gypses lutétiens du Bassin de Paris, *Bulletin des Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 41, 245-279, 1980.
- Tourenq, J.:** Etude sédimentologique comparée des formations yprésiennes de Fosses (val d'Oise) et Breuillet (Essonne); implications paléogéographiques, 6, 177-178, 1968.
- Trauth, N.,** Lucas, J. and Sommeé, F.: Etude des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, Le Tillet et Ludes (Bassin de Paris) *Colloque sur l'Eocène, Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)*, 59, 53-76, 1968.
- Tucker, M.E.** and Wright, V.A.: Carbonate sedimentology. *Blackwell*, 1990.
- Tugend, J.,** Manatschal, G., Kuszniir, N., Masini, E., Mohn, G. and Thinin, I.: Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay- Pyrenees, *Tectonics*, 33, 1239-1276, 2014.
- Ulrych, J.,** Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hegner, E. and Balogh, K.: Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic), *Lithos*, 123, 133-144, 2011.
- Underhill, J. R.** and Paterson, S.: Genesis of tectonic inversion structures; seismic evidence for the development of key structures along the Purbeck-Isle of Wight disturbance, *Journal of the Geological Society of London*, 155, 975-992, 1998.
- Underhill, J. R.** and Stoneley, R.: Introduction to the development, evolution and petroleum geology of the Wessex Basin, *Geological Society of London, Special Publications*, 133, 1-18, 1998.

- Urov, E. B.**, Lobkovsky, L. I., Cloetingh, S. and Nikishin, A. M.: Continental lithosphere folding in Central Asia (part II): Constraints from gravity and topography, *Tectonophysics*, 226, 73-87, 1993.
- Vågnes, E.**, Gabrielsen, R. and Haremo, P.: Late Cretaceous–Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications, *Tectonophysics*, 300, 29-46, 1998.
- Vail, P. R.**, Mitchum Jr, R. and Thompson III, S.: Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation, 1977.
- Vail, P. R.**: Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure, 1987.
- Van Hoorn, B.**: Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion, *Tectonophysics*, 137, 239-284, 1987.
- Van Sickel, W. A.**, Kominz, M. A., Miller, K. G. and Browning, J. V.: Late Cretaceous and Cenozoic sea-level estimates: backstripping analysis of borehole data, onshore New Jersey, *Basin Research*, 16, 451-465, 2004.
- Van Wagoner, J. C.**, Mitchum, R., Campion, K. and Rahmanian, V.: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies, 1990.
- Van Wagoner, J.**: An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, 1988.
- Vandenbergh, N.**, Van Simaey, S., Steurbaut, E., Jagt, J. and Felder, P.: Stratigraphic architecture of the Upper Cretaceous and Cenozoic along the southern border of the North Sea Basin in Belgium, *Netherlands Journal of Geosciences*, 83, 155-171, 2004.
- Vandycke, S.**, Bergerat, F. and Dupuis, C.: Paléo-contraintes à la limite Crétacé-Tertiaire dans le bassin de Mons (Belgique). Implications cinématiques. Relations avec la Zone de Cisaillement Nord-Artois, *Comptes Rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 307, 303-309, 1989.
- Vandycke, S.**, Bergerat, F. and Dupuis, C.: Meso-Cenozoic faulting and inferred palaeostresses in the Mons Basin, Belgium, *Tectonophysics*, 192, 261-271, 1991.
- Vandycke, S.** and Bergerat, F.: Tectonique de failles et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (France); implications géodynamiques, 163, 553-560, 1992.
- Vandycke, S.** and Bergerat, F.: Brittle tectonic structures and palaeostress analysis in the Isle of Wight, Wessex basin, southern UK, *Journal of Structural Geology*, 23, 393-406, 2001.
- Vandycke, S.**: Palaeostress records in Cretaceous formations in NW Europe: extensional and strike-slip events in relationships with Cretaceous–Tertiary inversion tectonics, *Tectonophysics*, 357, 119-136, 2002.
- Vergés, J.**, Millán, H., Roca, E., Muñoz, J., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T. D., Zoetemeijer, R. and Cloetingh, S.: Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn-and post-collisional crustal-scale cross-sections, *Marine and Petroleum Geology*, 12, 903-915, 1995.
- Vergés, J.** and Burbank, D.: Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain), Tertiary Basins of Spain. *Cambridge University Press, World and Regional Geology E*, 11, 120-133, 1996.
- Vergés, J.** and Garcia-Senz, J.: Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift, *Memoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 186, 187-212, 2001.
- Vignaroli, G.**, Faccenna, C. and Rossetti, F., 2009. Retrogressive fabric development during exhumation of the Voltri Massif (Ligurian Alps, Italy): arguments for an extensional origin and implications for the Alps–Apennines linkage. *International Journal of Earth Sciences*, 98(5), 1077-1093.
- Vincent, P.**, Aubert, M., Boivin, P., Cantagrel, J. and Lenat, J.: Découverte d'un volcanisme paleocene en Auvergne; les maars de Menat et leurs annexes, étude géologique et géophysique, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1977. 1057-1070, 1977.
- Visser, M.**: Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note, *Geology*, 8, 543-546, 1980.
- Vissers, R.** and Meijer, P. T.: Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees, *Earth-Science Reviews*, 114, 61-83, 2012.
- Voisin, L.**: Introduction à l'étude de la pierre de Stonne et des formations siliceuses associées au Sud-Ouest de l'Ardenne, Société d'histoire naturelle des Ardennes, 1988.
- Wagoner, J. C. V.**, Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J.: An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions, Sea-Level Changes. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 39-45, 1988.
- Walker, R.**: Wave-and storm-dominated shallow marine systems, Facies Models-response to sea level change-, 219-238, 1992.

- Walker, R.** and Plint, A. G.: Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: R.G. Walker, N.P. James (Eds.), *Facies Model. Geological Association of Canada : St. Johns, NL, Canada, Canada*, 219-238, 1992.
- Whitchurch, A. L.**, Carter, A., Sinclair, H. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C., and Allen, P. A.: 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, 442-482, 2011.
- White, N.** and Latin, D.: Subsidence analyses from the North Sea "triple-junction", *Journal of the Geological Society*, 150, 473-488, 1993.
- White, N.** and Lovell, B.: Measuring the pulse of a plume with the sedimentary record, *Nature*, 387, 888-891, 1997.
- Worum, G.** and Michon, L.: Implications of continuous structural inversion in the West Netherlands Basin for understanding controls on Palaeogene deformation in NW Europe, *Journal of the Geological Society*, 162, 73-85, 2005.
- Wright, C.:** The recognition of a planktonic foraminiferid datum in the London Clay of the Hampshire Basin, *Proceedings of the Geologists' Association*, 83, 413-419, 1972.
- Wright, L.:** Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis, *Geological Society of America Bulletin*, 88, 857-868, 1977.
- Wyns, R.:** Tectonique cassante synsédimentaire et discordance d'âge Marinésien supérieur dans l'ouest du Bassin de Paris, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D, Sciences naturelles*, 286, 575-578, 1978.
- Wyns, R.** and Ducreux, L.: L'Eocène inférieur de Brie et de Champagne (Bassin de Paris). Synthèse paléogéographique et stratigraphique, *Bureau de Recherches Géologiques Minières (BRGM), Rapport 83-SGN-297-GEO*, 154, 1983.
- Wyns, R.:** Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 11-42, 1991.
- Wyns, R.**, Quesnel, F., Simon-Coincon, R., Guillocheau, F. and Lacquement, F.: Major weathering in France related to lithospheric deformation, *Géologie de la France*, 79-87, 2003.
- Xu, C.**, Mansy, J.-L., Van Den Haute, P., Guillot, F., Zhou, Z., Chen, J. and De Grave, J., Late- and post-Variscan evolution of the Ardennes in France and Belgium: constraints from apatite fission-track data. *Geological Society of London, Special Publications*, 324(1), 167-179, 2009.
- Zachos, J. C.**, Lohmann, K. C., Walker, J.C.G. and Wise, S.W.: Abrupt Climate Change and Transient Climates during the Paleogene: A Marine Perspective. *The Journal of Geology*, 101(2), 191-213, 1993.
- Zachos, J. C.**, Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K.: Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, *Science*, 292, 686-693, 2001.
- Zachos, J. C.**, Arthur, M. A., Bralower, T.J. and Spero, H. J.: Palaeoclimatology (Communication arising): Tropical temperatures in greenhouse episodes, *Nature*, 419(6910), 897-898, 2002.
- Zachos, J. C.**, Dickens, G. R. and Zeebe, R. E.: An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics, *Nature*, 451, 279-283, 2008.
- Ziegler, P. A.:** Celtic Sea-Western Approaches area: an overview. *Tectonophysics*, 137(1-4), 285-289, 1987a.
- Ziegler, P. A.:** Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics*, 137(1-4), 341-346, 1987b.
- Ziegler, P. A.:** Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137(1-4), 389-420, 1987c.
- Ziegler, P. A.:** Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. AAPG Memoir, 43, 198, 1988.
- Ziegler, P. A.:** Geological atlas of Western and Central Europe: Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, *Geological Society of London*, 1990.
- Ziegler, P. A.:** European Cenozoic rift system, *Tectonophysics*, 208, 91-111, 1992.
- Ziegler, P.A.**, Cloetingh, S. and van Wees, J.-D.: Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252(1-4), 7-59, 1995.
- Ziegler, P. A.** and Dezes, P.: Cenozoic uplift of Variscan massifs in the Alpine foreland; timing and controlling mechanisms, *Global and Planetary Change*, 58, 237-269, 2007.
- Zühlke, R.**, Bouaouda, M.-S., Ouajhain, B., Bechstädt, T. and Leinfelder, R.: Quantitative Meso-/Cenozoic development of the eastern Central Atlantic continental shelf, western High Atlas, Morocco. *Marine and Petroleum Geology*, 21(2), 225-276, 2004.

ANNEXES A : COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES



LISTE DES AFFLEUREMENTS ETUDIES

AFFLEUREMENTS	LATITUDE	LONGITUDE	ETAGE	SABLIERE/CARRIERE
NOYANT	47°30'45.13"N	0° 6'56.00"E	MIOCENE	
CORMELLES EN PARISIS	48°58'25.06"N	2°13'20.89"E	PRIABONIEN/RUPELIEN	PLACOPLATRE
TROCY en MULTIEN (Etrepilly)	49°01'56,24"N	2°57'06,90"E	AUVERSIEN/MARINESIEN?	SILBECO
ISLES MELDEUSE	48°59'47,38"N	3°01'04,18"E	LUTETIEN/AUVERSIEN	CLAMENS
MONTGRU CARRIERE DU CHENE	49°10'35.02"N	3°19'51.59"E	AUVERSIEN	SIBELCO
GRISOLLES CARRIERE DE HOUSOY	49° 8'52.49"N	3°21'1.64"E	AUVERSIEN/MARINESIEN	SIBELCO
SAINT REMY BLANZY/HARTENNES LES TAUX	49°15'24.10"N	3°20'1.42"E	AUVERSIEN	SIBELCO
JOUVENCE/ROCOURT ST MARTIN	49° 8'51.96"N	3°23'55.59"E	AUVERSIEN/MARINESIEN	SIBELCO
CREPY EN VALOIS	49°12'37.77"N	2°54'32.03"E	AUVERSIEN/MARINESIEN	SIBELCO
VENDREST	49° 3'11.63"N	3° 5'53.04"E	AUVERSIEN	
LE GUEPELLE	49° 5'1.55"N	2°32'14.93"E	AUVERSIEN	
LE TILLET	49°14'56.20"N	2°19'39.47"E	AUVERSIEN/MARINESIEN	TVPI
USSY-sur-MARNE (FORAGE)	48°57'59.62"N	3° 4'30.06"E	LUTETIEN/BARTONIEN	
SAINT VAAST LES MELLO	49°16'19,6"N	2°24' 13,7"E	LUTETIEN	ROCAMAT (STRATOTYPE)
SAINT MAXIMIN	49°12'49,5"N	2°27'29,5"E	LUTETIEN	ROCAMAT
MORIENVAL	49°17'55,64"N	2°55'11,99"E	LUTETIEN	
SAINT MAXIMIN (voie ferrée)	49°13'36.71"N	2°26'45.01"E	LUTETIEN	
SAINT LEU D'ESSERENT	49°14'30,7"N	2°26'22,8"E	LUTETIEN	
THIVERNY (ROUTE DE ST LEU D92)	49° 14' 30,7"	2° 26' 22,8"	YPRESIEN?/LUTETIEN	
MAGENTA	49°15'22,52"N	2°24'52,01"E	YPRESIEN?/LUTETIEN	
CHAUMONT GISTOUX (Belgique)	50°40'7.11"N	4°43'8.14"E	LUTETIEN	HOSLET
PIERREFONDS-route de Cuise	49°22'15.81"N	2°59'56.24"E	YPRESIEN/LUTETIEN	
SAINT COLOMBE (FORAGE)	48°31'44.73"N	3°15'23.12"E	YPRESIEN/LUTETIEN	
CUISE LA MOTTE	49° 23'00,33" N	2°59'59,93"E	YPRESIEN	(STRATOTYPE)
LIZY	49°31'0.27"N	3°29'6.54"E	YPRESIEN	
POIGNY	48°31'50.61"N	3°16'23.65"E	YPRESIEN	IMERYS
SOISY BOUY (BOIS DES GROS GRES)	48°30'3.11"N	3°19'27.03"E	YPRESIEN	
HERME (FERME DES GRANDS PLEUX)	48°30'28.11"N	3°20'55.90"E	YPRESIEN	
VILLENAUXE LES PETITS SABLONS-MONPOTHIER	48°35'3.62"N	3°31'13.72"E	YPRESIEN	
VILLENAUXE	48°36'33.82"N	3°32'23.03"E	YPRESIEN	
BARBONNE-FAYEL	48°38'45.21"N	3°40'25.44"E	YPRESIEN	
HAUTVILLERS	49° 4'51.46"N	3°56'13.10"E	YPRESIEN	
BOUZY	49° 5'51.38"N	4° 9'2.31"E	YPRESIEN	
BERRU	49°15'26.21"N	4° 8'33.60"E	YPRESIEN	
KORTEMARK (Belgique)	51° 0'45.65"N	3° 2'39.37"E	YPRESIEN	WIENERBERGER-DESIMPEL
VARENGEVILLE (PHARE D'AILLY)	49°54'56.89"N	0°57'6.37"E	THANETIEN/YPRESIEN	
CLAIROIX	49°26'26.64"N	2°51'9.82"E	THANETIEN	
LIHONS	49°49'23.00"N	2°45'9.07"E	THANETIEN	
ROSNAVY	49°15'44.71"N	3°52'41.74"E	THANETIEN	
TREPAIL	49°06'35,40"N	4°10'38' E	THANETIEN	
TEMPLEUVE	50°31'23.53"N	3° 8'49.69"E	THANETIEN	BRIQUETERIE DU NORD
SIRAULT (Belgique)	50°30'12.86"N	3°47'15.15"E	THANETIEN/YPRESIEN	
SOTTEVILLE	49°53'20.12"N	0°49'57.77"E	THANETIEN/YPRESIEN	
CRUEL SUR MER	50° 1'50.81"N	1°18'16.73"E	THANETIEN/YPRESIEN	
HELFAUT	50°42'19.15"N	2°14'49.07"E	THANETIEN/YPRESIEN	
MONT AIME	48°51'47,61"N	3°59'42,51"E	DANIEN	
VIGNY	49° 4'6.20"N	1°55'25.86"E	DANIEN	
MONTAINVILLE	48°52'40.51"N	1°52'10.08"E	DANIEN	
MONTAINVILLE	48°52'49.15"N	1°52'14.66"E	DANIEN	
LAVERSINES	49°25'28.95"N	2°11'43.98"E	DANIEN	
AMBLEVILLE	49° 8'55.74"N	1°41'31.81"E	DANIEN	
BRAY-et-LU	49° 8'6.00"N	1°39'4.22"E	DANIEN	
MELAN sur YVELINE	49° 0'33.91"N	1°55'5.51"E	DANIEN	

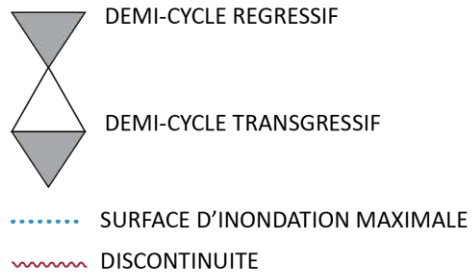
EN GRAS: COUPE DANS LE MANUSCRIT DE THESE

LEGENDE DES COUPES SEDIMENTOLOGIQUES

GRANULOMETRIE ET TEXTURE

A.	Si.	Sf.	Sm.	Sg.	Gr.	Ga.
—	—	—	—	—	—	—
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone		

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE



LITHOLOGIE

	ARGILE		ARGILE
	MARNE		SABLE FELDPATHIQUE
	LIGNITE		GYPSE
	CLAY		MARNE GYPSEUSE
	SABLE ARGILEUX		SABLE GLAUCONIEUX OU gl.
	SABLE		
	CALCAIRE SABLEUX		
	CALCAIRE		

ELEMENTS BIOGENIQUES

	OOGONE DE CHARA		ECHINODERME
	RACINES		SERPULE
	VEGETAUX		VOILE ALGAIRE
	GASTEROPODE		BIOTURBATION:
	BIVALVE		OPHIOMORPHA
	FORAMINIFERE BENTHIQUE		THALASSINOÏDES
	NUMMULITE		BIOTURBATION VERTICALE
	COQUILLE ENTIERE		BIOTURBATION HORIZONTALE
	BIOLASTE		NIVEAU BIOTURBE

FIGURE SEDIMENTAIRE

	MEGARIDE 3D
	SIGMOÏDE
	LAMINE PLANE
	LAMINE FAIBLE ANGLE
	MEGARIDE 2D
	SWALEY (SCS)
	HUMMOCKY (HCS)
	RIDE CHEVAUCHANTE
	RIDE DE COURANT
	RIDE DE VAGUE
	LAMINE SUB-PLANE A ONDULEE
	CONVOLUTE

CONTACT

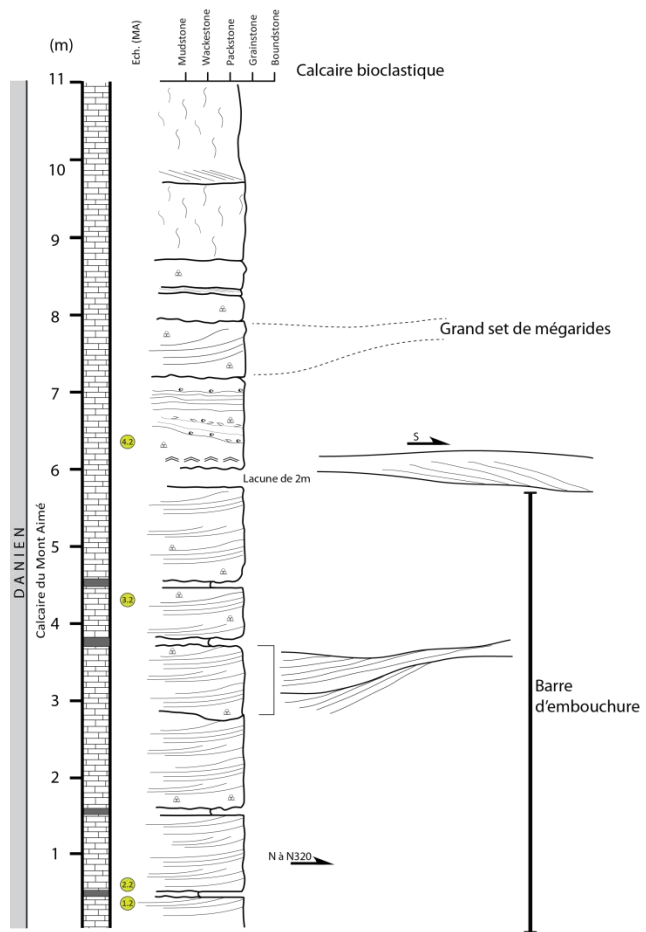
	CONTACT PLAN
	CONTACT ONDULE
	CONTACT EROSIF
	HARDGROUND
	KARSTIFICATION

AUTRES

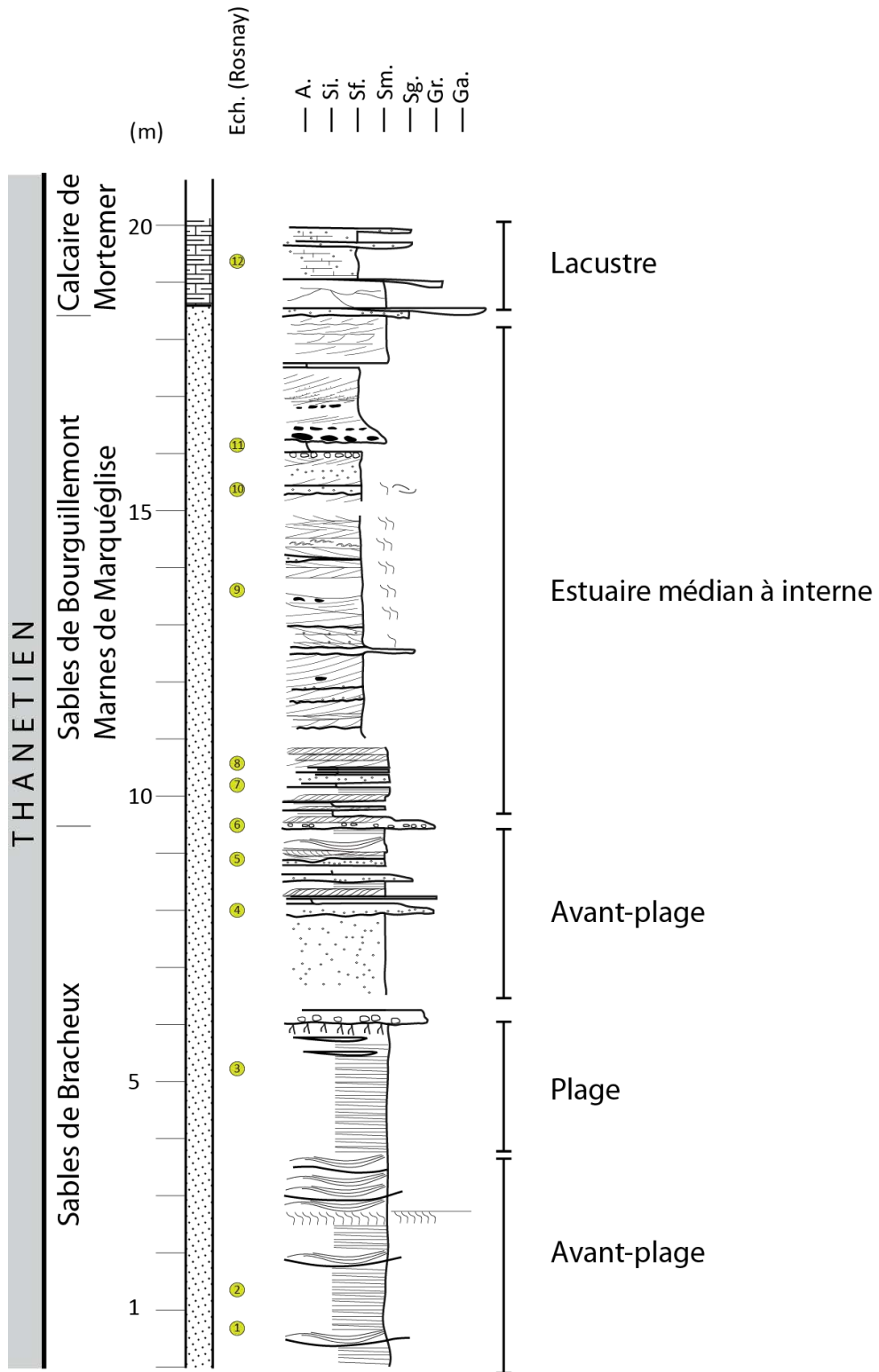
	Fe	FER
	Ms	MICA
	x	GLAUCONIE
		GALET D'ARGILE
		NODULE Fe
		PYRITE
		DATATION
		ECHANTILLON
		NIVEAU CONDENSE

ANNEXES A : COUPES SEDIMENTOLOGIQUES

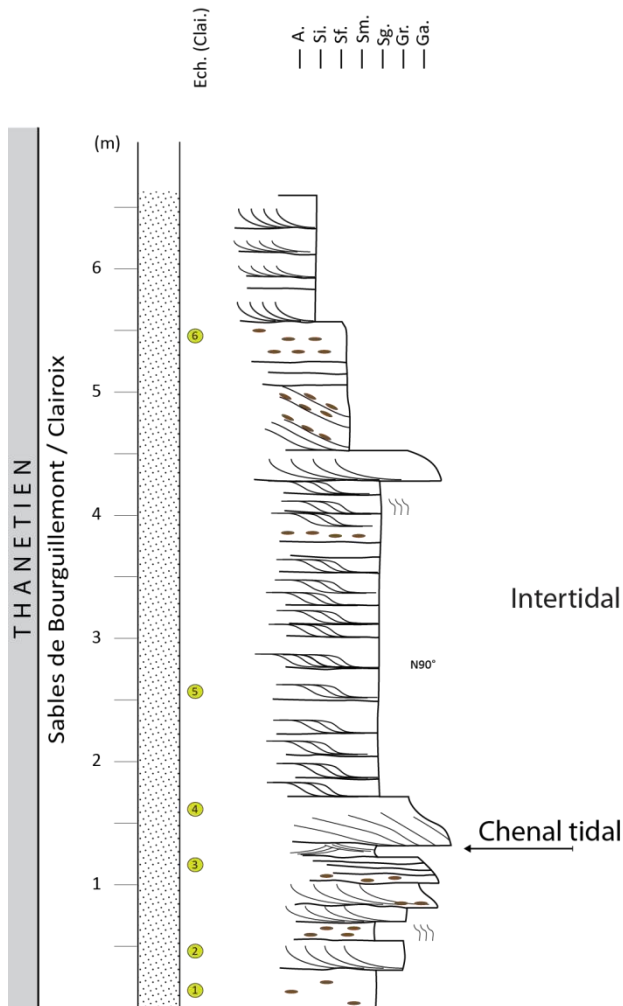
MONT AIME
 48°51'47,61"N
 3°59'42,51"E



ROSNAY
 N 49°15'44,71"
 E 3°52'41,74"



CLAIROIX
 N 49°26'26,64"
 E 2°51'9,82'



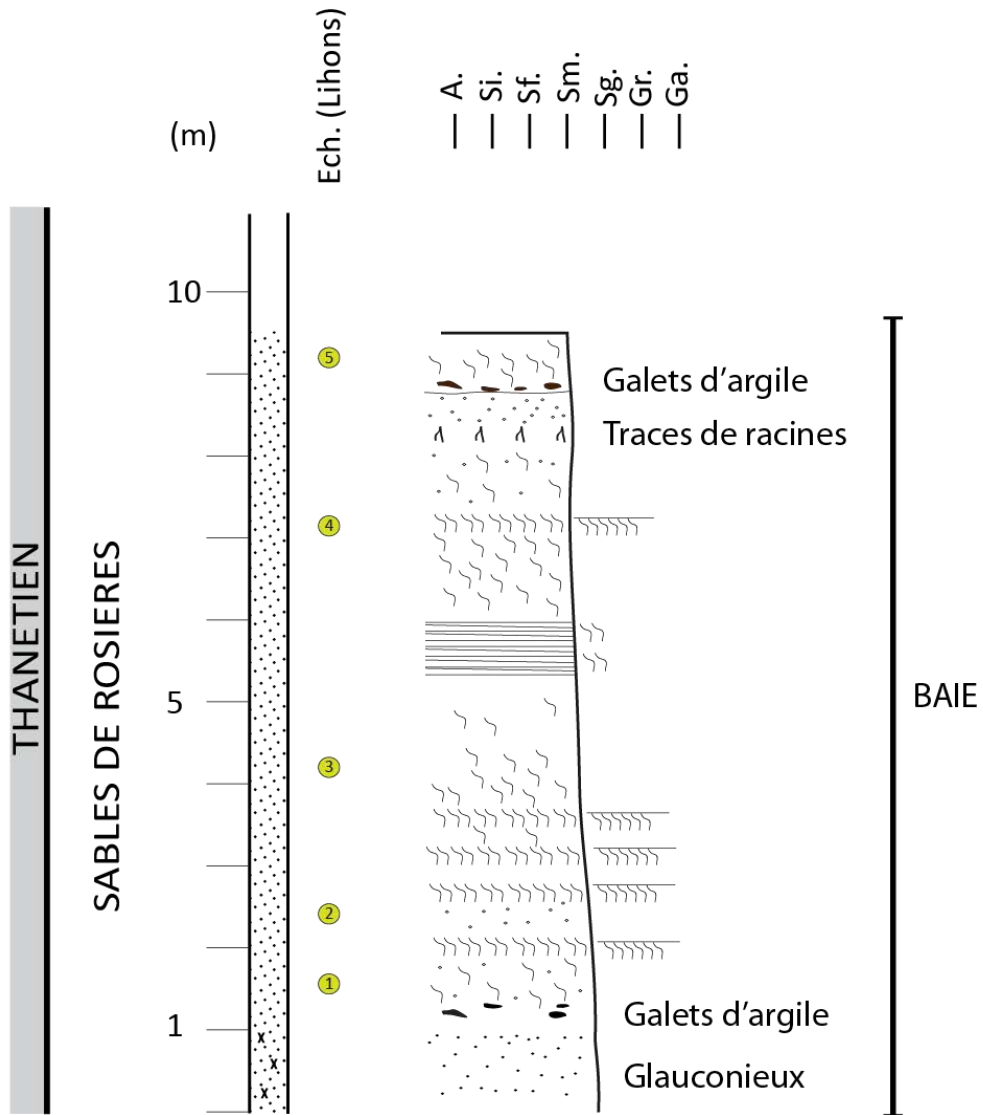
Sigmoïdes tidales



Chenal tidal

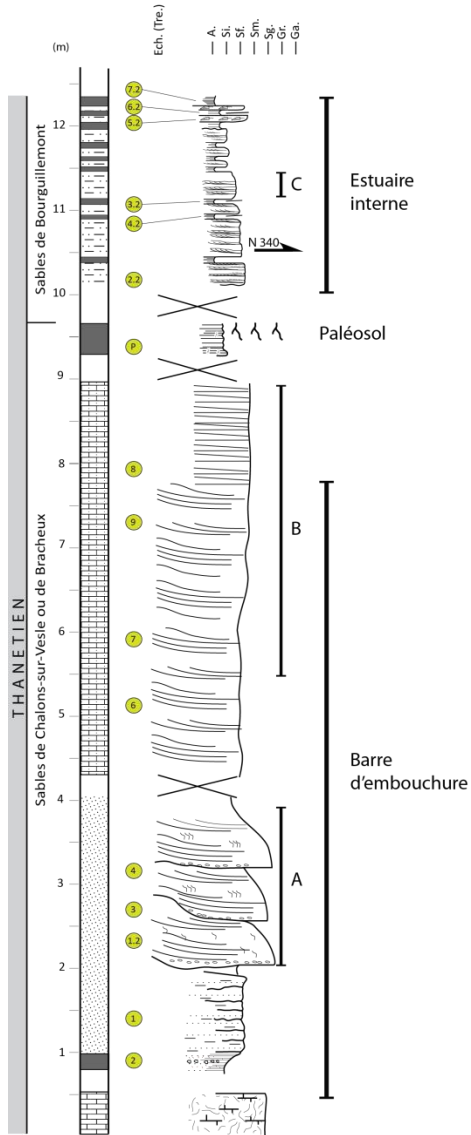


LIHONS
 N 49°49'23,00"
 E 2°45'9,07"



ANNEXES A : COUPES SEDIMENTOLOGIQUES

TREPAIL
 N 49°06'35,40"
 E 4°10'38"



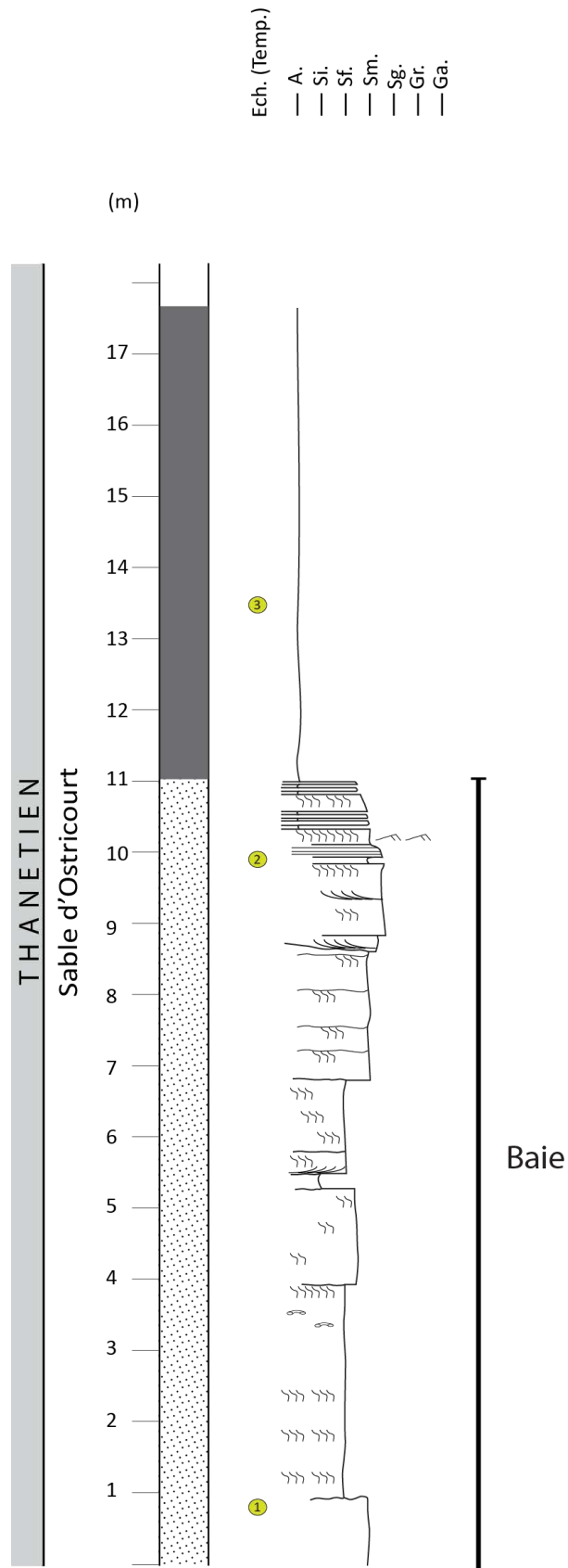
Sigmoïdes tidales



Granoclassement normal dans les foresets



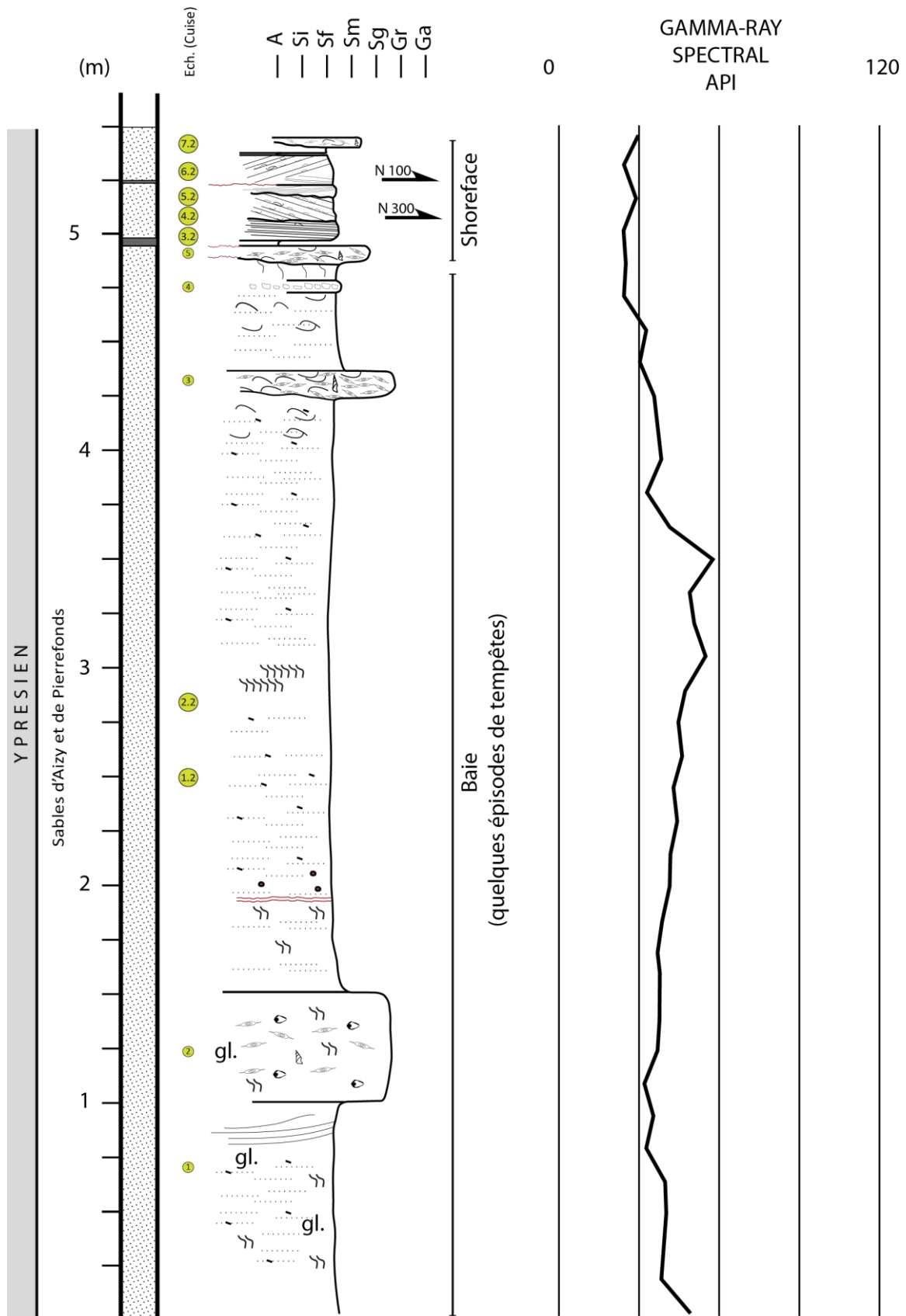
TEMPLEUVE
N 50°31'23,53"
E 3°8'49,69"



CUISE-LA-MOTTE

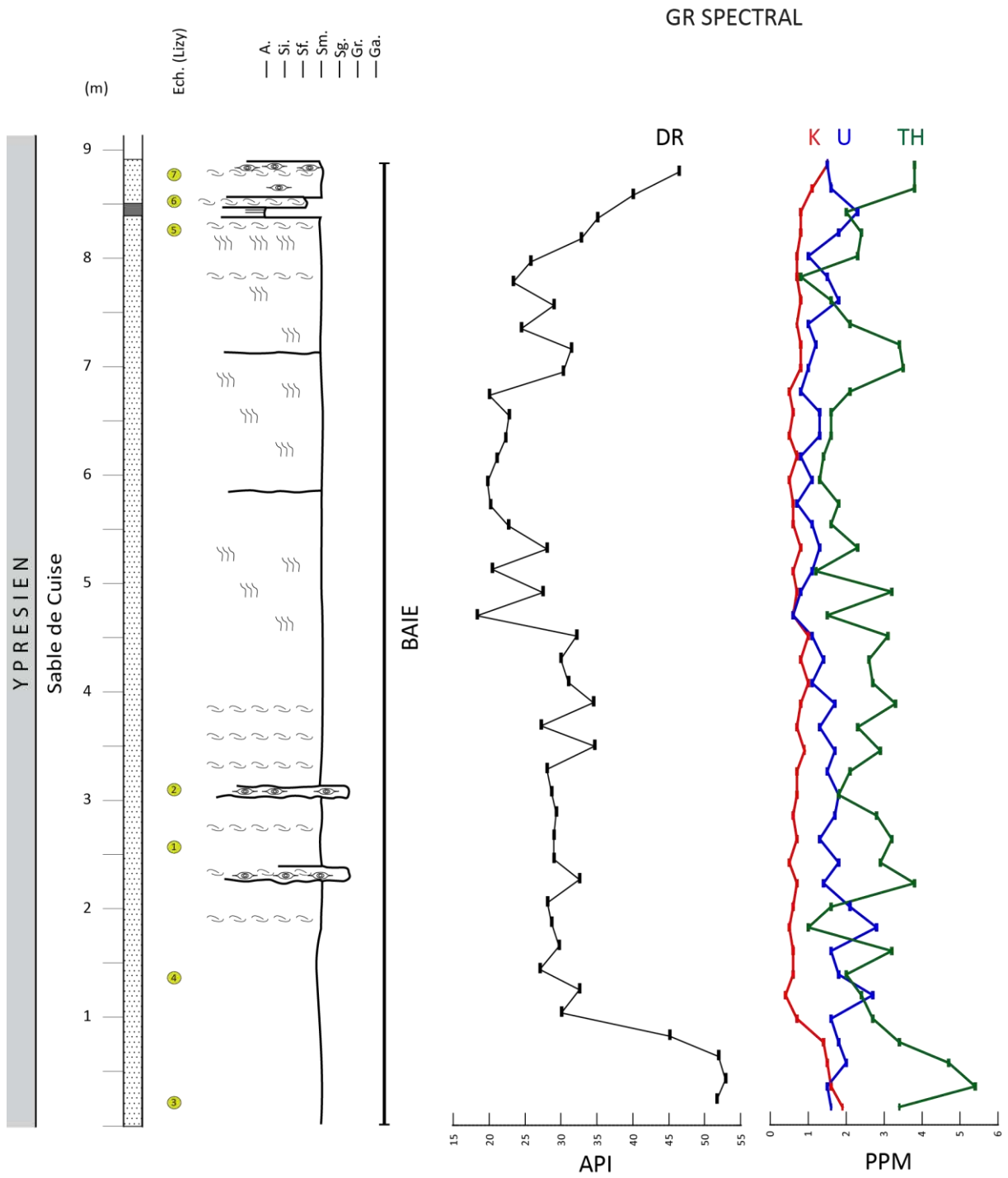
49°23'00.23"N

2°59'59.93"E

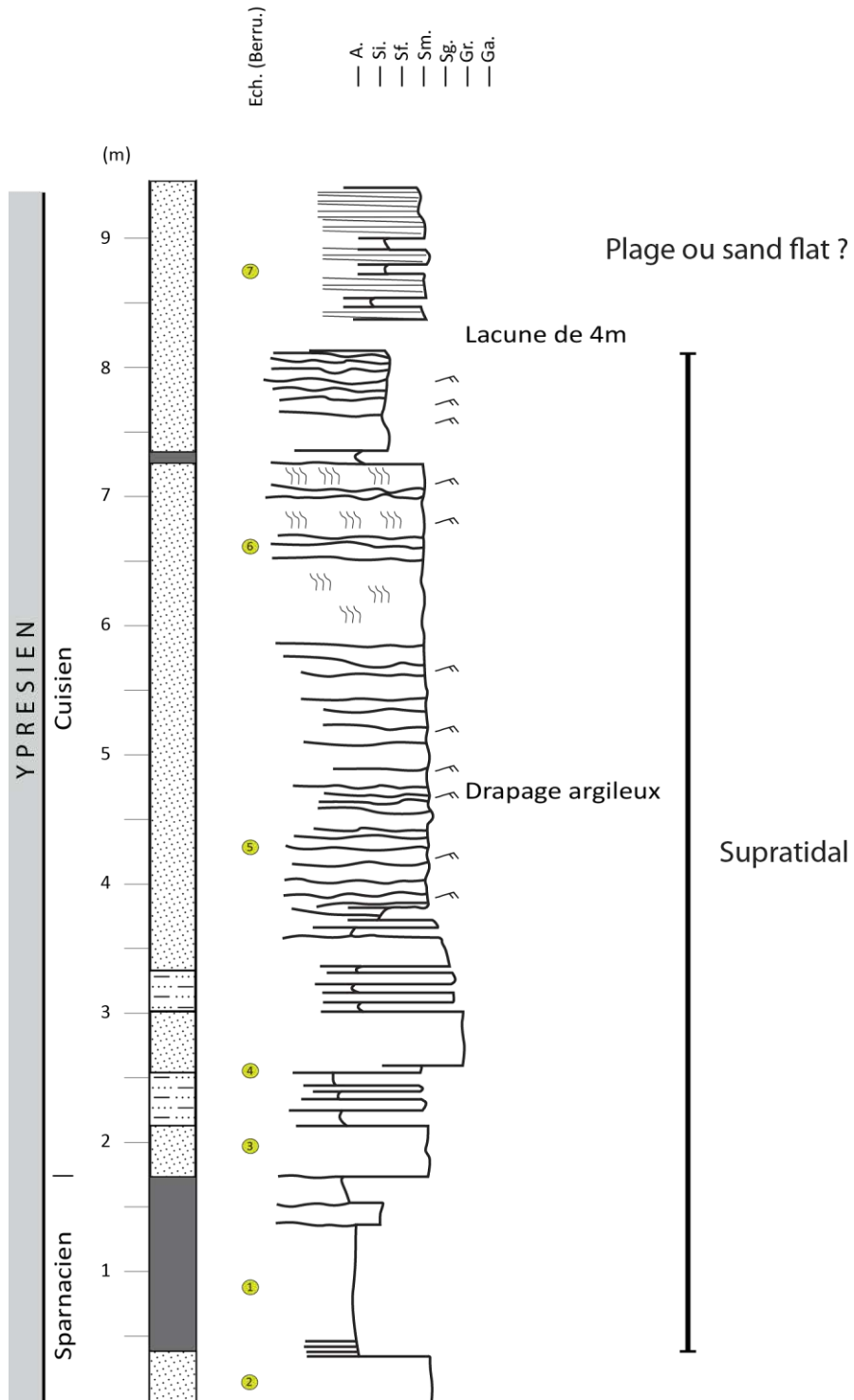


ANNEXES A : COUPES SEDIMENTOLOGIQUES

LIZY (commune d'Anizy-le-Chateau)
 N 49°31'0,27"
 E 3°29'6,54"



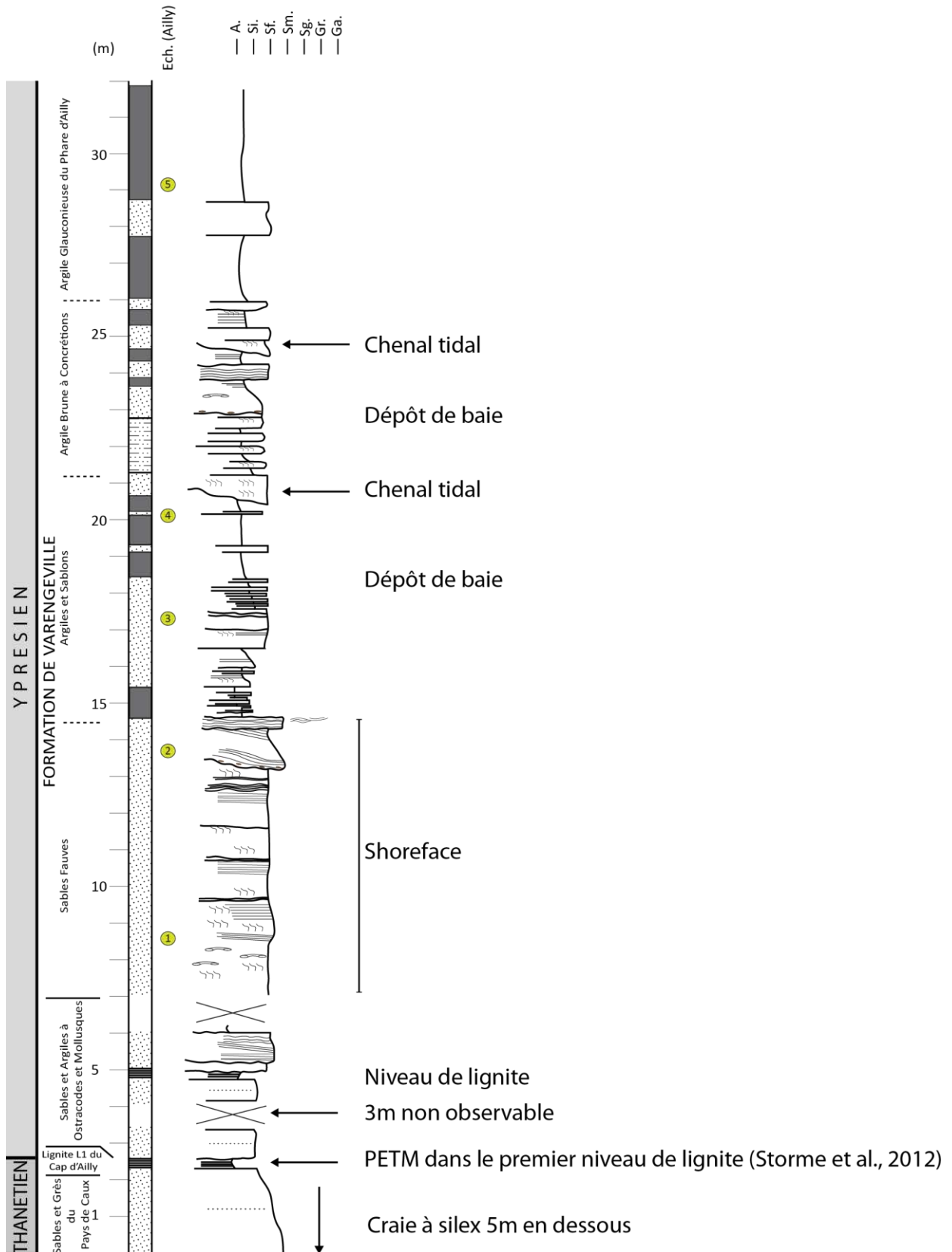
BERRU
 N 49°15'26,21"
 E 4°8'33,60'



VARENGEVILLE - PHARE D'AILLY

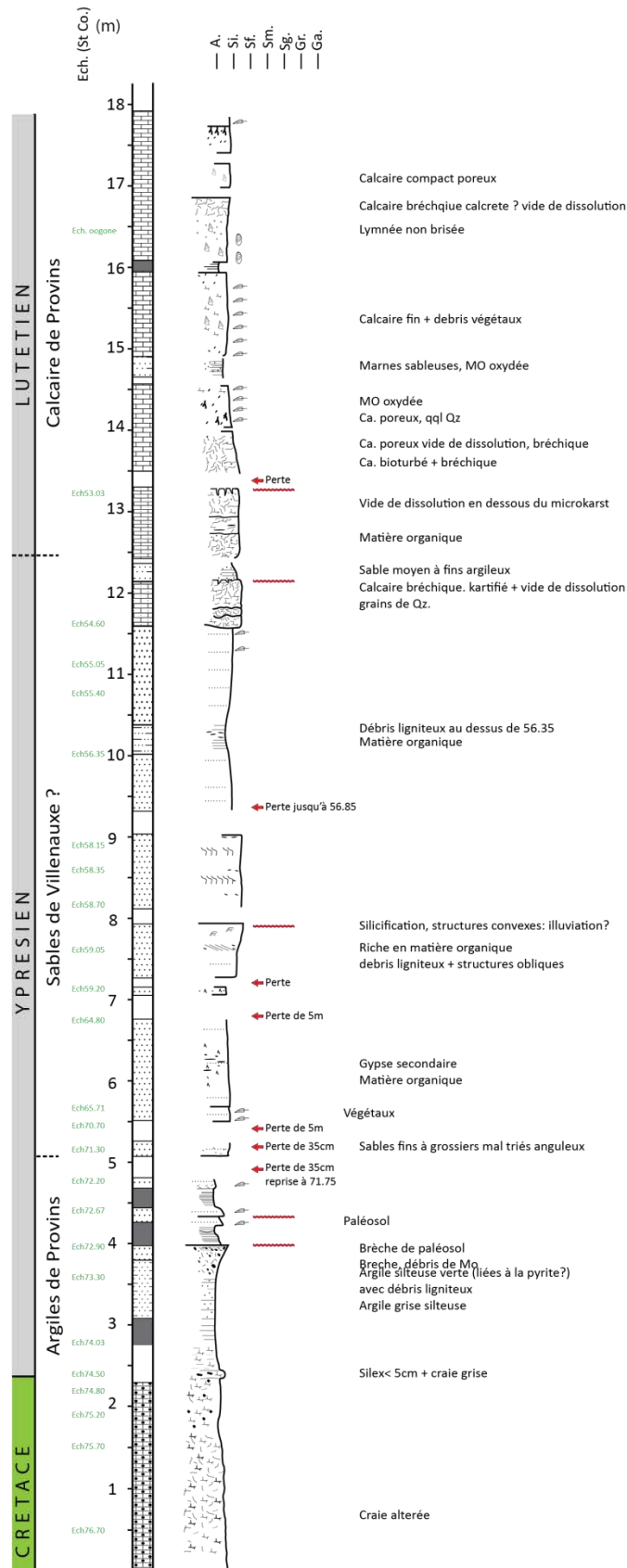
N 49°54'56,89"

E 0°57'6,37"



ANNEXES A : COUPES SEDIMENTOLOGIQUES

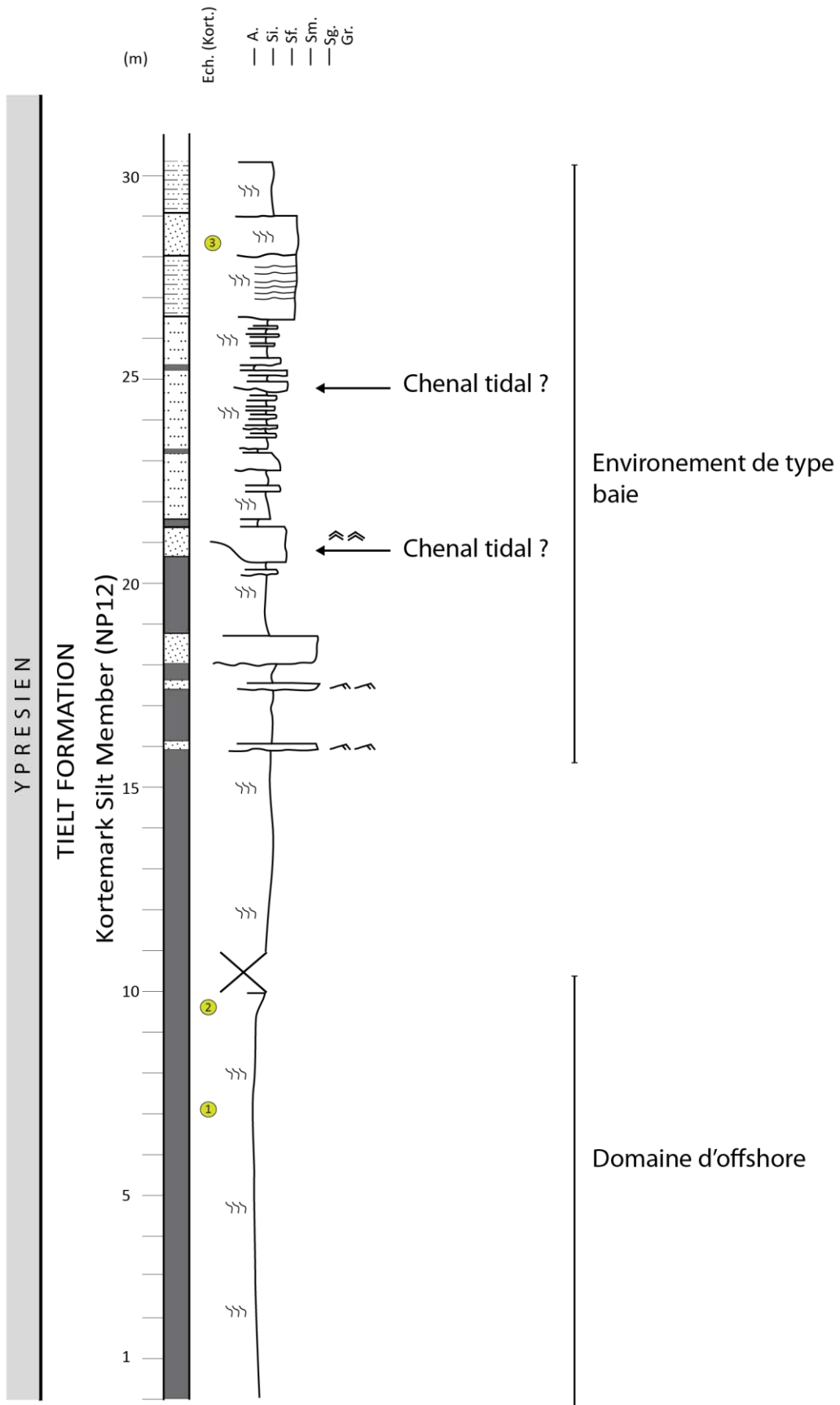
SAINTE COLOMBE - FORAGE CRAIE 700
 N 48°31'44,73"
 E 3°15'23,12"



KORTEMARK (BELGIQUE)

N 51°0'45,65"

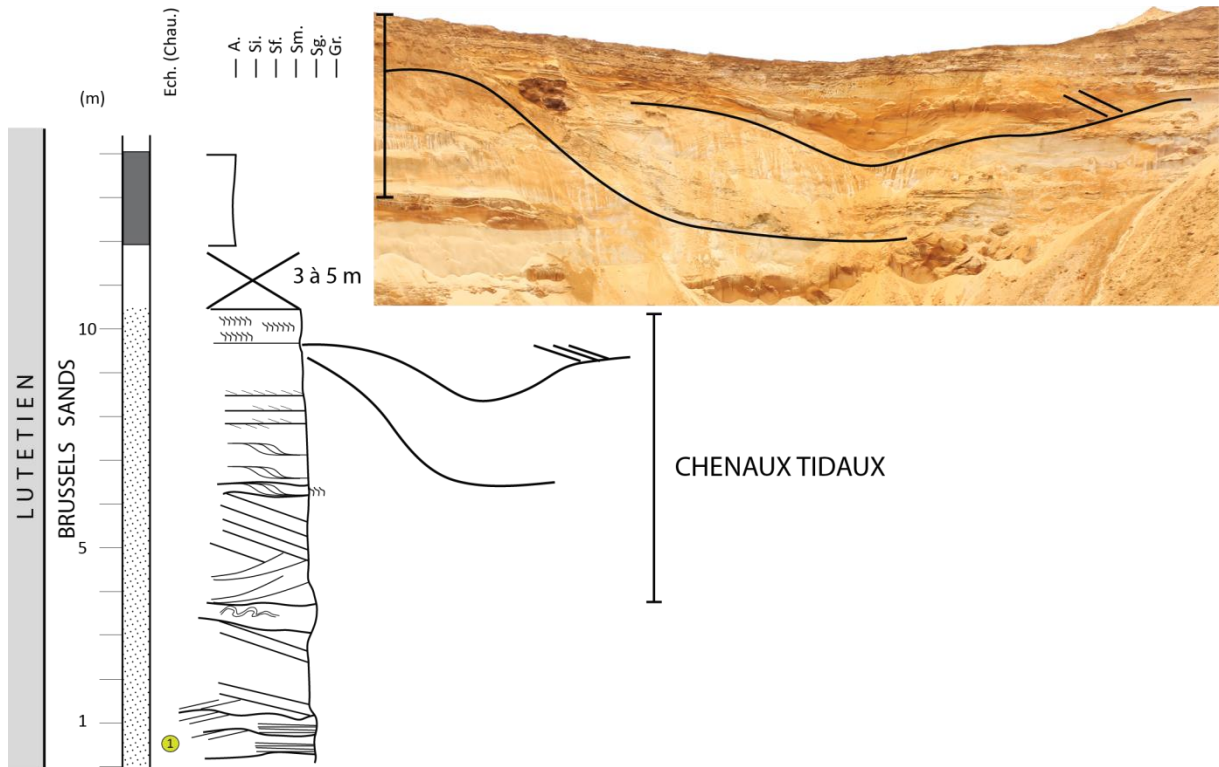
E 3°2'39,37"



CHAUMONT GISTOUX (BELGIQUE)

N 50°40'7,11"

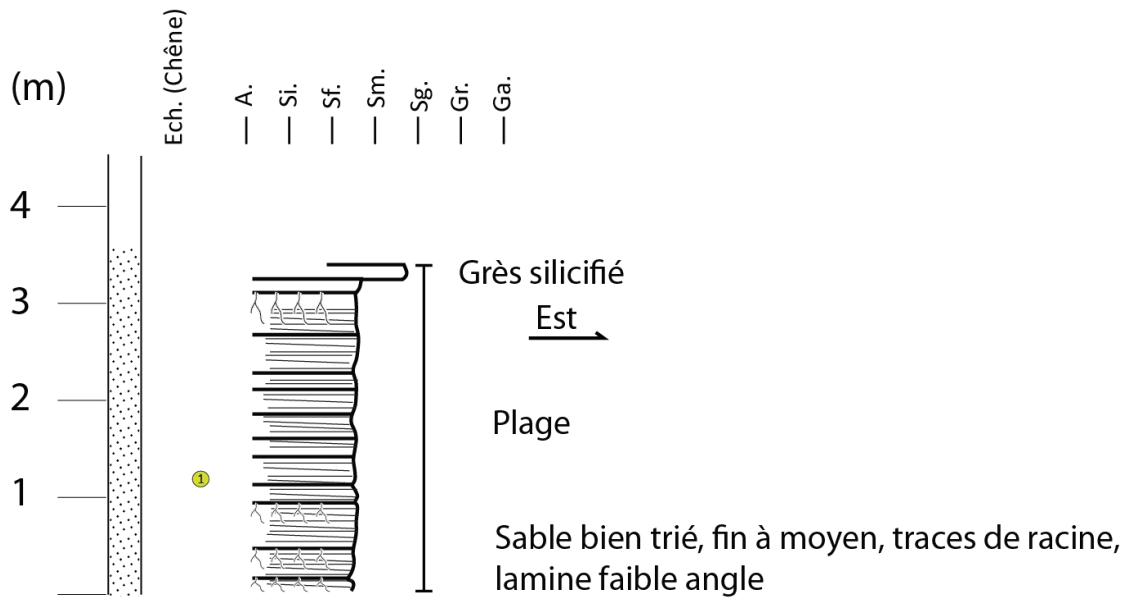
E 4°43'8,14"



LES CHENES, MONTGRU SAINT HILAIRE

N 49°10'35,02"

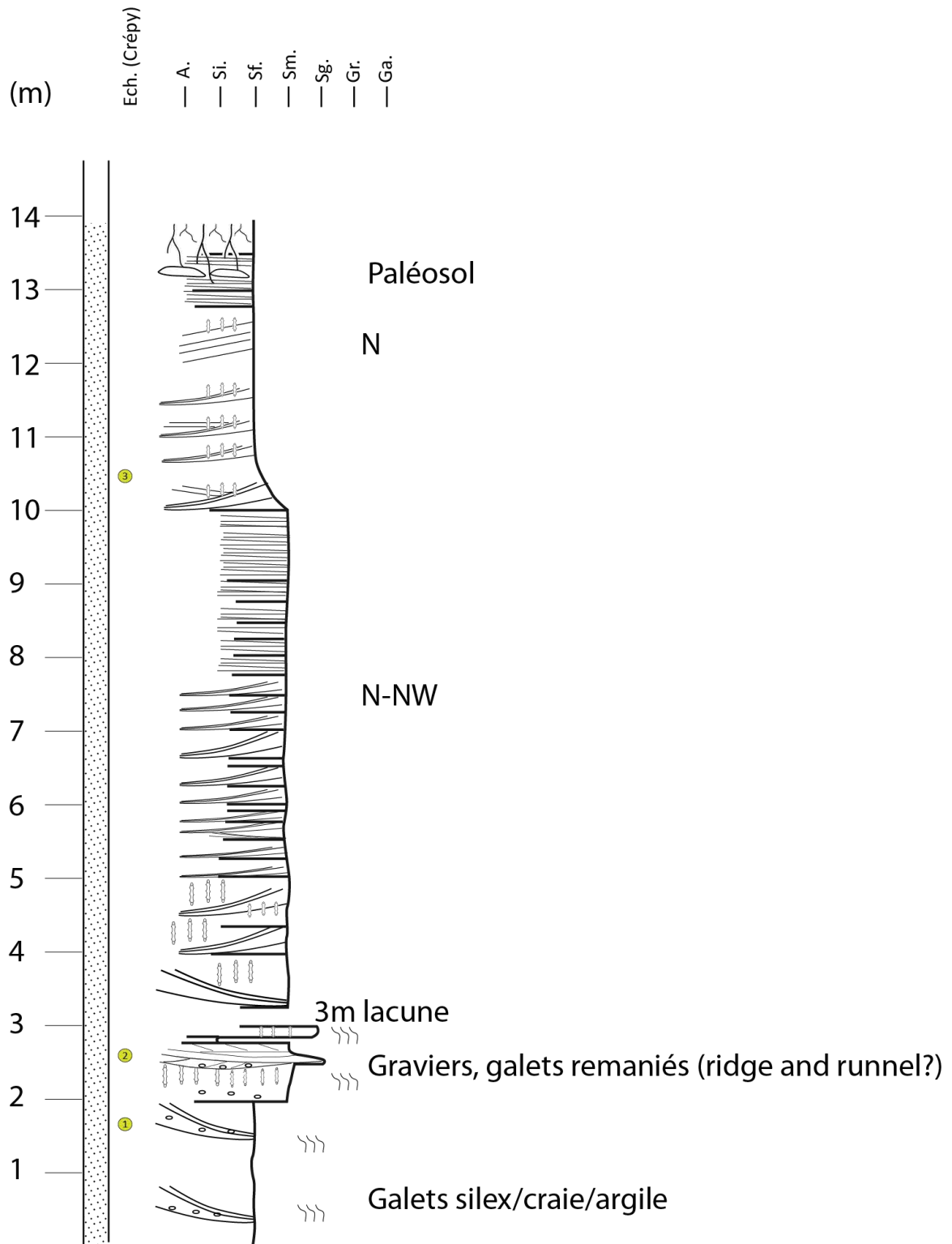
E 3°19'51,59"



CREPY EN VALOIS

N 49°12'37,77"

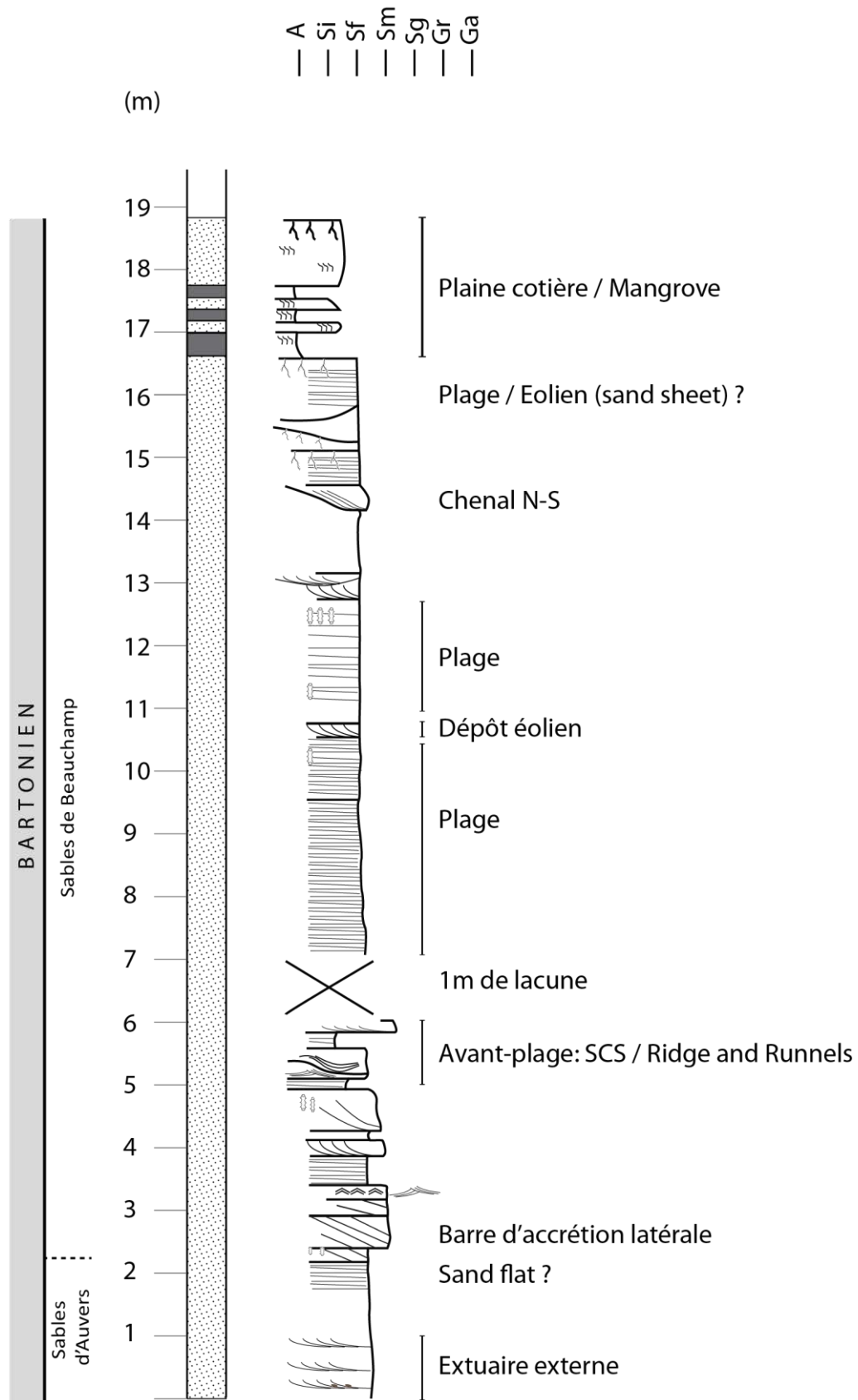
E 2°54'32,03"

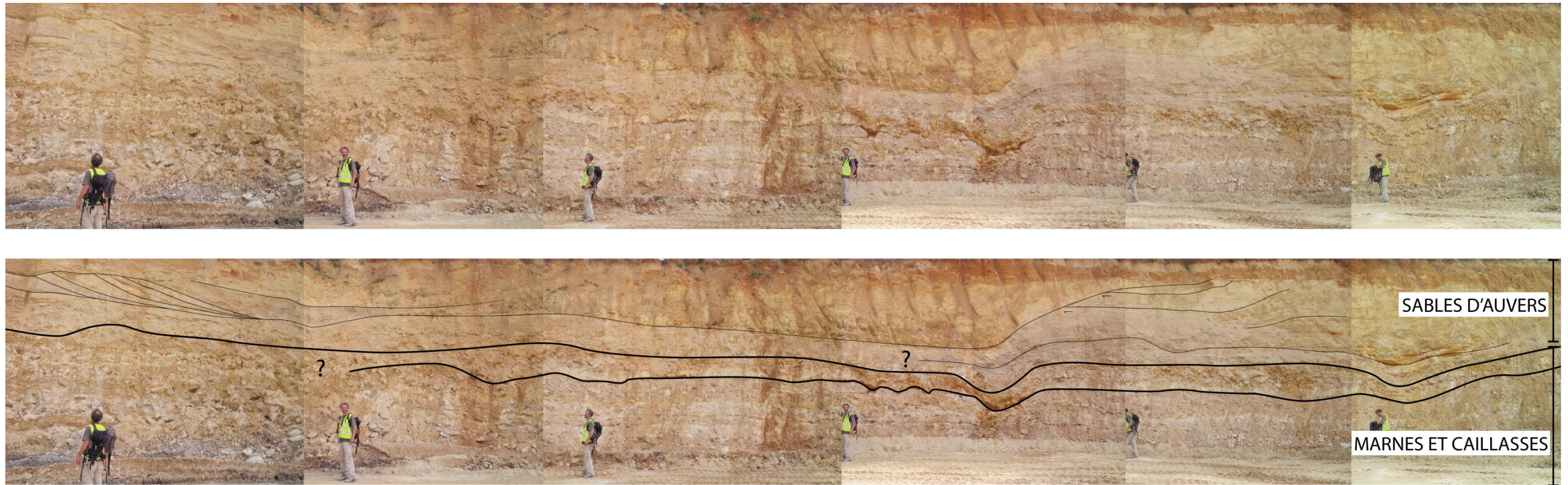


LE TILLET

49°14'56.20"N

2°19'39.47"E

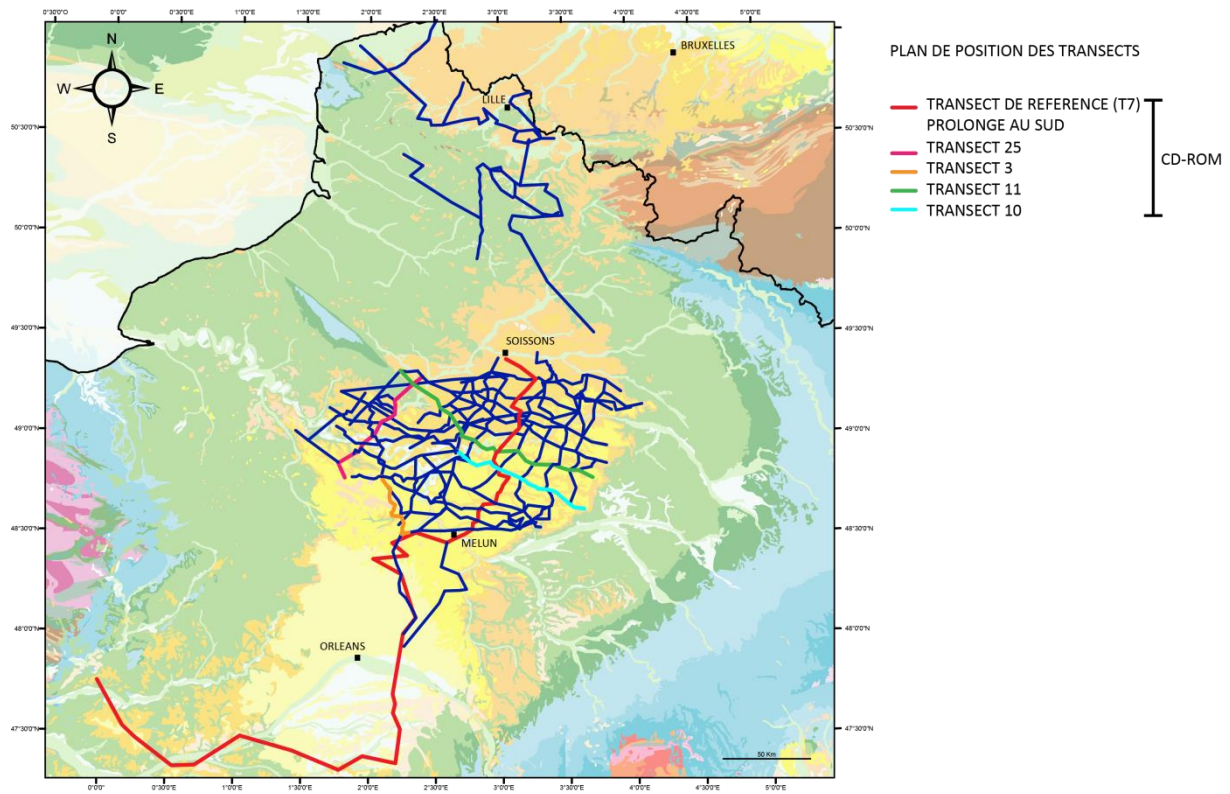




Panorama montrant la surface d'érosion bartonienne à la limite Marnes et Caillasses - Sables d'Auvers (Sablière Capoulade).

ANNEXES B : TRANSECT DE CORRÉLATION

Cinq transects de corrélation (T3, T7, T10, T11 et T25) sont disponibles sur le CD-ROM à la fin du manuscrit.



Transect 3 – Géométries observées:

- *Onlap* de l'Yprésien basal sur l'anticlinal de la Remarde
- Géométries en *toplap* du Lutétien supérieur et du Bartonien inférieur (Marnes et Caillasses) sur l'anticlinal de la Remarde – Phase de déformation du Bartonien inférieur.
- Le jeu de l'anticlinal de la Remarde est scellé par les Calcaires de Saint-Ouen et de Champigny (Bartonien supérieur et Priabonien)
- Géométries en *onlap* des Argiles Vertes de Romainville (Rupélien) sur l'anticlinal de Beynes-Meudon

Transect 7 – Géométries observées:

Ce transect correspond au transect de référence qui a été décrit dans les différents chapitres. Nous décrirons succinctement la partie Sud (Beauce-Touraine) de ce transect qui a été ajoutée. (Peu de puits sont disponibles dans la partie Sud, les géométries sont donc assez mal contraintes)

- La partie Nord du bassin est subsidante du Thanétien au Priabonien, tandis que la partie Sud correspond à une zone haute lors de cet intervalle. Néanmoins, nous observons une reprise de la subsidence au Priabonien (+Eocène détritique ?) à l'extrémité Sud-Ouest du bassin qui se situent dans le prolongement de la flexure priabonienne NE-SW.
- On observe une homogénéisation de la subsidence qu'à partir du Priabonien-Rupélien, au moment du dépôt des Marnes Bleues d'Argenteuil et des Argiles Vertes de Romainville.
- Une migration des dépôts et de la zone de subsidence vers la partie Sud du bassin est observée à partir du Miocène (Aquitaniens) avec le dépôt des calcaires lacustres d'Etampes, des Molasses du Gatinais fluviales et enfin des calcaires lacustres de Beauce. Ces derniers dépôts reposent directement sur les Argiles à Silex qui sont ici anté-Yprésien (*onlap* des dépôts yprésiens sur les Argiles à Silex)

Transect 10 et Transect T11 – Géométries observées:

- Géométrie en *onlap* des dépôts thanétiens, yprésiens et lutétiens en direction du Sud.
- Géométries en *toplap* des dépôts yprésiens sous la surface transgressive du Lutétien (L1) – phase de déformation yprésienne.
- Géométries en *toplap* des dépôts bartoniens (Marnes et Caillasses) sous la surface transgressive bartonienne (B2) – phase de déformation bartonienne.
- Les dépôts priaboniens et rupéliens sont relativement isopaques ; on observe néanmoins, un *onlap* des dépôts priaboniens en directions du Sud-Est sur le transect T11.

Transect 25 – Géométries observées:

- *Onlap* des dépôts thanétiens en direction du Sud, proche de la faille de Bray.
- *Onlap* des dépôts yprésiens en direction du Sud, entre la faille de Banthelu et la faille de la Seine. Et une troncature anté Lutétienne à proximité de la faille du Bray.
- *Onlap* des premiers dépôts lutétiens proche des failles de Bray et de Banthelu. Un possible jeu syn-sédimentaire Lutétien supérieur (L3) à Bartonien inférieur de la faille du Bray.
- Une absence des dépôts bartoniens de l'intervalle B2 et B4 (sables auversiens) entre les failles de Banthelu et de la Seine.
- Un *onlap* des dépôts rupéliens (Argiles Vertes de Romainville) de part et d'autre de la structure de Beynes-Meudon (faille de la Seine).

ANNEXES C : BASE DE DONNÉES (ACCOMMODATION)

Cette base de données concerne les marqueurs L1 à R1 (chapitre 4 et 5). La base de données concernant les marqueurs T1 à L1 (chapitre 3) est en annexe du chapitre 3.

ANNEXES C : BASE DE DONNEES (ACCOMMODATION)

FORAGE		14-3863	14-3575	14-4267	14-3685	14-3833	14-3660	14-3668	14-3641
LITHOLOGIE (%)									
Fin sed erodés	SABLE	100	100	100	100	100	100	100	100
	CALCAIRE								
	ARGILE								
Fin sed preservés	SABLE								
	CALCAIRE								
	ARGILE	100	100	100	100	100	100	100	100
R1	SABLE								
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	50
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	50
P4	SABLE								
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	50
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	50
P3	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	95
	ARGILE								5
P2	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	70
	ARGILE								30
P1	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	60
	ARGILE								40
B5	SABLE								
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	50
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	50
B4	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	50	50	50	50	50
	ARGILE				50	50	50	50	50
B3	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	50	50	50	50	50
	ARGILE				50	50	50	50	50
LITHOLOGIE (%)									
entre B2 et B3	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	70	90	100
	ARGILE						30	10	
B2	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	70	90	100
	ARGILE						30	10	
B1	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	100
	ARGILE								
L3	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	100
	ARGILE								
L2	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	100
	ARGILE								
L1	SABLE	50	50						25
	CALCAIRE								
	ARGILE	50	50	100	100	100	100	100	75

ANNEXES C : BASE DE DONNEES (ACCOMMODATION)

FORAGE		14-4459	14-4449	14-3810	14-4435	14-4063	14-4431	14-4398	14-4002
LITHOLOGIE (%)									
Fin sed erodés	SABLE	100	100	100	100	100	100	100	100
	CALCAIRE								
	ARGILE								
Fin sed preservés	SABLE								
	CALCAIRE								
	ARGILE	100	100	100	100	100	100	100	100
R1	SABLE								
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	50
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	50
P4	SABLE								
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	50
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	50
P3	SABLE								
	CALCAIRE	95	95	95	95	95	95	95	95
	ARGILE	5	5	5	5	5	5	5	5
P2	SABLE								
	CALCAIRE	70	70	70	70	70	70	70	70
	ARGILE	30	30	30	30	30	30	30	30
P1	SABLE								
	CALCAIRE	90	90	90	90	90	90	90	90
	ARGILE	10	10	10	10	10	10	10	10
B5	SABLE								
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	50
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	50
B4	SABLE								100
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	
B3	SABLE								100
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	
LITHOLOGIE (%)									
entre B2 et B3									
B2	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	70
	ARGILE								30
B1	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	100
	ARGILE								
L3	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	100
	ARGILE								
L2	SABLE								
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	100
	ARGILE								
L1	SABLE								
	CALCAIRE								
	ARGILE	100	100	100	100	100	100	100	100

ANNEXES C : BASE DE DONNEES (ACCOMMODATION)

FORAGE		14-4021	14-3684	14-3999	14-3778	57X0044_OUR57X0039_OUR	Cr33	Cr20	Cr40	
LITHOLOGIE (%)										
Fin sed erodés	SABLE	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	CALCAIRE									
	ARGILE									
Fin sed preservés	SABLE									
	CALCAIRE									
	ARGILE	100	100	100	100	100	100	100	100	100
R1	SABLE									
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	50	50
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	50	50
P4	SABLE									
	CALCAIRE	50	50	50	50	50	50	50	50	50
	ARGILE	50	50	50	50	50	50	50	50	50
P3	SABLE									
	CALCAIRE	95	95	95	95	50	50	50	50	50
	ARGILE	5	5	5	5	50	50	50	50	50
P2	SABLE									
	CALCAIRE	70	70	70	70	70	70	70	70	70
	ARGILE	30	30	30	30	30	30	30	30	30
P1	SABLE									
	CALCAIRE	90	90	90	90	90	90	90	90	90
	ARGILE	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B5	SABLE		50	50	50	100	100	100	100	100
	CALCAIRE	50								
	ARGILE	50	50	100	50	50	50	50	50	50
B4	SABLE	100	50	50	100	100	60	10	100	100
	CALCAIRE		50	50						
	ARGILE						40	90		
B3	SABLE	100	50	50	100	100	60	10	100	100
	CALCAIRE		50	50						
	ARGILE						40	90		
LITHOLOGIE (%)										
entre B2 et B3										
	SABLE									
	CALCAIRE	70	100	100	100	100	100	50	100	100
	ARGILE	30						50		
B2	SABLE									
	CALCAIRE	70	100	100	100	100	100	50	100	100
	ARGILE	30						50		
B1	SABLE									
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	ARGILE									
L3	SABLE									
	CALCAIRE	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	ARGILE									
L2	SABLE									
	CALCAIRE	100	100	100	100	50	50	100	100	50
	ARGILE					50	50			50
L1	SABLE	75	75	75	75	75	50	75	50	75
	CALCAIRE									0
	ARGILE	25	25	25	25	25	50	25	50	25

ANNEXES C : BASE DE DONNEES (ACCOMMODATION)

FORAGE	14-3863	14-3575	14-4267	14-3685	14-3833	14-3660	14-3668	14-3641	14-4459
ALTIITUDE (m)									
Fin sed erodés	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Fin sed preservés	10	10	10	10	10	10	10	10	10
R1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P3	10	10	10	10	10	10	10	10	10
P2	5	4.318181818	2.727272727	1.590909091	0.795454545	0	0	0	0
P1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B5	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B4	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B3	20	18.46153846	14.87179487	12.30769231	10.51282051	8.717948718	6.153846154	3.58974359	0
entre B2 et B3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B2	10	10	0	0	0	0	0	0	0
B1	10	10	0	0	0	0	0	0	0
L3	20	18.92857143	16.42857143	14.64285714	13.39285714	12.14285714	10.35714286	8.571428571	6.071428571
L2	20	19.26380368	17.54601227	16.3190184	15.4601227	14.60122699	13.37423313	12.14723926	10.42944785
L1	0	0	0	0	0	0	0	0	0

FORAGE	14-4449	14-3810	14-4435	14-4063	14-4431	14-4398	14-4002	14-4021	14-3684
ALTIITUDE (m)									
Fin sed erodés	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Fin sed preservés	10	10	10	10	10	10	10	10	10
R1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P3	10	10	10	10	10	10	10	10	10
P2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B5	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B4	10	10	10	10	10	10	0	0	0
B3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
entre B2 et B3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
L3	3.928571429	3.392857143	2.5	1.964285714	0	0	0	0	0
L2	8.957055215	8.588957055	7.975460123	7.607361963	6.257668712	4.785276074	4.049079755	2.699386503	1.595092025
L1	0	0	0	0	0	0	0	0	0

FORAGE	14-3999	14-3778	01557X0044_OURQ11	01557X0039_OURQ08	Cr33	Cr20	Cr40
ALTIITUDE (m)							
Fin sed erodés	10	10	10	10	10	10	10
Fin sed preservés	10	10	10	10	10	10	10
R1	0	0	0	0	0	0	0
P4	0	0	0	0	0	0	0
P3	10	10	10	10	10	10	10
P2	0	0	0	0	0	0	0
P1	0	0	0	0	0	0	0
B5	10	10	10	10	10	10	10
B4	0	0	0	0	0	0	0
B3	0	0	0	0	0	0	0
entre B2 et B3	0	0	0	0	0	0	0
B2	0	0	0	0	0	0	0
B1	0	0	0	0	0	0	0
L3	0	0	0	0	0	0	0
L2	0.736196319	0	0	0	0	0	0
L1	0	0	0	0	0	0	0

ANNEXES C : BASE DE DONNEES (ACCOMMODATION)

	sable	calcaire	argile
surface porosity	0.39	0.23	0.26
compaction coeff	0.52	0.964	0.796
dry density	2650	2700	2720

FORAGE	AGE	14-3863	14-3575	14-4267	14-3685	14-3833	14-3660	14-3668	14-3641
distance entre puits		0	3	7	5	3.5	3.5	5	5
distance cumulee		0	3	10	15	18.5	22	27	32
Fin sed erodes	28	0	0	0	0	0	0	0	0
Fin sed preservés	32	0	0	0	0	0	0	0	0
R1	33	21	18	20	14	15	15	15	15
P4	34.4	27	27	27	25	23	23	25	27
P3	35.4	32	30	30	27	25	25	30	33
P2	36.8	70	70	70	61	60	57	57	70
P1	37.1	70	70	70	61	60	57	64	78
B5	38.4	73	75	75	66	68	66	71	88
B4	38.8	75	77	77	70	72	70	74	96
B3	40.7	75	77	77	70	72	70	74	96
entre B2 et B3	40.85	75	77	77	70	72	70	74	96
B2	41	75	77	77	70	72	70	74	96
B1	41.6	91	95	96	94	92	93	97	120
L3	43.6	91	95	96	96	100	100	110	136
L2	45.2	91	95	96	96	100	100	110	136
L1	47.05	91	95	96	96	100	100	110	136

FORAGE	AGE	14-3863	14-3575	14-4267	14-3685	14-3833	14-3660	14-3668	14-3641
EROSION (m)									
entre B2 et B3		0	0	0	0	0	0	0	0
B2	41								
âge fin érosion B2	40.7								
entre B2 et B3	40.85								
bathy fin érosion		0	0	0	0	0	0	0	0
altitude fin érosion		25	24.78723404	24.29078014	23.93617021	23.68794326	23.43971631	23.08510638	22.73049645
entre R28 et actuel		90	100	80	80	80	80	70	45
Fin sed preserv	32								
âge fin érosion finale	0								
Fin sed érodés	28								
bathymétrie finale		0	0	0	0	0	0	0	0
altitude finale		79	80	84	91	91	100	97	103

BATHYMETRIE (m)		14-3863	14-3575	14-4267	14-3685	14-3833	14-3660	14-3668	14-3641
Fin sediment erodés		0	0	0	0	0	0	0	0
Fin sed preservés		10	10	10	10	10	10	10	10
R1		15	15	15	15	15	15	15	15
P4		10	10	10	10	10	10	10	10
P3		5	5	5	5	5	5	5	5
P2		0	0	0	0	0	0	0,5988024	1,19760479
P1		0	0,28436019	0,9478673	1,42180095	1,7535545	2,08530806	2,55924171	3,03317536
B5		5	5	5	5	5	5	5	5
B4		2	2	2	2	2	2	2	2
B3		0	0	0	0	0	0	0	0
entre B2 et B3		0	0	0	0	0	0	0	0
B2		5	5	0	0,52356021	0,89005236	1,2565445	1,78010471	2,30366492
B1		5	5	0	0,78534031	1,33507853	1,88481675	2,67015707	3,45549738
L3		0	0	0	0	0	0	0	0
L2		0	0	0	0	0	0	0	0
L1		30	29,4	28	27	26,3	25,6	24,6	23,6

ANNEXES C : BASE DE DONNEES (ACCOMMODATION)

surface porosity	sable	calcaire	argile
compaction coeff	0.39	0.23	0.26
dry density	0.52	0.964	0.796
	2650	2700	2720

FORAGE	14-4459	14-4449	14-3810	14-4435	14-4063	14-4431	14-4398	14-4002	14-4021	
distance entre puits		7	6	1.5	2.5	1.5	5.5	6	3	5.5
distance cumulee		39	45	46.5	49	50.5	56	62	65	70.5
Fin sed erodes		0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fin sed preservés		0	0	0	0	0	0	0	0	0
R1		14	17	20	20	20	0	15	15	0
P4		25	29	31	30	30	30	26	26	0
P3		31	35	36	37	36	35	32	32	25
P2		55	66	61	61	65	61	57	50	37
P1		66	71	71	71	72	66	61	58	44
B5		73	81	82	82	85	80	75	71	57
B4		77	84	85	85	87	84	82	71	64
B3		77	85	86	88	90	85	84	71	65
entre B2 et B3		77	86	90	91	95	91	88	71	68
B2		77	86	90	91	95	91	88	71	68
B1		105	121	123	125	130	122	110	104	92
L3		120	134	136	140	145	144	125	121	106
L2		120	134	136	140	150	150	135	130	116
L1		120	134	136	140	150	150	135	130	116

FORAGE	14-4459	14-4449	14-3810	14-4435	14-4063	14-4431	14-4398	14-4002	14-4021	
EROSION (m)										
entre B2 et B3		0	0	0	0	0	0	0	0	0
B2										
âge fin érosion B2										
entre B2 et B3										
bathy fin érosion		0	0	0	0	0	0	0	0	0
altitude fin érosion	22.23404255	21.80851064	21.70212766	21.5248227	21.41843972	21.02836879	20.60283688	20.39007092		20
entre R28 et actuel	70	50	40	40	30	30	45	50		60
Fin sed preserv										
âge fin érosion finale										
Fin sed érodés										
bathymétrie finale		0	0	0	0	0	0	0	0	0
altitude finale	118	107	109	112	112	140	124	128		115

BATHYMETRIE (m)										
Fin sediment erodé		0	0	0	0	0	0	0	0	0
Finsed preservé		10	10	10	10	10	10	10	10	10
R1		15	15	15	15	15	15	15	15	15
P4		10	10	10	10	10	10	10	10	10
P3		15	15	15	15	15	15	15	15	15
P2	2,03592814	2,75449102	2,93413174	3,23353293	3,41317365	4,07185629	4,79041916	5,1497006	5,80838323	
P1	3,69668246	4,26540284	4,40758294	4,64454976	4,78672986	5,30805687	5,87677725	6,16113744	6,68246446	
B5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
B4	2	2	2	2	2	2	2	0	0,67901235	
B3	0	0,90225564	1,12781955	1,5037594	1,72932331	2,55639098	3,45864662	3,90977444	4,73684211	
entre B2 et B3		0	0	0	0	0	0	0	0	0
B2	3,03664922	3,66492147	3,82198953	4,08376963	4,2408377	4,81675393	5,44502618	5,7591623	6,33507853	
B1	4,55497382	5,4973822	5,73298429	6,12565445	6,36125655	7,22513089	8,16753927	8,63874346	9,5026178	
L3	0	0	0	0	0	0	1,21212121	1,81818182	2,92929293	
L2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
L1	22,2	21	20,7	20,2	19,9	18,8	17,6	17	15,9	

ANNEXES C : BASE DE DONNEES (ACCOMMODATION)

surface porosity	sable	calcaire	argile
compaction coeff	0.39	0.23	0.26
dry density	0.52	0.964	0.796
	2650	2700	2720

FORAGE	14-3684	14-3999	14-3778	01557X0044_	01557X0039_	Cr33	Cr20	Cr40	
distance entre puits		4.5	3.5	3	10	4	4.4	2.8	2.8
distance cumulee		75	78.5	81.5	91.5	95.5	99.9	102.7	105.5
Fin sed erodes		0	0	0	0	0	0	0	0
Fin sed preserv		0	0	0	0	0	0	0	0
R1		17	0	25	0	9	0	0	0
P4		28	23	40	6	19	0	0	0
P3		35	35	48	10	22	0	0	0
P2		50	48	60	16	26	0	0	0
P1		61	57	75	26	45	0	0	0
B5		74	72	87	40	60	0	0	0
B4		80	77	98	60	78	14	5	17
B3		82	80	102	66	87	18	16	26
entre B2 et B3		95	86	107	72	88	22	20	33
B2		95	86	107	72	88	22	20	33
B1		105	99	120	86	98	29	24	35
L3		115	116	137	96	103	36	37	46
L2		124	124	145	107	109	47	48	62
L1		124	124	145	110	116	59	56	73

FORAGE	14-3684	14-3999	14-3778	01557X0044_	01557X0039_	Cr33	Cr20	Cr40	
EROSION (m)									
entre B2 et B3		25	22	22	21	25	28	31	33
B2									
âge fin érosion B2									
entre B2 et B3									
bathy fin érosion		0	0	0	0	0	0	0	0
altitude fin érosion	12.89099526	12.55924171	12.27488152	11.32701422	10.9478673	10.53080569	10.26540284		10
entre R28 et actuel		60	60	40	70	70	120	130	110
Fin sed preserv									
âge fin érosion finale									
Fin sed érodés									
bathymétrie finale		0	0	0	0	0	0	0	0
altitude finale		167	156	166	159	199	149	144	153

BATHYMETRIE (m)									
Fin sediment erodé		0	0	0	0	0	0	0	0
Fin sed preservé		10	10	10	10	10	10	10	10
R1		15	15	15	15	15	15	15	15
P4		10	10	10	10	10	10	10	10
P3		5	5	5	5	5	5	5	5
P2	6,34730539	6,76646707	7,1257485	8,32335329	8,80239521	9,32934132	9,66467066		10
P1	7,10900474	7,44075829	7,72511848	8,67298578	9,0521327	9,46919431	9,73459716		10
B5		5	5	5	5	5	5	5	5
B4	1,2345679	1,66666667	2,03703704	3,27160494	3,7654321	4,30864198	4,65432099		5
B3	5,41353384	5,93984962	6,39097744	7,89473684	8,4962406	9,15789474	9,57894737		10
entre B2 et B3		0	0	0	0	0	0	0	0
B2	6,80628272	7,17277487	7,486911	8,53403141	8,95287958	9,41361257	9,70680628		10
B1	10,2094241	10,7591623	11,2303665	12,8010471	13,4293194	14,1204189	14,5602094		15
L3	3,83838384	4,54545455	5,15151515	7,17171717	7,97979798	8,86868687	9,43434343		10
L2		0	0	0	8,33333333	11,6666667	15,3333333	17,6666667	20
L1		15	14,3	13,7	11,7	10,9	10	9,5	8,9

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ -----	3
ABSTRACT -----	3
REMERCIEMENTS -----	6
TABLE DES MATIÈRES -----	11
LISTE DES FIGURES -----	17
INTRODUCTION GÉNÉRALE -----	23
CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE BASSIN DE PARIS -----	25
INTRODUCTION -----	26
1. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE L'EUROPE DE L'OUEST -----	27
1.1 Évolution géodynamique au Crétacé supérieur -----	31
1.1.1 Domaine Nord-Atlantique -----	31
1.1.2 Premiers stades des déformations compressives dans les Pyrénées (Santonien ? – Maastrichtien)-----	32
1.1.2.1 Evolution du domaine pyrénéen -----	32
1.1.2.2 Evolution dans l'avant-pays -----	33
1.1.3 Le domaine Téthysien-----	34
1.1.4 Déformations sur la plaque européenne durant le Crétacé supérieur-Danien (Ouest de l'Europe). -	36
1.2 Évolution géodynamique du nord-ouest de l'Europe au cours du Paléocène-----	37
1.2.1 Atlantique Nord : initiation du point chaud et expansion océanique -----	37
1.2.2 Le domaine pyrénéen au paléocène : période de quiescence tectonique-----	38
1.2.3 Evolution du domaine alpin -----	39
1.2.4 Déformations intraplaques : phase d'inversion "Laramide" (Ziegler, 1987a) -----	39
1.3 Évolution géodynamique du nord-ouest de l'Europe au cours de l'Éocène ante-Priabonien -----	40
1.3.1 Le domaine Nord-Atlantique-----	40
1.3.2 Pyrénées : paroxysme des déformations de l'Yprésien au Bartonien -----	41
1.3.2.1 Cinématique et enregistrement dans la chaîne -----	41
1.3.2.2 Déformations et séquences de chevauchements sur le versant Sud des Pyrénées -----	44
1.3.2.3 Enregistrement des déformations sur le versant Nord des Pyrénées -----	45
1.3.2.4 Evolution du bassin d'Aquitaine à partir du Priabonien -----	48
1.3.3 Les prémices de la collision alpine -----	48
1.3.4 Déformations intraplaques anté-priaboniennes en Europe de l'ouest -----	49
1.4 Évolution géodynamique au Priabonien et à l'Oligo-Miocène-----	50
1.4.1 Domaine Nord-Atlantique -----	50
1.4.2 Domaine pyrénéen-----	51
1.4.3 Initiation de l'arc alpin, collision continentale et formation des bassins d'avant-chaînes-----	52

1.4.3.1 Evolution cinématique et géodynamique	52
1.4.3.2 Déformations dans l'avant-pays alpin	54
1.4.4 Déformations sur la plaque européenne (Europe de l'Ouest) :	57
Conclusion	62
2. CONTEXTE CLIMATO-EUSTATIQUE DU CÉNOZOÏQUE	65
2.1 Contexte climatique global	65
2.1.1 Le PETM (Paléocène-Eocène Thermal Maximum)	65
2.1.2 L'optimum climatique de l'Eocène inférieur : EECO	65
2.1.3 L'optimum climatique de l'Eocène moyen : MECO	65
2.1.4 La limite Eocène-Oligocène	66
2.2 Contexte eustatique global	66
2.3 Tendances climatiques <i>versus</i> eustatiques	67
3. LE BASSIN DE PARIS DOMAINE INTRAPLAQUE	69
3.1 Héritage et structure profonde	71
3.2 Évolution de la subsidence et enregistrement des déformations	73
3.3 Évolution du Bassin de Paris : systèmes sédimentaires et déformations connues	74
4. SYNTHÈSE DU CÉNOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS	78
4.1 Bref historique	78
4.2 Stratigraphie et milieux de dépôts	79
4.3 Cadre temporel et échelle biostratigraphique utilisable	82
4.4 Géométries sédimentaires	84
4.5 Sédimentologie de faciès	89
4.6 Climat	90
4.7 Les déformations tertiaires enregistrées dans le Bassin de Paris	91
CONCLUSION	92
CHAPITRE 2 : DONNÉES DISPONIBLES ET MÉTHODOLOGIE	97
1. LES DONNÉES DISPONIBLES	98
1.1 Les affleurements	98
1.2 Les données de forage	100
1.2.1 Les sondages stratigraphiques	100
1.2.2 Les données BEPH	102
1.2.3 Les données BSS	102
1.2.4 Les données CGG	102
2. MÉTHODOLOGIE	106
2.1 Calage stratigraphique : synthèse bio-lithostratigraphique et datations	106
2.2 Faciès et géométries sédimentaires	106
2.2.1 Sédimentologie de faciès et modèle de faciès	107
2.2.2 Identification des électrofaciès	109
2.2.3 Outils diagaphiques disponibles	110
2.2.4 Du faciès sédimentaire à l'électrofaciès	111
2.3 Proposition d'un découpage séquentiel sur une coupe (1D)	111
2.4 Méthode de corrélation	112
2.4.1 Corrélation par " <i>stacking pattern</i> " et hiérarchisation des séquences de dépôts	112

2.4.2 Les limites du <i>stacking pattern</i> : cas particulier de systèmes en très faible préservation -----	113
2.4.3 Validation des corrélations par "maillage" et identification des géométries 3D -----	115
2.4.4 Lecture des déformations -----	115
2.4.4.1 Lecture des déformations par les mesures d'accommodation -----	116
2.4.4.2 Lecture des déformations par les cartes paléogéographiques et les cartes d'isopaques -----	118
CONCLUSION -----	118
CHAPITRE 3 : RESPONSE OF A LOW SUBSIDING INTRACRATONIC BASIN TO LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS: THE PALEOCENE-EARLY EOCENE OF THE PARIS BASIN	125
Supplementary materials -----	157
CHAPITRE 4 : LE LUTÉTIEN ET LE BARTONIEN INFÉRIEUR DU BASSIN DE PARIS	171
INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE DU LUTÉTIEN -----	172
1. ÉTAT DES CONNAISSANCES -----	173
1.1 Stratigraphie simplifiée du Lutétien -----	173
1.2 Les milieux de sédimentation -----	176
1.3 Les différents scénarios stratigraphiques (cycles, séquences) -----	177
1.4 Les différentes reconstitutions paléogéographiques -----	179
2. SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS -----	185
2.1 Les données disponibles : coupes sédimentologiques et un nouveau forage -----	185
2.2 Coupe sédimentologique de Montataire (Lutétien inférieur : Glauconie grossière (NP14-NP15) -----	186
2.3 Coupe sédimentologique de Morienvall Lutétien inférieur : Glauconie grossière (NP14-NP15) -----	189
2.4 Coupe sédimentologique de Saint-Vaast-les-Mello : Lutétien supérieur - Calcaire grossier (Banc de Saint-Leu, Vergelé et Banc Royal) et Marnes et Caillasses (NP15) -----	191
2.5 Coupe sédimentologique de Saint-Maximin : Lutétien supérieur - Calcaire grossier (Banc Royal) -----	197
2.6 Voie ferrée Paris-Creil -----	200
2.7 Sondage carotté d'Ussy-sur-Marne -----	202
2.7.1 Les faciès lutétiens d'Ussy-sur-Marne -----	202
2.7.2 Evolution des milieux de dépôts au cours du temps et interprétation séquentielle -----	213
3. ÉVOLUTION DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE -----	215
4. CALAGE FACIÈS - ÉLECTROFACIÈS -----	219
5. CORRÉLATIONS ET GÉOMETRIES SÉDIMENTAIRES -----	220
5.1 Calage des surfaces corrélées à l'échelle du bassin -----	220
5.2 Géométries 2D le long d'un transect N-S (T7) -----	221
6. CARTES D'ONLAPS ET D'ISOPAQUES -----	224
6.1 Les onlaps successifs lutétiens -----	224
6.2 Cartes d'isopaques -----	227
6.2.1 Carte d'isopaques de l'intervalle L1-L2 -----	227
6.2.2 Carte d'isopaques de l'intervalle L2-L3 -----	231

6.2.3 Carte d'isopaques de l'intervalle L3-B1	233
6.2.4 Carte d'isopaques de l'intervalle B1-B2	235
7. DISCUSSION ET CONCLUSION	237
7.1 Evolution de la plate-forme carbonatée Lutétien-Bartonien inférieur	237
7.2 Paléogéographie du Lutétien et du Bartonien inférieur	238
7.3 Cadre séquentiel	239
7.4 Facteur de contrôle : eustatisme vs. déformation	240
CHAPITRE 5 : LE BARTONIEN-PRIABONIEN-RUPÉLIEN DU BASSIN DE PARIS	--245
INTRODUCTION	246
1. ÉTATS DES CONNAISSANCES	246
1.1 Coupe synthétique de l'intervalle étudié	248
1.2 Les différents scénarios stratigraphiques (cycles, séquences) et paléogéographies associées	250
1.2.1 Scénario selon Gély et Lorenz (1991)	250
1.2.2 Scénario selon Delhay-Prat et al. (2005)	254
2. ANALYSE DE FACIÈS ET ÉLECTROFACIÈS ASSOCIÉS	259
2.1 Faciès : description et interprétation	259
2.1.1 Environnement marin ouvert à littoral dominé "vague"	259
2.1.2 Environnement marin ouvert dominé "tidal"	259
2.1.3 Environnement d'estuaire médian à interne	260
2.1.4 Environnement marin restreint	261
2.1.5 Environnement continental	261
2.2 Electrofaciès : description et interprétation	276
3. CYCLES STRATIGRAPHIQUES ET DISCONTINUITÉS MAJEURES	280
3.1 Cycle CB2 - Sables d'Auvers	281
3.2 Cycle CB3 - Sables d'Auvers, de Beauchamp et Calcaire de Jaignes	281
3.3 Cycle CB4 - Pierre de Lizy/Ezanville, Calcaire de Ducy et de Saint-Ouen inférieur	281
3.4 Cycle CP1 - Calcaire de Saint-Ouen supérieur, Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i> et 3 ^e masse de gypse	282
3.5 Cycle CP2 - Marnes à Lucines et 2 ^e masse de gypse	282
3.6 Cycle CP3 - Marnes d'entre-deux-masses et 1 ^{ère} masse de gypse	283
3.7 Cycle CP4 - Marnes Bleues d'Argenteuil et Marnes Blanches de Pantin	283
3.8 Cycle CR1 - Marnes de Patin, Argiles Vertes de Romainville et Calcaire de Brie	283
4. GÉOMETRIES SÉDIMENTAIRES	286
4.1 Faciès et géométries des sables bartoniens	286
4.1.1 Description et corrélation des coupes de la région de Meaux	286
4.1.2 Description et corrélation des coupes de la région de Château-Thierry	288
4.1.3 Corrélations entre les coupes et interprétation des architectures sédimentaires	289
4.2 Géométrie 2D sur le transect de référence	292
4.2.1 Choix et calage des surfaces corrélées à l'échelle du bassin	292
4.2.2 Géométries 2D observées	293
4.2.1.1 Géométries du Bartonien-Priabonien basal (Figure 5.23)	296
4.2.2.2 Géométries du Priabonien basal-Rupélien (Figure 5.24)	296
5. QUANTIFICATION DES VARIATIONS D'ACCOMMODATION (2D)	297

6. CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES	298
6.1 Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif du cycle CB2 (B2-B3)	299
6.2 Carte paléogéographique du cycle CB4 (B4-B5)	301
6.3 Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif du cycle CP1 (B5-P1)	303
6.4 Carte paléogéographique de l'intervalle régressif du cycle CP1 et l'intervalle transgressif du cycle CP2	305
6.5 Carte paléogéographique de l'intervalle régressif du cycle CP2 et le cycle CP3	307
6.6 Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif du cycle CP4	309
6.7 Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif du cycle CR1	311
7. CARTES D'ISOPAQUES	313
7.1 Carte des isopaques de l'intervalle transgressif du cycle CB2 (B2–B3 Sables d'Auvers)	313
7.2 Carte des isopaques de l'intervalle régressif du cycle CB2 et du cycle CB3 complet (B3-B4 Sables d'Auvers - base Sable de Beauchamp)	315
7.3 Carte des isopaques du cycle CB4 (B4-B5 base Sable de Beauchamp - base du Calcaire de Saint-Ouen)	317
7.4 Carte des isopaques de l'intervalle transgressif du cycle CP1 (B5-P1 - base du Calcaire de Saint-Ouen – Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i>)	319
7.5 Carte des isopaques de l'intervalle régressif du cycle CP1 et de l'intervalle transgressif du cycle CP2 (P1-P2 - Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i> – Marnes à Lucines)	321
7.6 Carte des isopaques de l'intervalle régressif du cycle CP2 et du cycle CP3 complet (P2-P3 – Marnes à Lucines, 2 ^e et 1 ^{re} masse de gypse)	323
7.7 Carte des isopaques de l'intervalle transgressif du cycle CP4 (P3-P4 - Marnes Bleues d'Argenteuil)	325
7.8 Carte des isopaques de l'intervalle régressif du cycle CP4 et de l'intervalle transgressif du cycle CR1 (P4-R1 – Marnes Blanches de Pantin - Argiles Vertes de Romainville)	327
8. SYNTHÈSE ET DISCUSSION	329
8.1 Cadre séquentiel	329
8.2 Évolution du Bassin de Paris du Bartonien au Priabonien	330
8.2.1 Bartonien – (Auversien et Marinésien)	330
8.2.2 Priabonien – (Ludien)	331
8.2.3 Rupélien – (Stampien)	332
8.2.4 Discussion-Comparaison avec les données de la littérature	332
8.3 Les facteurs de contrôle : climato-eustatime vs. tectonique	332
8.3.1 Forçages climato-eustatiques des cycles identifiés	332
8.3.2 Enregistrement des déformations	335
8.3.2.1 Le Bartonien inférieur	336
8.3.2.2 La limite Bartonien-Priabonien	336
8.3.2.3 La période du Priabonien	337
ANNEXES	340
CHAPITRE 6 : SYNTHÈSE ET DISCUSSION	347
1. DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL DU PALÉOGÈNE DU BASSIN DE PARIS	348
1.1 Cycle Crétacé supérieur-Danien (durée ~6Ma)	348
1.2 Cycle Thanétien-Yprésien (durée ~10Ma)	349
1.3 Cycle Lutétien-Bartonien inférieur (durée ~6Ma)	350
1.4 Cycle Bartonien inférieur–Priabonien terminal (durée ~6Ma)	350
1.5 Cycle Priabonien terminal-Chatien (durée ~7Ma)	351
2. FACTEURS DE CONTRÔLE DES CYCLES STRATIGRAPHIQUES IDENTIFIÉS	351
2.1 Choix des courbes eustatiques pour comparaison avec l'accommodation calculée	351

2.2 Différents forçages des cycles identifiés	355
2.2.1 Forçages climato-eustatiques	355
2.2.2 Forçages tectoniques sur les cycles du bassin de Paris	358
2.3 Rôle de l'héritage du bassin de Paris	361
2.3.1 Zones de subsidence	361
2.3.2 Réactivation des failles	362
3. ORIGINE DES DÉFORMATIONS LITHOSPHERIQUES ENREGISTRÉES	362
3.1 Des déformations à l'échelle européenne	362
3.1.1 Discontinuité à l'échelle du deuxième ordre	363
3.1.2 Discontinuité et déformations « hors cycle » de 2 ^{ème} ordre	365
3.2 Mécanismes des déformations: topographie dynamique et contraintes horizontales	367
3.2.1 Déformations anté-Danien et anté-Thanétién	370
3.2.2 Flexure de l'Yprésien basal (NE-SW: 80-100 km)	370
3.2.3 Flexures de l'Yprésien supérieur (E-W: 150 km) et du Bartonien inférieur (E-W: 150 km)	371
3.2.4 Déformation(s) à la limite Bartonien-Priabonien (E-W à ESE-WNW: 300 km)	372
3.2.5 Flexure Priabonienne (NE-SW: 150 km)	373
3.2.6 Evolution postérieure	374
3.3 Processus flexural	377
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	383
NATURE ET CONTRÔLE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE :	384
RECONSTITUTION 3D DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN DE PARIS :	386
PERSPECTIVES	387
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	389
ANNEXES A : COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES	407
ANNEXES B : TRANSECT DE CORRÉLATION	428
ANNEXES C : BASE DE DONNÉES (ACCOMMODATION)	430
TABLE DES MATIÈRES	439
LISTE DES FIGURES	445

LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1.1 Reconstitution cinématique de l'Europe de l'Ouest au Crétacé supérieur et au Cénozoïque selon Stampfli et Hochard (2009) pour le Maastrichtien et le Burdigalien et selon Stampfli et Kozur (2006) pour le Thanétien et le Lutétien.</i>	29
<i>Figure 1.2 Distribution dans le temps de la déformation intraplaque dans l'avant-pays alpin (d'après Ziegler, 1987). Phase "sub-hercynienne" (Turonien-Campanien) ; phase "laramide" (Paléocène moyen) ; phase "éo-oligocène" ; phase "oligo-miocène" (cartes redessinées par Fidalgo Gonzalès, 2001). Les zones grisées correspondent aux domaines affectés.</i>	30
<i>Figure 1.3 Carte du domaine Nord-Atlantique au Crétacé inférieur montrant la distribution des structures actives et des zones inversées (Evans et al., 2003).</i>	32
<i>Figure 1.4 A : Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie au Maastrichtien ; B : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le stade de la subduction au Maastrichtien (Handy et al., 2010)</i>	35
<i>Figure 1.5 : Carte du domaine Nord-Atlantique au Paléocène-Eocène montrant le début de l'ouverture océanique et la distribution du volcanisme et des structures actives (Evans et al., 2003).</i>	38
<i>Figure 1.6 : Cinématique de la convergence Ibérie-Eurasie d'après Vissers et Meijer (2012) comparée aux reconstitutions de Rosenbaum et al. (2002). Dans les deux courbes, le Paléocène 65-55 apparaît comme une période de faible convergence tandis que, le début de l'Yprésien (55Ma) apparaît comme une période d'accélération de la convergence. Le début du Bartonien (40Ma) correspond également d'après Vissers et Meijer (2012) à une période d'accélération de la convergence.</i>	42
<i>Figure 1.7 Cartes paléogéographiques du domaine pyrénéen selon Plaziat (1981). A : la carte de l'Illyrien supérieur montre le début de la surrection de la zone axiale avec de part et d'autre des dépôts marins. B : la carte du Lutétien moyen montre une surrection plus importante de la zone axiale avec des dépôts continentaux de part et d'autre de la chaîne.</i>	43
<i>Figure 1.8 Schéma de l'évolution du bassin Eocène des Corbières selon Christophoul et al. (2003). Ce schéma montre successivement l'avancée des fronts de chevauchement du Mouthoumet et de la Montagne Alaric et la réponse du bassin qui passe d'un régime sous-alimenté à un régime suralimenté</i>	46
<i>Figure 1.9 : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le stade de la subduction au Lutétien (Handy et al., 2010)</i>	49
<i>Figure 1.10 Carte du domaine Nord-Atlantique de l'Oligo-Miocène. Les hachures horizontales représentent les zones inversées anté-Oligocène (Evans et al., 2003).</i>	51
<i>Figure 1.11 A : Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie au Priabonien, montrant la rotation vers le NW, dessinant la forme de l'arc alpin ; B : Coupe Nord-Ouest Sud-Est montrant le début de la subduction continentale de la plaque européenne (Handy et al., 2010)</i>	53
<i>Figure 1.12 : Evolution de l'arc Alpin à la transition Priabonien-Rupélien, montrant une rotation vers le Nord-Ouest (Priabonien) puis vers l'Ouest (Rupélien) d'après Dumont et al., (2012).</i>	54
<i>Figure 1.13 Cartes paléogéographiques du domaine alpin montrant d'une part la rotation de la convergence et d'autre part, l'avancée du prisme orogénique et la migration des bassins flexuraux en direction du Nord-Ouest de l'Yprésien au Burdigalien, selon Ford et al., 2006.</i>	56
<i>Figure 1.14 Reconstitution de l'état de la convergence Afrique-Eurasie à l'Aquitainien, montrant (1) la forme actuelle de l'arc alpin, (2) la dynamique back-arc à l'Est du bloc corso-sarde et (3) l'ouverture de l'océan liguro-provençal selon Handy et al., (2010)</i>	57
<i>Figure 1.15 Cartes structurales montrant l'évolution de l'orogène alpin et de ses bassins flexuraux pendant le Cénozoïque selon Bourgeois et al. (2007). Elles montrent (1) l'ouverture des rifts ouest-européens en décrochement à partir de 37 Ma et (2) la rotation de la convergence à partir de 17 Ma, (en désaccord avec les reconstitutions de Handy et al. (2010) et Dumont et al. (2012) qui impliqueraient (3) une phase de plissement lithosphérique à partir de 35 Ma, à l'origine du flambage du bassin de Paris).</i>	61
<i>Figure 1.16 Tableau de synthèse géodynamique de l'Europe de l'Ouest du Crétacé terminal au Miocène</i>	64
<i>Figure 1.17 Charte chronostratigraphique (Gradstein et al., 2012), eustatique (Van Sickel et al., 2004 et Haq et al., 1987 ; Cramer et al., 2011) et climatique (Cramer et al., 2009) du Cénozoïque.</i>	68

Figure 1.18 Le bassin de Paris : unités structurales et affleurements des sédiments cénozoïques basés sur la carte géologique de la France au 1 :1000 000. Les failles principales séparant les différents blocs varisques sont basées sur Ballèvre et al., (2009), Guillocheau et al., (2000) et le rapport IFP (2002).	69
Figure 1.19 Carte de la profondeur du Moho (Cloetingh et Ziegler, 2007)	70
Figure 1.20 Carte des différentes zones qui ont été reconnues au sein de la chaîne varisque (selon Ballèvre et al., 2009). La zone de suture de l'océan Rhéique se situe au niveau du bassin de Paris.	71
Figure 1.21 Bloc-diagramme 3D illustrant la structure de la lithosphère sous le bassin de Paris à partir de la tomographie sismique selon Averbuch et Piromallo, (2012). Il montre la position du paléoslabb varisque le long de la suture du Bray. (LAB : limite asthénosphère-lithosphère)	73
Figure 1.22 Courbes d'accommodation calculées sur 4 puits du bassin de Paris pour la période du Mésozoïque – Cénozoïque.	74
Figure 1.23 Carte d'isohypses de la base du Tertiaire du bassin de Paris montrant une large flexure NE-SW et la réactivation de structures NW-SE, selon Guillocheau et al. (2000).	77
Figure 1.24 Coupes synthétiques de la série tertiaire (1) de la partie Nord du bassin, (2) de la partie Sud (Beauce-Sologne) et (3) de la zone Sud-Est (Touraine) du bassin de Paris. Ces coupes synthétiques sont dessinées à partir des notices des cartes géologiques au 1 :50 000.	80
Figure 1.25 Coupe-temps de l'Eocène et de l'Oligocène du bassin de Paris proposée par Gély et Lorenz (1991).	85
Figure 1.26 Evolution sédimentaire simplifiée du bassin de Paris au Cénozoïque selon Thiry et Dupuis (1998)... ..	85
Figure 1.27 Transect de corrélation diagraphique montrant les géométries du Paléocène à l'Eocène moyen, à l'Ouest du bassin de Paris, traversant les structures NW-SE (Bray, Seine) selon Robin et al. (1998).	87
Figure 1.28 Architecture et géométries des dépôts oligocènes du bassin de Paris : coupe Nord-Sud selon Delhaye-Pratt et al. (2005).	88
Figure 1.29 Courbe de température et d'hygrométrie relatives des formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris (selon Châteauneuf, 1980).	91
Figure 1.30 Charte biostratigraphique harmonisée utilisée lors de cette étude.	94
Figure 2.1 Situation des affleurements étudiés. Extrait de la carte géologique au million de la France (carte géologique, 6 ^e Edition, BRGM, 1996)	99
Figure 2.2 Plan de position des principaux forages stratigraphiques existant et du forage carotté d'Ussy-sur-Marne. Extrait de la carte géologique au million de la France (6 ^e édition BRGM, 1996)	101
Figure 2.3 Plan de position des puits (x 500) utilisés (Gamma-Ray et Ps-Résistivité)	104
Figure 2.4 Plan de position des transects (x 47) de corrélation réalisés dans cette étude	105
Figure 2.5 Exemple de profil de dépôt dominé par la houle entre le domaine de la plaine côtière et le domaine marin ouvert. (Sequence Stratigraphy of Siliciclastic Systems, Abreu et al., 2010).....	108
Figure 2.6 Diagramme de succession et de substitution latérale de faciès en domaine littoral dominé par la houle (Homewood et al., 1992)	109
Figure 2.7 Schémas des différentes terminaisons stratigraphiques et du "stacking pattern" des systèmes de dépôts et leurs surfaces remarquables (Abreu et al., 2010).....	113
Figure 2.8 Nomenclature des différents cortèges de dépôt et des limites de séquence (Catuneanu et al., 2011).	114
Figure 2.9 Sondage stratigraphique de Cires-les-Mello (situation géographique voir en figure 2.2).....	120
Figure 2.10 Sondage stratigraphique de Ludes (situation géographique voir en figure 2.2)	121
Figure 2.11 Sondage stratigraphique de Chaignes (situation géographique voir en figure 2.2).....	122
Figure 2.12 Sondage stratigraphique de Montjavoult (situation géographique voir en figure 2.2)	123
Figure 3.1: Main geological characteristics of the Paris Basin. A: main tectonic units of the Variscan basement and present-day outcrops of the Cenozoic sediments. B: P-wave velocity at 150 km below the Paris Basin, showing a major discontinuity below the Bray Fault (in blue), one of the suture of the Variscan Mountains (from Averbuch and Piromallo, 2012).	144
Figure 3.2 : Sedimentological and stratigraphical interpretation of the well Saily 1 (Fig.5) by correlation with the stratigraphic borehole Cuise-la-Motte (Bolin et al., 1982). The sequence stratigraphic interpretation	

results from both the environmental changes along the Cuise-la-Motte borehole (paleoecology and sedimentology) and from well-logs correlation (see Fig. 5).....	145
Figure 3.3 : Sedimentological and stratigraphical interpretation of the well Grand Beau 1 (Fig.5) by correlation with the stratigraphic borehole Brie 3 (Ducreux and Wyns, 2003). The sequence stratigraphic interpretation results from both the environmental changes along the Brie 3 borehole and from well-logs correlation (see Fig. 5).....	146
Figure 3.4 : Age model for the Paleocene – Early Eocene of the Paris Basin using biostratigraphy, chemostratigraphy and orbital solutions of the eccentricity of the earth.....	147
Figure 3.5 : A. South-North transect based on well-log correlations using stacking pattern technique and the well-logs facies for the sedimentary environments interpretation.....	148
Figure 3.6 : Accommodation space rate for Paleocene-Early Eocene times.....	149
Figure 3.7 : The uppermost Cretaceous - Paleocene deformations of the Paris Basin. A. Isopach map of the Upper Cretaceous based on the chalk sequence stratigraphic database (wells) of Lasseur (2007) from the base Coniacian to the top of the Chalk. B. Structural map illustrating the age of the Paleogene sediments overlapping the tilted Jurassic to Late Cretaceous sedimentary rocks.....	150
Figure 3.8 : Thanetian of the Paris and Belgium Basins. A. Isopachs map of the Thanetian cycle (T1-T4) (data from this study and geological maps 1:50 000). B. Age of the first sediments onlapping the MRS of the base of the Thanetian cycle (data from geological maps 1: 50 000).....	151
Figure 3.9 : Isopach map for each transgressive or regressive hemicycle of the three third order cycles: Thanetian (Ct), Ypresian 1 (Cy1), Ypresian 2 (Cy2) and for the last fourth order cycle of the regressive trend of Cy2 to illustrate the Late Ypresian unconformity.....	152
Figure 3.10 : Facies (paleogeographic) maps for some maximum flooding surfaces of the Thanetian and of the Ypresian.....	153
Figure 3.11 : Compared evolution of the Paris Basin with surrounding basins.....	154
Figure 4.1 : Chronostratigraphie (Gradstein et al., 2012), biostratigraphie et lithostratigraphie du Paléocène à l'Oligocène. Tableau de correspondance lithostratigraphique et découpages séquentiels proposés pour le Lutétien et le Bartonien inférieur du bassin de Paris.....	175
Figure 4.2 : Extension des différentes zones du Lutétien du bassin de Paris. (1) Couches à deux Nummulites (zone I), (2) Zone à Nummulites laevigatus (zone II), (3) Zone à Echinolampas calvimontanum et Echinanthus issyavensis (zone III), (4) Zone à Orbitolites complanatus (zone IV) (Abrard, 1925).....	180
Figure 4.3 : Carte paléogéographique de la paraséquence A4, sommet de la "Glauconie Grossière". Les lignes en pointillés représentent (A) la limite de la paraséquence A3 et (B) la limite de la paraséquences A4 Légende : (1) faciès transgressif calcaire ; (2) faciès transgressif sableux ; (3) domaine émergé ; (4) chenaux majeurs ; (5) épaisseurs cumulées des paraséquences A1 à A4 ; (6) directions des apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; (8) région faiblement subsidente ou en surrection.....	182
Figure 4.4 : carte paléogéographique du maximum de transgression de la deuxième séquence de dépôts du Lutétien (base de la paraséquence B1). 1a :domaine infralittoral supérieur ouvert (1a) à faciès falun, (1b) à faciès calcaire ; (2a) domaine infralittoral supérieur restreint à faciès calcaire-laguno-marin ; (2b) domaine médiolittoral à faciès calcaire lagunaire ; (3a) domaine médiolittoral et domaine continental à faciès lacustre ; (3b) domaine émergé ; (4) dérive littorale ; (5)épaisseurs des faciès marins à laguno-marins ; (6) apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; 8 : région faiblement subsidente ou en surrection.....	183
Figure 4.5 : carte paléogéographique du maximum de transgression de la troisième séquence de dépôts du Lutétien (équivalent de la paraséquence C1). Domaine infralittoral supérieur ouvert (1a) présent pendant les quatre paraséquences, (1b) présent pendant les deux premières paraséquences, (2) présent pendant la première paraséquence ; (3) domaine médiolittoral ; (4) domaine émergé ; (5) épaisseur cumulée des faciès infralittoraux ; (6) apports détritiques continentaux ; (7) région subsidente ; (8) région faiblement subsidente ou en surrection ; la limite actuelle de préservation du gypse dans les Marnes et Caillasses est représentée par le trait à barbules (d'après Mégnien, 1979 et Toulemont, 1980).....	184
Figure 4.6 : carte des affleurements étudiés.....	185

Figure 4.7 : Coupe sédimentologique et photos des microfaciès de Montataire (Région de Creil). Les numéros des lames minces observées sont indiqués sur la coupe sédimentologique.	188
Figure 4.8 : Coupe sédimentologique de Morierval (Région de Compiègne).....	190
Figure 4.9 : Coupe sédimentologique de Saint-Vaast-les-Mello (région de Creil)	193
Figure 4.10 : Photo des mégarides tidales et des dépôts de sand flat de Saint-Vaast-les-Mello	194
Figure 4.11 : Photos des microfaciès de la coupe de Saint-Vaast-les-Mello. Les numéros des lames minces observées sont positionnées sur la coupe de Saint-Vaast-les-Mello (Figure 4.9).....	196
Figure 4.12 : Coupe sédimentologique de Saint-Maximin et photos des microfaciès (ci-dessous). Les lames minces (ci-dessous) observées sont positionnées sur la coupe sédimentologique.	198
Figure 4.13 : Photos des géométries observées sur la voie ferrée Paris-Creil.	201
Figure 4.14 : Coupe sédimentologique du forage carotté d'Ussy-sur-Marne et diagraphies associées. Une interprétation des environnements de dépôts, ainsi qu'un découpage séquentiel sont proposés.	206
Figure 4.15 : Tableau de faciès du sondage carotté d'Ussy-sur-Marne	207
Figure 4.16 : Faciès d'Ussy-sur-Marne	210
Figure 4.17 : Microfaciès d'Ussy-sur-Marne.....	212
Figure 4.18 : Corrélation entre Ussy-sur-Marne et Saint-Vaast-les-Mello	218
Figure 4.19 : Schéma des géométries Nord-Sud (entre Crouy-sur-Ourq et Melun) du Lutétien et du Bartonien inférieur.	223
Figure 4.20 : carte des onlaps du Lutétien-Bartonien inférieur	226
Figure 4.21 : Carte des isopaques de l'intervalle du Lutétien inférieur (L1-L2 : Glauconie Grossière et Calcaire à Nummulites).....	229
Figure 4.22 Carte des isopaques de l'intervalle Yprésien supérieur-Lutétien inférieur (MFS Sables de Pierrefonds-L1 : limite Argile de Laon-Glauconie Grossière et Calcaire à Nummulites)	230
Figure 4.23 : Carte des isopaques de l'intervalle Lutétien inférieur- Lutétien supérieur (L2 : Glauconie Grossière et Calcaire à Nummulites - L3 : Calcaire à Miliolites et Orbitolines).....	232
Figure 4.24: Carte d'isopaques de l'intervalle L3 (MFS-Calcaire à Miliolites et Orbitolines- B1 MFS Falun de Foulangues).....	234
Figure 4.25 : carte des isopaques de l'intervalle Bartonien inférieur (B1 : Falun de Foulangues- B2 : base des Sables d'Auvers)	236
Figure 4.26 : Carte des grès marins remaniés ou résiduels dans l'Avesnois et sur la zone de l'Artois.....	239
Figure 4.27 : Courbe climatique (Cramer et al., 2009) et chartes eustatiques (Van Sickle et al., 2004, Haq et al., 1987 et Cramer et al., 2011) recalées sur la charte biostratigraphique actuelle de Gradstein et al., (2012).	241
Figure 5.1 Coupe schématique et charte stratigraphique de l'intervalle Bartonien-Rupélien.....	247
Figure 5.2: Coupe synthétique de l'intervalle Bartonien-Rupélien.	249
Figure 5.3 : Géométries des ensembles lithologiques des dépôts bartoniens de la région de Dammartin-en-Goële.	250
Figure 5.4 : Paléogéographie des séquences successives du Bartonien au Priabonien selon Gély et Lorenz 1991.	253
Figure 5.5 : Coupe synthétique et découpage séquentiel du Rupélien (Delhaye-Prat et al., 2005).....	257
Figure 5.6 : Cartes paléogéographiques successives du Rupélien (Delhaye-Prat et al., 2005).....	258
Figure 5.7 : Tableau des principaux faciès du Bartonien, Priabonien et Rupélien inférieur.	264
Figure 5.8 : Faciès F1 et F2 – 1 et 2: Ridge and runnels ; 3 : Swaley cross stratification (SCS) ; 4 : Mégarides et furrows associés à des érosions sous dynamique de houle ; 5 : rides de houle; 6 : faciès de barrière (clinoforme) ; 7 : base des clinoformes très bioturbée.....	265
Figure 5.9 : Faciès F3 – Plage et faciès associés : lamine plane (8) et à faible angle (10 et 11).....	266
Figure 5.10 : Faciès F4, F5, F6 – 12 et 13 : F4 : lag transgressif sur un niveau bioturbé ; 14 : F5 grandes barres tidales (elongated tidal bars) unidirectionnelles ; F6 : 15 : Grande dune subtidale avec quelques réactivations (compound) ; 16 : rides subordonnées en sommet de la dune tidale de la photo 15.....	267
Figure 5.11 : Faciès F7 – 17 : photo montrant la bidirectionnalité (Herringbones) ; 18, 19, 20 et 21 : mégarides tidales 3D, drapages argileux soulignant la cyclicité (tidal bundles) et surfaces de réactivations.....	268

Figure 5.12 : Faciès F8a – 2 2 : Faciès de tempête (petite HCS), base érosive ; 23 : rides de houle et lamines planes ; F8b : 24 : différents sets de mégarides sigmoïdales décimétriques dans des sens différents et remaniements internes.	269
Figure 5.13 : Faciès F8b et F8c : 25 : différents sets de mégarides sigmoïdales et remaniement internes ; 26 : rides de sens opposées ; 27 : chenal érosif sur des mégarides sigmoïdales ; 29 : barre d'accrétion latérale du chenal.	270
Figure 5.14 : faciès F8c : photo montrant la migration d'un chenal tidal ; 31: rides chevauchantes en latéral du chenal ; F8b : 32 : rides de houle et mégarides arquées ; F9a : 33 et 34 : lamines planes et rare mégarides arquées, faciès de sand flat ; F9b : 35 et 36 : sables bioturbés à lamines planes et rides de courant, faciès de transition entre le sand flat et le mud flat.	271
Figure 5.15 : faciès F11 - 37 : Faciès bioclastique carbonatés intercalés à l'intérieur des marnes (Marnes à Huitres) ; 38 : rides de houle en sommet de banc carbonaté ; 39 : marnes bioclastiques constituées de fragment d'huitres pulvérisés ; 40 et 42 : marnes à huitres entières ou en position de vie ; 41 : faciès de tempête granulaire (érosif).....	272
Figure 5.16 : faciès F12a et F13 - carrière de Cormeilles-en-Parisis – 43 et 44 : évaporites ; 45: Rides symétriques ; 46 : rides polygonales d'interférence ; 47 et 49 : faciès lacustre à gastéropodes ; 48 : faciès carbonaté à oogones de characées.	273
Figure 5.17 : faciès F14: 50 et 52 : paléosol et indices d'émersion au-dessus d'un sand flat ; 51 et 53 : grès silicifiés à empreintes racinaires.....	274
Figure 5.18 : Faciès F15b – 54 : grande stratification plane (2D), à fort angle ; 55 : lamines plus planes, faciès de sand sheet; 56 : petites failles dans les faciès de sand sheet; 57 : alternance de lamines grainfall et grainflow, et surfaces de réactivations.....	275
Figure 5.19 : Electrofaciès identifiés dans l'intervalle Bartonien-Rupélien inférieur.	279
Figure 5.20 : Coupe sédimentologique du Bartonien d'Isles-lès-Meldeuses (région de Meaux). La partie supérieure de la coupe est dessinée à partir d'une diagraphie située à 6 kms. Des mesures de Gamma-Ray spectral ont été effectuées pour obtenir certains électrofaciès, notamment ceux des sables tidaux et des sables de plage.....	284
Figure 5.21 : Coupe sédimentologique du Priabonien et du Rupélien de la carrière de Cormeilles-en-Parisis....	285
Figure 5.22 : Corrélations des coupes sédimentologiques des sables bartoniens de la région de Meaux à la région de Château-Thierry	291
Figure 5.23 : Géométries du Bartonien-Priabonien basal selon le transect Melun - Crouy-sur-Ourcq.....	294
Figure 5.24 : Géométries du Priabonien-Rupélien inférieur selon le transect Melun – Crouy-sur-Ourcq.....	295
Figure 5.25 : Mesures de l'accommodation cumulée sur l'intervalle Lutétien- Rupélien inférieur.....	298
Figure 5.26 : Carte paléogéographique dessinée au niveau de la MFS des Sables d'Auvers.....	300
Figure 5.27 : Carte paléogéographique de la partie supérieure des Sables de Beauchamp	302
Figure 5.28 : Carte paléogéographique de l'intervalle transgressif sous les Marnes à Pholadomya ludensis	304
Figure 5.29 : Carte paléogéographique de l'intervalle P1-P2 représentant le demi-cycle régressif du cycle CP1 et le demi-cycle transgressif du cycle CP2 (3 ^e masse de gypse)	306
Figure 5.30 : Carte paléogéographique de l'intervalle P2-P3 représentant le demi-cycle régressif du cycle CP2 (2 ^{ème} masse de gypse) et du cycle CP3 (1 ^{ère} masse de gypse).....	308
Figure 5.31 : Carte paléogéographique de l'intervalle P3-P4 représentant le demi-cycle transgressif du cycle CP 4 (Marnes Bleues d'Argenteuil).....	310
Figure 5.32 : Carte paléogéographique de l'intervalle P4-R1 (Argiles Vertes de Romainville).....	312
Figure 5.33 : Carte d'isopaques de l'intervalle B2-B3 (Sables d'Auvers).....	314
Figure 5.34 : Carte d'isopaques de l'intervalle B3-B4 (Sables d'Auvers et de Beauchamp).....	316
Figure 5.35 : Carte d'isopaques de l'intervalle B4-B5 (Sables de Beauchamp – base du Calcaire de Saint-Ouen)	318
Figure 5.36 : Carte d'isopaques de l'intervalle B5-P1 (Calcaire de Saint-Ouen – Marnes à Pholadomya ludensis)	320

Figure 5.37 : Carte d'isopaques de l'intervalle P1-P2 (Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i> – Marnes à Lucines). Cette carte représente l'épaisseur de la 3 ^e masse de gypse.	322
Figure 5.38 : Carte d'isopaques de l'intervalle P2-P3 (Marnes à Lucines – 1 ^{re} masse de gypse). Cette carte représente l'épaisseur de la 2 ^e et de la 1 ^{re} masse de gypse.	324
Figure 5.39 : Carte d'isopaques de l'intervalle P3-P4 (Marnes Bleues d'Argenteuil).....	326
Figure 5.40 : Carte d'isopaques de l'intervalle P4-R1 (Marnes Blanches de Pantin – Argiles Vertes de Romainville)	328
Figure 5.41 : Chartes eustatiques (Van Sickel et al., 2004 ; Haq et al. 1987 ; Cramer et al., 2011) et climatiques (Cramer et al., 2009) du Bartonien-Rupélien	333
Figure 5.42 : Courbes des températures et d'hygrométrie relatives des formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris (selon Châteauneuf, 1980).	335
Figure 5.43 : Carte des isopaques de l'intervalle P2-P3 et de la répartition des dépôts lacustres priaboniens de Touraine et de l'Anjou. Cette carte montre la flexure NE-SW priabonienne.	338
Figure 6.1: Log synthétique et découpage séquentiel de la série Paléogène du Bassin de Paris.	349
Figure 6.2: Compilation par étage(s) stratigraphique(s) des courbes eustatiques durant le Paléogène à partir (1) des changements de volume du fond des océans (Müller et al., 2008), (2) des variations du volume des glaces déduites des variations isotopiques de l'oxygène des eaux de surface (Cramer et al., 2011), (3) de l'enneigement continental (Rowley, 2013) à partir de trois bases de données paléogéographiques (Scotese et Golonka, 1992; Smith et al., 1994; Markwick, 2011), (4) du "backstripping" des données de puits de la Marge du New Jersey (Miller et al., 2005) et (5) du filtrage des courbes de "coastal onlap" de différents bassins (Haq et al., 1987 recalée en âge par Hardenbol et al., 1998 et filtrée par Müller et al., 2008).....	354
Figure 6.3: Comparaison des mesures d'accommodation (moyennes minimales et maximales) par intervalle avec les valeurs de la charte de Cramer et al. (2011) (valeurs moyennes-minimales et maximales calculées pour les mêmes intervalles).	357
Figure 6.4: Schéma du contrôle de la subsidence sur l'expression des cycles de deuxième ordre.	360
Figure 6.5: Principales phases de déformation et discontinuités à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Les auteurs sont cités dans le texte et dans le chapitre 1.	366
Figure 6.6: Effets topographiques d'un plissement lithosphérique et de la mise en place d'un panache mantellique (Guillou Frottier et al., 2007).	368
Figure 6.7 : Tableau de synthèse des déformations enregistrées dans le bassin de Paris et des évènements survenant aux limites des plaques. Les auteurs sont cités dans le texte et dans le chapitre 1.	375
Figure 6.8: Tableau de synthèse de l'âge, des axes et de la longueur d'onde des flexures enregistrées dans le bassin de Paris.	377
Figure 6.9: Modèles des différents types de flambage de la lithosphère (h1 et h2 correspondent aux épaisseurs de la croûte résistante et du manteau résistant). Le système est soumis à une compression horizontale (F). Dans le cas d'une croûte inférieure faiblement résistante (modèle rhéologique "crème brûlée"), la croûte supérieure peut se flexurer indépendamment du manteau (longueur d'onde λ_2), avec une longueur d'onde λ_1 (découplé, ou flexure biharmonique) correspondant au modèle rhéologique "jelly sandwich" (sens stricte). Dans le cas des lithosphères très jeunes (<150 Ma) ou très vieille (>1000 Ma), la flexure est monoharmonique (manteau et croûte couplés) (Selon Burov et al., 1993).	379
Figure 6.10: Graphique montrant les différentes longueurs d'onde observées des flexures en fonction de l'âge thermique de la lithosphère (calculé selon le modèle de Burov et al. (1993) Burov, (2007). Les carrés blancs correspondent aux flexures observées et les cercles blancs aux flexures modélisées.	380